

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده : معدن، نفت و ژئوفیزیک

گروه : مهندسی معدن

عنوان پایان نامه کارشناسی ارشد

مطالعه لایه‌بندی با استفاده از وارون‌سازی دو بعدی داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی در نیروگاه برق آبی

استان خوزستان

دانشجو : مقداد علمی

اساتید راهنما :

دکتر علی نجاتی کلاته

دکتر فرامرز دولتی اردجانی

اساتید مشاور

دکتر مهرداد سلیمانی

مهندس سپیده یاسمی

پایان نامه کارشناسی ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

ماه و سال انتشار :

۱۳۹۰/۱۱/۱۲

با سپاس از سه وجود مقدس:

آنان که ناتوان شدند تا ما به توانایی برسیم ...

موهایشان سپید شد تا ماروسفید شویم...

و عاشقانه سوختند تا گرمابخش وجود ما و روشنگر راهمان باشند...

پدرانمان

مادرانمان

استادانمان

اینک که با یاری خداوند متعال موفق به انجام این مهم شدم خدا را سپاس می گویم که به بنده توفیق داد تا با بهره‌گیری از محضر اساتید محترم برگ دیگری بر دفتر دانش خویش بیفزایم. بدون شک طی این مسیر دشوار بدون راهنمایی‌های ایشان میسر نبود.

بدین وسیله از استاتید راهنمای بزرگوار و عزیزم جناب آقای دکتر علی نجاتی کلاته و جناب آقای دکتر فرامرز دولتی اردجانی که افتخار شاگردی ایشان را داشته‌ام و در طول انجام این پروژه با صبر و حوصله مرا یاری نمودند و با نظرات ارزنده خویش زمینه غنای این پروژه را فراهم آوردند، صمیمانه تشکر و قدردانی می نمایم.

از استاتید مشاور جناب آقای دکتر مهرداد سلیمانی منفرد و سرکار خانم مهندس سپیده یاسمی که در طول نگارش این پروژه مرا از مشاوره‌های ارزشمند خویش بهره مند ساختند کمال تشکر را دارم.

از حمایت ها و کمک های خانواده ام که در طول دوره تحصیل و انجام پروژه همیشه مشوقم بوده اند، بسیار سپاسگذارم و بدین وسیله از آنها تشکر می نمایم.

در پایان از تمامی عزیزانی که اینجانب را مورد لطف خود قرار دادند صمیمانه تشکر می کنم و برای همگان سلامتی و کامیابی آرزومندم.

تعهد نامه

اینجانب **مقداد علمی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته معدن-اکتشاف دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه **مطالعه لایه‌بندی با استفاده از وارون‌سازی دوبعدی داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی در نیروگاه برق آبی استان خوزستان** تحت راهنمایی دکتر علی نجاتی کلاته و دکتر دولتی اردجانی متعهد می‌شوم:

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « *Shahrood University of Technology* » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تا ریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه‌ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

چکیده:

تشخیص ساختارهای زمین‌شناسی زیرساختی در مراحل اولیه عملیاتی احداث سد امری لازم است. مدل‌سازی به عنوان یک ابزار ژئوفیزیکی مناسب برای بدست آوردن تصاویر دو و سه بعدی از ساختارهای زمین‌شناسی به کار می‌رود. روش لرزه‌ای شکست مرزی تغییرات فضایی پارامترهای پتروفیزیکی مانند سرعت لرزه‌ای و پارامتر جذب را بوسیله آنالیز اولین زمان رسیدهای سیگنال‌های لرزه‌ای تولید شده، بررسی می‌کند. این پارامترها می‌تواند وابسته به جنس سنگ، تخلخل، درزه‌ها، هوازگی و سایر فاکتورهای زمین‌شناسی باشند. اساس این روش بر مبنای حرکت امواج لرزه‌ای شکست مرزی و انکسار آن‌ها از لایه‌های مختلف می‌باشد. تفسیر داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی در ایران عمدتاً به صورت تفسیرهای دستی و با استفاده از یک سری جداول استاندارد انجام می‌شود، با توجه به اهمیت پروژه‌های نیروگاهی در کشور و صرف هزینه‌های بسیار بالا در مراحل تکمیلی مطالعات، به دست آوردن نتایج قابل اطمینان از داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی که در تفسیر این داده‌ها تنها از روش‌های مدل‌سازی دقیق استفاده شده است، یک نیاز اساسی برای این گونه پروژه‌ها می‌باشد. اهمیت وارون‌سازی‌های رایانه‌ای علاوه بر دقت بالا و جلوگیری از وارد شدن خطای محاسبات دستی در تفسیر نتایج، این امکان را به مفسر می‌دهد تا با انجام روش دنبال کردن پرتو و تولید اولین زمان رسیدها، خطای مدل‌سازی را برآورد و نحوه برازش داده‌های بدست آمده از مدل را با داده‌های برداشت شده مورد بررسی قرار دهد.

در این مطالعه در نظر است که با استفاده از داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی برداشت شده از منطقه‌ای واقع در نزدیکی روستای سورک از استان چهارمحال و بختیاری به وسیله پردازش رایانه‌ای، به وسیله نرم‌افزار SeisImager که توسط شرکت Geometrics معرفی شده است، ساختارهای زمین‌شناسی منطقه برای احداث سد سورک مورد تحلیل قرار گیرد که بدین وسیله بتوان دید کلی از ساختارهای زیرسطحی منطقه بدست آورد. این نرم‌افزار برای استخراج اولین زمان رسیدها از برنامه PickWin و برای مدل‌سازی داده‌ها و محاسبه مقاطع سرعت و دنبال کردن پرتو از برنامه Plotrefa، استفاده می‌کند و در برنامه Plotrefa از ترکیب روش زمان دوطرفه با آنالیز کمترین مربعات برای مدل‌سازی استفاده شده است.

با توجه به مشاهدات، انطباق خوبی بین نتایج مدل‌سازی و زمین‌شناسی در تمامی پروفیل‌ها وجود دارد و همچنین خطای rms مدل‌سازی پروفیل‌های ۱ تا ۸، نشان می‌دهد که مقاطع بدست آمده هم‌بستگی بالایی با داده‌های شبیه‌سازی شده دارند. در نهایت می‌توان نتیجه‌گیری نمود که این روش برای

مدلسازی داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی مناسب بوده و نتایج بدست آمده با زمین‌شناسی منطقه هماهنگی خوبی نشان داده است.

واژه‌های کلیدی؛ سد، روش شکست لرزه‌ای، مدل‌سازی، زمان رسید، تفسیر زمین‌شناسی، روش زمان دو طرفه

فهرست

فصل اول

- ۲ ۱-۱ مقدمه
- ۳ ۲-۱ انواع موج لرزه‌ای
- ۵ ۳-۱ تاریخچه روش لرزه‌ای شکست مرزی
- ۶ ۴-۱ مروری بر مطالعات انجام شده در زمینه روش لرزه‌ای شکست مرزی
- ۸ ۵-۱ اهداف پایان نامه
- ۹ ۶-۱ ساختار پایان نامه

فصل دوم

- ۱۱ ۱-۲ مقدمه
- ۱۲ ۲-۲ فرض‌های بنیادی روش لرزه‌ای شکست مرزی
- ۱۵ ۳-۲ پروفیل‌زنی شکستی
- ۱۷ ۴-۲ تشکیل منحنی زمان - حرکت از یک لرزه‌سنج زمینی
- ۱۹ ۵-۲ فرمول تعیین عمق
- ۲۳ ۶-۲ قانون اسنل
- ۷-۲ زمان تقاطع
- ۲۶ ۱-۷-۲ مدل دو لایه‌ای
- ۲۸ ۲-۷-۲ مدل سه لایه‌ای
- ۳۰ ۳-۷-۲ مدل چند لایه‌ای
- ۳۱ ۴-۷-۲ لایه‌های شیب‌دار
- ۴۰ ۸-۲ فاصله بحرانی
- ۴۰ ۱-۸-۲ مدل دو لایه‌ای
- ۴۱ ۲-۸-۲ مدل سه لایه‌ای
- ۴۲ ۳-۸-۲ مدل چند لایه‌ای
- ۴۳ ۹-۲ زمان تأخیر

۴۸	۱۰-۲ مشکلات و محدودیت‌های روش
۴۹	۱-۱۰-۲ لایه های پنهانی: لایه با سرعت پایین
۵۱	۲-۱۰-۲ لایه‌های پنهانی: لایه‌های نازک
۵۳	۳-۱۰-۲ ناپیوستگی فصل مشترک
۵۵	۴-۱۰-۲ تغییرات جانبی سرعت
۵۷	۱۱-۲ برخی از روش‌های تفسیر داده‌های لرزه‌ای
۵۸	۱-۱۱-۲ روش خطوط موازی
۵۹	۲-۱۱-۲ روش تصحیح ABEM
۶۰	۳-۱۱-۲ روش ABC
۶۱	۴-۱۱-۲ روش Hale
۶۳	۱۲-۲ روش زمان دو طرفه
۶۶	۱۳-۲ ترکیب روش زمان دوطرفه با آنالیز کمترین مربعات
۷۱	۱۴-۲ دنبال کردن پرتو
۷۲	۱-۱۴-۲ دنبال کردن پرتو در محیط $V(z)$
	فصل سوم
۷۷	۱-۳ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه
۷۸	۲-۳ زمین شناسی منطقه مورد مطالعه
	فصل چهارم
۸۵	۱-۴ مقدمه
۸۵	۵-۴ موقعیت پروفیل‌های لرزه‌ای
۸۷	۶-۴ انتخاب اولین زمان رسیده‌ها
۹۰	۷-۴ مدل‌سازی داده‌ها

۹۳	۱-۷-۴ تفسیر پروفیل ۲
۹۴	۲-۷-۴ تفسیر پروفیل ۱
۹۵	۳-۷-۴ تفسیر پروفیل ۳
۹۷	۴-۷-۴ تفسیر پروفیل ۴
۹۹	۵-۷-۴ تفسیر پروفیل ۵
۱۰۱	۶-۷-۴ تفسیر پروفیل ۶
۱۰۳	۷-۷-۴ تفسیر پروفیل ۷
۱۰۵	۸-۷-۴ تفسیر پروفیل ۸

فصل پنجم

۱۰۹	نتیجه گیری
۱۱۱	پیشنهادات
۱۱۲	منابع

فهرست شکل

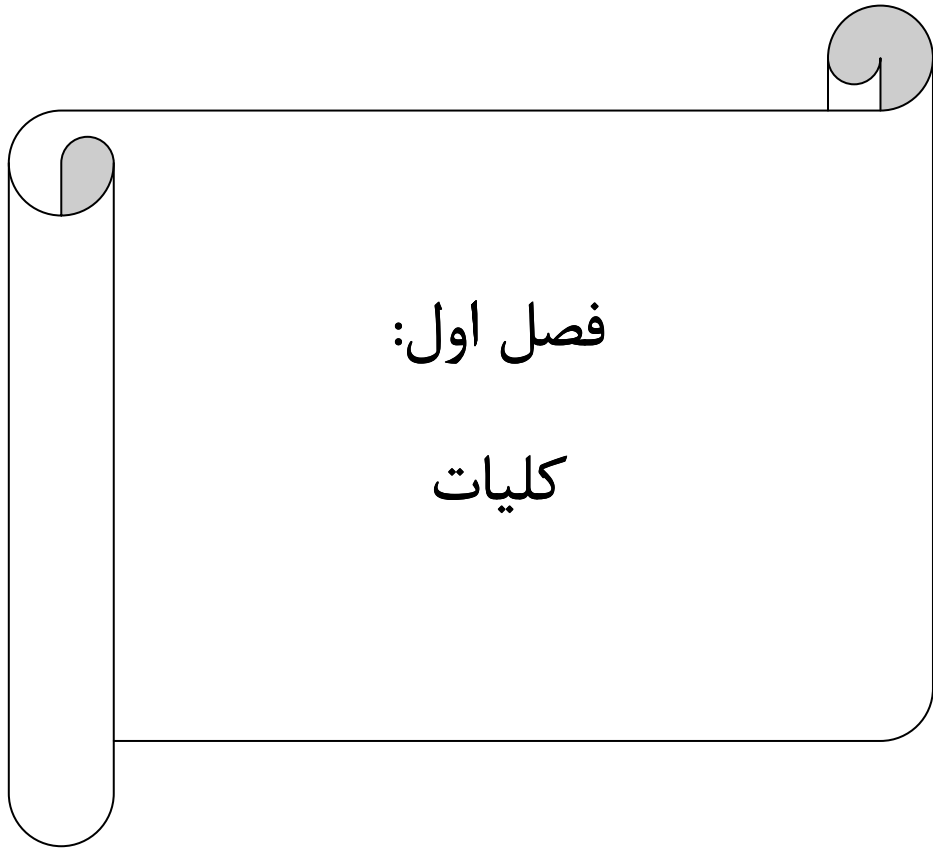
۱۴	۱-۲	سرعت امواج فشاری برای سنگ‌های مختلف
۱۶	۲-۲	پروفیل‌های لرزه‌ای (الف) طراحی زمان - مسافت برای پروفیل زنی پیوسته (ب) نشان دهنده مدل دو لایه‌ای می - باشد
۱۷	۳-۲	اولین شکست مربوط به هر ژئوفون توسط یک پیکان به سمت پائین مشخص شده است. این لرزه‌نگار یک مدل دو لایه‌ای را نشان می دهد
۱۸	۴-۲	(الف) داده‌های زمان فاصله از لرزه‌نگار شکل ۲-۳. (ب) خط کشیده شده از میان نقاط داده‌ای
۱۹	۵-۲	اولین شکست برای هر ژئوفون توسط پیکان به سمت پائین مشخص شده است
۲۰	۶-۲	مدل دولایه‌ای ساده با مرزهای موازی و منحنی زمان - مسافت مربوطه
۲۲	۷-۲	دیاگرام کلی مسیر حرکت امواج در مواد با یک مرز افقی. رابطه زمان - مسافت برای امواج مستقیم و شکست خورده در منحنی زمان - رسید نشان داده شده است
۲۳	۸-۲	قواعد بنیادی انفجار شکستی
۲۴	۹-۲	قانون اسنل یک رابطه فیزیکی است که سرعت ظاهری را در طول محیط با زاویه شعاع نوری آن در خط فاصل دو محیط بیان می کند. بنابراین عکس سرعت‌ها متناسب است با عدد موج (تعداد نوسانات موج در واحد طول) برداری که جهت انتشار موج را نشان می‌دهد
۲۶	۱۰-۲	مدل دو لایه‌ای با مرز موازی
۲۹	۱۱-۲	مدل سه لایه‌ای با مرز موازی
۳۲	۱۲-۲	(الف) مرز افقی با عمق ۲۰ متر با سرعت لایه اول $500 \frac{m}{s}$ و سرعت لایه دوم $1500 \frac{m}{s}$ ، (ب) مرز شیب‌دار با عمق ۲۰ متر در کنار چشمه موج و سرعت‌های برابر با (الف)، (ج) منحنی‌های زمان رسید برای (الف) و (ب)
۳۳	۱۳-۲	ارتباط یک منحنی زمان - مسافت با مسیر امواج به ژئوفون‌ها در یک فاصله مساوی از منبع انرژی برای مسیر رو به شیب و عکس شیب
۳۴	۱۴-۲	رابطه یک منحنی زمان - مسافت با موقعیت ژئوفون‌ها در بالای یک فصل مشترک شیب‌دار. هدف از این دیاگرام، تشریح تفاوت مسیر و زمان رسید برای ژئوفون‌های مشخص شده در فاصله مساوی برای مسیر روبه شیب و عکس شیب می‌باشد
۳۵	۱۵-۲	فصل مشترک شیب‌دار
۳۸	۱۶-۲	سطح زمین و فصل مشترک هر دو شیب‌دار هستند
۴۱	۱۷-۲	مدل سه لایه‌ای
۴۳	۱۸-۲	تعریف زمان تأخیر
۴۶	۱۹-۲	طرح کلی از خط لرزه‌ای معکوس و روش زمان تأخیر تخمین عمق
۴۷	۲۰-۲	منحنی زمان رسید برای جهت روبه شیب و عکس شیب، (ب) تفاوت بین زمان رسیده‌ها در جهت روبه شیب و عکس شیب برای هر ژئوفون در مقابل فاصله رسم شده است، شیب خط عبوری از این نقاط برای محاسبه V_2 بکار می‌رود
۵۰	۲۱-۲	طرحی از منحنی زمان - فاصله. به دلیل اینکه $V_2 < V_1$ می باشد، بین مرز لایه اول و دوم هیچ موج سری تولید نشده است و همچنین هیچ نشانی از وجود لایه دوم در منحنی زمان - مسافت وجود ندارد
۵۲	۲۲-۲	یک لایه میانی نازک که توسط روش شکستی آشکار نشده است
۵۴	۲۳-۲	مسیر امواج و منحنی‌های زمان رسید آن‌ها برای جهت رو به شیب و عکس شیب در سطح شکننا با یک افتادگی عمودی

۵۵	لایه پنهانی	۲۴-۲
۵۶	تأثیر ناپیوستگی عمودی سرعت در منحنی‌های زمان-مسافت در جهت روبه شیب و عکس شیب. شیب مقاطع به مسیر حرکت بستگی دارد. موقعیت ناپیوستگی عمودی با خط چین مشخص شده است	۲۵-۲
۵۷	منحنی‌های زمان - مسافت برای یک ناپیوستگی عمودی در زیر یک لایه سطحی	۲۶-۲
۵۸	قانون خطوط موازی برای یک فصل مشترک مسطح	۲۷-۲
۶۰	قانون روش تصحیح ABEM	۲۸-۲
۶۱	روش ABC (فصل مشترک افقی)	۲۹-۲
۶۲	کاربرد روش Hale	۳۰-۲
۶۳	مدل دو لایه‌ای که سطح زمین و سطح شکنا هر دو نامنظم می‌باشند	۳۱-۲
۶۴	منحنی زمان-مسافت مربوط به شکل ۳۱-۲	۳۲-۲
۶۵	منحنی زمان-مسافت مربوط به شکل ۳۱-۲ که در آن منحنی T' از طریق معادله ۶۸-۲ رسم شده است	۳۳-۲
۶۶	مدل دو لایه‌ای با مرز موازی	۳۴-۲
۶۷	مدل دو لایه‌ای با مرز غیر موازی	۳۵-۲
۷۳	تعییر زاویه برخورد امواج لرزه‌ای به فصول مشترک با توجه به سرعت لایه‌ها	۳۶-۲
۷۳	بیان فاصله افقی طی شده توسط هر پرتو	۳۷-۲
۷۷	موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه	۱-۳
۷۸	نقشه زمین‌شناسی ریز لنجان (سازمان زمین‌شناسی)	۲-۳
۷۹	مقطع AB موجود در منطقه (سازمان زمین‌شناسی)	۳-۳
۸۶	موقعیت پروفیل‌ها	۱-۴
۸۷	داده‌های مربوط به نقطه انفجار ۴ از پروفیل ۲	۲-۴
۸۸	داده‌های مربوط به نقطه انفجار ۴ از پروفیل ۲ بعد از اعمال تغییرات	۳-۴
۸۹	انتخاب اولین زمان رسیدهای نقطه انفجار ۴ از پروفیل ۲	۴-۴
۹۰	نمودار زمان رسید پروفیل ۲	۵-۴
۹۱	نمودار زمان - مسافت پروفیل ۲ بعد از وارد کردن به نرم‌افزار	۶-۴
۹۱	نمودار زمان - مسافت پروفیل ۲ که در آن پیکان نشان دهنده شروع لایه دوم می‌باشد	۷-۴
۹۲	تعیین تعداد لایه‌ها بر روی نمودار زمان- مسافت برای پروفیل ۲	۸-۴
۹۲	مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل ۲	۹-۴
۹۳	نمودار زمان- مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان- مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۲	۱۰-۴
۹۴	تعیین تعداد لایه‌ها بر روی نمودار زمان- مسافت برای پروفیل ۱	۱۱-۴
۹۴	مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل ۱	۱۲-۴
۹۵	نمودار زمان- مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان- مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۱	۱۳-۴
۹۶	تعیین تعداد لایه‌ها بر روی نمودار زمان- مسافت برای پروفیل ۳	۱۴-۴
۹۶	مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل ۳	۱۵-۴
۹۶	نمودار زمان- مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان- مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۳	۱۶-۴
۹۸	تعیین تعداد لایه‌ها بر روی نمودار زمان- مسافت برای پروفیل ۴	۱۷-۴
۹۸	مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل ۴	۱۸-۴

۹۸	نمودار زمان- مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان- مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۴	۱۹-۴
۱۰۰	تعیین تعداد لایه‌ها بر روی نمودار زمان- مسافت برای پروفیل ۵	۲۰-۴
۱۰۰	مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل ۵	۲۱-۴
۱۰۰	نمودار زمان- مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان- مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۵	۲۲-۴
۱۰۲	تعیین تعداد لایه‌ها بر روی نمودار زمان- مسافت برای پروفیل ۶	۲۳-۴
۱۰۲	مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل ۶	۲۴-۴
۱۰۲	نمودار زمان- مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان- مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۶	۲۵-۴
۱۰۴	تعیین تعداد لایه‌ها بر روی نمودار زمان- مسافت برای پروفیل ۷	۲۶-۴
۱۰۴	مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل ۷	۲۷-۴
۱۰۴	نمودار زمان- مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان- مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۷	۲۸-۴
۱۰۵	موقعیت پروفیل ۸ بر روی نقشه زمین‌شناسی	۲۹-۴
۱۰۶	تعیین تعداد لایه‌ها بر روی نمودار زمان- مسافت برای پروفیل ۸	۳۰-۴
۱۰۶	مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل ۸	۳۱-۴
۱۰۶	نمودار زمان- مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان- مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۸	۳۲-۴

فهرست جدول

۲۱	زمان رسیده‌ها برای امواج مستقیم و شکست خورده	۱-۲
----	--	-----



فصل اول:

کلیات

۱-۱ مقدمه

امروزه تلاش برای شناسایی ساختارهای زیر سطحی و دستیابی به منابع زیر سطحی گسترش وسیعی پیدا کرده است و از آنجا که اکثر ذخایر معدنی مدفون در زیر سطح زمین، بوسیله یک روباره پوشیده شده‌اند و اطلاعات زمین‌شناسی فقط مربوط به ساختارهای سطحی می‌باشد و هیچ اطلاعاتی از ساختارهای زیر سطحی نمی‌دهد، می‌توان این ذخایر را از طریق خواصی که آن‌ها را از محیط اطراف متمایز می‌نماید، کشف کرد. در صورتی که تفاوت خواص فیزیکی بین ماده معدنی و سنگ درون‌گیر آن وجود داشته باشد؛ می‌توان از ژئوفیزیک سطحی برای کشف ماده معدنی مربوطه استفاده کرد و ژئوفیزیک یکی از ابزارهای شناسایی این ساختارها است. ژئوفیزیک یا فیزیک زمین، میان رشته‌ای بین علوم مهندسی معدن، زمین‌شناسی و فیزیک است که به مطالعه زمین با روش‌های کمی فیزیکی می‌پردازد.

بطور کلی ژئوفیزیک به مطالعه خصوصیات فیزیکی زمین و محیط اطراف آن می‌پردازد. مطالعات ژئوفیزیکی به کشف گیلبرت (۱۶۰۰) که می‌گفت زمین مانند یک مغناطیس غول‌پیکر عمل می‌کند، برمی‌گردد. اما اولین قدم در کاربرد این علم برای اکتشاف مواد معدنی به سال ۱۸۴۳ می‌رسد و زمانی که فنورده از تئودولیت مغناطیسی برای اندازه‌گیری تغییرات میدان مغناطیسی زمین به منظور اکتشاف توده‌های آهن استفاده نمود. به دنبال آن در سال ۱۸۷۹ پروفیسور رابرت تالن با تالیف کتاب کشف ذخایر آهن بوسیله روش‌های مغناطیسی قدم موثری در جهت کاربردی نمودن ژئوفیزیک اکتشافی برداشت (دوبرین و ساویت^۱، ۱۹۸۸) از آغاز دهه ۱۹۶۰ با استفاده گسترده از رایانه در پردازش و تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی، تحول عظیمی در این شاخه از دانش ایجاد شد. مدل‌سازی به عنوان یک ابزار ژئوفیزیکی مناسب در بدست آوردن تصاویر دوبعدی و سه بعدی از ساختارهای زمین‌شناسی است. روش لرزه‌ای شکست مرزی به عنوان یکی از روش‌های اساسی ژئوفیزیکی در بررسی لایه‌های نیمه سطحی و یا

¹ Dobrin and Savit

آنومالی‌های محلی بکار می‌رود. این روش در موارد زیادی مانند مهندسی، محیط زیست، آب‌های زیرزمینی، ذخایر هیدروکربنی و اکتشاف معدن به کار می‌رود (خلیل و حنفی^۲، ۲۰۰۸). روش لرزه‌ای شکست مرزی تغییرات فضایی پارامترهای پتروفیزیکی از قبیل سرعت لرزه‌ای و پارامتر جذب را بوسیله آنالیز اولین زمان رسیدهای سیگنال‌های لرزه‌ای تولید شده، بررسی می‌کند. این پارامترها می‌تواند وابسته به جنس سنگ، تخلخل، درزه‌ها، هوازدگی و سایر عوامل زمین شناسی باشند، این نتایج می‌تواند برای تهیه تصاویر دو بعدی و سه بعدی زمین شناسی مورد استفاده قرار گیرد. اساس این روش بر مبنای حرکت امواج لرزه‌ای شکست مرزی و انکسار آن‌ها از لایه‌های مختلف می‌باشد.

۱-۲ انواع موج لرزه‌ای حجمی

امواج حجمی، امواجی هستند که در داخل جسم یا حجم محیط منتشر می‌شوند و به آنها body wave می‌گویند و شامل P و S می‌باشند. امواج لرزه‌ای حجمی به دو دسته زیر تقسیم می‌شوند:

۱. امواج طولی (P): چون جهت ارتعاش این امواج با جهت انتشار آن‌ها یکی است به آنها امواج طولی^۳

می‌گویند و همچنین چون این امواج از انتشار آشفستگی تغییر حجم ایجاد می‌شوند، به آن‌ها امواج حجمی^۴ یا تراکمی^۵ نیز می‌گویند. این امواج هنگام عبور از لایه‌ها سبب ایجاد تنش فشاری و کششی می‌شوند و به همین دلیل به آن‌ها امواج فشاری نیز می‌گویند. این امواج، امواج اولیه^۶ نیز نامیده می‌شوند؛ بدان دلیل که سرعت آن‌ها از دیگر امواج بیشتر است و اولین موجی است که به دستگاه لرزه‌سنج رسیده و ثبت می‌شوند. امواج P در اثر تنش‌های فشارشی و یا کششی (تنش‌هایی که سبب

^۲ Khalil and Hanafy

^۳longitudinal

^۴Dilatation waves

^۵Compressional waves

^۶Primary

تغییر حجم بدون تغییر شکل می‌شوند) بوجود می‌آیند. امواج P از نظر جهت ارتعاش ذرات و انتشار به امواج صوتی شبیه هستند. لذا وقتی انرژی از عمق به سطح زمین می‌رسد ممکن است قسمتی از امواج P به امواج صوتی تبدیل و در هوا با فرکانسی که در محدوده شنوایی انسان و حیوانات است، منتشر شود.

۲. **امواج عرضی (S):** چون جهت ارتعاش این امواج عمود بر جهت انتشار آنها می‌باشد به آنها امواج عرضی^۷ می‌گویند. از آنجائی که این امواج هنگام عبور از داخل لایه‌ها موجب تنش‌های بُرشی می‌شوند و از انتشار آشفستگی تغییر شکل ایجاد می‌شوند، به آنها امواج بُرشی^۸ نیز می‌گویند. این امواج را امواج ثانویه^۹ نیز می‌نامند، زیرا بعد از امواج P به لرزه‌سنج‌ها می‌رسند. امواج S در اثر تنش‌های بُرشی که سبب تغییر شکل بدون تغییر حجم می‌شوند، بوجود می‌آیند. امواج S از جهت ارتعاش ذرات و انتشار به امواج الکترومغناطیس^{۱۰} شبیه هستند (م، رضاپور، ۱۳۸۳).

روش لرزه‌ای از نقطه نظر مخارج و تعداد ژئوفیزیک‌دان‌های شاغل در آن مهم‌ترین تکنیک ژئوفیزیکی است. برتری روش لرزه‌ای بر سایر روش‌های ژئوفیزیکی از عوامل گوناگونی ناشی می‌شود که مهم‌ترین آنها دقت زیاد، توان تفکیک بالا و نفوذ زیادی است که این روش دارا می‌باشد (تلفورد و همکاران^{۱۱}، ۱۹۹۸). پیشرفت اخیر در تجهیزات، منابع انرژی و روش‌های تفسیر یارانه‌ای، روش‌های لرزه‌ای را موثرتر و

⁷Transverse Waves

⁸Shear Waves

⁹Secondary Waves

¹⁰Electromagnetic waves

¹¹Telford et al

اقتصادی تر کرده است (هائنی^{۱۲}، ۱۹۸۶). روش لرزه‌ای شکست مرزی یک روش مناسب و با ارزش برای محیط‌های کم عمق می‌باشد، مخصوصاً زمانی که با حفاری توامان استفاده شود (ردپس^{۱۳}، ۱۹۷۳).

۳-۱ تاریخچه روش لرزه‌ای شکست مرزی

رابرت مالت^{۱۴} در طول سال‌های ۱۸۴۸ تا ۱۸۵۱ آزمایشات لرزه‌ای را توسط اندازه‌گیری سرعت امواج لرزه‌ای با استفاده از باروت سیاه به عنوان منبع انرژی و جام جیوه به عنوان آشکار ساز شروع کرد (شریف و گلدارت^{۱۵}، ۱۹۸۲).

ابت^{۱۶} در سال ۱۸۷۸ سرعت امواج فشاری را با استفاده از همان آشکارسازها ولی با انفجار بزرگتر اندازه‌گیری کرد (شریف و گلدارت^{۱۵}، ۱۹۸۲).

امکان استفاده از لرزه‌نگار در تعیین شرایط ساختارهای زیر سطحی اولین بار توسط مایلن^{۱۷} در سال ۱۸۹۸ مطرح شد (شاو و همکاران^{۱۸}، ۱۹۳۱).

هکر^{۱۹} در سال ۱۹۰۰ از ۹ لرزه‌نگار مکانیکی افقی خطی برای ثبت هر دوی امواج فشاری و برشی استفاده کرد (شریف و گلدارت^{۱۵}، ۱۹۸۲).

¹² Haeni

¹³ Redpath

¹⁴ Robert Mallet

¹⁵ Sheriff and Geldart

¹⁶ Abbot

¹⁷ Milne

¹⁸ Shaw et al

¹⁹ Hecker

آرت^{۲۰} در سال ۱۹۰۵ استفاده از روش لرزه‌ای شکست مرزی را برای اکتشاف گنبد‌های نمکی پیشنهاد داد (دیگولیر^{۲۱}، ۱۹۳۵).

تاریخچه روش لرزه‌ای شکست مرزی برمی‌گردد به سال ۱۹۱۰، زمانی که ژئوفیزیکدان آلمانی مینتروپ^{۲۲} از حرکت امواج در میان زمین استفاده کرد (پالمر^{۲۳}، ۱۹۸۶).

در سال ۱۹۱۹ مینتروپ، پروفیل^{۲۴} شکست مرزی را برای تخمین عمق و نوع ساختار زیر سطحی به کار برد و در همان سال تقاضای ثبت روش شکست‌مرزی را کرد (پالمر، ۱۹۸۶).

در سال ۱۹۲۰ روش شکست مرزی موفقیت خاصی را با اکتشاف گنبد‌های نمکی در خلیج ساحلی ایالات متحده آمریکا و در ایران با نقشه‌برداری از ساختارهای بزرگ بدست آورد (پالمر، ۱۹۸۶).

در طول سال ۲۱-۱۹۲۰ مینتروپ خطوط انفجار لرزه‌ای را در سر تا سر دو گنبد نمکی شناخته شده در شمال آلمان انجام داد که منجر به کشف گنبد دیگری شد (کپنر^{۲۵}، ۱۹۹۱).

در سال ۱۹۲۲ شرکت سیزموس^{۲۶} - مینتروپ دو گروه را برای انجام کاوش‌های لرزه‌ای شکست مرزی به مکزیک، در ناحیه سواحل خلیج در آمریکا فرستاد، این گروه از لرزه‌نگارهای مکانیکی با حساسیت-های نسبتاً کم استفاده می‌کرد (تلفورد و همکاران، ۱۹۹۸).

در سال ۱۹۴۱ بررسی‌های لرزه‌ای برای تعیین عمق سنگ بستر در سوئد، برای طراحی نیروگاه برق آبی به کار برده شد (اس جیگرن^{۲۷}، ۱۹۸۴).

²⁰ arret

²¹ DeGolyer

²² Mintrop

²³ Palmer

²⁴ profile

²⁵ Keppner

²⁶ Seismos Company

۴-۱ مروری بر مطالعات انجام شده در زمینه روش لرزه‌ای شکست مرزی

کاربرد روش‌های ژئوفیزیکی در شناسایی ساختارهای زیر سطحی توسط محققین زیادی گزارش شده است. روش لرزه‌ای شکست مرزی به عنوان یکی از روش‌های اساسی ژئوفیزیکی در بررسی لایه‌های نیمه سطحی و یا آنومالی‌های محلی بکار می‌رود.

روش زمان دو طرفه^{۲۸} (RTM) یک تکنیک برای تفسیر داده‌های پروفیلی شکست لرزه‌ای می‌باشد که از زمان رسیدهای مستقیم و وارون امواج لرزه‌ای استفاده می‌کند. روش RTM شامل دو مرحله اساسی است، در مرحله اول آنالیز سرعت امواج لرزه‌ای در مورد هر بازتابنده انجام می‌شود و در مرحله دوم عمق هر بازتابنده بوسیله آنالیز عمق-زمان برای هر ایستگاه گیرنده محاسبه می‌شود. این روش در واقع یک بسط منطقی از روش زمان تقاطع است. یکی از مزیت‌های اساسی این روش در مقابل سایر روش‌های تفسیر داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی، تطبیق این روش با بی‌نظمی‌ها و ناپیوستگی‌های سطح زمین است. زیرا تابع آنالیز سرعت به علت محاسبه دوطرفه زمان رسیده‌ها، کمتر تحت تاثیر قرار می‌گیرد.

آیزر^{۲۹} (۲۰۰۰) روش RTM را برای آنالیز لایه‌های شیب‌دار در تفسیر داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی ارائه داد. او در این روش محاسبات کاملی از حل مساله مستقیم برای لایه‌های شیب‌دار را که گام اساسی در وارون سازی^{۳۰} داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی است را ارائه می‌دهد.

موسی‌پور و همکاران (۱۳۸۱) از رسیده‌های تأخیری مانند بازتاب‌های فوق بحرانی برای تشخیص و تعیین پارامترهای لایه پنهانی استفاده کردند. همچنین نشان دادند که در صورت وجود ناهمواری‌هایی در فصل

²⁷ Sjögren

²⁸ Reciprocal Time Method

²⁹ Ayers

³⁰ Inversion

مشترک^{۳۱} با تعیین فاصله افقی بین اثرات این ناهمواری‌ها روی منحنی زمان-مسافت، می‌توان وجود یا نبود لایه پنهانی را تشخیص داده و پارامترهای آن را محاسبه کرد.

علیپور و همکاران (۱۳۸۷) از روش لرزه نگاری شکست مرزی برای تعیین لایه سنگ کف منطقه و مطالعه محل احداث دکل حفاری در هندیدجان استفاده کرده‌اند، که توسط نرم افزار Winsism زمان اولین رسید داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی قرائت و توسط روش زمان دو طرفه تعمیم یافته^{۳۲} (GRM) تفسیر شده‌اند. گریل^{۳۳} و همکاران (۲۰۰۸) برای تعیین سرعت امواج برشی و فشاری از روش لرزه‌ای شکست مرزی استفاده کردند و با استفاده از انتشار این امواج در مرز مشترک بین دو لایه اشباع و غیر اشباع، یک شاخص^{۳۴} (WSI) را برای تعیین سطح آب ارائه کردند.

پراساد^{۳۵} و همکارانش (۲۰۱۰) برای مدل‌سازی مقطع سرعت عمق رسوبی سه حوضه ریفتی حاشیه‌ای (نارماد^{۳۶}، کامبی^{۳۷} و کاج^{۳۸}) در نیمه غربی شبه قاره هند از برنامه نوشته شده در Rayamp-PC (1987) که بر اساس روش لرزه‌ای شکست مرزی می‌باشد، استفاده کردند.

فهیمی و سیاهکوهی (۱۳۸۹) با استفاده از ویژگی‌های روش (GRM) و ترکیب آن با روش نقطه میانی مشترک شکست مرزی (CMP^{۳۹}-refraction) به بهینه سازی روش نقطه میانی مشترک شکست مرزی پرداختند.

³¹ interface

³² Generalized reciprocal method

³³ Grelle

³⁴ Water Seismic Index

³⁵ Prasad

³⁶ Narmada

³⁷ Cambay

³⁸ kutch

³⁹ Common mid point

۱-۵ اهداف پایان نامه

تفسیر داده‌های شکست مرزی در ایران عمدتاً به صورت تفسیرهای دستی و با استفاده از یک سری جداول استاندارد انجام می‌شود. با توجه به اهمیت پروژه‌های نیروگاهی در کشور و صرف هزینه‌های بسیار بالا در مراحل تکمیلی مطالعات، بدست آوردن نتایج قابل اطمینان از داده‌های لرزهای شکست مرزی که در تفسیر تنها از روش‌های مدل‌سازی دقیق استفاده شده است، یک نیاز اساسی برای این گونه پروژه‌ها می‌باشد. اهمیت وارون‌سازی‌های رایانه‌ای گذشته از دقت بالا و جلوگیری از وارد شدن خطای محاسبات دستی در تفسیر نتایج این امکان را به مفسر می‌دهد تا با انجام روش ردیابی پرتو و تولید اولین زمان رسیده‌ها خطای مدل‌سازی را برآورد و نحوه برازش داده‌های بدست آمده از مدل را با داده‌های انتخاب شده مورد بررسی قرار دهد.

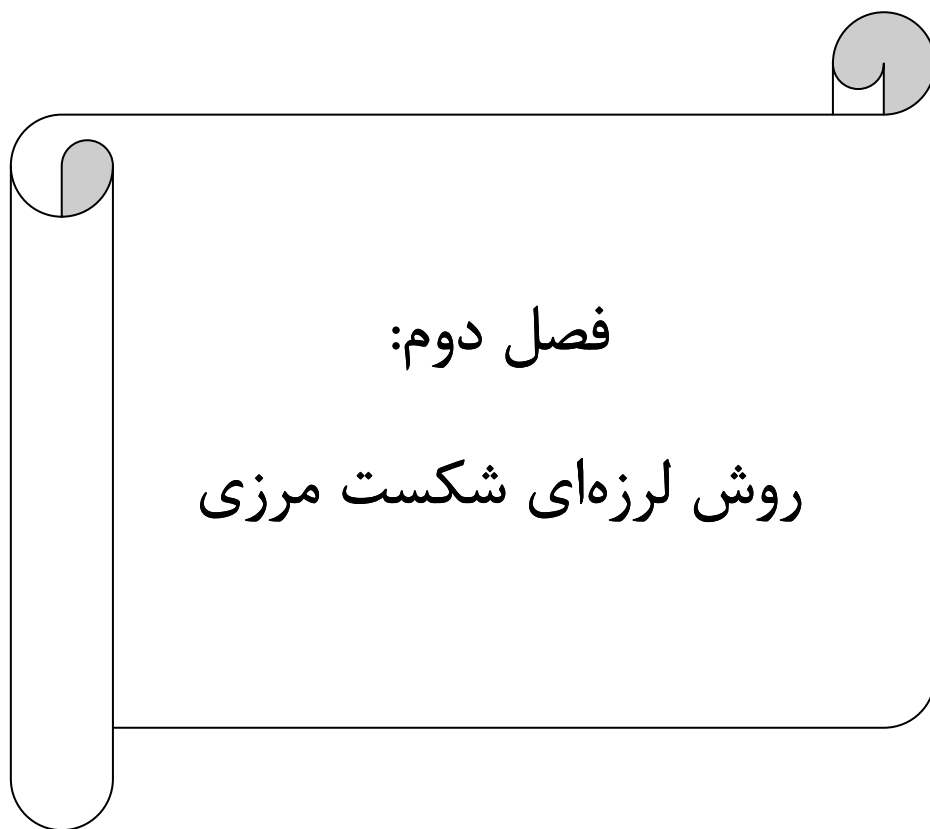
در این پایان‌نامه روش RTM به منظور تفسیر داده‌های لرزهای شکست مرزی و ترکیب روش آنالیز کمترین مربعات در کنار روش زمان دو طرفه برای بدست آوردن مقاطع سرعت در سد سورک در نزدیکی روستای سورک واقع در استان چهارمهل و بختیاری استفاده خواهد شد.

اهدافی که در این پایان‌نامه دنبال می‌شود به صورت موردی در زیر بیان شده است:

- مطالعه تکنیک‌های مورد استفاده در روش RTM و آنالیز کمترین مربعات
- آنالیز و بررسی داده‌ها، شامل استخراج اولین زمان رسیده‌ها با استفاده از نرم افزار PickWin
- مدل‌سازی داده‌ها با استفاده از ترکیب روش RTM و آنالیز کمترین مربعات و به کمک نرم افزار Plotrefa و محاسبه مقاطع سرعت و انجام روش ردیابی پرتو
- تفسیر و تحلیل نتایج مدل‌سازی و جمع بندی نتایج

۱-۶ ساختار پایان نامه

پایان نامه حاضر حاوی ۵ فصل می باشد که محتویات آن در ادامه تشریح می شود؛ فصل اول در مورد ساختار، اهداف و ضرورت های انجام پایان نامه می باشد. در فصل دوم، تئوری روش لرزه ای شکست مرزی و انواع روش های تفسیر آن بیان می شود. در فصل سوم موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی محدوده مورد مطالعه که مربوط به سد سورک می باشد و همچنین موقعیت پروفیل ها نشان داده می شود. در فصل چهارم داده های لرزه ای بدست آمده از پروفیل های موجود در منطقه توسط نرم افزار Pickwin و Plotrefa مدل سازی می شوند و این مدل ها بر اساس سرعت و عمق آنها تفسیر خواهند شد و بالاخره در فصل پنجم نتایج و پیشنهادات پایان نامه به طور خلاصه ارائه خواهند شد.



فصل دوم:

روش لرزهای شکست مرزی

۱-۲ مقدمه

روش شکست مرزی شامل به نقشه درآوردن ساختارها در حضور تباين زياد سرعت‌ها و توانايي براي بدست آوردن پوشش سريع با به کار گرفتن فاصله زياد منبع و آشکارساز در رابطه با عمق قسمت می‌باشد (پالمر، ۱۹۸۶).

در روش شکست مرزی زمان رسیدن موج‌های فشاری تولید شده توسط منبع انرژی اندازه‌گیری می‌شود که انرژی مورد نیاز برای تولید امواج لرزه‌ای توسط آتش‌باری مواد منفجره ایجاد می‌شود. امواج منتشر شده، در ایستگاه‌های گیرنده بعد از انتشار در زمین، توسط آشکارسازهای^{۴۰} حساس به ارتعاش، ثبت می‌شوند. اولین نوسان رسیده نشان دهنده زمان صفر می‌باشد. داده‌های خام از زمان سیر امواج از نقطه انفجار تا ژئوفون‌ها و فاصله بین نقطه انفجار تا ژئوفون‌ها تشکیل شده است، سپس این داده‌های زمان-مسافت پردازش شده و به فرمت سرعت و عمق تبدیل می‌شوند. با داشتن فاصله و زمان‌های سیر بین نقاط چشمه و ایستگاه‌های گیرنده می‌توان سرعت یک موج را در یک لایه خاص تخمین زد. در کارهای خشکی لرزه‌ای عموماً نقاط چشمه و آشکارسازها را در یک خط راست قرار می‌دهند که سیستم پروفیل زنی خطی^{۴۱} نامیده می‌شود.

موقعیت پروفیل به شیب لایه‌ها، ساختار سنگ‌ها، زمین، روند تفسیر به کار گرفته شده و دانش و تجربه فرد درگیر در کار بستگی دارد. نگه داشتن یک فاصله ثابت بین آشکارسازها، در کارهای خشکی و همچنین تفسیرها مفید می‌باشد. آشکارسازهای به کار رفته، به ارتعاش زمین حساس هستند، این ارتعاش در آشکارسازها به جریان الکتریکی تبدیل می‌شوند و این جریان توسط کابل به دستگاه لرزه‌سنج منتقل

⁴⁰ detector

⁴¹ in-line profiling

می‌شود، که شامل یک تقویت کننده و یک ثبات می‌باشد و سیگنال‌ها در یک نوار مغناطیسی یا در یک حافظه ثبت می‌شوند.

در این بخش به چند نمونه از روش‌های تفسیر داده‌های لرزه‌ای اشاره می‌گردد، که هدف از ارائه این روش‌ها بررسی نقاط ضعف و قوت آن‌ها و همچنین مرور کوتاهی بر تئوری کلی این روش‌ها می‌باشد.

۲-۲ فرض‌های بنیادی روش لرزه‌ای شکست مرزی

در بررسی‌های لرزه‌ای شکست مرزی کم عمق، فاصله بین ایستگاه‌های گیرنده کم نگه داشته می‌شوند (۵ تا ۱۰ متر). اصطلاح کم عمق مربوط به نوع پروژه است نه روش لرزه‌ای شکست مرزی، مثلاً عمق مورد توجه در پروژه‌های مهندسی عمران به ندرت از ۱۰۰ متر تجاوز می‌کند (اس جیگرن، ۱۹۸۴).

روش لرزه‌ای شکست مرزی از حرکت امواج در طول سطح زمین و همچنین در لایه‌های زیرین که فشردگی بیشتری دارند و سرعت‌ها بالا هستند، استفاده می‌کند. امواج در ساختار زیرسطحی به عنوان امواج شکست خورده، که موج سر^{۴۲} نامیده می‌شوند، به سطح زمین برمی‌گردند. در یک فاصله بیشتر از فاصله بحرانی، امواج که فاصله طولانی‌تر اما سریع‌تری را در لایه‌های زیرین طی می‌کنند، زودتر از امواج سطحی می‌رسند. فاصله بین چشمه لرزه‌ای و نقاطی که امواج شکستی به عنوان اولین رسیده‌ها ثبت می‌شوند، تابعی از سرعت‌ها و عمق‌ها می‌باشد. تفسیر نهایی برای بدست آوردن سرعت‌ها و عمق‌ها، می‌تواند به صورت دستی یا توسط پردازش داده‌ها انجام شود. اگر سیگنال‌ها را از هر دو طرف ثبت در جهت رو به شیب و عکس شیب موجود باشد، اعتبار تخمین سرعت‌ها و عمق‌ها افزایش پیدا می‌کند. معمولاً فقط سرعت امواج طولی بر اساس اولین رسیده‌ها، برای تفسیرها به کار می‌روند (هائنی، ۱۹۸۶).

⁴²head wave

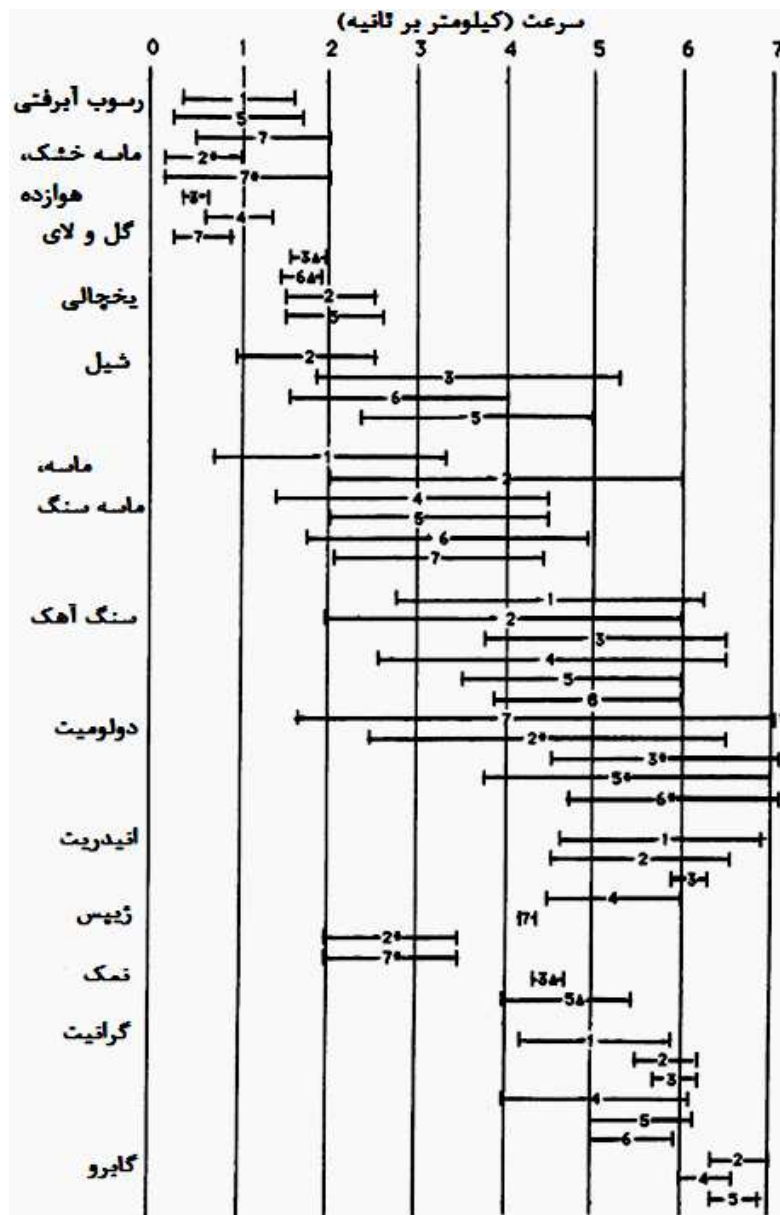
فرض‌های بنیادی این روش به صورت زیر می‌باشد:

- امواج با سرعت‌های مختلف در ساختارهای زمین‌شناسی متفاوت انتشار می‌یابند.
- تباین بین سرعت‌ها بزرگ است.
- سرعت لایه‌ها با افزایش عمق، افزایش پیدا می‌کند.

انحراف از این شرایط استفاده از روش را مشکل یا حتی غیر ممکن می‌سازد (خصوصاً در موارد تفسیر دستی). مقدار زیادی از داده‌ها منطقه وسیعی از پروژه را پوشش می‌دهد. با استفاده از این روش می‌توان در مجموع عمق سنگ بستر را بدست آورد. تصویر پیوسته از ساختار زیر سطحی، از مشخصه‌های ممتاز روش لرزه‌ای می‌باشد و جزئیات سنگ بستر را در طول مسیر بررسی بدست می‌دهد. مقدار سرعت‌ها به درجه اشباع و تخلخل سنگ بستگی دارد. کیفیت سنگ بستر را می‌توان از روی حرکت امواج در طول سنگ بستر و سرعت آن تخمین زد. سرعت‌های پایین، مواد سنگی کیفیت پایین و تراکم کم را نشان می‌دهند و بالعکس. ساختار سرعت لایه‌ها حضور گسل، زون‌های شکست خورده، زون‌های پیوسته، فرورفتگی، برآمدگی در سطح سنگ بستر و غیره را نشان می‌دهد (اس جیگرن، ۱۹۸۴).

توجه داشته باشید، همانطور که قبلاً ذکر کردیم، سرعت‌ها با افزایش عمق‌ها، افزایش پیدا می‌کند. بنابراین عموماً تشخیص یک ماده سنگی سست، که توسط یک لایه سنگی سخت با سرعتی بالاتر پوشانده می‌شود، توسط روش‌های لرزه‌ای شکست مرزی، مشکل یا حتی غیر ممکن است.

در شکل (۱-۲) بازه سرعت امواج فشاری برای سنگ‌های مختلف نشان داده شده است.



شکل ۱-۲: سرعت امواج فشاری برای سنگ‌های مختلف (شریف و گلدارت ۱۹۸۲).

روش لرزه‌ای شکست مرزی یک روش سریع با هزینه کم می‌باشد که می‌تواند در زمان کوتاهی یک پروژه را ارزیابی کند و زمان برای ارزیابی پروژه کاهش می‌یابد. به صرفه است که عملیات حفاری را با نتایج لرزه-ای مقایسه نمائیم. بیشتر نقاط بحرانی و جالب یک پروژه و همچنین افزایش حجم ساختار توسط عملیات حفاری بدست می‌آید. مقایسه آماری بین تخمین‌های بدست آمده برای عمق سنگ بستر، توسط روش

حفاری و لرزه‌ای یک مقدار متفاوت در حدود ± 1 متر، برای سرباره با عمق ۱۰ متر را نشان می‌دهد. بنابراین بین عمق بدست آمده توسط حفاری و لرزه‌ای تفاوت وجود دارد، ولی در کل مقدار آن‌ها مورد انتظار می‌باشد روش حفاری فقط از یک نقطه نمونه می‌گیرد ولی روش لرزه‌ای یک عمق میانگینی را در زیر نقاط انفجار یا چشمه لرزه‌ای و گیرنده می‌دهد. این بدیهی است که نتایج لرزه‌ای، توسط حفاری چک شود، ولی برعکس این کمتر دیده می‌شود. روش حفاری تنها جزئیات و وضعیت زمین‌شناسی مربوط به چاه را به طور دقیق مشخص می‌کند. بنابراین اساساً پارامترهای کلی عمق و کیفیت سنگ‌ها در مجاورت چاه حفاری نا شناخته است و با توجه به هزینه بالای روش حفاری، استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی که منطقه وسیعی را پوشش می‌دهد، مقرون به صرفه است. خطاها اصولاً در موارد زیر وجود دارند:

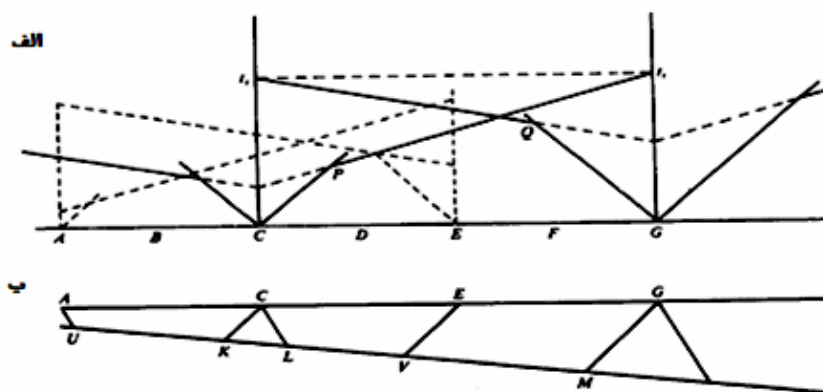
- نبودن تباین سرعت بین انواع مختلف مواد (یک لایه اشباع از آب می‌تواند همان سرعتی را داشته باشد که یک لایه رسوبی شدیداً هوازده شده دارد).
- وارونگی سرعت (لایه‌های میانی سرعتی بالاتر یا پایین‌تر از لایه‌های مجاور دارند).
- لایه پنهان^{۴۳} (لایه‌های میانی ضخامت کمی دارند و توسط لایه‌های رویی پوشانده می‌شوند و لایه‌ها توسط اولین رسیده‌ها در ثبت نمایان نمی‌شوند) (اس جیگرن، ۱۹۸۴).

۳-۲ پروفیل زنی شکست مرزی

انفجار در دو انتهای یک آرایش خطی بلند، با بسیاری از گروه‌های ژئوفون انجام می‌شود. طول خط آرایش به اندازه کافی بلند است که قسمت غالب مسیر انتشار به صورت موج سر در فصل مشترک‌های مورد مطالعه می‌باشد. معمولاً نداشت همزمان این همه گروه‌های ژئوفون که در چنین فاصله درازی گسترده‌اند عملی نیست، بنابراین پروفیل‌های شکستی معمولاً قطعه قطعه زده می‌شوند (تلفورد و همکاران، ۱۹۸۸).

⁴³Hidden layer

شکل (۲-۲) نمایشگر یک مدل دو لایه‌ای می‌باشد انفجارها برای بدست آوردن دو نگاشت در نقطه‌های C و G انجام می‌شوند و به همین ترتیب ادامه می‌یابد تا پروفیل CDEFG کامل شود. مقدار مواد منفجره غالباً برای قطعه‌های مختلف متفاوت است زیرا هر چه دورافت^{۴۴} بزرگتر باشد، مواد منفجره بیشتری مورد نیاز است (شریف و گلدارت ۱۹۸۲).



شکل ۲-۲: پروفیل‌های لرزه‌ای (الف) طراحی زمان-مسافت برای پروفیل زنی پیوسته (ب) نشان دهنده مدل دو لایه‌ای می‌باشد (شریف و گلدارت ۱۹۸۲).

برای ثبت یک پروفیل در سمت چپ C می‌توان از چاه انفجار در نقطه C و برای یک پروفیل در سمت راست G نیز می‌توان از چاه انفجار در نقطه G استفاده کرد. توجه داشته باشید که زمان دو جانبه^{۴۵} T_r برای پروفیل‌ها یکی است و زمان برخوردگاه برای پروفیل‌هایی که در جهت‌های مختلف از یک نقطه انفجار زده می‌شوند با هم برابر است. این برابری‌ها در تشخیص قطعه‌هایی از منحنی‌های پیچیده زمان-مسافت، در جاهایی که چندین فصل مشترک وجود دارد، بسیار ارزشمند است. پروفیل‌های معکوس که از C و G زده می‌شوند، فصل مشترک را از L تا M تفسیر می‌کنند، و در سمت چپ C نیز این تفسیر تا K امکان‌پذیر است، ولی برای قسمت KL پوشش نداریم، بدین منظور یک پروفیل معکوس بین A و E [در شکل (۲-۲) با نقطه چین نشان داده شده است] و پوشش بین U و V را تامین می‌کند که شامل ناحیه

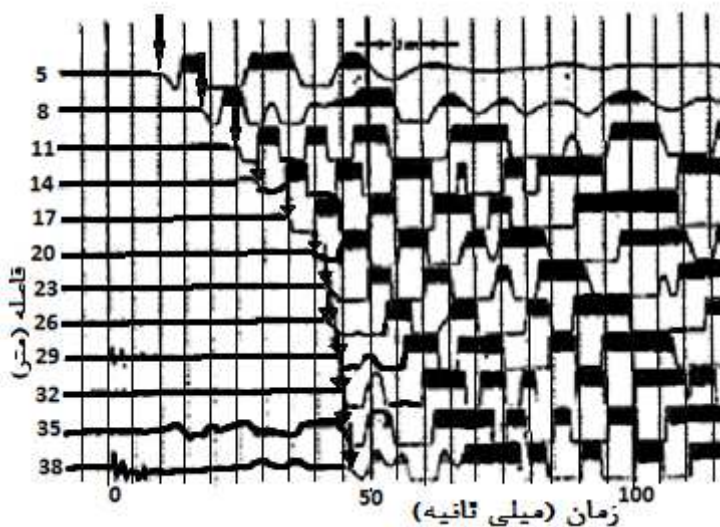
⁴⁴ offset

⁴⁵ Reciprocal time

بدون پوشش KL و همچنین پوشش تکراری برای UK و LU می‌باشد. پوشش تکراری وقتی که داده‌ها کامل باشند به اطلاعات جدیدی منجر نمی‌شود، ولی اعتبار تفسیر را افزایش می‌دهد. معمولاً برای قطعه-های متوالی یک یا دو گروه تکرار می‌شوند تا اعتبار پیوند زمانی بین قطعه‌ها افزایش یابد (تلفورد و همکاران، ۱۹۸۸).

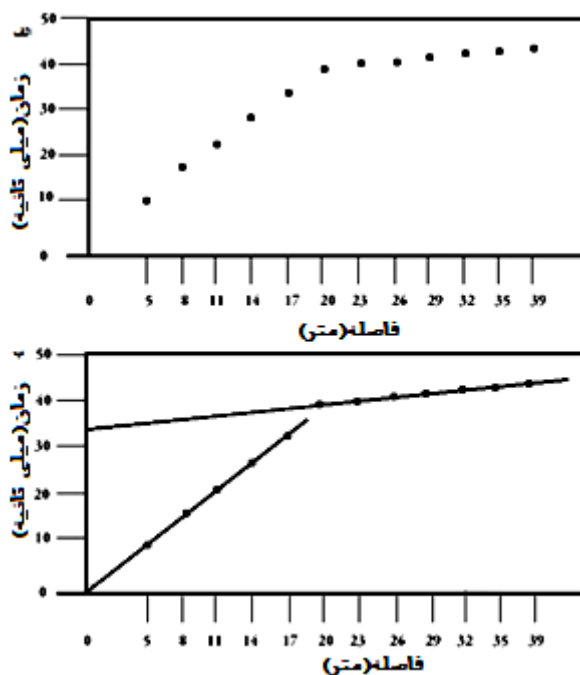
۴-۲ تشکیل منحنی زمان - مسافت از یک لرزه‌نگار زمینی

برای تشکیل منحنی زمان-مسافت از روی یک لرزه‌نگار زمینی (شکل ۲-۳)، باید به زمان اولین رسیدگی انرژی در هر ژئوفون توجه کرد. بنابراین اولین زمان رسیدگی انتخاب می‌شوند و سپس در یک کاغذ شفاف و بزرگ بر اساس مسافت و زمان آن‌ها، در نمودار زمان-مسافت رسم می‌شوند، سپس این نقاط داده‌ای را باید توسط یک خط به هم وصل کرد (شکل ۲-۴).



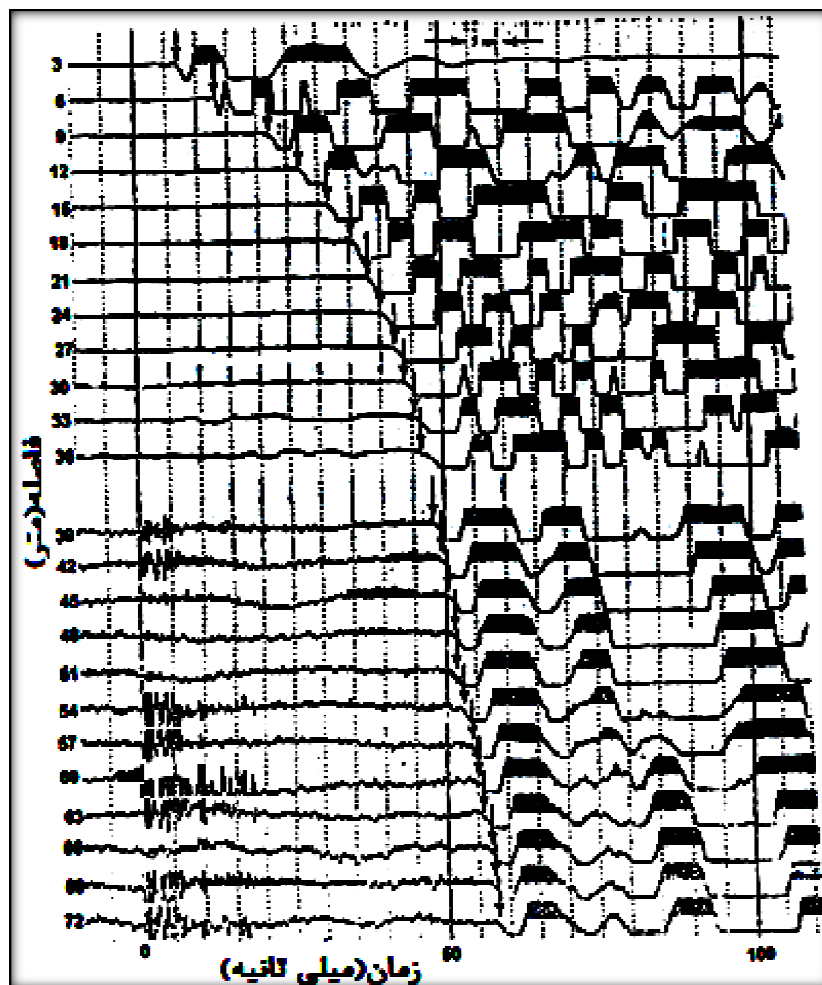
شکل ۲-۳: اولین شکست مربوط به هر ژئوفون توسط یک پیکان به سمت پائین مشخص شده است. این لرزه‌نگار یک مدل دو لایه‌ای را نشان می‌دهد (برگر^{۴۶} و همکاران، ۱۹۹۲).

⁴⁶ Burger



شکل ۲-۴: (الف) داده‌های زمان-مسافت از لرزه‌نگار شکل ۲-۳. (ب) خط کشیده شده از میان نقاط داده‌ای (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).

توجه داشته باشید، خطی که مربوط به امواج مستقیم از میان لایه اول است، در صورتی که منبع انرژی در سطح زمین عمق کمی داشته باشد، باید از مبدأ محور بگذرد. در شکل (۲-۵) اولین زمان رسیدهای مربوط به ژئوفون‌ها در فاصله ۳۳ متر و ۳۶ متر به خاطر نویزهای زمینه، به خوبی مشخص نیست. در منحنی زمان - مسافت مربوط به این شکل، همه نقاط دقیقاً روی یک خط راست قرار نمی‌گیرند. باید خطی که بیشترین تعداد نقاط را در بر دارد رسم کرد و نقاطی که در مورد صحت اولین رسید انتخاب شده از آن‌ها اطمینانی نمی‌باشد، زیاد مهم نیست که روی خط بیافتند یا نه، مانند ژئوفون ۱۱ در فاصله ۳۳ متر.



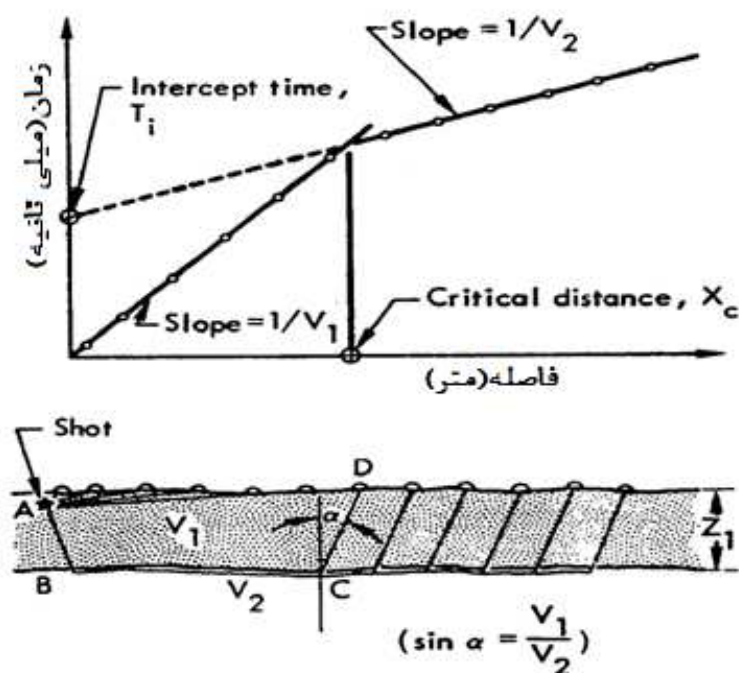
شکل ۲-۵: اولین شکست برای هر ژئوفون توسط پیکان به سمت پائین مشخص شده است (برگر و همکاران، ۱۹۹۲)

در صورتی که ثبت در هر دو جهت رو به شیب و عکس شیب توسط لرزه‌نگار انجام شده باشد، باید به این نکته توجه کرد که شیب لایه اول در هر دو مسیر ثبت یکسان باشد و همچنین زمان دو طرفه برای هر دو مسیر ثبت یکسان باشد.

۲-۵ فرمول تعیین عمق

یک مدل دو لایه‌ای با مرز موازی و مسطح در شکل (۲-۶) نشان داده شده است. مواد منفجره در عمق

کمی از چاه، در نقطه A منفجر شده است و انرژی آن توسط یک‌سری گیرنده که در یک خط راست در طول سطح چیده شده‌اند، دریافت می‌شود. امواج در نزدیکی چشمه موج در لایه اول با سرعت v_1 حرکت می‌کنند و به عنوان اولین رسیده‌ها به گیرنده‌ها می‌رسند، اما از یک فاصله‌ای به بعد امواجی که از فصل مشترک می‌آیند، به عنوان اولین رسیده‌ها ثبت می‌شوند (رد پس، ۱۹۷۳).



شکل ۲-۶: مدل دولایه‌ای ساده با مرزهای موازی و منحنی زمان-مسافت مربوطه (رد پس، ۱۹۷۳).

در جدول (۱-۲) مشاهده می‌شود که امواج مستقیم، یعنی امواجی که شکست نخورده‌اند و مستقیماً از لایه اول عبور می‌کنند و به گیرنده‌ها می‌رسند، از فاصله ۲۷ متر به بعد دوم به گیرنده‌ها می‌رسند. دلیل آن این است که امواج مستقیم با سرعت ۱۴۰۰ متر بر ثانیه از چپ به راست در شکل (۲-۷) حرکت می‌کنند و امواجی که به صورت بحرانی شکست خورده‌اند، ابتدا با سرعت ۱۴۰۰ متر بر ثانیه، به سمت مرز بین دو لایه می‌روند و سپس با سرعت ۴۵۰۰ متر بر ثانیه، در بین مرز بین دو لایه حرکت می‌کنند. در ادامه با

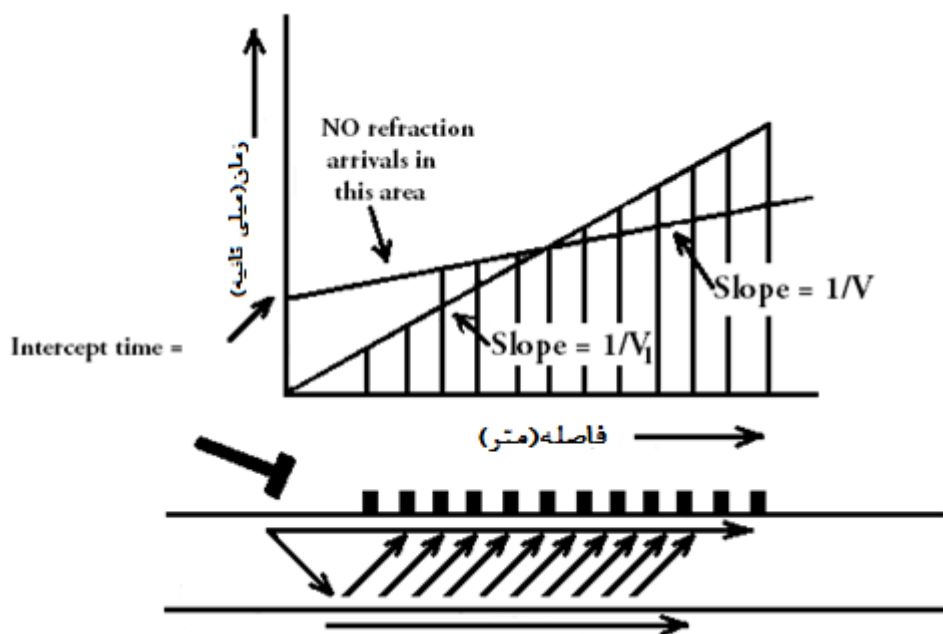
سرعت ۱۴۰۰ متر بر ثانیه، به سطح بر می‌گردند. در یک فاصله کافی از چشمه موج، امواج مسیر بیشتری را با سرعت ۴۵۰۰ متر بر ثانیه حرکت می‌کنند، که این سرعت ۳ برابر سرعت امواج مستقیم است و باعث می‌شود زودتر به گیرنده‌ها برسند (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).

جدول ۱-۲: زمان رسیدها برای امواج مستقیم و شکست خورده (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).

زمان رسیدها			Velocity 1 _p (m/s) Velocity 2 _p (m/s) Depth (m)
فاصله از نقطه انفجار (متر)	موج مستقیم	موج شکست پیدا کرده	
۰	۰/۰۰	۱۳/۵۸	
۳	۲/۱۴	۱۴/۲۴	
۶	۴/۲۹	۱۴/۹۱	
۹	۶/۴۳	۱۵/۵۸	
۱۲	۸/۵۷	۱۶/۲۴	
۱۵	۱۰/۷۱	۱۶/۹۱	
۱۸	۱۲/۸۶	۱۷/۵۸	
۲۱	۱۵/۰۰	۱۸/۲۴	
۲۴	۱۷/۱۴	۱۸/۹۱	
۲۷	۱۹/۲۹	۱۹/۵۸	
۳۰	۲۱/۴۳	۲۰/۲۴	
۳۳	۲۳/۵۷	۲۰/۹۱	
۳۶	۲۵/۷۱	۲۱/۵۸	
۳۹	۲۷/۸۶	۲۲/۲۴	
۴۲	۳۰/۰۰	۲۲/۹۱	
۴۵	۳۲/۱۴	۲۳/۵۸	
۴۸	۳۴/۲۹	۲۴/۲۴	
۵۱	۳۶/۴۳	۲۴/۹۱	
۵۴	۳۸/۵۷	۲۵/۵۸	
۵۷	۴۰/۷۱	۲۶/۲۴	
۶۰	۴۲/۸۶	۲۶/۹۱	
۶۳	۴۵/۰۰	۲۷/۵۸	
۶۶	۴۷/۱۴	۲۸/۲۴	
۶۹	۴۹/۲۹	۲۸/۹۱	

Shot offset (m)	Geophone interval (m)
۱۸	۳
۲۱	۳
۲۴	۳
۲۷	۳
۳۰	۳
۳۳	۳
۳۶	۳
۳۹	۳
۴۲	۳
۴۵	۳
۴۸	۳
۵۱	۳
۵۴	۳
۵۷	۳
۶۰	۳
۶۳	۳
۶۶	۳
۶۹	۳

اگر عمق خیلی زیاد باشد و یا سرعت‌ها تباین کم داشته باشند، امواج شکست خورده تا فاصله خیلی دوری بعد از موج سر به گیرنده‌ها می‌رسند (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).



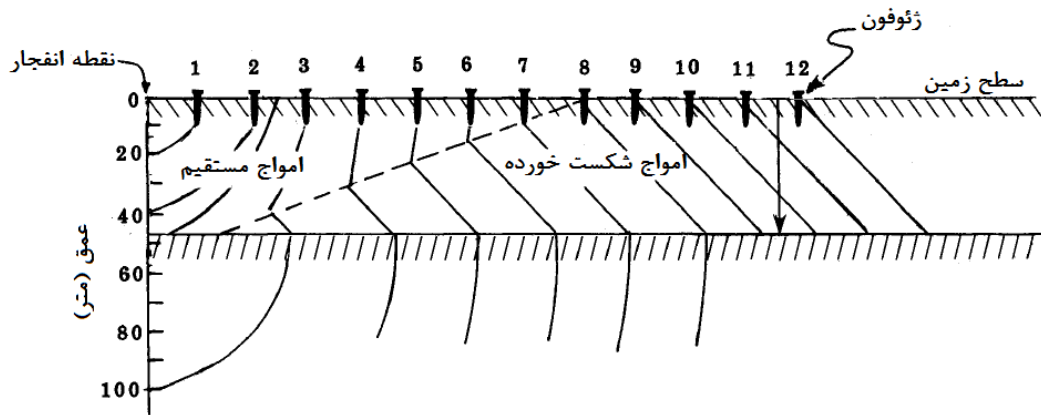
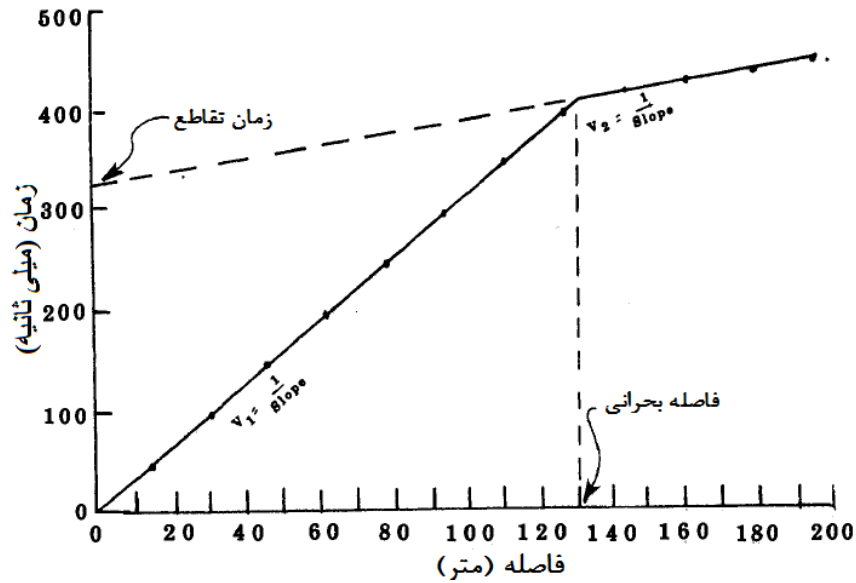
شکل ۷-۲: دیاگرام کلی مسیر حرکت امواج در مواد با یک مرز افقی. رابطه زمان-مسافت برای امواج مستقیم و شکست خورده در منحنی زمان-رسید نشان داده شده است (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).

همانطوری که در شکل (۷-۲) دیده می‌شود نمودار زمان-مسافت شامل دو قسمت است، که قسمت اولی مربوط به لایه اول و قسمت دومی مربوط به لایه دوم می‌باشد. شیب قسمت اول $\frac{\Delta T}{\Delta x}$ است، که معکوس سرعت لایه اول می‌باشد، $(v_1 = \frac{1}{\text{slope}})$. پس برای بدست آوردن v_1 ، شیب را از روی نمودار بدست آورده و آن را معکوس می‌کنیم، شیب قسمت دوم نیز $\frac{1}{v_2}$ می‌باشد، که از روی آن می‌توان v_2 را هم بدست آورد. این دو قسمت در یک جا با هم برخورد می‌کنند، که در آن جا، زمان رسیدن برای هر دو یکی می‌باشد. مکان هندسی نقاطی که زمان رسیدن آن‌ها با هم برابر است و در لایه با سرعت v_1 می‌باشند، در شکل (۷-۲a) نشان داده شده است (اس جیگرن، ۱۹۸۴).

فاصله بین چشمه موج و تقاطع دو منحنی را فاصله بحرانی گویند، اگر قسمت دوم منحنی زمان-مسافت را به سمت محور زمان ادامه دهیم، محور زمان را در یک نقطه قطع می‌کند، که به آن زمان تقاطع^{۴۷}

⁴⁷ Intercept time

می‌گویند. از آن جایی که هر دوی زمان تقاطع و فاصله بحرانی به طور مستقیم به سرعت‌های دو محیط و ضخامت لایه‌ها بستگی دارند، می‌توانند برای تعیین عمق لایه‌ها مورد استفاده قرار گیرند.



شکل ۲-۸: قواعد بنیادی انفجار شکست مرزی (هائنی، ۱۹۸۶).

۶-۲ قانون اسنل

قانون اسنل رابطه‌ای است که ارتباط بین زاویه بازتاب و انکسار جبهه موج را با سرعت بیان می‌کند. برای درک این مفهوم، می‌توانید به شکل (۲-۹) مراجعه کنید. این شکل یک موج هارمونیک را در

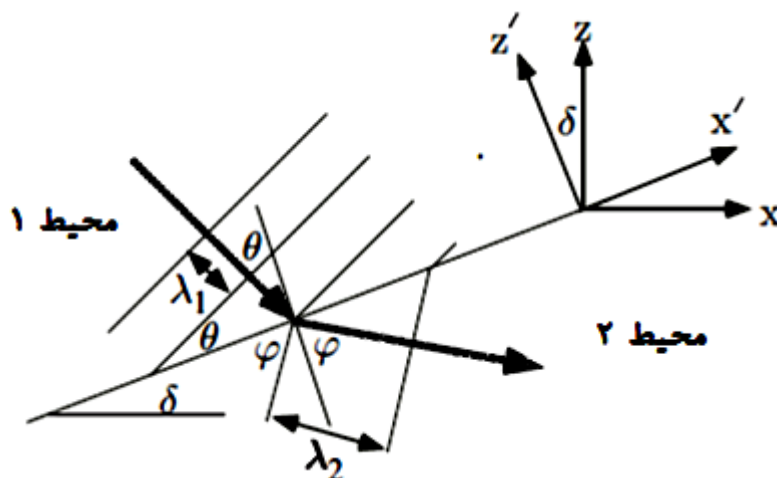
حال انتشار در طول سطح بین دو محیط با سرعت‌های V_1 و V_2 نشان می‌دهد. در محیط اول طول موج برابر است با:

$$\lambda_1 = V_1/f \quad (1-2)$$

در حالی که در محیط دوم داریم:

$$\lambda_2 = V_2/f \quad (2-2)$$

با عبور جبهه موج از فصل مشترک دو محیط، جبهه موج باید به طور پیوسته عبور کند، در غیر این صورت جبهه‌های موج در محیط دوم، جبهه‌های موج در محیط اول را یا می‌پوشانند و یا نسبت به آن‌ها دچار تغییر می‌شوند، که هرکدام مشکلاتی را ایجاد خواهد کرد. تنها راه پیوسته ماندن جبهه‌های موج در دو محیط و تغییر طول موج آن‌ها داشتن زوایای متفاوت نسبت به سطح مشترک می‌باشد. مقدار تغییر این زوایا مرتبط با سرعت‌های ظاهری می‌باشد (عرب عامری، ۱۳۹۰).



شکل ۲-۹: قانون اسنل یک رابطه فیزیکی است که سرعت ظاهری را در طول محیط با زاویه شعاع نوری آن در خط فاصل دو محیط بیان می‌کند. بنابراین عکس سرعت‌ها متناسب است با عدد موج (تعداد نوسانات موج در واحد طول) برداری که جهت انتشار موج را نشان می‌دهد (عرب عامری، ۱۳۹۰)

جهت پیوستگی جبهه موج، مولفه طول موج اندازه‌گیری شده در طول سطح، باید زمانی که در هر محیط ارزیابی می‌گردد، ثابت باشد.

از آنجایی که فرکانس f تغییر نمی‌کند، سرعت‌های ظاهری اندازه‌گیری شده در طول سطح رابط، باید در هر دو محیط یکسان باشد. در مختصات چرخیده شده (X', Y') سرعت ظاهری $V_{X'}$ باید زمانی که با استفاده از V_1, θ, V_2 و \emptyset ارزیابی می‌شود، نتیجه مشابهی به ما بدهد، بنابراین:

$$V_{1X'} = V_1 / \sin \theta \qquad V_{2X'} = V_2 / \sin \emptyset$$

نتیجه این عمل، قانون اسنل خواهد بود و زاویه تشکیل شده در واقع زاویه بی بردار نرمال صفحه و مسیر موج است.

قانون اسنل به صورت‌های دیگری نیز بیان می‌شود، که عمومی‌ترین آن‌ها می‌گویند: علت این پدیده به تناسب بین مسیر پرتو با زمان‌های سیر ثابت نیاز دارد که به عنوان اصل فرمت شناخته می‌شود. اصل فرمت می‌گویند مناسب‌ترین مسیرها، آن‌هایی هستند که زمان سیر حداقل بین دو نقطه را داشته باشند.

در یک محیط آکوستیک که تنها یک حالت انتشار موج وجود دارد، زاویه بازتاب و برخورد برابر خواهند بود. هرچند در یک محیط الاستیک امواج تابیده و بازتابیده می‌توانند امواج نوع P یا S باشند. به عنوان مثال در حالتی که یک موج P تابیده شده به صورت موج S بازتاب می‌شود، قانون اسنل به این صورت بیان می‌شود (عرب عامری، ۱۳۹۰):

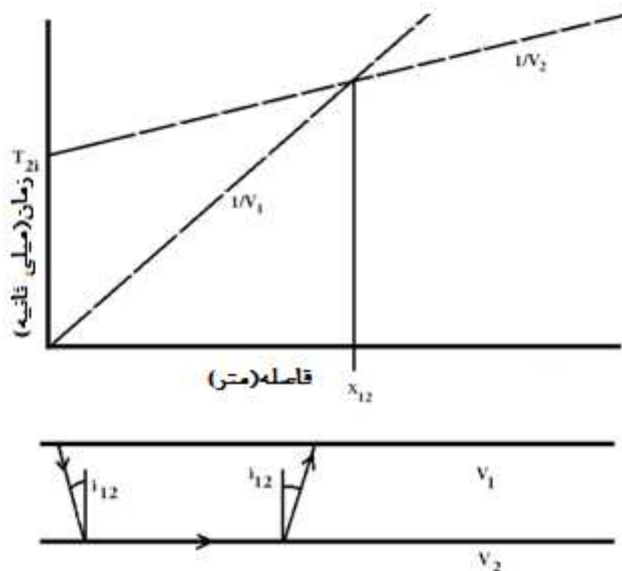
$$\sin \theta_P / V_P = \sin \theta_S / V_S \qquad (۳-۲)$$

۷-۲ زمان تقاطع

۱-۷-۲ مدل دو لایه‌ای

اگر سطح بین لایه‌ها مسطح و موازی باشد، معادله زمان رسیدن T_1 ، برای امواج مستقیم سطحی که از لایه اول می‌گذرند طبق شکل (۱۰-۲) به صورت زیر می‌باشد:

$$T_1 = \frac{x}{V_1} \quad (۴-۲)$$



شکل ۱۰-۲: مدل دو لایه‌ای با مرز موازی (اس جیگرن، ۱۹۸۴).

رابطه (۴-۲) مربوط به قسمت اول از منحنی زمان-مسافت، که از چشمه موج با شیب $\frac{1}{V_1}$ می‌گذرد، می‌باشد. زمان رسیدن T_2 برابر است با (دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸)، (هائنی، ۱۹۸۸)، (برگر و همکاران، ۱۹۹۲)، (اس جیگرن، ۱۹۸۴)، (ردپس، ۱۹۷۳):

$$T_2 = \frac{2h_1}{V_1 \cos i_{12}} + \frac{x - 2h_1 \tan i_{12}}{V_2} \quad (۵-۲)$$

زمان رسیدن T_2 برای امواج شکست خورده از فصل مشترک برابر است با:

$$\begin{aligned}
 T_2 &= \frac{2h_1}{V_1 \text{Cos}i_{12}} - \frac{2h_1 \text{Sin}^2 i_{12}}{V_1 \text{Cos}i_{12}} + \frac{x}{V_2} \\
 &= \frac{2h_1}{V_1 \text{Cos}i_{12}} - \frac{2h_1(1 - \text{Cos}^2 i_{12})}{V_1 \text{Cos}i_{12}} + \frac{x}{V_2} \\
 &= \frac{x}{V_2} + \frac{2h_1 \text{Cos}i_{12}}{V_1} \tag{۶-۲}
 \end{aligned}$$

مقدار i_{12} که همان زاویه بحرانی است را نیز می‌توان از روی قانون اسنل محاسبه کرد:

$$\text{Sin}i_{12} = \frac{V_1}{V_2} \tag{۷-۲}$$

طبق معادله (۷-۲) می‌توان مقدار $\text{Cos}i_{12}$ را محاسبه کرد:

$$\text{Cos}i_{12} = \sqrt{\left(1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}\right)} \tag{۸-۲}$$

با جای‌گذاری (۷-۲) در (۶-۲)، معادله زیر بدست می‌آید:

$$T_2 = \frac{2h_1(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_2 V_1} + \frac{x}{V_2} \tag{۹-۲}$$

زمان تقاطع از ادامه دادن خط قسمت دوم به سمت محور زمان و تقاطع محور زمان و این خط بدست می‌آید، بنابراین در این نقطه $X = 0$ می‌باشد، پس از روی معادلات (۶-۲) و (۹-۲)، می‌توان زمان تقاطع را بدست آورد:

$$T_{i12} = \frac{2h_1 \text{Cos}i_{12}}{V_1} \tag{۱۰-۲}$$

$$T_{i12} = \frac{2h_1(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_2 V_1} \tag{۱۱-۲}$$

از روی معادلات مربوط به زمان تقاطع، می‌توان عمق لایه اول را محاسبه کرد (دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸)،

(هائنی، ۱۹۸۸)، (برگر و همکاران، ۱۹۹۲)، (اس جیگرن، ۱۹۸۴)، (ردپس، ۱۹۷۳):

$$h_1 = \frac{T_{i12}V_1}{2\cos i_{12}} \quad (12-2)$$

$$h_1 = \frac{T_{i12}V_2V_1}{2(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}} \quad (13-2)$$

مقدار h_1 بر حسب T_{i12} ، V_1 و V_2 که همه این‌ها از روی نمودار زمان-مسافت قابل محاسبه هستند، بدست می‌آید. در محاسبات از عمق چشمه چشم‌پوشی شده است. عمق صحیح برای لایه اول به سادگی توسط اضافه کردن $\frac{1}{2}$ عمق چشمه به h_1 محاسبه می‌شود. عمق محاسبه شده به این طریق، عمق در امتداد تمام طول خط انکسار می‌باشد، چون فرض بر این است که همه لایه‌ها موازی و مسطح هستند.

۲-۷-۲ مدل سه لایه‌ای

روابط زمان، عمق و فاصله برای مورد سه لایه‌ای، شبیه مورد دو لایه‌ای می‌باشد. بنابراین معادلات زیر برای مدل سه لایه‌ای از طریق شکل (۱۱-۲) بدست می‌آید:

$$T_3 = \frac{2h_1}{V_1 \cos i_{13}} + \frac{2h_2}{V_2 \cos i_{23}} + \frac{x - 2h_1 \tan i_{13} - 2h_2 \tan i_{23}}{v_3} \quad (14-2)$$

$$= \frac{2h_1}{V_1 \cos i_{13}} + \frac{2h_2}{V_2 \cos i_{23}} - \frac{2h_1 \sin i_{13} \sin i_{13}}{V_1 \cos i_{13}} - \frac{2h_2 \sin i_{23} \sin i_{23}}{v_2 \cos i_{23}} + \frac{x}{v_3}$$

$$= \frac{2h_1}{v_1 \cos i_{13}} + \frac{2h_2}{V_2 \cos i_{23}} - \frac{2h_1}{V_1 \cos i_{13}} + \frac{2h_1 \cos^2 i_{13}}{V_1 \cos i_{13}} - \frac{2h_2}{V_2 \cos i_{23}} + \frac{2h_2 \cos^2 i_{23}}{V_2 \cos i_{23}} + \frac{x}{V_3}$$

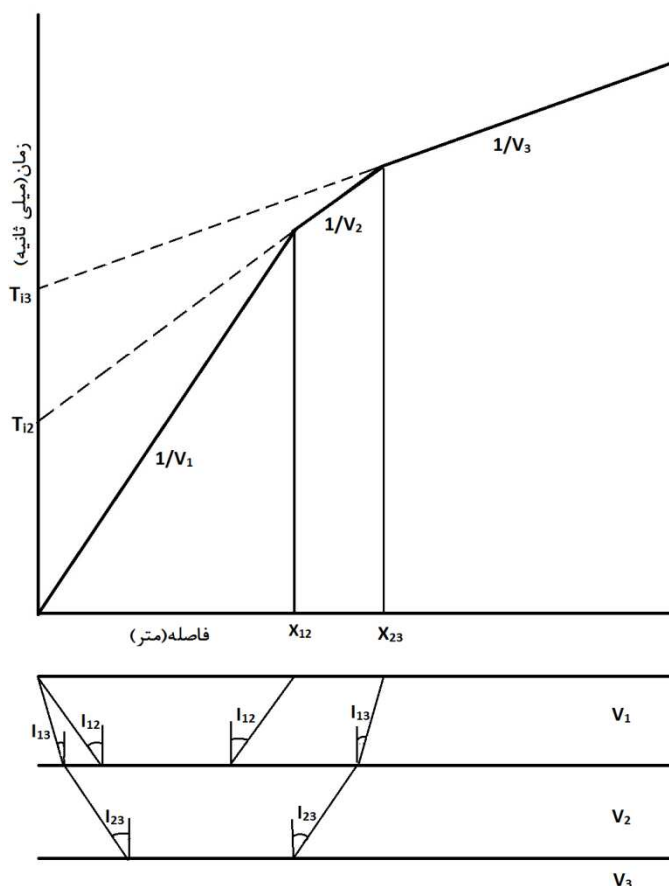
$$T_3 = \frac{2h_1 \cos i_{13}}{V_1} + \frac{2h_2 \cos i_{23}}{V_2} + \frac{x}{V_3} \quad (15-2)$$

طبق قانون اسنل:

$$\sin i_{13} = \frac{V_1}{V_3} \quad \sin i_{23} = \frac{V_2}{V_3} \quad (16-2)$$

بنابراین از روی معادله (۱۶-۲)، $\cos i_{13}$ بدست می‌آید:

$$\cos i_{13} = \sqrt{1 - \left(\frac{V_1^2}{V_3^2}\right)} \quad \cos i_{23} = \sqrt{1 - \left(\frac{V_2^2}{V_3^2}\right)} \quad (17-2)$$



شکل ۲-۱۱: مدل سه لایه‌ای با مرز موازی (اس جیگرن، ۱۹۸۴).

با جای‌گذاری معادله (۱۷-۲) در (۱۵-۲) مقدار T_3 به صورت زیر بدست می‌آید:

$$T_3 = \frac{x}{v_3} + \frac{2h_1 (V_3^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_3 V_1} + \frac{2h_2 (V_3^2 - V_2^2)^{\frac{1}{2}}}{V_3 V_2} \quad (18-2)$$

V_1 ، V_2 و V_3 از روی مقاطع سرعت و معکوس شیب خط‌های این مقاطع بدست می‌آید، زمان تقاطع دوم، T_{i3} ، از ادامه دادن قسمت سوم نمودار زمان-مسافت به سمت محور زمان حاصل می‌شود. از روی معادلات (۱۵-۲) و (۱۸-۲)، با قرار دادن $X = 0$ ، می‌توان عمق h_2 را توسط معادلات زیر بدست می‌آید (دوبرین و

ساویت، ۱۹۸۸)، (هائنی، ۱۹۸۸)، (برگر و همکاران، ۱۹۹۲)، (اس جیگرن، ۱۹۸۴)، (ردپس، ۱۹۷۳):

$$T_{i3} = \frac{2h_1 \cos i_{13}}{V_1} + \frac{2h_2 \cos i_{23}}{V_2}$$

$$h_2 = \frac{T_{i3} V_2}{2 \cos i_{23}} - \frac{V_2 h_1 \cos i_{13}}{V_1 \cos i_{23}} \quad (19-2)$$

$$h_2 = \left[T_{i3} - \frac{2h_1 (V_3^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_3 V_1} \right] \frac{V_3 V_2}{2(V_3^2 - V_2^2)^{\frac{1}{2}}} \quad (20-2)$$

زمانی که $\frac{V_2}{V_1}$ با $\frac{1}{\sin i_{12}}$ جایگذاری شود معادله زیر بدست می‌آید:

$$h_2 = \frac{T_{i3} V_2}{2 \cos i_{23}} - \frac{h_1 \cos i_{13}}{\cos i_{23} \sin i_{12}} \quad (21-2)$$

در بیشتر مواقع با افزایش فاصله از منبع انرژی، شیب خط‌ها کم می‌شود، چون سرعت‌ها معمولاً با افزایش عمق، افزایش پیدا می‌کنند. با توجه به سرعت‌ها و عمق لایه‌ها و همچنین دانش کلی ما از ساختار زمین‌شناسی، می‌توان یک مدل خوب و منطقی برای ساختار سطحی زمین در مکان اکتشافی بدست آورد (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).

۳-۷-۲ مدل چند لایه‌ای

در مورد چند لایه‌ای‌ها معادلات زیر برای عمق آن‌ها کاربرد دارد (برگر و همکاران، ۱۹۹۲)، (اس جیگرن، ۱۹۸۴):

$$h_{(n-1)} = \frac{T_{ni} V_{(n-1)}}{2 \cos i_{(n-1)n}} - \frac{V_{(n-1)}}{\cos i_{(n-1)n}} \sum_{v=1}^{v=n-2} \frac{h_v \cos i_{vn}}{v_n} \quad (22-2)$$

$$h_{(n-1)} = \frac{T_{ni} V_n V_{(n-1)}}{2 \sqrt{(V_n^2 - v_{(n-1)}^2)}} - \frac{V_n V_{(n-1)}}{\sqrt{(V_n^2 - v_{(n-1)}^2)}} \sum_{v=1}^{v=n-2} h_v \sqrt{\left(\frac{1}{v^2} - \frac{1}{v_n^2} \right)} \quad (23-2)$$

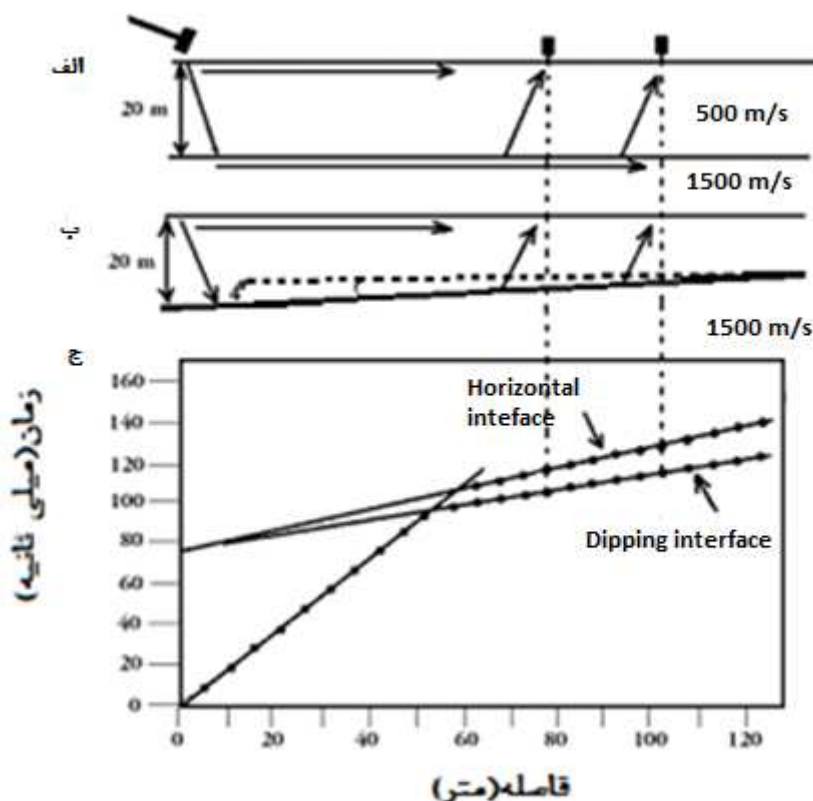
وقتی n لایه وجود داشته باشد، در واقع $n - 1$ مرز بین لایه وجود خواهد داشت و برای محاسبه باید از لایه ۱ شروع کرد تا به لایه $n - 1$ رسید. معادله برای محاسبه ضخامت از ۳ لایه بیشتر ($n > 3$) توسعه

نیافته است، که یکی از دلایل آن شباهت سرعت‌های رسوبات اشباع و تباین کم بین سرعت آن‌ها و سنگ بستر می‌باشد. بنابراین اغلب بررسی‌ها در ساختار زیرسطحی کم عمق، برای بیشتر از ۳ لایه معمول نمی‌باشد.

۲-۷-۴ لایه‌های شیب‌دار

شکل (۲-۱۲a)، مرز بین لایه‌ها افقی است و در شکل (۲-۱۲b) همه موارد مثل شکل (۲-۱۲a) است، فقط مرز بین لایه‌ها شیب‌دار است. منحنی‌های زمان-مسافت این دو شکل، در شکل (۲-۱۲c) نسبت به هم رسم شده‌اند.

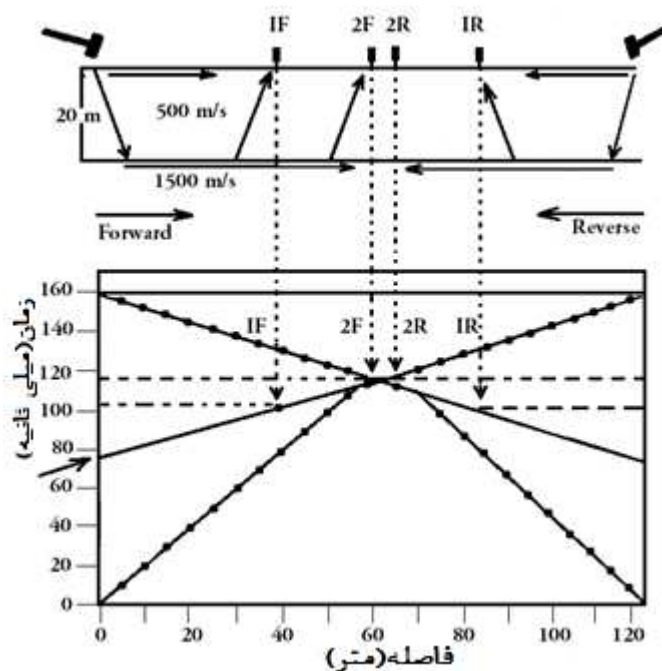
از روی منحنی‌های زمان-مسافت مانند شکل (۲-۱۲c) و یک انفجار در یک طرف، نمی‌توان تشخیص داد که آیا مرز بین لایه‌ها شیب‌دار است یا خیر. شیب قسمت دوم نمودار زمان-مسافت برای مرز افقی، $\frac{1}{v_2}$ می‌باشد، مانند آن چه که قبلاً ذکر شده است، اما برای مرز شیب‌دار کمتر از $\frac{1}{v_2}$ می‌باشد و سرعتی که می‌دهد بزرگتر از سرعت صحیح است. وقتی امواج از قسمت پایین شیب به سمت بالای شیب حرکت می‌کنند، هر چه فاصله بیشتر می‌شود، زمان کاهش و در نتیجه شیب نیز کاهش پیدا می‌کند، چون امواج در شکل (۲-۱۲a) مسیر بیشتری را نسبت به شکل (۲-۱۲b) می‌پیمایند تا به سطح برسند، به خاطر این که مرز بین دو لایه در شکل (۲-۱۲b) به سمت بالا و راست شیب دارد. در شکل (۲-۱۲c) فاصله خالی بین زمان فاصله امواجی که از فصل مشترک شکست خورده‌اند، در مورد مرز افقی و شیب‌دار به سمت بالای شیب افزایش پیدا می‌کند. تنها راه فهمیدن این که مرز بین لایه‌ها شیب‌دار است یا خیر این است که یک انفجار دیگر در انتهای دیگر پروفیل انجام دهیم و یک ثبت در جهت عکس شیب، را بدست آوریم و از مقایسه ثبت در جهت روبه شیب و عکس شیب، می‌توانیم بفهمیم سطح شکست شیب‌دار است یا خیر و شیب آن به کدام سمت است.



شکل ۲-۱۲: (الف) مرز افقی با عمق ۲۰ متر با سرعت لایه اول $500 \frac{m}{s}$ و سرعت لایه دوم $1500 \frac{m}{s}$ ، (ب) مرز شیب‌دار با عمق ۲۰ متر در کنار چشمه موج و سرعت‌های برابر با (الف)، (ج) منحنی‌های زمان رسید برای (الف) و (ب)

(برگر و همکاران، ۱۹۹۲).

شکل (۲-۱۳) مربوط به سطح افقی می‌باشد، که در آن ژئوفون‌هایی که فاصله برابر از منبع انرژی خود دارند زمان سیر مساوی را نشان می‌دهند. همچنین قسمت‌های مربوط به امواج مستقیم و شکست خورده در هر دو جهت روبه شیب و عکس شیب، شیب برابر دارند و زمان تقاطع‌های آن‌ها با هم برابر هستند و سرعت‌های صحیح V_1 و V_2 را می‌دهند. به خاطر همین برابری و توازن، می‌توان نتیجه گرفت که سطح شکست افقی است (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).

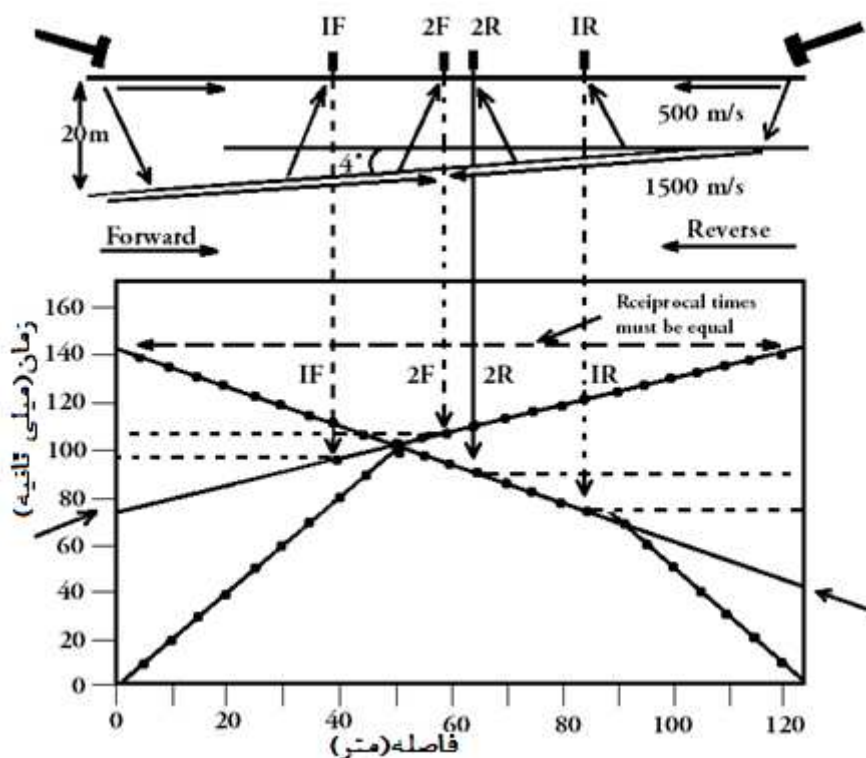


شکل ۲-۱۳: ارتباط یک منحنی زمان-مسافت با مسیر امواج به ژئوفون‌ها در یک فاصله مساوی از منبع انرژی برای مسیر رو به شیب و عکس شیب (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).

شکل (۲-۱۴) مربوط به سطح شکست شیب‌دار می‌باشد، مجموع زمان رسیدها برای ثبت در جهت رو به شیب (T_F) و در جهت عکس شیب (T_R) همواره با هم برابر هستند، برای این‌که مسیر کلی برای حرکت در جهت رو به شیب و عکس شیب، با هم برابر است و آن‌ها را به عنوان زمان دوطرفه می‌شناسیم. زمانی که سطح شکست شیب‌دار باشد، منحنی‌ها مربوط به ثبت در جهت روبه شیب و عکس شیب، با هم برابر نیستند و این تنها راه برای تعیین کردن این‌که سطح شکست شیب‌دار است، می‌باشد. در این حالت ژئوفون‌هایی که امواج شکست خورده را ثبت کرده‌اند و فاصله مساوی از منبع انرژی خود دارند، زمان‌های متفاوتی را نشان می‌دهند (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).

در شکل (۲-۱۴)، زمان در جهت رو به شیب نسبت به جهت عکس شیب بزرگتر است، که این برای همه موقعیت‌های منبع انرژی صادق است به جز یکی، که آن آخرین ژئوفون، با زمان T_F و T_R می‌باشد. تفاوت بین زمان‌ها در جهت روبه شیب و عکس شیب با افزایش فاصله ژئوفون‌ها از منبع، کاهش پیدا می‌کند و

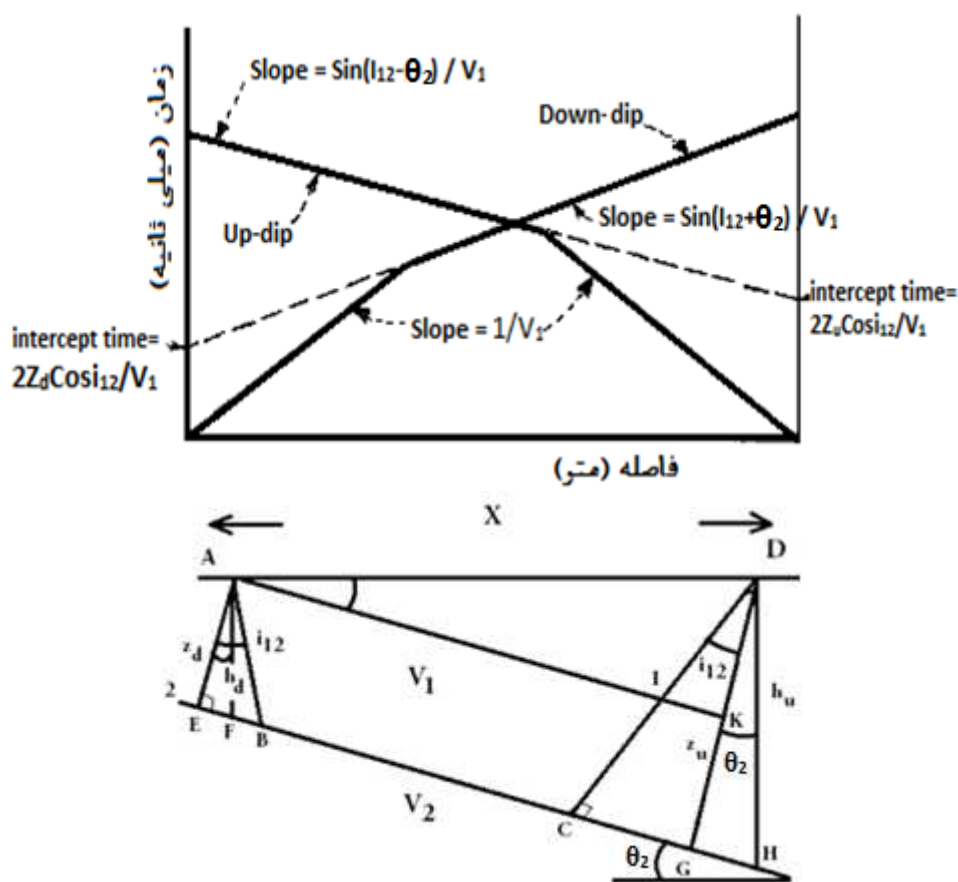
در آخرین گیرنده‌ها این زمان‌ها برابر می‌شوند. در شکل (۲-۶) گفته شد که سرعت‌های ظاهری لایه دوم بزرگتر از سرعت صحیح است، اگر سرعت در جهت عکس شیب محاسبه شود، دیده می‌شود که سرعت ظاهری کمتر از سرعت صحیح است، پس می‌توان نتیجه گرفت که: $V_{2d} > V_2$ و $V_{2u} < V_2$.



شکل ۲-۱۴: رابطه یک منحنی زمان-مسافت با موقعیت ژئوفون‌ها در بالای یک فصل مشترک شیبدار. هدف از این نمودار، تشریح تفاوت مسیر و زمان رسید برای ژئوفون‌های مشخص شده در فاصله مساوی برای مسیر روبه شیب و عکس شیب می‌باشد (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).

اگر شیب فصل مشترک کمتر از ۱۰ درجه باشد، میانگین دو سرعت ظاهری نزدیک به مقدار صحیح می‌شود. سرعت V_1 برای لایه اول در جهت روبه شیب و عکس شیب و همچنین مرز افقی و شیب‌دار به روش استاندارد تعیین می‌شود و با هم برابر هستند. در مرز شیب‌دار برای لایه دوم، معکوس شیب مقدار سرعت صحیح V_2 را نمی‌دهد. مقادیر شیب به عنوان m_u (بالای شیب) و m_d (پایین شیب)، محاسبه می‌شوند. با استفاده از منحنی‌های زمان-مسافت می‌توان مسیر شیب مرز لایه‌ها را تخمین زد، به خاطر

این که زمان تقاطع برای ثبت، با منبع انرژی در بالای شیب، نسبت به منبع انرژی در پایین شیب کمتر است ($T_{iu} < T_{id}$). بنابراین هر جا که زمان تقاطع از مسیر متقابل کمتر باشد، آنجا قسمت بالای شیب است. با توجه به شکل (۲-۱۵)، Z_u و Z_d فاصله عمودی بین منبع انرژی با سطح شکست، h_u و h_d عمق عمودی (عمودی بر فصل مشترک)، i_{12} زاویه حادی که پرتو با Z_u و Z_d می‌سازد و θ_2 زاویه شیب مرز لایه‌ها با سطح افق می‌باشد (دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸)، (هائنی، ۱۹۸۸).



شکل ۲-۱۵: فصل مشترک شیب‌دار (دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸).

اگر فرض شود که منبع انرژی در نقطه A و آشکارساز در نقطه D قرار دارد، زمان برای حرکت امواج از A به D در مسیر ABCD، که همان زمان T_{2d} مربوط به پایین شیب می‌باشد، طبق روابط زیر بدست می‌آید (دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸)، (هائنی، ۱۹۸۸)، (برگر و همکاران، ۱۹۹۲)، (اس جیگرن، ۱۹۸۴):

$$T_{2d} = \frac{AB}{V_1} + \frac{BC}{V_2} + \frac{CD}{V_1}$$

$$= \frac{Z_d}{V_1 \text{Cos} i_{12}} + \frac{X \text{Cos} \theta_2 - Z_d \text{tan} i_{12} - (Z_d + x \text{Sin} \theta_2) \text{tan} i_{12}}{V_2} + \frac{Z_d + x \text{Sin} \theta_2}{V_1 \text{Cos} i_{12}} \quad (24-2)$$

$$= \frac{2Z_d}{V_1 \text{Cos} i_{12}} - \frac{2Z_d \text{tan} i_{12} \text{Sin} i_{12}}{V_1} + \frac{X \text{Cos} \theta_2 \text{Sin} i_{12}}{V_1} - \frac{x \text{Sin} \theta_2 \text{tan} i_{12} \text{Sin} i_{12}}{V_1} + \frac{x \text{Sin} \theta_2}{V_1 \text{Cos} i_{12}}$$

$$= \frac{2Z_d}{V_1 \text{Cos} i_{12}} (1 - \text{Sin}^2 i_{12}) - \frac{X}{V_1} (\text{Cos} \theta_2 \text{Sin} i_{12} - \frac{\text{Sin} \theta_2 \text{Sin}^2 i_{12}}{\text{Cos} i_{12}} + \frac{\text{Sin} \theta_2}{\text{Cos} i_{12}})$$

$$= \frac{2Z_d \text{Cos} i_{12}}{V_1} + \frac{X}{V_1} (\text{Cos} \theta_2 \text{Sin} i_{12} + \text{Cos} i_{12} \text{Sin} \theta_2)$$

$$T_{2d} = \frac{2Z_d \text{Cos} i_{12}}{V_1} + \frac{X}{V_1} \text{Sin} (i_{12} + \theta_2) \quad (25-2)$$

می‌توان از معادلات بالا برای ثبت بالای شیب، با جایگزین کردن $(Z_u - x \text{Sin} \theta_2)$ به جای Z_d استفاده کرد، در این صورت معادله زیر برای T_{2u} بدست می‌آید:

$$T_{2u} = \frac{2Z_u \text{Cos} i_{12}}{V_1} + \frac{X}{V_1} \text{Sin} (i_{12} - \theta_2) \quad (26-2)$$

بر اساس معادلات فوق شیب خطها، یعنی m_u و m_d طبق روابط زیر به دست می‌آیند:

$$m_u = \frac{\text{Sin} (i_{12} + \theta_2)}{V_1} \quad (27-2)$$

$$m_d = \frac{\text{Sin} (i_{12} - \theta_2)}{V_1} \quad (28-2)$$

از روی آن‌ها می‌توان مقدار V_{2d} و V_{2u} را مطابق زیر بدست آورد:

$$V_{2u} = \frac{V_1}{\sin(i_{12} - \theta_2)} \quad (29-2)$$

$$V_{2d} = \frac{V_1}{\sin(i_{12} + \theta_2)} \quad (30-2)$$

همچنین از روی معادلات بالا می‌توان مقدار i_{12} و θ_2 را محاسبه کرد:

$$i_{12} = \frac{1}{2} \left(\sin^{-1} \frac{V_1}{V_{2d}} + \sin^{-1} \frac{V_1}{V_{2u}} \right) \quad (31-2)$$

$$\theta_2 = \frac{1}{2} \left(\sin^{-1} \frac{V_1}{V_{2d}} - \sin^{-1} \frac{V_1}{V_{2u}} \right) \quad (32-2)$$

در نتیجه زمان تقاطع‌ها به شرح ذیل بدست می‌آیند:

$$T_{2di} = \frac{2Z_d \cos i_{12}}{V_1} \quad (33-2)$$

$$T_{2ui} = \frac{2Z_u \cos i_{12}}{V_1} \quad (34-2)$$

از روی زمان تقاطع می‌توان Z_d و Z_u را محاسبه کرد:

$$Z_d = \frac{T_{2di} V_1}{2 \cos i_{12}} \quad (35-2)$$

$$Z_u = \frac{T_{2ui} V_1}{2 \cos i_{12}} \quad (36-2)$$

عمق عمودی h_d و h_u توسط روابط زیر و جای‌گزینی آن‌ها در روابط بالا بدست می‌آید:

$$h_d = \frac{Z_d}{\cos \theta_2} \quad (37-2)$$

$$h_u = \frac{Z_u}{\cos \theta_2} \quad (38-2)$$

مقدار صحیح v_2 را می‌توان از روابط زیر بدست آورد:

$$\bar{V}_2 = 2 \frac{V_{2u} V_{2d}}{V_{2u} + V_{2d}}$$

$$V_2 = \bar{V}_2 \cos \theta_2 \quad (39-2)$$

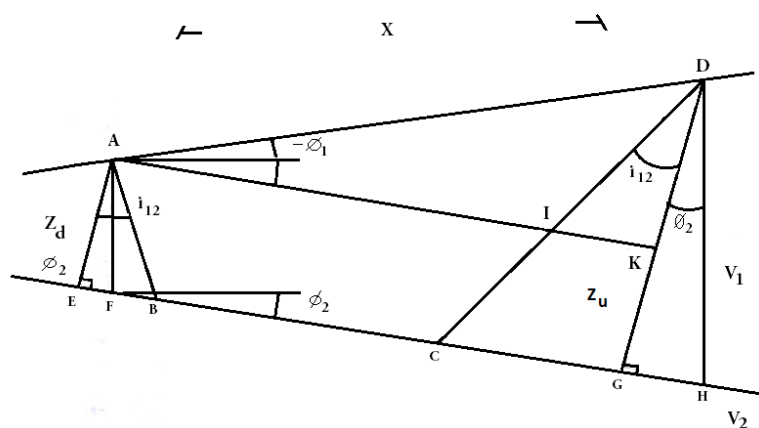
در شکل (۱۴-۲) هر دو سطح زمین و فصل مشترک، شیب‌دار می‌باشند، که در آن زاویه سطح زمین و θ_2 زاویه فصل مشترک می‌باشد. مطابق شکل (۱۴-۲) داریم (اس جیگرن، ۱۹۸۴):

$$AD = X / \cos(-\theta_1) = X / \cos \theta_1 \quad AB = CI = Z_d / \cos i_{12}$$

$$DK = X \sin(\theta_2 - \theta_1) / \cos \theta_1 \quad DI = X \sin(\theta_2 - \theta_1) / \cos \theta_1 \cos i_{12}$$

$$AK = X \cos(\theta_2 - \theta_1) / \cos \theta_1 \quad EB = Z_d \tan i_{12}$$

$$CG = \left[Z_d + X \frac{\sin(\theta_2 - \theta_1)}{\cos \theta_1} \right] \tan i_{12}$$



شکل ۱۶-۲: سطح زمین و فصل مشترک هر دو شیب‌دار هستند (اس جیگرن، ۱۹۸۴).

مجموع زمان سیر از A به D به صورت زیر می‌باشد (اس جیگرن، ۱۹۸۴):

$$T_d = \frac{AB}{V_1} + \frac{BC}{V_2} + \frac{CD}{V_1}$$

بنابراین:

$$T_d = \frac{2Z_d}{V_1 \text{Cos}i_{12}} + \frac{X \text{Sin}(\theta_2 - \theta_1)}{V_1 \text{Cos}\theta_1 \text{Cos}i_{12}} + \frac{X \text{Cos}(\theta_2 - \theta_1)}{V_2 \text{Cos}\theta_1} - \frac{2Z_d \text{tan}i_{12}}{V_2} \quad (40-2)$$

$$T_d = \frac{2Z_d \text{Cos}i_{12}}{V_1} + \frac{X \text{Sin}[i_{12} + (\theta_2 - \theta_1)]}{V_1 \text{Cos}\theta_1} \quad (41-2)$$

در حالی که $Z_d = Z_u - X \text{Sin}(\theta_2 - \theta_1) / \text{Cos}\theta_1$ ، زمان در مسیر دیگر به صورت زیر خواهد بود:

$$T_u = \frac{2Z_u \text{Cos}i_{12}}{V_1} + \frac{X \text{Sin}[i_{12} - (\theta_2 - \theta_1)]}{V_1 \text{Cos}\theta_1} \quad (42-2)$$

با قرار دادن $X = 0$ ، می‌توانیم زمان تقاطع‌ها را بدست آوریم:

$$T_{2di} = 2Z_d \text{Cos}i_{12} / V_1 \quad T_{2ui} = 2Z_u \text{Cos}i_{12} / V_1 \quad (43-2)$$

سرعت‌های ظاهری نیز به صورت زیر هستند:

$$V_{2u} = V_1 \text{Cos}\theta_1 / \text{Sin}[i_{12} - (\theta_2 - \theta_1)] \quad V_{2d} = V_1 \text{Cos}\theta_1 / \text{Sin}[i_{12} + (\theta_2 - \theta_1)] \quad (44-2)$$

سرعت صحیح نیز از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$V_2 = \bar{V}_2 \text{Cos}(\theta_2 - \theta_1) / \text{Cos}\theta_1 \quad (45-2)$$

در این حالت، اولین قسمت از نمودار زمان - مسافت، تخمین کمی از لایه با سرعت V_1 ارائه می‌دهند. مسیری که واقعاً موج در زمین طی می‌کند بزرگتر از مسیر افقی آن می‌باشد. برای بدست آوردن سرعت صحیح، V_1 تخمین زده شده باید بر $\text{Cos}\theta_1$ تقسیم شود، روابط بالا تا زمانی که θ_1 و θ_2 در مسیر متفاوت شیب داشته باشند صحیح است، افزایش (بالای سطح افقی) و کاهش (پایین سطح افقی) زاویه، به ترتیب علامت‌های منفی و مثبت به خود می‌گیرند. از روی معادله مشخص است که وقتی سطح شکست افقی باشد، $\theta_2 = 0$ ، زمین شیب‌دار تأثیری در محاسبات سرعت ندارد و $V_2 = \bar{V}_2$. وقتی فصل مشترک شیب‌دار باشد و زمین افقی باشد همواره $V_2 < \bar{V}_2$ و با افزایش زاویه شیب θ_2 ، مقدار \bar{V}_2 افزایش پیدا می‌کند.

وقتی سطح زمین و فصل مشترک هر دو شیب‌دار باشند، مقدار \bar{V}_2 بستگی به علامت آنها دارد و ممکن است بزرگتر یا کوچکتر باشد. زمانی که علامت مخالف داشته باشند، \bar{V}_2 همواره بزرگتر است و زمانی که هم علامت باشند، سرعت \bar{V}_2 با افزایش θ_1 کاهش پیدا می‌کند. اگر $2\theta_1 = \theta_2$ باشد، در این صورت $\bar{V}_2 = V_2$ ، اگر $\theta_1 > \theta_2$ باشد در این صورت $\bar{V}_2 < V_2$ می‌باشد (اس جیگرن، ۱۹۸۴).

۸-۲ فاصله بحرانی

همانطور که قبلاً ذکر شد، برای محاسبه عمق h_1 ، علاوه بر زمان تقاطع می‌توان از فاصله بحرانی، که از تقاطع بین دو قسمت نمودار زمان - مسافت بدست می‌آید، استفاده کرد. فاصله بحرانی در واقع فاصله بین نقطه انفجار و ایستگاه گیرنده‌ای است که در آن زمان رسیدن امواج شکست خورده و امواج مستقیم با هم برابر می‌باشد. البته صحت این روش نسبت به زمان تقاطع کمتر است و کاربرد کمتری هم دارد. معمولاً زمان تقاطع را می‌توان خیلی دقیق‌تر از فاصله بحرانی تعیین کرد. بنابراین زمان تقاطع روش بهتری را برای تعیین عمق ارائه می‌دهد (تلفورد و همکاران، ۱۹۸۸).

۸-۲-۱ مدل دو لایه‌ای

تقاطع بین دو قسمت نمودار زمان - مسافت در شکل (۸-۲)، فاصله بحرانی x_{12} می‌باشد، که در آن $T_1 = T_2$ است و طبق آن می‌توان فرمول‌های زیر را بدست آورد:

$$\frac{2h_1}{V_1 \cos i_{12}} + \frac{x_{12} - 2h_1 \tan i_{12}}{V_2} = \frac{x_{12}}{V_1} \quad (۴۶-۲)$$

$$\frac{2h_1}{V_1 \cos i_{12}} - \frac{2h_1(1 - \cos^2 i_{12})}{V_1 \cos i_{12}} = x_{12} \left(\frac{1}{V_1} - \frac{1}{V_2} \right)$$

با استفاده از رابطه $\sin i_{12} = \frac{V_1}{V_2}$:

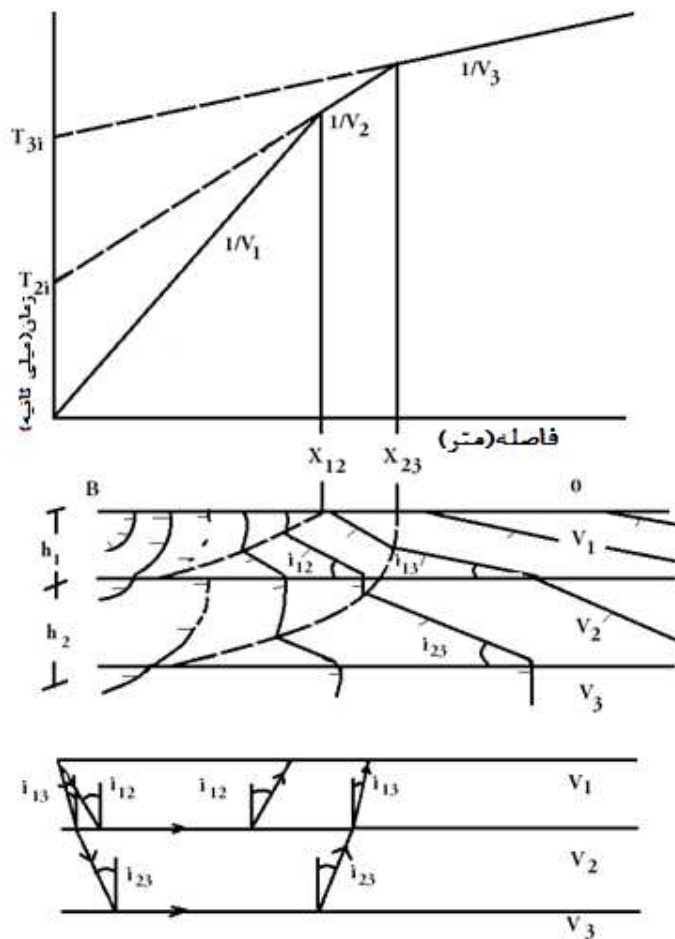
$$h_1 = \frac{X_{12}(1 - \text{Sini}_{12})}{2\text{Cosi}_{12}} \quad (۴۷-۲)$$

با جایگذاری سرعت‌ها به جای زاویه بحرانی رابطه زیر بدست می‌آید:

$$h_1 = \frac{X_{12}}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} \quad (۴۸-۲)$$

۲-۸-۲ مدل سه لایه‌ای

همانطور که در شکل (۱۷-۲) نشان داده شده است، X_{23} تقاطع بین قسمت دوم و قسمت سوم نمودار زمان-مسافت، را نشان می‌دهد.



شکل ۱۷-۲: مدل سه لایه‌ای (اس جیگرن، ۱۹۸۴).

با قرار دادن تساوی بین مقدار T_2 ، در معادله (۶-۲) و مقدار T_3 ، در معادله (۱۵-۲)، مقدار فاصله X_{23} بدست می‌آید:

$$\frac{x_{23}}{V_2} + \frac{2h_1 \text{Cos} i_{12}}{V_1} = \frac{2h_1 \text{Cos} i_{13}}{V_1} + \frac{2h_2 \text{Cos} i_{23}}{V_2} + \frac{x_{23}}{V_3}$$

$$\frac{2h_2 \text{cos} i_{23}}{v_2} = \frac{X_{23}(V_3 - V_2)}{V_2 V_3} - \frac{2h_1}{V_1} (\text{Cos} i_{13} - \text{Cos} i_{12})$$

$$h_2 = \frac{X_{23}(V_3 - V_2)}{2V_3 \text{Cos} i_{23}} - \frac{h_1 V_2}{V_1 \text{Cos} i_{23}} (\text{Cos} i_{13} - \text{Cos} i_{12})$$

$$= \frac{X_{23}(V_3 - V_2)}{2\sqrt{V_3^2 - V_2^2}} - \frac{h_1 (\text{Cos} i_{13} - \text{Cos} i_{12})}{\text{Cos} i_{23} \text{Sin} i_{12}}$$

$$h_2 = \frac{X_{23}}{2} \sqrt{\frac{(V_3 - V_2)}{(V_3 + V_2)}} - \frac{h_1 (\text{Cos} i_{13} - \text{Cos} i_{12})}{\text{Cos} i_{23} \text{Sin} i_{12}} \quad (۴۹-۲)$$

$$h_2 = \frac{X_{23}(1 - \text{Sin} i_{23})}{2 \text{Cos} i_{23}} - \frac{h_1 (\text{Cos} i_{13} - \text{Cos} i_{12})}{\text{Cos} i_{23} \text{Sin} i_{12}} \quad (۵۰-۲)$$

۲-۸-۳ مدل چند لایه‌ای

معادله‌های (۵۱-۲)، (۵۲-۲) و (۵۳-۲) در این مورد صدق می‌کند. $I_{(n-1)n}$ زاویه برخورد بین لایه n ام و $n-1$ ام می‌باشد. V_n سرعت لایه‌ای n ام و $X_{(n-1)n}$ فاصله بحرانی بین مقاطع $(n-1)$ ام و n ام نمودار زمان - مسافت می‌باشد.

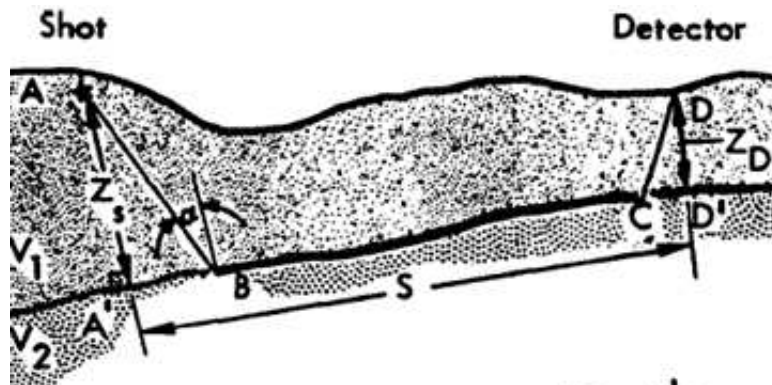
$$h_{(n-1)} = X_{(n-1)n} \frac{1 - \text{Sin} i_{(n-1)n}}{2 \text{Cos} i_{(n-1)n}} - \sum_{v=1}^{v=n-2} h_v \frac{\text{Cos} i_{vn} - \text{Cos} i_{v(n-1)}}{\text{Cos} i_{n(n-1)} \text{Sin} i_{v(n-1)}} \quad (۵۱-۲)$$

$$h_{(n-1)} = X_{(n-1)n} \frac{1 - \text{Sini}_{(n-1)n}}{2\text{Cosi}_{(n-1)n}} - \sum_{v=1}^{v=n-2} h_v \frac{\text{Cosi}_{vn} - \text{Cosi}_{v(n-1)}}{\text{Cosi}_{n(n-1)} \text{Sini}_{v(n-1)}} \quad (52-2)$$

$$h_{(n-1)} = \frac{X_{(n-1)n}}{2} \sqrt{\left(\frac{V_n - V_{(n-1)}}{V_n + V_{(n-1)}}\right)} - \sum_{v=1}^{v=n-2} h_v \frac{\text{Cosi}_{vn} - \text{Cosi}_{v(n-1)}}{\text{Cosi}_{n(n-1)} \text{Sini}_{v(n-1)}} \quad (53-2)$$

۹-۲ زمان تأخیر

با توجه به شکل (۲-۱۸)، زمان تأخیر در چشمه برابر با تفاوت بین زمان سیر موج از نقطه انفجار تا فصل مشترک با سرعت V_1 و تصویر این مسیر بر روی فصل مشترک با سرعت V_2 می‌باشد. همچنین زمان تأخیر در گیرنده نیز برابر با تفاوت بین زمان سیر موج از فصل مشترک با سرعت V_1 تا گیرنده و تصویر این مسیر بر روی فصل مشترک با سرعت V_2 است (ردپس، ۱۹۷۳).



$$\text{زمان تأخیر در نقطه انفجار} = \Delta T_S = \frac{AB}{V_1} - \frac{A'B}{V_2}$$

$$\text{زمان تأخیر در ژئوفون} = \Delta T_D = \frac{CD}{V_1} - \frac{CD'}{V_2}$$

شکل ۲-۱۸: تعریف زمان تأخیر (ردپس، ۱۹۷۳).

از روی این زمان تأخیرها می‌توان عمق را در زیر نقطه انفجار یا ژئوفون بدست آورد. معادله زیر عمق را در زیر ژئوفون محاسبه می‌کند (دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸)، (برگر و همکاران، ۱۹۹۲)، (شریف و گلدارت ۱۹۸۲)، (تلفورد و همکاران، ۱۹۸۸):

$$\Delta T_D = \frac{Z_D}{V_1 \cos \alpha} - \frac{Z_D \tan \alpha}{V_2} \quad (54-2)$$

بعد از ساده سازی معادله (۵۴-۲) خواهیم داشت:

$$\Delta T_D = \frac{Z_D \cos \alpha}{V_1} \quad (55-2)$$

$$\Delta T_D = Z_D \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2}$$

در نتیجه داریم:

$$Z_D = \Delta T_D \frac{V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (56-2)$$

اگر مرز بین لایه‌ها افقی و مسطح باشد، عمق زیر نقطه انفجار برابر با عمق زیر ژئوفون خواهد بود، $Z = Z_D = Z_S$. از مقایسه بین معادله زمان تقاطع و زمان تأخیر دیده می‌شود که زمان تقاطع در واقع از دو تا زمان تأخیر تشکیل شده است، ولی اگر لایه شیب‌دار باشد این صحت ندارد، چون $Z_D \neq Z_S$ می‌باشد.

اگر زمان تأخیر ΔT_D در یک ژئوفون خاص مشخص باشد، در نتیجه می‌توان عمق را در زیر آن ژئوفون محاسبه کرد. برای محاسبه زمان تأخیر ΔT_D در یک ژئوفون خاص، باید مسیر موج شکست مرزی از نقطه انفجار تا ژئوفون در نظر گرفته شود. در شکل (۲-۱۸) تفاوت بین زمان سیر امواج از A به D، در مسیر ABCD و حرکت در مرز بین دو لایه با سرعت V_2 در مسیر \overline{AD} ، زمان تأخیر می‌باشد. به عبارت دیگر تفاوت زمان برای حرکت یک موج به سمت بالا تا گیرنده و به سمت پایین از نقطه انفجار، از میان لایه

V_1 ، در مقابل زمان سیر موج در تصویر این مسیرها بر روی فصل مشترک با سرعت V_2 ، (AB تا CD)، زمان تأخیر می‌باشد. مجموع زمان تأخیرها از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$\Delta T_{SD} = T_t - \frac{S}{V_2} \quad (57-2)$$

T_t مجموع زمان‌های سیر از نقطه انفجار به گیرنده می‌باشد، به زمان دو طرفه نیز معروف است. مجموع زمان تأخیر در واقع حاصل جمع زمان تأخیرها در گیرنده و نقطه انفجار می‌باشد.

$$\Delta T_{SD} = \Delta T_S + \Delta T_D \quad (58-2)$$

با ترکیب معادلات (57-2) و (58-2)، معادله زیر بدست می‌آید:

$$\Delta T_D = T_t - \frac{S}{V_2} - \Delta T_S \quad (59-2)$$

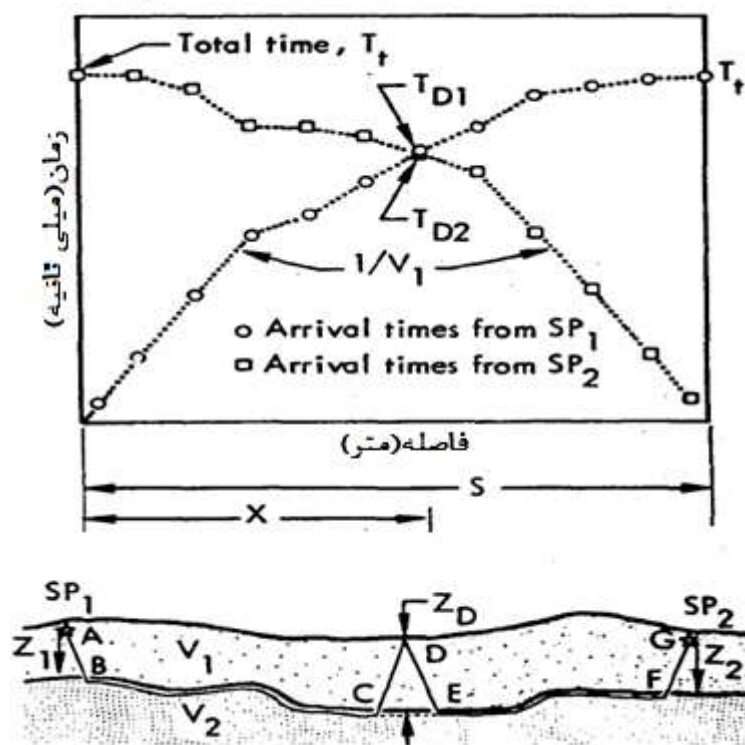
در نتیجه اگر زمان تأخیر در نقطه انفجار تعیین شود، می‌توان زمان تأخیر ΔT_D در ژئوفون و عمق زیر آن را محاسبه کرد. همچنین اگر عمق زیر نقطه انفجار و سرعت لایه‌ها تعیین شود، می‌توان زمان تأخیر در چشمه را محاسبه کرد. بنابراین اگر زمان رسیده‌ها فقط از جهت پروفیل تعیین شوند، می‌توان زمان تأخیر زیر هر ژئوفون و عمق لایه بدست آورد. عموماً عمق زیر نقطه انفجار و سرعت‌ها از قبل مشخص نیست، ولی با این حال زمان تأخیر در ژئوفون را با انفجار در دو طرف خط لرزه‌ای و ثبت در جهت عکس شیب، نیز می‌توان بدست آورد. شکل (2-19) زمان رسیده‌ها را هم در جهت روبه شیب و هم در جهت عکس شیب نشان می‌دهد و برای انجام روش زمان تأخیر استفاده می‌شود. T_t که همان زمان دو طرفه است، در واقع مجموع زمان سیر موج در طول مسیر ABFG یا GFBA می‌باشد، که برای هر دو مسیر ثبت برابر است. زمان رسیده‌ها در یک ژئوفون، از هر دو نقطه انفجار SP_1 و SP_2 به ترتیب، به صورت TD_1 و TD_2 تعریف شده است. به یاد داشته باشید که هدف پیدا کردن زمان تأخیر ΔT_D در ژئوفون می‌باشد، همانطوری که قبلاً ذکر شد زمان رسید برابر است با مجموع دو زمان تأخیر به علاوه زمان سیر موج در

مرز بین دو لایه با سرعت V_2 ، پس زمان دو طرفه طبق فرمول (۵۸-۲) برای ثبت در یک مسیر برابر است با:

$$T_t = \Delta T_D + \Delta T_S + \frac{S}{V_2} \quad (۶۰-۲)$$

طبق معادله (۵۹-۲)، می‌توان T_{D1} و T_{D2} را بر حسب زمان تأخیرها محاسبه کرد:

$$T_{D1} = \Delta T_{S1} + \Delta T_D + \frac{X}{V_2} \quad T_{D2} = \Delta T_{S2} + \Delta T_D + \frac{S-X}{V_2} \quad (۶۱-۲)$$



شکل ۱۹-۲: طرح کلی از خط لرزه‌ای معکوس و روش زمان تأخیر تخمین عمق (ردپس، ۱۹۷۳).

طبق شکل (۱۹-۲) و با توجه به رابطه (۵۷-۲)، زمان دوطرفه برای شکل (۱۹-۲) برابر است با:

$$T_t = \Delta T_{S1} + \Delta T_{S2} + \frac{S}{V_2} \quad (۶۲-۲)$$

از طرفی مجموع زمان‌ها از هر دو نقطه انفجار در یک ژئوفون برابر است با:

$$T_{D1} + T_{D2} = \Delta T_{S1} + \Delta T_{S2} + 2\Delta T_D + \frac{S}{V_2} \quad (۶۳-۲)$$

با جایگذاری معادله (۶۲-۲) در معادله (۶۳-۲) رابطه زیر حاصل می‌شود:

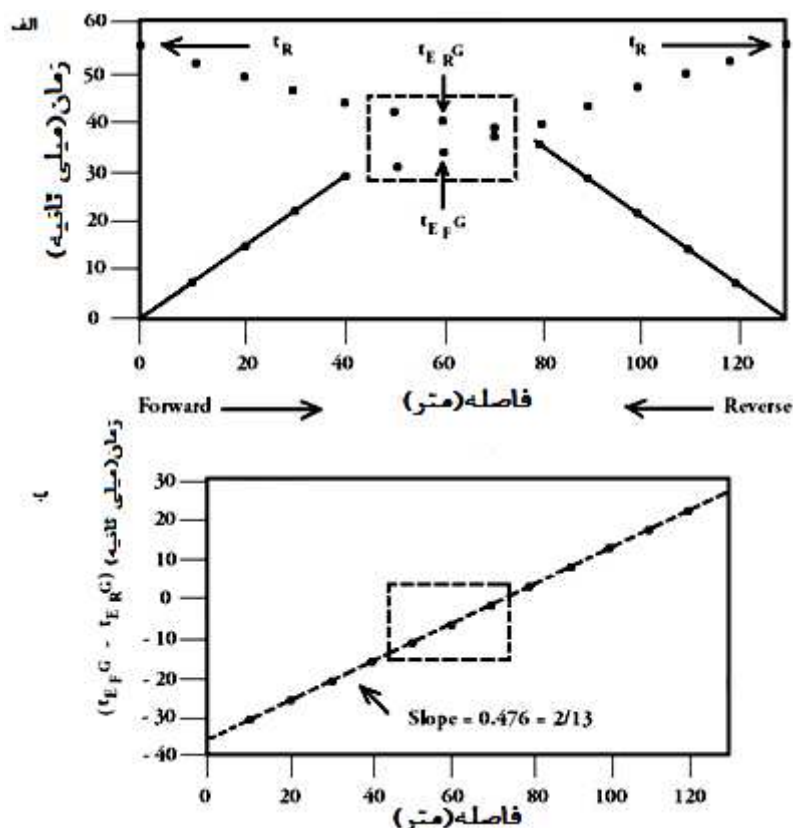
$$T_{D1} + T_{D2} = 2\Delta T_D + T_t \quad (۶۴-۲)$$

پس در نتیجه می‌توان زمان تأخیر ΔT_D را در زیر ژئوفون محاسبه کرد:

$$\Delta T_D = \frac{1}{2} (T_{D1} + T_{D2} - T_t) \quad (۶۵-۲)$$

با توجه به این معادله می‌توان مقدار زمان تأخیر در هر ژئوفون را از روی منحنی محاسبه کرد، که می‌شود

مجموع زمان رسیده‌ها از هر دو نقطه انفجار منهای زمان دو طرفه تقسیم بر ۲.



شکل ۲-۲۰: (الف) منحنی زمان رسید برای جهت روبه شیب و عکس شیب ، (ب) تفاوت بین زمان رسیده‌ها در جهت روبه شیب و عکس شیب برای هر ژئوفون در مقابل فاصله رسم شده است، شیب خط عبوری از این نقاط برای محاسبه V_2 بکار می‌رود (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).

بعد از محاسبه زمان تأخیر ΔT_D ، همانطور که قبلاً ذکر شد، می‌توان عمق زیر ژئوفون را از رابطه (۲-۵۰)، محاسبه کرد.

تنها منطقه‌ای که می‌شود عمق را در آن جا تخمین زد، در داخل منطقه خط چین، در شکل (۲-۲۰ الف) می‌باشد. این‌ها تنها موقعیت ژئوفون‌هایی است، که زمان سیر آن‌ها از هر دو جهت روبه شیب و عکس شیب، برای فصل مشترک وجود دارد و روش می‌تواند فقط در جایی که هم پوشانی وجود دارد، به کار برده شود (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).

بنابراین طول پروفیل باید کافی باشد. می‌توان نقاط اضافی را با افزایش تعداد ژئوفون‌ها بدست آورد، ولی باید مراقب باشیم که رسیدهای از فصل مشترک عمیق‌تر را استفاده نکنیم. عمق محاسبه شده به روش زمان تأخیر عمود به فصل مشترک می‌باشد، وقتی فصل مشترک نامنظم باشد، در نتیجه رسیدهای مربوط به فصل مشترک در منحنی زمان رسید در یک خط راست قرار نمی‌گیرند، بنابراین مقدار V_2 به خوبی محاسبه نمی‌شود، در نتیجه نمی‌توان عمق صحیح را محاسبه کرد. برای این که مقدار صحیح V_2 را بدست آوریم، تفاوت زمان‌های سیر را در مقابل فاصله رسم می‌کنیم و شیب خط بدست آمده برابر $\frac{2}{V_2}$ می‌باشد و از روی آن مقدار صحیح V_2 بدست می‌آید و در نتیجه مقدار صحیح عمق نیز بدست خواهد آمد. شکل (۲-۲۰ ب) (برگر و همکاران، ۱۹۹۲). البته تفاوت زمان سیر تنها به ژئوفون‌هایی که هم‌پوشانی دارند، مربوط می‌باشد.

۲-۱۰ مشکلات و محدودیت‌های روش شکست مرزی

تا این جا فرض شد که سرعت، همواره با افزایش عمق افزایش پیدا می‌کند. فارغ از شیب‌دار بودن یا افقی بودن لایه‌ها، فرض بر این است که مرز بین دو لایه مسطح است. پس اگر یک لایه با سرعت کمتر از لایه

بالایی داشته باشیم، یا فصل مشترک گسل خورده باشد، یا نوسان داشته باشد، یا تغییرات جانبی سرعت^{۴۸} داشته باشیم و یا ضخامت لایه خیلی کمتر از لایه‌های دیگر باشد، این حالت‌ها باعث به وجود آمدن خطا می‌شود.

۲-۱۰-۱ لایه‌های پنهانی: لایه با سرعت پایین

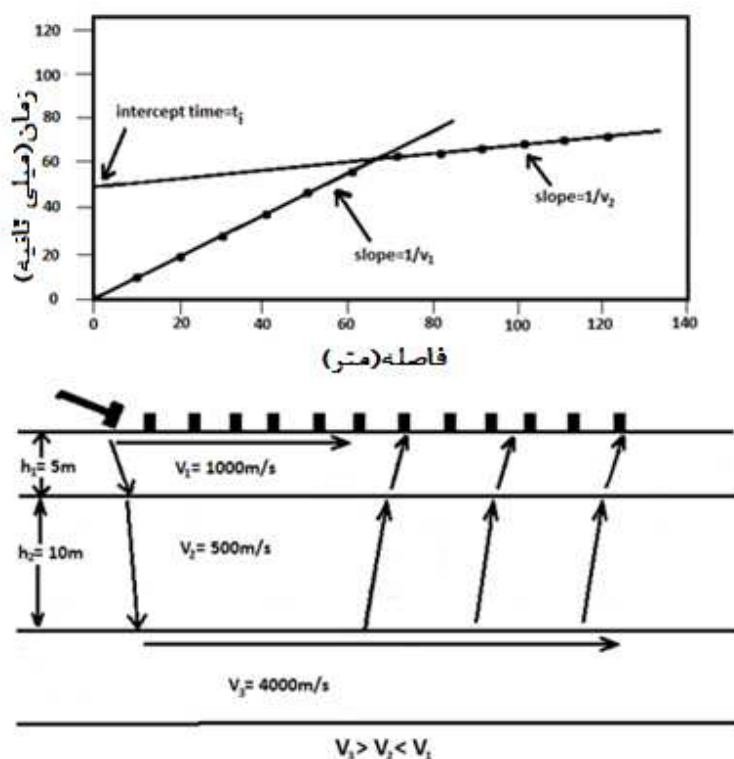
در معادلات قبلی فرض شد که سرعت لایه‌ها با افزایش عمق افزایش پیدا می‌کند، ولی در همه موارد سرعت با افزایش عمق افزایش پیدا نمی‌کند و ممکن است یک لایه سرعتی پائین‌تر از لایه بالایی خود داشته باشد و در این صورت حضور آن توسط منحنی زمان رسید تعیین نمی‌شود و هیچ نوع رسید شکست مرزی از آن لایه به سطح زمین نخواهد آمد. در واقع امواج لرزه‌ای شکست مرزی زمانی به سطح بر می‌گردند که در مسیر حرکت رو به پائین با یک لایه که سرعتی بالاتر از لایه قبلی خود دارد، رو به رو شوند. چنین حالتی را پدیده وارونگی سرعت می‌نامند و لایه‌ای که این پدیده در آن رخ می‌دهد، لایه پنهانی نامیده می‌شود (موسی‌پور و همکاران، ۱۳۸۱).

در مورد یک مدل ۳ لایه‌ای که در آن سرعت لایه سوم کمتر از لایه بالایی می‌باشد، ($V_1 < V_2 > V_3$)، امواج لرزه‌ای از میان لایه‌های با سرعت بالاتر حرکت می‌کنند و همواره قبل از امواج رسیده از فصل مشترک دوم می‌رسند. بنابراین روش شکست مرزی این لایه‌ها را نخواهد دید و حضور آنها تا زمانی که اطلاعات اضافی موجود نباشد، آشکار نخواهد شد. روش شکست مرزی در این مورد یک منحنی زمان-مسافت معمولی، با دو قسمت برای لایه اول و دوم، تولید می‌کند و زمان رسیدهای مربوط به فصل مشترک دوم را نشان نمی‌دهد. حالا به تأثیر وجود یک لایه با سرعت پائین میان دو لایه با سرعت‌های

⁴⁸Laterally varying velocity

بالاتر توجه کنید، مسیر امواج در شکل (۲-۲۱) تشریح شده است و هیچ گونه شکست بحرانی^{۴۹} در فصل مشترک اول رخ نمی‌دهد، به خاطر اینکه زاویه شکست کوچکتر از زاویه برخورد می‌باشد. شکست بحرانی در فصل مشترک دوم رخ می‌دهد. در نتیجه زمان رسیدها برای این مدل یک منحنی زمان - مسافت با دو قسمت را تهیه می‌کند.

در صورت وجود لایه پنهانی (وارونگی سرعت)، عمق لایه زیر لایه پنهانی بزرگتر از مقدار حقیقی تخمین زده می‌شود (مریک و گرین‌هال^{۵۰}، ۱۹۹۰).



شکل ۲-۲۱: طرحی از منحنی زمان-مسافت. به دلیل اینکه $V_2 < V_1$ می‌باشد، بین مرز لایه اول و دوم هیچ موج سری تولید نشده است و همچنین هیچ نشانی از وجود لایه دوم در منحنی زمان-مسافت وجود ندارد (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).

⁴⁹Critical refraction

⁵⁰Merrick and Greenhalgh

در شکل (۲-۲۱) اولین قسمت مربوط به امواج مستقیم رسیده از لایه اول می‌باشد و معادلات زمان تقاطع مربوطه صحیح می‌باشد و شیب قسمت اول $\frac{1}{V_1}$ است. با توجه به اطلاعات شکل (۲-۲۱) برای تفسیر، شخص مفسر هیچ گونه نشانی از وجود لایه دوم با سرعت پائین V_2 ندارد و بر اساس یک مدل دو لایه‌ای محاسبات انجام می‌شود، که عمق لایه سوم $25/5$ متر محاسبه می‌شود.

این عمق بدست آمده نادرست است، برای اینکه وجود لایه دوم V_2 در محاسبات وارد نشده است. عمق صحیح بالای لایه سوم بر طبق شکل (۲-۲۱)، 15 متر $(h_2 + h_1)$ می‌باشد. پس عمق محاسبه شده بزرگتر از عمق صحیح و زمان تقاطع نیز بزرگتر می‌باشد.

برای تفسیر صحیح و دانستن وجود لایه سرعت پائین، نیاز به یکسری اطلاعات اضافی از روش‌های دیگر مانند حفاری و یا استفاده از دومین رسیده‌ها داریم.

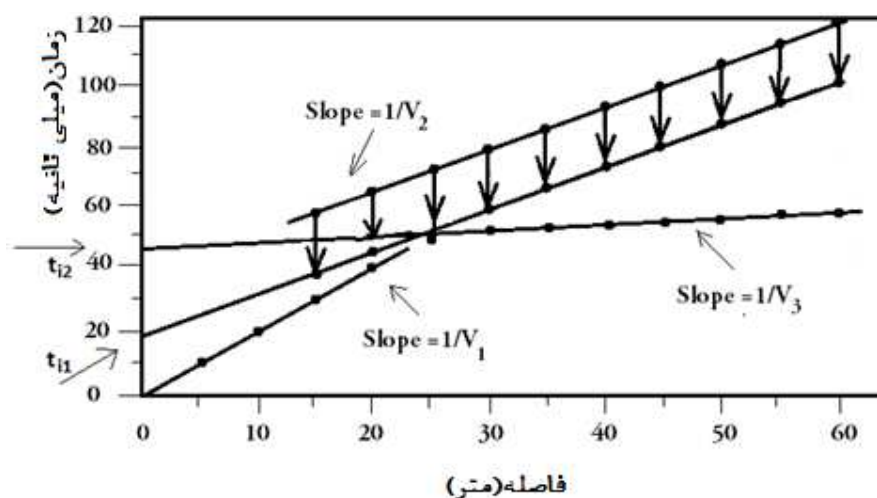
امواجی که از فصل مشترک دوم شکست می‌خورند، از میان لایه V_2 که سرعت کمی دارد، عبور می‌کند و به نسبت آنهایی که از میان لایه V_1 عبور می‌کنند، زمان بیشتری طول می‌کشد تا به سطح برسند، پس در فاصله بیشتری این امواج به عنوان اولین رسیده‌ها ثبت می‌شوند و در آنجا زمان سیر افزایش پیدا کرده است، چون زمان سیر با افزایش فاصله افزایش پیدا می‌کند (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).

۲-۱۰-۲ لایه‌های پنهانی: لایه‌های نازک

یکی از محدودیت‌های روش لرزه‌ای شکست مرزی وجود لایه‌های نازک (ضخامت لایه نسبت به لایه‌های دیگر خیلی کم باشد) که توسط نمودارهای زمان-مسافت قابل تشخیص نیست، می‌باشد (ساندر^{۵۱}، ۱۹۷۸). حضور لایه‌های نازک با تغییر فاصله بین ژئوفون‌ها و یا تغییر مکان نقاط انفجار مشخص نمی‌شود (هائنی، ۱۹۸۶). وقتی عمق لایه‌ها به اندازه کافی بزرگ باشد $(h_2 = 15 \text{ m}$ و $h_1 = 10 \text{ m})$ ، منحنی زمان

⁵¹ Sander

– مسافت، ۳ قسمت را نشان می‌دهد. حالا اگر مقدار h_2 به $5m$ تغییر داده شود، به خاطر ضخامت کم لایه دوم، منحنی زمان – مسافت، ۲ قسمت را نشان می‌دهد، در صورتی که مدل ۳ لایه‌ای است. امواج سر از دومین فصل مشترک، زودتر از امواج سر از اولین فصل مشترک می‌رسند و از آن جایی که در روش شکست مرزی اولین رسیده‌ها انتخاب می‌شوند، بنابراین نمودار زمان – مسافت، ۲ قسمت را نشان می‌دهد و امواج سر مربوط به اولین فصل مشترک انتخاب نمی‌شوند. در این صورت عمق لایه سوم $11/7 m$ تخمین زده می‌شود، در حالی که مقدار صحیح $15m$ می‌باشد. پس لایه‌های نازک باعث تخمین کم عمق می‌شوند، در حالی که لایه با سرعت پایین باعث تخمین زیاد عمق می‌شود. امواج شکست خورده از فصل مشترک دوم از لایه دوم با سرعت می‌گذرند، به همین خاطر زمان سیر برای این امواج نسبت به امواجی که از لایه V_1 حرکت می‌کنند کم‌تر می‌باشد و در فاصله کم‌تری به عنوان اولین رسیده‌ها ثبت می‌شوند، پس زمان تقاطع کاهش پیدا می‌کند، به طبع عمق کم تخمین زده می‌شود. زمانی که اطلاعات مستقلاً از وجود ۳ لایه داشته باشیم و مقادیر سرعت را بدانیم می‌توان یک خط با شیب صحیح $\frac{1}{V_2}$ را در منحنی زمان-مسافت، در تقاطع بین خط‌های V_1 و V_3 کشید، که در این صورت زمان تقاطع (t_{i1}) کاهش می‌یابد و از روی آن عمق را می‌توان محاسبه کرد (شکل ۲-۲۲) (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).



شکل ۲-۲۲: یک لایه میانی نازک که توسط روش شکست مرزی آشکار نشده است (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).

۲-۱۰-۳ ناپیوستگی^{۵۲} فصل مشترک

در شکل (۲-۲۱) یک افتادگی عمودی در فصل مشترک داریم، در نتیجه در منحنی‌های زمان - مسافت، یک ناپیوستگی در قسمت دوم وجود دارد که قسمت دوم را به دو قسمت با شیب برابر $\frac{1}{V_2}$ تقسیم می‌کند. یک قسمت که از روی داده‌ها بدست می‌آید و قسمت دیگر در امتداد قسمت سوم با شیب $\frac{1}{V_2}$ با نقطه چین کشیده می‌شود. این دو نقطه دو زمان تقاطع متفاوت t_{i_1} و t_{i_2} را می‌دهد، که از روی این‌ها می‌توان، ارتفاع افتادگی را از روی معادله زیر بدست آورد:

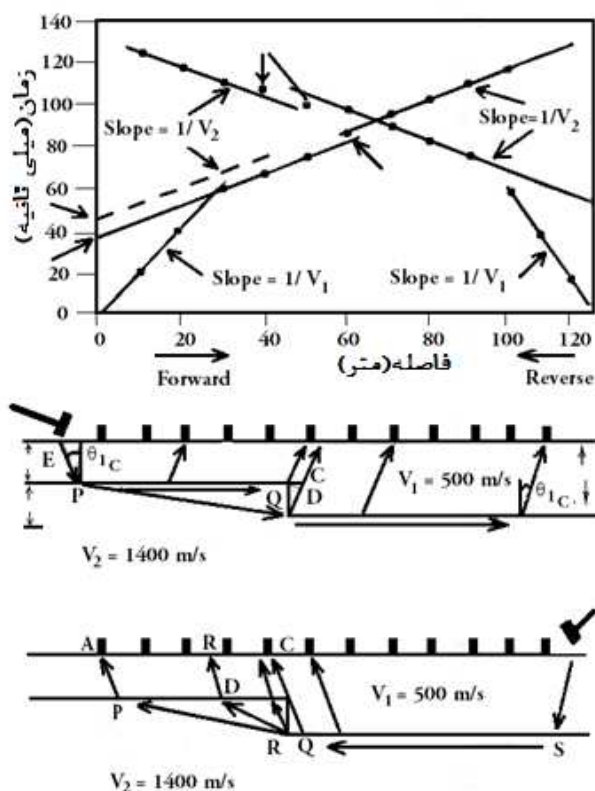
$$t_{i_2} - t_{i_1} = \frac{Z \cos \theta_{ic}}{V_1}$$

$$Z = \frac{(t_{i_2} - t_{i_1}) V_1}{\cos \theta_{ic}}$$

$$Z = \frac{(t_{i_2} - t_{i_1}) V_1 V_2}{(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}} \quad (۲-۶۶)$$

همانطور که در شکل (۲-۲۳) دیده می‌شود در جهت رو به شیب، قسمت دوم نسبت به قسمت سوم پایین‌تر قرار گرفته است، که نشان دهنده عمق کمتر آن نسبت به قسمت بعدی می‌باشد و در این قسمت عمق کمتر شده است، ولی در جهت عکس شیب، این موضوع برعکس شده است. پس با توجه به عمق Z و افزایش و کاهش عمق، می‌توان یک دید کلی نسبت به فصل مشترک بدست آورد.

⁵²discontinuity

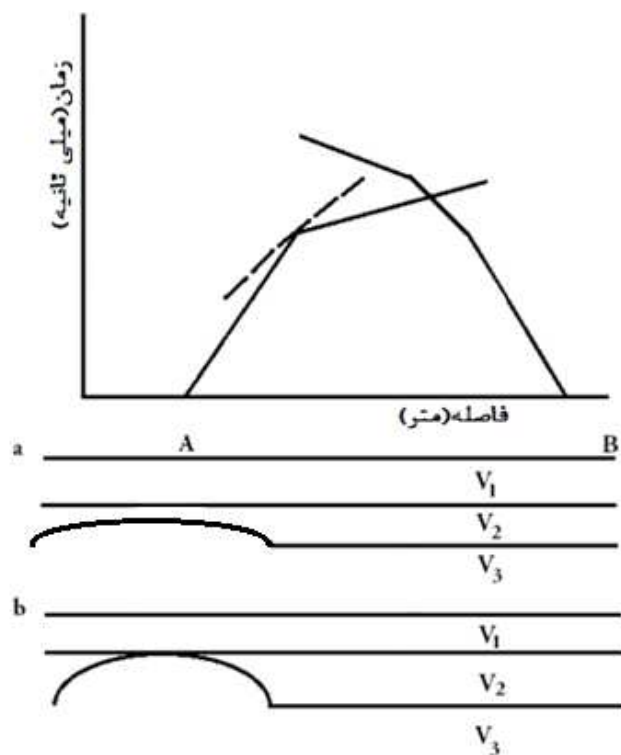


شکل ۲-۲۳: مسیر امواج و منحنی‌های زمان رسید آن‌ها برای جهت رو به شیب و عکس شیب در فصل مشترک با یک افتادگی عمودی (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).

شکل (۲-۲۴) یک بی‌نظمی^{۵۳} را در فصل مشترک نشان می‌دهد، همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، زمان رسیدهای مربوط به امواج شکست پیدا کرده از فصل مشترک بین لایه اول و دوم، در جهت رو به شیب ثبت نشده است. در شکل (۲-۲۴) زمان رسیدها از چشمه موج A، دو لایه (لایه V_1 و لایه V_2) را نشان می‌دهد، در حالی که در نقطه B، قسمت سرعت ثبت شده است. این مشکل وجود دارد که ضخامت لایه دوم چقدر در A کاهش یافته است (مانند قسمت a) و یا از ضخامت لایه دوم از بین رفته است (مانند قسمت b).

⁵³irregular

منحنی‌ها بر اساس اولین رسیده‌ها نمی‌تواند پاسخ این سوال را بدهند. اگر تخمین بر اساس سرعت‌های V_1 و V_3 باشد عمق کمینه در زیر نقطه A بدست می‌آید و اگر قسمت V_2 را توسط خط چین در تقاطع بین دو قسمت رسم کنیم، عمق بیشینه بدست خواهد آمد (اس جیگرن، ۱۹۸۴).

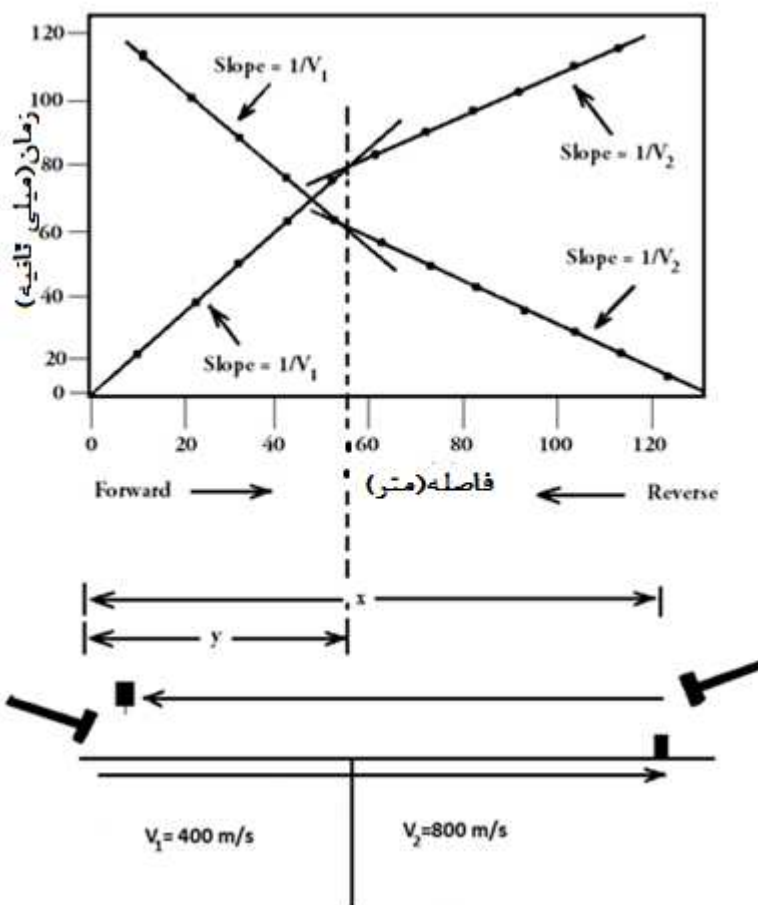


شکل ۲-۲۴: لایه پنهانی (اس جیگرن، ۱۹۸۴).

۲-۱۰-۴ تغییرات جانبی سرعت

شکل (۲-۲۵) یک مدل یک لایه‌ای با فصل مشترک عمودی می‌باشد، که دارای تغییرات جانبی سرعت است. در منحنی زمان - مسافت مربوط به جهت روبه شیب، مانند حالت کلی شیب قسمت‌ها کاهش پیدا می‌کند، ولی در جهت عکس شیب، همان‌طور که در شکل (۲-۲۵) دیده می‌شود، شیب قسمت دوم افزایش یافته و خارج از حد نرمال می‌باشد، در این صورت می‌توان متوجه تغییرات سرعت شد. بنابراین زمانی که در جهت عکس شیب، شیب قسمت عوض شود، به عنوان مثال در یک جهت شیب قسمت

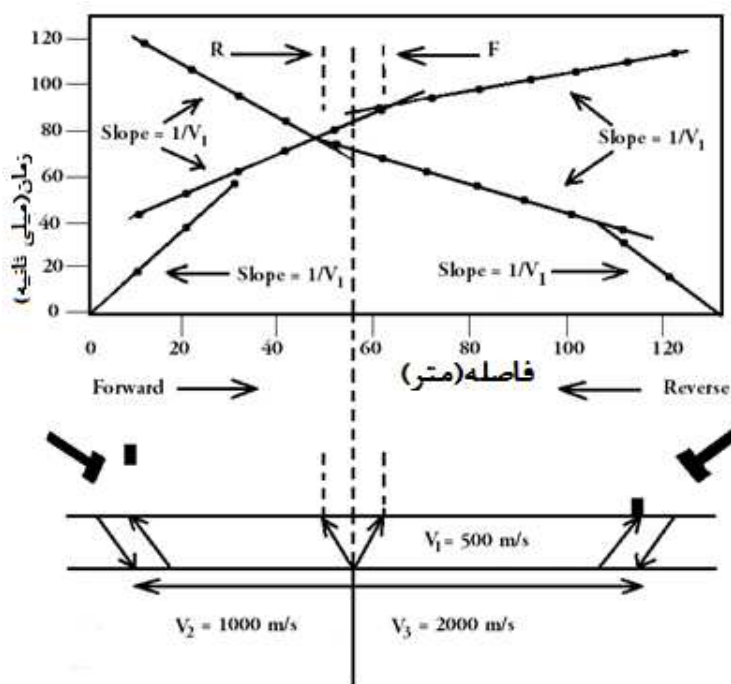
کاهش و در جهت مقابل شیب قسمت افزایش پیدا کند، این نشان دهنده تغییرات جانبی سرعت می‌باشد و مدل دو لایه‌ای نیست، زیرا در مدل دو لایه‌ای، شیب قسمت‌ها در جهت عکس شیب، عوض نمی‌شود. موقعیت این انفصال سرعت را توسط فاصله بحرانی منحنی‌های در جهت روبه شیب و عکس شیب می‌توان بدست آورد، یعنی جایی که شیب تغییر جهت داده است.



شکل ۲-۲۵: تأثیر ناپیوستگی عمودی سرعت در منحنی‌های زمان-مسافت در جهت روبه شیب و عکس شیب. شیب قسمت‌ها به مسیر حرکت بستگی دارد. موقعیت ناپیوستگی عمودی با خط چین مشخص شده است (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).

شکل (۲-۲۶) یک مدل دو لایه‌ای همراه با تغییرات جانبی سرعت در لایه دوم می‌باشد. همانطور که در شکل (۲-۲۶) دیده می‌شود، قسمت سوم در جهت عکس شیب، از حالت نرمال خارج شده و این نشان

دهنده تغییرات جانبی سرعت در لایه دوم می‌باشد. در نتیجه سرعت کمتر در سمت چپ نقطه انفصال سرعت قرار دارد. نقطه انفصال در بین فاصله بحرانی قسمت دوم و سوم در جهت رو به شیب و عکس شیب، قرار دارد ولی مقدار متوسط این نقاط نمی‌باشد و موقعیت آن دقیقاً مشخص نیست (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).



شکل ۲-۲۶: منحنی‌های زمان - مسافت برای یک ناپیوستگی عمودی در زیر یک لایه سطحی (برگر و همکاران، ۱۹۹۲).

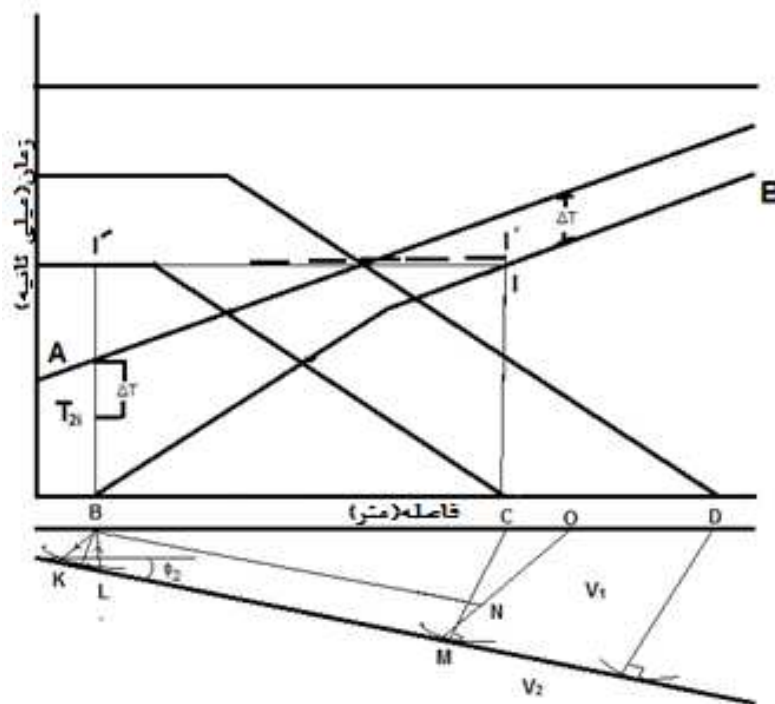
۱۱-۲ برخی از روش‌های تفسیر^{۵۴} داده‌های لرزه‌ای

برای تفسیر داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی روش‌های گوناگونی وجود دارد که از جمله این روش‌ها می‌توان به روش خطوط موازی و روش تصحیح ABEM برای بدست آوردن زمان تقاطع‌های صحیح در نقاط انفجار اشاره کرد. روش ABC و Hale برای محاسبه عمق در گیرنده به کار می‌رود.

⁵⁴Interpretation method

۱-۱۱-۲ روش خطوط موازی

شکل (۲-۲۷) دو منحنی را نشان می‌دهد، منحنی B که مربوط به چشمه موج در نقطه B و منحنی A که مربوط به چشمه موج در نقطه A (که در یک دور افت نسبت به خط لرزه ای قرار دارند) می‌باشند. قسمتی از این دو منحنی با هم موازی می‌باشد، یعنی قسمت دوم منحنی B با منحنی A برابر است که نشان دهنده زمان رسیدهای مربوط به امواج رسیده از فصل مشترک لایه اول و دوم می‌باشد. اگر تفاوت بین این دو منحنی در قسمتی که با هم موازی هستند Δt_1 فرض شود و مقدار آن در تقاطع بین محور عمودی زمان در نقطه B با منحنی A، از منحنی A کم شود، زمان تقاطع صحیح بدست می‌آید و از روی این زمان تقاطع می‌توان عمق صحیح را به دست آورد.



شکل ۲-۲۷: قانون خطوط موازی برای یک فصل مشترک مسطح (اس جیگرن، ۱۹۸۴).

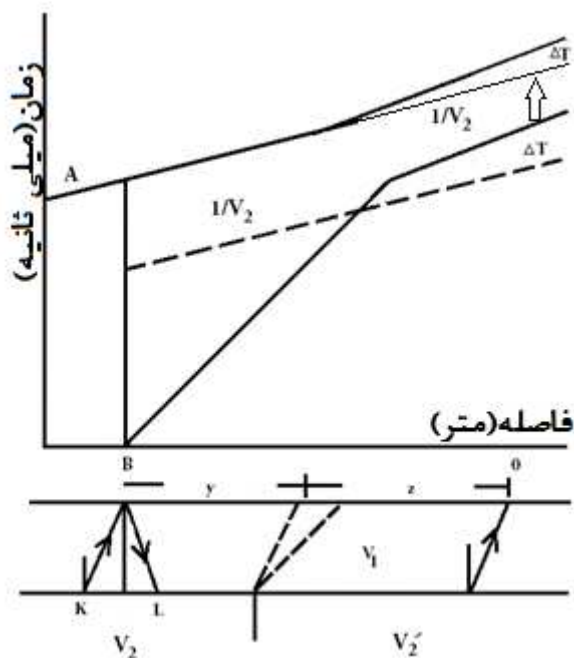
تأثیر عامل‌های خارج از مثلث LBK حذف می‌شود. بنابراین اگر فصل مشترک در بین L و K مسطح نباشد و یا در داخل مثلث تغییرات سرعت را داشته باشیم، منابع خطا به وجود می‌آیند. در این روش خطاهای مربوط به محاسبه شیب و سرعت وجود دارد (اس جیگرن، ۱۹۸۴).

روش خطوط موازی می‌تواند برای بدست آوردن زمان تقاطع صحیح در نقاط گیرنده به کار برده شود (راکول، ۱۹۷۶).

۲-۱۱-۲ روش تصحیح ABEM

روش ABEM یک تکنیک تصحیح، برای عمق‌های تخمین زده شده در زیر چشمه‌های موج و تفسیر کلی مشکلات ناشی از انحراف شدید منحنی زمان - مسافت ناشی از ناهمواری و تغییرات بزرگ در عمق‌ها و سرعت‌ها می‌باشد. روش تصحیح ABEM به این صورت می‌باشد که از چشمه موج B خطی را به موازات محور زمان به سمت منحنی سرعت شکست A ادامه داده و خط تصحیح از ادامه دادن منحنی سرعت شکست A با شیب $\frac{1}{V_2}$ ، از نقطه تقاطع بدست می‌آید (خط نازک که با فلش در شکل ۲-۲۸ نشان داده شده است) تفاوت زمان بین این خط تصحیح و منحنی A، یعنی ΔT ، زمان تصحیح می‌باشد. این مقدار زمان ΔT ، از مقدار زمان رسیدهای امواج شکست پیدا کرده از فصل مشترک در منحنی B، کم می‌شود. با ادامه دادن خط مربوط به زمان رسیدهای تصحیح شده به سمت چشمه موج، زمان تقاطع صحیح (T_{i2}) بدست می‌آید و از طریق این زمان تقاطع، عمق صحیح بدست می‌آید (اس جیگرن، ۱۹۸۴).

⁵⁵ Rockwel

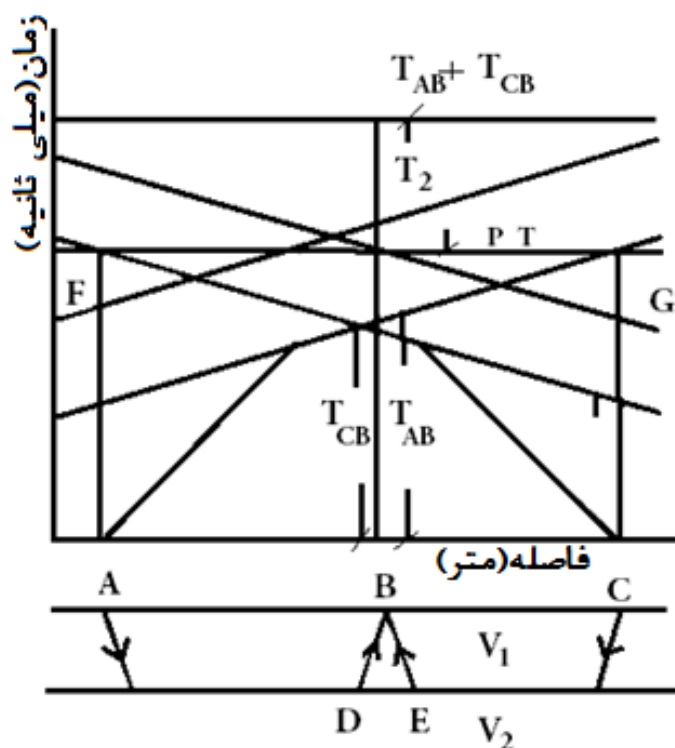


شکل ۲-۲۸: قانون روش تصحیح ABEM (اس جیگرن، ۱۹۸۴).

هر گونه تغییرات سرعت در خارج از مثلث KBL، به طور اتوماتیک حذف می‌شود. در این روش خطاهای مربوط به محاسبه شیب و سرعت وجود دارد. منابع خطا در داخل مثلث (KBL) تشکیل شده توسط چشمه موج پیدا شود. بنابراین تغییرات سرعت و نامنظمی فصل مشترک در داخل این مثلث، روی صحت عمق‌های تخمینی تأثیر می‌گذارد.

۳-۱۱-۲ روش ABC

یکی از روش‌های ساده تفسیر شکست مرزی روش ABC می‌باشد (شریف و گلدارت، ۱۹۸۲). در این روش امواج از دو نقطه در فصل مشترک بیرون می‌آیند و در یک نقطه مشترک به سطح زمین می‌رسند. (شکل ۲-۲۹). روش ABC تمایل به تخمین عمق در ایستگاه‌های گیرنده را دارد (اس جیگرن، ۱۹۸۴).



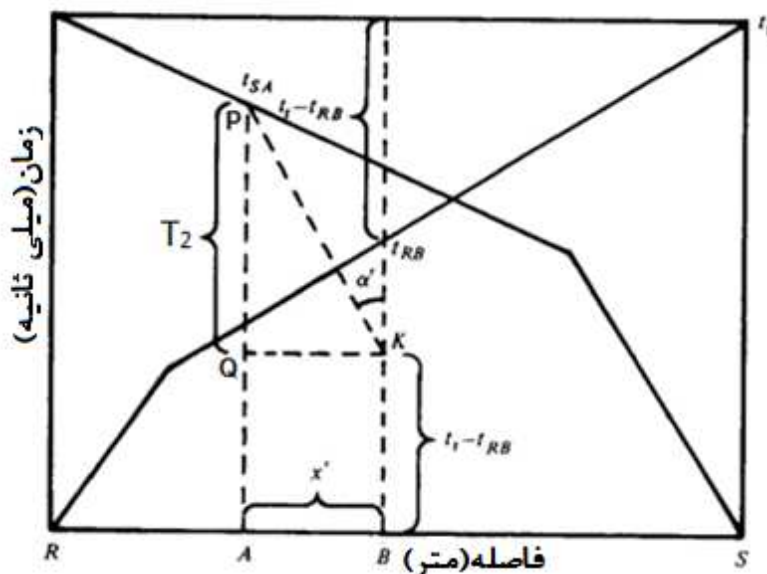
شکل ۲-۲۹: روش ABC (فصل مشترک افقی) (اس جیگرن، ۱۹۸۴).

در روش ABC مجموع زمان رسیدن امواجی که از دو نقطه انفجار A و C شکست خورده‌اند و در یک نقطه مشترک به سطح زمین می‌رسند، از زمان دو طرفه کم می‌شود و منحنی ABC بدست می‌آید. T_2 همان زمان تقاطع است، که شامل ۲ زمان تأخیر برابر می‌باشد. روش ABC هم مانند روش ABEM و خطوط موازی، در صورتی که داخل مثلث نقطه انفجار، تغییرات سرعت یا نامنظمی فصل مشترک وجود نداشته باشد، عمق صحیح را می‌دهد. در این روش خطاهای مربوط به محاسبه شیب و سرعت وجود دارد (اس جیگرن، ۱۹۸۴).

۲-۱۱-۴ روش Hale

در این روش امواج از یک نقطه مشترک در فصل مشترک، به ژئوفون‌ها در سطح زمین می‌رسند. شکل (۲-۳۰) مربوط به یک مدل دو لایه‌ای ساده با نقاط انفجار در S و R می‌باشد. t_R زمان دو طرفه R و S

می‌باشد (شریف و گلدارت ۱۹۸۲):



شکل ۲-۳۰: کاربرد روش Hale (شریف و گلدارت ۱۹۸۲).

مقدار زمان در نقطه B برابر با t_{RB} می‌باشد، نقطه K بر روی خطی که به موازات محور زمان از نقطه B رسم شده است مشخص شده است که در آن $KB = (t_T - t_{RB})$ است. از نقطه K یک خط با شیب معکوس $(\frac{AB}{T_2} = \frac{V_1 \sin i_{12}}{\cos \theta_2})$ کشیده می‌شود، که منحنی S را در نقطه P قطع می‌کند، که مقدار زمان در آن نقطه برابر t_{SA} است. اگر از K یک خط افقی به سمت محور عمودی در نقطه A کشیده شود، آن را در نقطه Q قطع می‌کند و تفاوت زمان بین AP و AQ، زمان تقاطع T_2 می‌شود (شریف و گلدارت ۱۹۸۲).

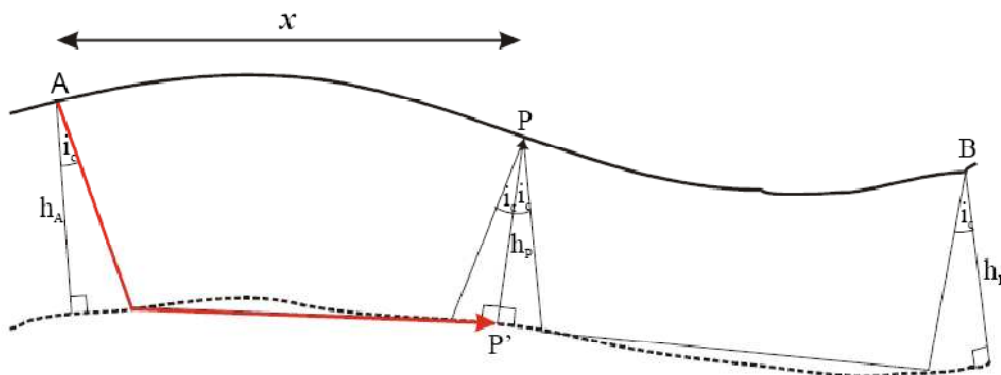
خطا در روش Hale نسبت به روش ABC کمتر است. اما هنوز در این روش در این خطاهای مربوط به محاسبه شیب و سرعت وجود دارد. برای فصل مشترک‌های کم عمق و یا زمانی که سطح بین لایه‌ها مسطح باشد، تفاوت قابل ملاحظه‌ای بین روش‌های مختلف وجود ندارد. تغییرات شرایط نزدیک به سطح زمین ممکن است، کاربرد این روش‌ها را مختل کند حتی در مواردی غیر ممکن سازد. این روش‌ها تمایل

به تخمین کم عمقها در قسمت‌های فرورفتگی و تخمین بالای عمقها در قله‌ها^{۵۶} را دارند (اس جیگرن، ۱۹۸۴).

در ذیل تئوری یکی از روش‌های تفسیر، یعنی روش زمان دو طرفه که یک روش دستی می‌باشد و خطاهای حاصل از تفسیر دستی در آن وجود دارد، شرح داده شده است. در بخش بعد ترکیب این روش با روش آنالیز کمترین مربعات که یک روش اتوماتیک است، تشریح شده است که در آن اندازه‌گیری شیب و خطاهای دستی وارد نیست.

۱۲-۲ روش زمان دو طرفه

روش زمان دو طرفه به خاطر استفاده از زمان تأخیرها به زمان رسیده‌های ثبت شده، در دو جهت رو به شیب و عکس شیب نیاز دارد. همانطور که نشان داده خواهد شد با استفاده از محاسبه زمان تأخیر، می‌توان عمق فصل مشترک را بدست می‌آورد.



شکل ۲-۳۱: مدل دو لایه‌ای که سطح زمین و فصل مشترک هر دو نامنظم می‌باشند (راهنمای نرم افزار SeisImager).

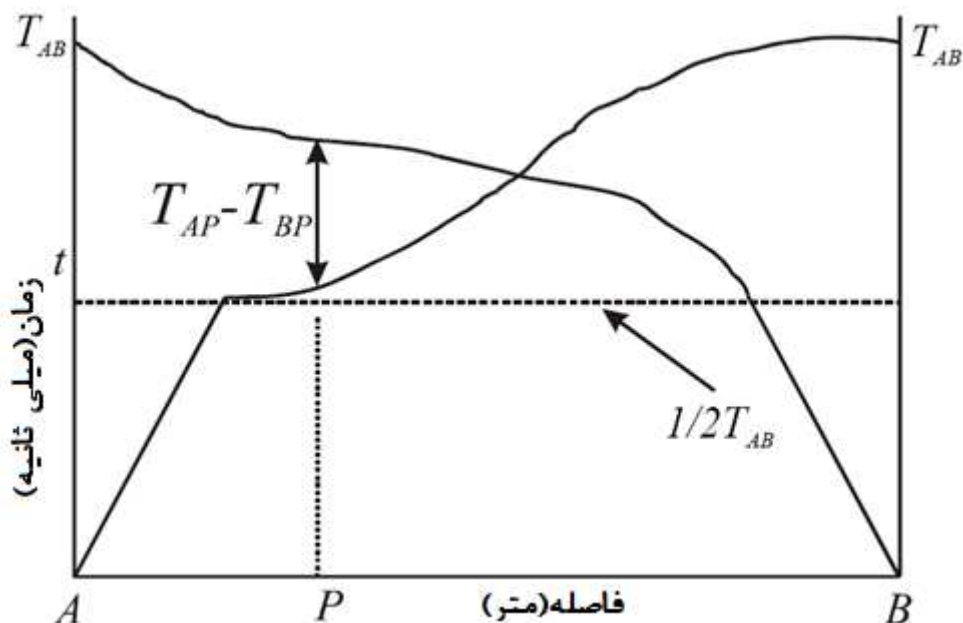
با توجه به شکل (۲-۳۱)، $T_{AP'}$ را می‌توان به صورت زیر بیان کرد:

⁵⁶ridge

$$T_{AP'} = T_{AP} - \frac{t_0}{2} \quad (۶۷-۲)$$

که $\frac{t_0}{2}$ همان زمان تأخیر می‌باشد. با توجه به مفهوم زمان تأخیر در معادله (۶۵-۲) خواهیم داشت:

$$T_{AP'} = \frac{T_{AB}}{2} + \frac{(T_{AP} - T_{BP})}{2} \quad (۶۸-۲)$$



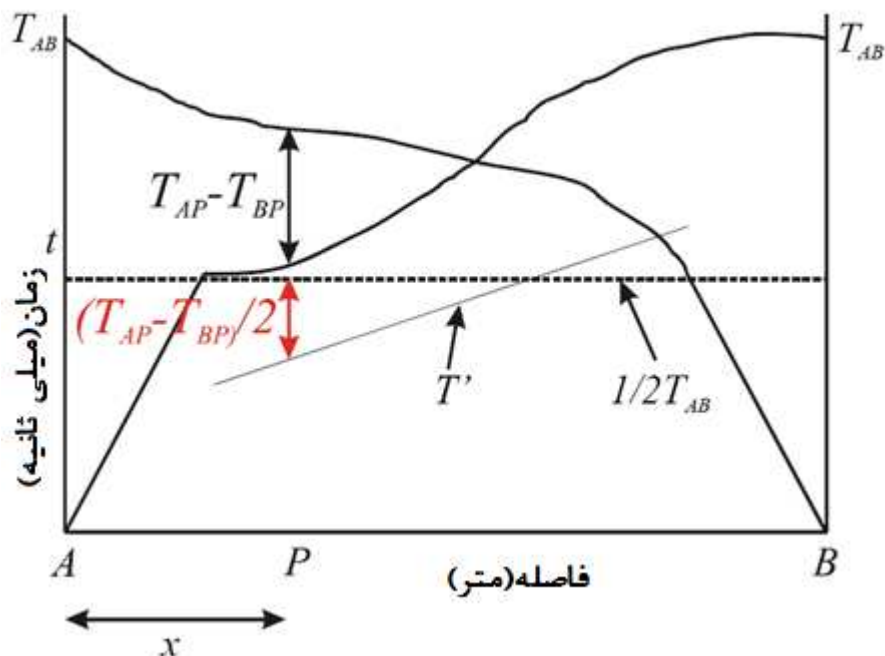
شکل ۳۲-۲: منحنی زمان-مسافت مربوط به شکل ۳۱-۲ (راهنمای نرم افزار SeisImager).

T_{AB} زمان دو طرفه می‌باشد و در شکل (۳۳-۲)، $\frac{T_{AB}}{2}$ که عبارت اول و $\frac{(T_{AP}-T_{BP})}{2}$ عبارت دوم معادله

(۶۸-۲) می‌باشد، رسم شده است.

با استفاده از معادله (۶۸-۲) و با اضافه کردن $\frac{(T_{AP}-T_{BP})}{2}$ به خط $\frac{T_{AB}}{2}$ می‌توان منحنی T' را بدست آورد.

شیب T' برابر $\frac{1}{V_2}$ می‌باشد. (شکل ۳۲-۲)



شکل ۲-۳۳: منحنی زمان-مسافت مربوط به شکل ۲-۳۱ که در آن منحنی T' از طریق معادله ۲-۶۸ رسم شده است (راهنمای نرم افزار SeisImager).

محاسبه عمق

با توجه به معادله (۲-۵۵) رابطه زیر را می‌توان بدست آورد:

$$D_T = \frac{t_0}{2} = \frac{h_P \cos i_c}{V_1} \quad (۲-۶۹)$$

و همچنین داریم:

$$T_{AP'} = T_{AP} - \frac{h_P \cos i_c}{V_1} \quad (۲-۷۰)$$

با توجه به معادله (۲-۶) معادله زیر را می‌توان بدست آورد:

$$T_{AP} \cong \frac{2h_P \cos i_c}{V_1} + \frac{X}{V_2} \quad (۲-۷۱)$$

با ترکیب معادله‌های (۷۰-۲) و (۷۱-۲) معادله زیر بدست می‌آید:

$$T_{AP'} = \frac{h_P \cos i_c}{V_1} + \frac{X}{V_2} \quad (72-2)$$

و با توجه به معادله (۶۹-۲) معادله زیر بدست می‌آید:

$$D_{TP} = \frac{h_P \cos i_c}{V_1} \quad (73-2)$$

با جایگزینی معادله (۷۲-۲) در معادله بالا خواهیم داشت:

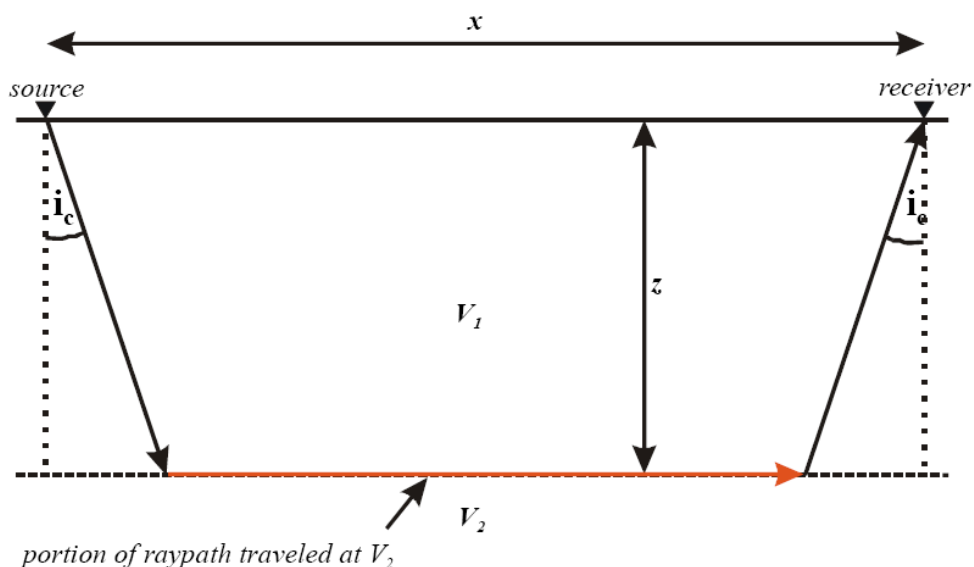
$$D_{TP} = T_{AP'} - \frac{X}{V_2} \quad (74-2)$$

با توجه به معادله (۷۴-۲) می‌توان عمق را محاسبه کرد:

$$h_P = \frac{D_{TP} V_1}{\cos i_c} \quad (75-2)$$

۱۳-۲ ترکیب روش زمان دوطرفه با آنالیز کمترین مربعات

این روش یک روش حداقل مربعات خطی برای تفکیک بهتر لایه‌ها از طریق داده‌ها می‌باشد.



شکل ۲-۳۴: مدل دو لایه‌ای با مرز موازی (راهنمای نرم افزار Seis mager).

شکل (۲-۳۴) مربوط به یک مدل دو لایه‌ای با مرز موازی می‌باشد، مجموع زمان حرکت امواج از منبع به گیرنده از طریق معادله (۲-۴) بدست آمد:

$$T = \frac{x}{V_2} + \frac{2Z \text{Cos}i_{12}}{V_1} \quad (۲-۷۶)$$

اگر C به صورت زیر تعریف شود:

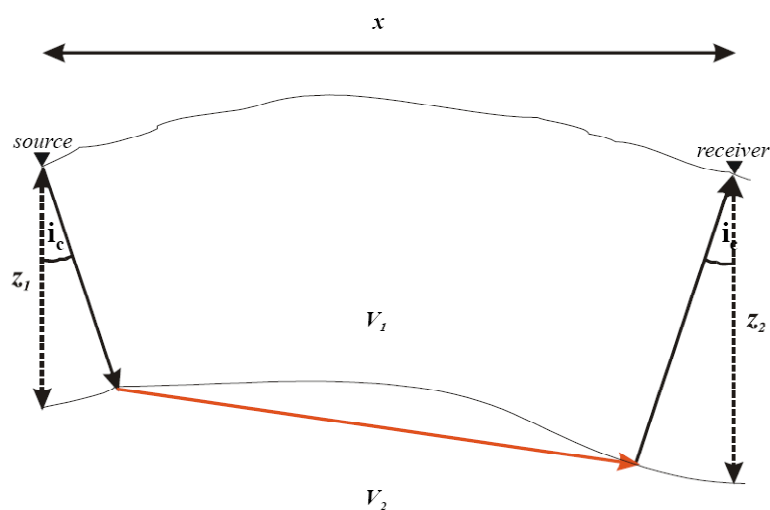
$$C = \frac{2\text{Cos}i_{12}}{V_1} \quad (۲-۷۷)$$

خواهیم داشت:

$$T = 2CZ + \frac{x}{V_2} \quad (۲-۷۸)$$

در این صورت مجهولات Z و V_2 می‌باشند.

در مثال بالا فرض شد که فصل مشترک موازی سطح زمین می‌باشد. اگر این فرض به یک مدل عمومی که موازی نمی‌باشد تعمیم داده شود (شکل ۲-۳۵)، مجهولات از دو به سه تا افزایش پیدا می‌کند (Z_1, Z_2, V_2).



شکل ۲-۳۵: مدل دو لایه‌ای با مرز غیر موازی (راهنمای نرم افزار SeisImager).

در نتیجه خواهیم داشت:

$$T = CZ_1 + CZ_2 + \frac{X}{V_2} \quad (76-2)$$

اگر معادله (76-2) تعمیم داده شود، معادله زیر بدست می‌آید:

$$T_m = \sum_{k=1}^n C_{mk} Z_k + X_m S_2 \quad (77-2)$$

که در آن $S_2 = \frac{1}{V_2}$ می‌باشد.

از روی معادله (77-2) ماتریس زیر را می‌توان بدست آورد:

$$\begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & \cdot & C_{1n} & X_1 \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & \cdot & C_{2n} & X_2 \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & \cdot & C_{3n} & X_3 \\ C_{41} & C_{42} & C_{43} & \cdot & C_{4n} & X_4 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ C_{m1} & C_{m2} & C_{m3} & C_{m4} & \cdot & X_m \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} Z_1 \\ Z_2 \\ Z_3 \\ \cdot \\ Z_n \\ S_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \\ t_3 \\ t_4 \\ \cdot \\ t_m \end{bmatrix} \quad (78-2)$$

در ماتریس (78-2)، m تعداد زمان رسیده‌ها و n تعداد گیرنده‌ها می‌باشد. با حل این ماتریس می‌توان مقادیر V_2 و $Z_1, Z_2, Z_3, \dots, Z_n$ را بدست آورد.

حل کمترین مربعات برای مسایل معکوس خطی

معادله بالا را می‌توان به شکل ساده $Gm = d$ نوشت. که در آن m نماد پارامترهای مجهول مساله یعنی مقادیر V_2 و $Z_1, Z_2, Z_3, \dots, Z_n$ است و d نماد داده‌های مشاهده شده یا همان اولین زمان رسیده‌ها است. ساده‌ترین روش برای حل یک مساله معکوس خطی $Gm = d$ بر مبنای محاسبه طول⁵⁷ یا اندازه پارامترهای مدل و داده‌های پیش‌بینی شده است ($d^{pre} = Gm^{pre}$). در اینجا نماد pre را برای مقادیر

⁵⁷length

پیش‌بینی شده به کار می‌بریم. خواهیم دید که چگونه طول یا فاصله محاسبه شده می‌تواند به حل یک مسأله معکوس منجر شود. این مساله معمولاً به روش معروف کمترین مربعات^{۵۸} حل می‌شود.

برای هر داده مشاهده‌ای یک خطا یا عدم برازش به صورت زیر تعریف می‌کنیم (مجو^{۵۹}، ۱۹۹۴):

$$e_i = d_i^{obs} - d_i^{pre} \quad (79-2)$$

بهترین خطا، خطی است که مجموعه خطاها یعنی E ، کمینه مقدار خود را داشته باشد. که E به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$E = e^T e \quad (80-2)$$

روش کمترین مربعات را می‌توان برای حل مسایل معکوس خطی مطابق روش زیر گسترش داد. برمی‌گردیم به محاسبه مشتقات تابع خطای E برای یکی از پارامترهای مدل (که در اینجا m_q در نظر گرفته شده است) و برابر صفر قرار دادن نتایج (منک^{۶۰}، ۱۹۸۹):

$$E = e^T e = (d - Gm)^T (d - Gm) \quad (81-2)$$

$$= \sum_i^N \left[d_i - \sum_j^M G_{ij} m_j \right] \left[d_i - \sum_k^M G_{ik} m_k \right]$$

با ضرب کردن دو گروه در هم داریم:

$$E = \sum_j^M \sum_k^M m_j m_k \sum_i^M G_{ik} G_{ij} - 2 \sum_j^M m_j \sum_i^N G_{ij} d_j + \sum_i^N d_i d_i \quad (82-2)$$

حال با محاسبه مشتقات جزئی $\partial E / \partial m_q$ برای عبارت اول E داریم:

⁵⁸ least square

⁵⁹ Meju

⁶⁰ Menke

$$\frac{\partial}{\partial m_q} \left[\sum_j^M \sum_k^M m_j m_k \sum_i^M G_{ik} G_{ij} \right] = \sum_j^M \sum_k^M [\delta_{jq} m_k + m_j \delta_{kq}] \sum_i^N G_{ij} G_{ik} \quad (۸۳-۲)$$

δ در عبارت بالا بجای $\partial m_i / \partial m_j$ در نظر گرفته شده است چون دو متغیر m_i و m_j مستقل هستند. مقدار

$\partial m_i / \partial m_j$ تنها در حالیکه $i = j$ مقدار غیر صفر خواهد داشت. برای عبارت دوم E داریم:

$$-2 \frac{\partial}{\partial m_q} \left[\sum_j^M m_j \sum_i^N G_{ij} d_i \right] = -2 \sum_j^M \delta_{jq} \sum_i^N G_{ij} d_j = -2 \sum_i^N G_{iq} d_i \quad (۸۴-۲)$$

و از آنجایی که در E عبارت سوم شامل هیچ مقداری از m نیست، مشتق آن نسبت به m_q برابر صفر خواهد بود.

$$\frac{\partial}{\partial m_q} \left[\sum_i^N d_i d_i \right] = 0$$

با ترکیب سه عبارت داریم:

$$\begin{aligned} \frac{\partial E}{\partial m_q} &= 0 \\ &= 2 \sum_k^M m_k \sum_i^N G_{iq} G_{ik} - \sum_i^N G_{iq} d_i \end{aligned} \quad (۸۵-۲)$$

معادلات بالا با استفاده از روابط ماتریسی به صورت زیر نوشته می‌شود.

$$G^T G m - G^T d = 0 \quad (۸۶-۲)$$

توجه کنید که ماتریس $G^T G$ یک ماتریس مربعی $M \times M$ است که در یک بردار m با طول M ضرب

شده است. مقدار $G^T d$ نیز یک بردار با طول M است. فرض می‌کنیم که $[G^T G]^{-1}$ موجود باشد بنابراین

برای پارامترهای مدل خواهیم داشت:

$$m^{est} = [G^T G]^{-1} G^T d \quad (۸۷-۲)$$

رابطه (۲-۸۷) حل کمترین مربعات برای یک مساله معکوس خطی، $Gm = d$ است.

۱۴-۲ ردیابی پرتو

در لرزه شناسی ما انتشار موج لرزه‌ای از مبدا به گیرنده‌ها را بررسی می‌کنیم، تا سا ختار زمین را بررسی کنیم. حرکت این امواج از قوانین فیزیکی مشخصی تبعیت می‌کنند. بنابراین می‌توانیم از روش‌های متداول اپتیکی برای مطالعه موج لرزه‌ای استفاده کنیم.

مسیر پرتو، یک خط سیر هندسی در جهت انتشار امواج می‌باشد. در صورت ثابت بودن نقطه مبدا، نقطه گیرنده و زاویه تابش ثابت، پرتو ثابت خواهد بود. اصل فرمت هندسه مسیر موج را مشخص می‌کند. در لرزه‌شناسی روش ردیابی پرتو بر پایه این مفهوم بنا نهاده شده است، که انرژی لرزه‌ای مسیر هندسی مشخصی را طی می‌کند، که توسط معادلات موج تعیین می‌شوند. از لحاظ فیزیکی این معادلات چگونگی انتشار انرژی را در طی مسیر حرکت آن قبل از اینکه به علت تفاوت سرعت منکسر شود، مشخص می‌کند.

جهت انجام روش ردیابی پرتو، هم به دانش زمین‌شناسی و هم به دانش کامپیوتر نیاز است. به این روش معمولاً برای گرفتن اطلاعات درباره ساختار داخل زمین نیاز است. کاربرد این روش یافتن بعضی پارامترها برای مدل ساخته شده می‌باشد.

روش ردیابی پرتو به عبارت دیگر روشی برای محاسبه مسیر امواج یا ذرات در یک سیستم با مناطق دارای سرعت سیرهای متفاوت است. تحت چنین شرایطی موج ممکن است خم شود، تغییر مسیر دهد، یا بازتاب کند. روش ردیابی پرتو این کار را با پیش بردن مرتب باریکه نور یا اشعه در داخل محیط به صورت مجازی انجام می‌دهد. در موارد ساده‌تر می‌توان انتشار امواج را به صورت ریاضیات ابتدایی‌تر بررسی کرد. اما در

مواردی که نیاز به آنالیز جزئی‌تر است، باید از کامپیوتر جهت انتشار امواج بیشتر استفاده کرد. برای انجام عملیات ردیابی پرتو باید به صورت مجازی چشمه‌ها را به صورت تعداد زیادی در نظر گرفت، سپس مسیر حرکت آن را بررسی نمود. در طی عملیات شبیه‌سازی و با گسترش آن ممکن است تراکم موج، طول موج و قطبش آن تغییر داده شود (عرب عامری، ۱۳۹۰)

۱-۱۴-۲ روش ردیابی پرتو در محیط $V(z)$

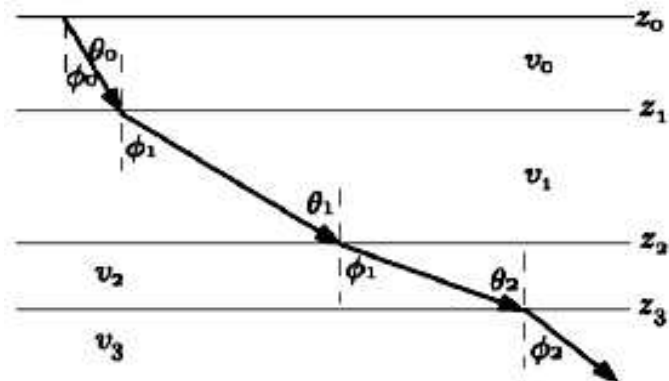
یک محیط $V(z)$ محیطی است که در آن سرعت با عمق به صورت ثابت افزایش پیدا می‌کند. در این صورت قانون اسنل بیان می‌کند که سرعت ظاهری افقی جبهه‌ی موج همراه پرتو ثابت می‌ماند. با توجه به شکل (۳۶-۲) برای سطح ژام داریم:

$$\frac{\sin \theta_{j-1}}{v_{j-1}} = \frac{\sin \theta_j}{v_j} \quad (۸۸-۲)$$

از آنجایی که تمام سطوح سرعت افقی‌اند، پس:

$$\frac{\sin \theta_{j-1}}{v_{j-1}} = \frac{\sin \theta_j}{v_j} \quad (۸۹-۲)$$

این آنالیز را می‌توان برای سطوح مختلف به همین روش انجام داد. در شکل (۳۶-۲) نشان داده شده است که زاویه برخورد امواج لرزه‌ای به سطوح شکننا با تغییر سرعت لایه‌ها، تغییر پیدا می‌کند. بنابراین مقدار $P = \frac{\sin \theta_j}{v_j}$ در تمام طول انتشار موج ثابت خواهد بود، عموماً P به عنوان پارامتر پرتو شناخته می‌شود. زیرا برای هر پرتو، منحصر به فرد بوده و پرتو را در صورت امکان پارامتری می‌کند (عرب عامری، ۱۳۹۰).



شکل ۲-۳۶: تعبیر زاویه برخورد امواج لرزه‌ای به فصول مشترک با توجه به سرعت لایه‌ها (عرب عامری، ۱۳۹۰).

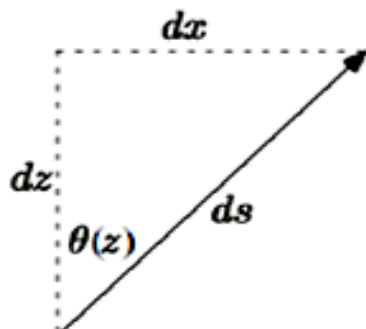
ثابت ماندن P و هویت آن به عنوان بردار کندی^{۶۱} افقی ظاهری یکی از نتایج مستقیم قانون اسنل می‌باشد. این آنالیز برای مقادیر V با Z متغیر به این صورت تعمیم داده می‌شود:

$$P = \frac{\sin(\theta(z))}{V(z)} \quad (۹۰-۲)$$

بیان کلی زمان سیر و فاصله افقی طی شده توسط هر پرتو در یک محیط $V(z)$ ، به سادگی در شکل (۲-۳۷) به صورت المان یک پرتو نشان داده می‌شود با توجه به هندسه داریم:

$$dT = \frac{ds}{v(z)} = \frac{dz}{v(z) \cos(\theta(z))} \quad (۹۱-۲)$$

$$dx = \tan(\theta(z)) dz \quad (۹۲-۲)$$



شکل ۲-۳۷: بیان فاصله افقی طی شده توسط هر پرتو (عرب عامری، ۱۳۹۰).

⁶¹ Slowness

قانون اسنل با جایگزینی مثلثاتی توابع به صورت $pv(z) = \sin(\theta(z))$ به شکل زیر با رابطه‌های (۹۱-۲) و (۹۲-۲) ترکیب می‌شود:

$$dT = \frac{dz}{v(z)\sqrt{1-p^2-v^2(z)}} \quad (۹۳-۲)$$

$$dx = \frac{pv(z)}{\sqrt{1-p^2-v^2(z)}} dz \quad (۹۴-۲)$$

برای مسیر پرتوهای ماکروسکپی، شکل کلی از انتگرال‌گیری نتایج بالا حاصل می‌شود. برای پرتویی که از عمق Z_1 به Z_2 می‌رود، فاصله‌ی افقی حرکت بدین صورت محاسبه می‌گردد:

$$x(p) = \int_{z_1}^{z_2} \frac{pv(z)}{\sqrt{1-p^2-v^2(z)}} dz \quad (۹۵-۲)$$

$$T(p) = \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{v(z)\sqrt{1-p^2-v^2(z)}} \quad (۹۶-۲)$$

در صورت داشتن تابع سرعت و پارامتر پرتو می‌توان فاصله دقیق افقی یا فاصله جانبی و همین‌طور زمان سیر برای یک پرتو که بین دو عمق حرکت می‌کند را محاسبه کرد. مشکل این است که عموماً رویارویی پرتو با یک فاصله جانبی مشخص مورد نظر است و هیچ راه ساده‌ای برای یافتن پارامتر پرتو که این کار را انجام دهد، وجود ندارد.

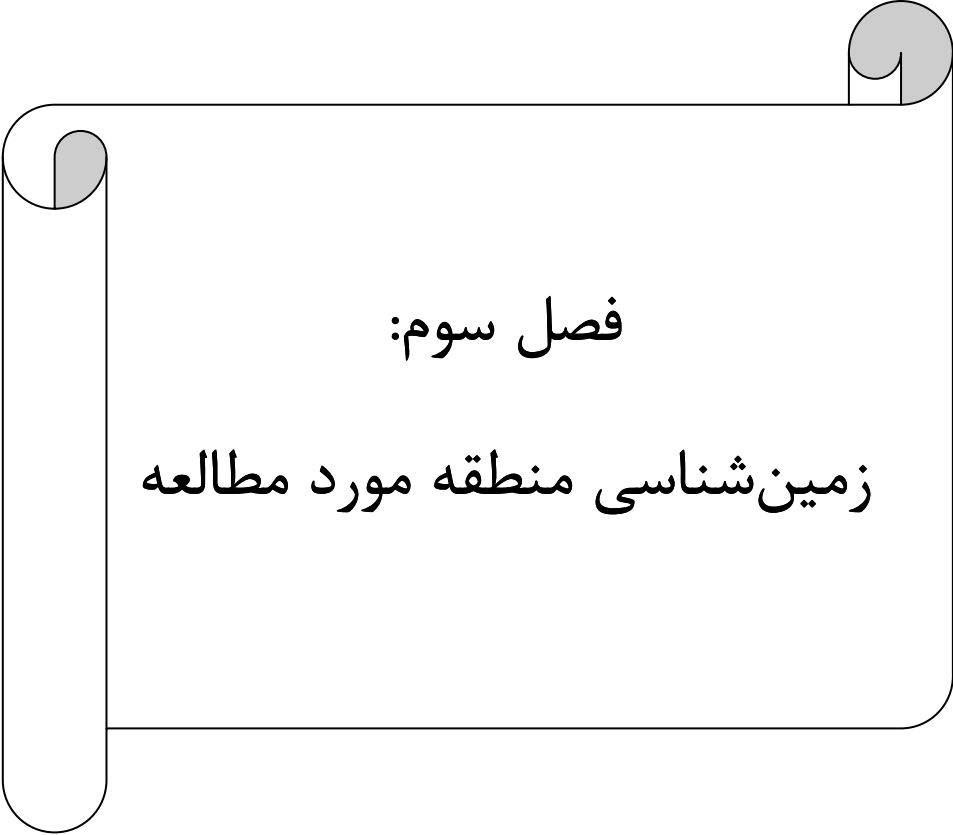
این فرآیند عموماً باید تکرار شود و دورافت‌های ساخته شده با یک دسته پرتو^{۶۲} از پرتوها بررسی شوند و خوشبختانه دو مقدار P برای بازه دورافت مورد نظر یافت می‌شود و سپس دسته پرتو جدیدی از پرتوها را می‌توان ساخت و فرآیند همچنان تکرار می‌شود تا پرتویی بدست آید که دورافت مطلوبی در دامنه تغییرات مورد نظر ایجاد کند.

⁶² Fan

اگر محیط $V(z)$ به جای تغییر پیوسته به طور مجزا لایه‌بندی شود، در این صورت جمع معادلات (۹۵-۲) و (۹۶-۲) به شکل زیر مناسب‌تر است (عرب عامری، ۱۳۹۰):

$$T(p) = \sum_{k=1}^n \frac{\Delta z_k}{u_k \sqrt{1 - p^2 u_k^2}} \quad (۹۷-۲)$$

$$x(p) = \sum_{k=1}^n \frac{p u_k}{\sqrt{1 - p^2 u_k^2}} \Delta z_k \quad (۹۸-۲)$$

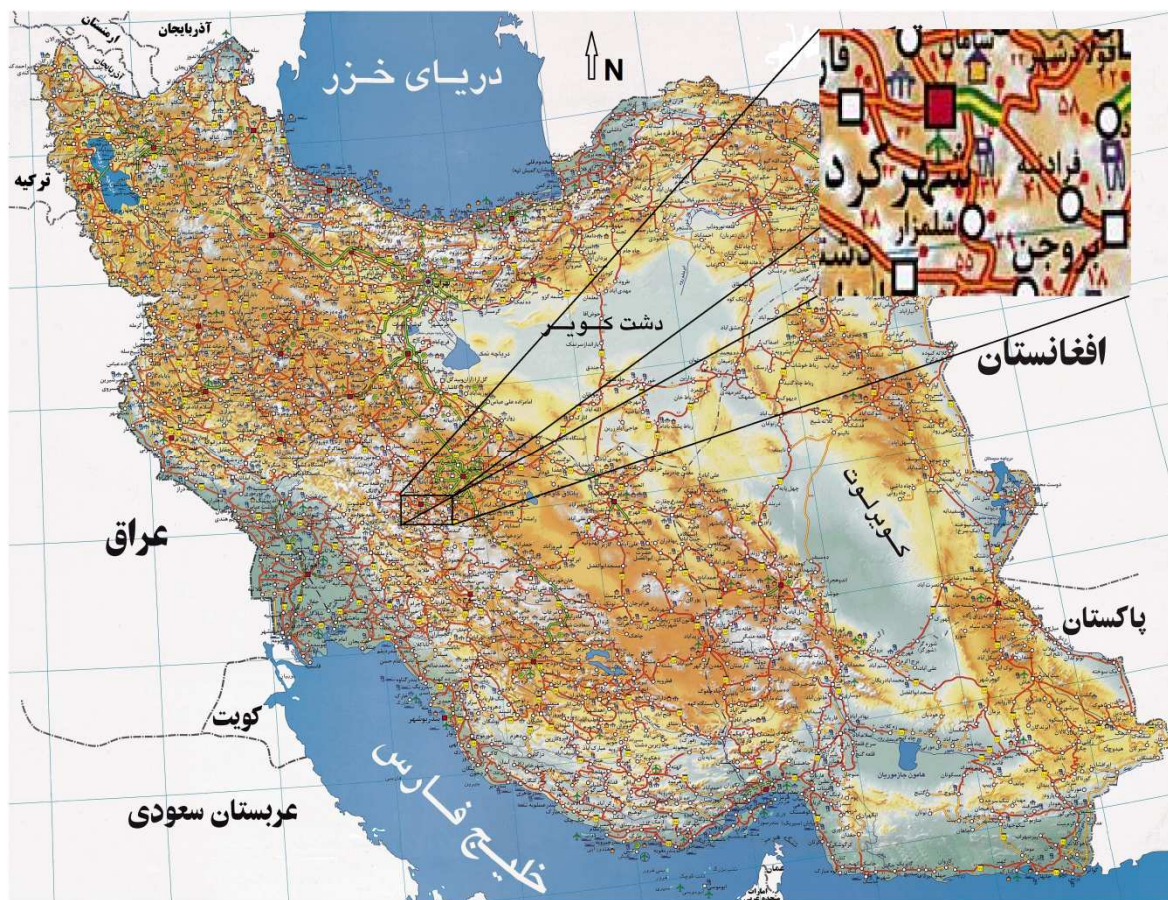


فصل سوم:

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

۱-۳ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

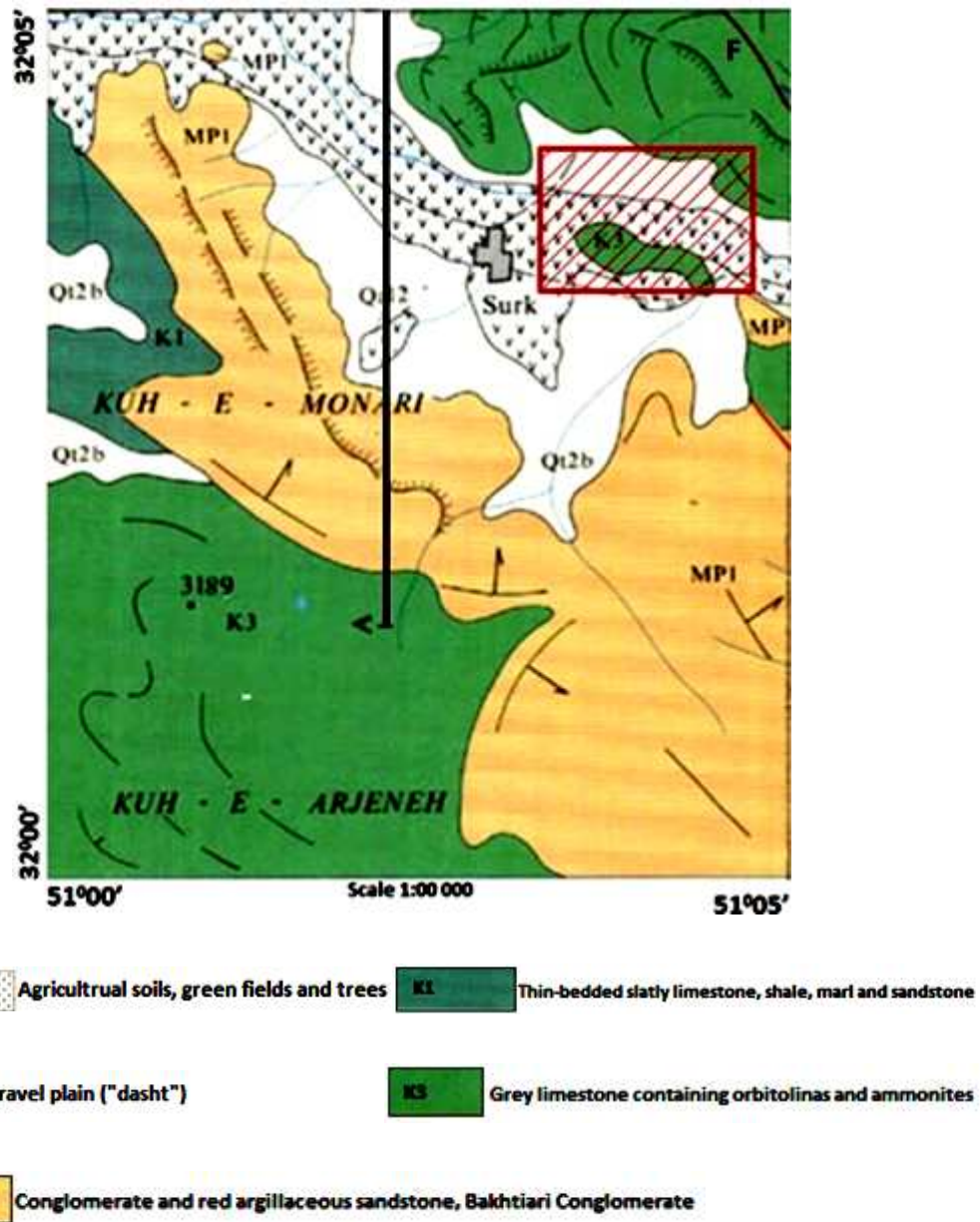
منطقه مورد مطالعه مربوط به سد سورک می‌باشد که بر روی رودخانه کیار در نزدیکی روستای سورک در فاصله ۴۵ کیلومتری جنوب شرقی شهرکرد و ۲۵ کیلومتری شمال غرب شهر بروجن در استان چهارمحال بختیاری واقع شده است (شکل ۱-۳).



شکل ۱-۳: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه (سایت زمین‌شناسی ایران).

۲-۳ زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

در شکل (۲-۳) محدوده مورد مطالعه با خط قرمز حاشور خورده است.

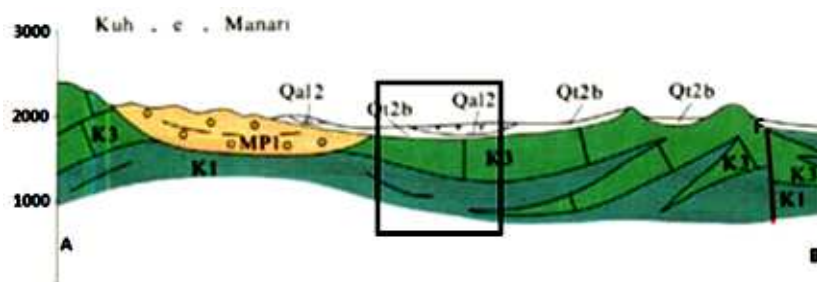


شکل ۲-۳: نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ریز لنجان (سازمان زمین‌شناسی، ۱۳۳۸).

اجزا و ساختارهای زمین‌شناسی منطقه شامل کنگلومرا، ماسه سنگ خاک رسی قرمز و کنگلومرای بختیاری مربوط به میوسن، سنگ آهک خاکستری شامل فسیل‌ها و آمونیت‌ها، بستر نازک سنگ آهک اسلیتی، شیل، مارن و ماسه سنگ مربوط به کرتاسه می‌باشد و بقیه قسمت‌ها نیز شامل دشت شنی، خاک‌های زراعی، گیاهان و درختان مربوط به دوره کواترنری می‌باشند.

همانطور که در شکل (۲-۳) مشخص شده است، مقطع AB نشان داده شده در شکل (۳-۳)، در قسمت غربی و نزدیک به منطقه مورد مطالعه می‌باشد. اگر راستای محدوده مورد مطالعه را به سمت مقطع AB در نظر بگیریم، تقاطع آن با مقطع AB، مستطیل نشان داده شده در شکل (۳-۳) می‌باشد، که با توجه به آن لایه اول آبرفتی و لایه دوم آهکی می‌باشد، که در برخی نواحی این لایه آهکی بیرون زدگی دارد.

در قسمت شرقی محدوده مورد مطالعه گسل دیده می‌شود که در شکل (۲-۳) و (۳-۳) با F نشان داده شده است و با توجه به اینکه نتایج بدست آمده در فصل ۴ هیچ گونه تغییر ارتفاع ناگهانی و یا تغییر سرعت را نشان نمی‌دهند و همچنین با توجه به مقطع AB شکل (۳-۳) و شکل (۲-۳) می‌توان نتیجه گرفت که این گسل در فاصله دورتری، از شمال شرق به شمال غرب نسبت به محدوده مورد مطالعه گسترش دارد و وارد محدوده نشده است، بنابراین وجود این گسل تأثیری در نتایج بدست آمده ندارد.



شکل ۳-۳: مقطع AB موجود در منطقه (سازمان زمین‌شناسی، ۱۳۳۸).

کنگلومرای بختیاری

نام این سازند از اسم قبیله بختیاری گرفته شده است، این سازند شامل کنگلومرا و ماسه سنگ‌های آهکی چرتی است که به صورت همساز و گاهی ناهم‌ساز بر روی سازندهای قدیمی‌تر در مناطق مختلف قرار می‌گیرد.

در کنتاکت زیرین آن، معمولاً سازند آجاجاری با دگر شیئی زاویه‌دار یا فرسایشی دیده می‌شود. در ضمن برخی مواقع رسوبات قدیم‌تر را به حالت دگر شیب می‌پوشاند. در کنتاکت فوقانی آن در بعضی نقاط رسوبات آبرفتی جوان‌تری وجود دارد (سایت زمین‌شناسی ایران).

کرتاسه (baremmian-aptian)

سنگ‌های کرتاسه جوانتر از aptian در این منطقه یافت نشده است. سنگ‌های شناخته شده شامل ۱۰۰۰ متر لایه‌های کربناته فرسایشی می‌باشند که به ۳ قسمت تقسیم می‌شوند:

۱- ۵۰ تا ۵۰۰ متر ماسه سنگ قرمز و کنگلومرای آهکی، که ناپیوستگی شیل و ولکانیک‌های اواخر دوره ژوراسیک را می‌پوشاند و اساساً در شمال نقشه مربوط به منطقه مورد بررسی ظاهر می‌شوند. ضخامت به سمت جنوب کاهش پیدا می‌کند و در دره شمالی کوه شاه‌لرا فقط ۵ متر است و قسمت جنوبی آن کشف نشده است و احتمالاً زیر بستر آهکی تمام شود.

۲- ۴۰۰ تا ۵۰۰ متر از بستر ضخیم سنگ آهک فسیلی خاکستری روشن تا تیره همراه با میان لایه‌های سنگ آهک دانه‌ای و سنگ آهک ماسه‌ای تشکیل شده است. در جنوب غربی نقشه، سنگ آهک فسیلی و فشرده به روی شیل ژوراسیک و ولکانیک‌ها رانش کرده است. در قسمت جنوب و جنوب غربی نقشه قسمت‌های کمتری از بستر نازک سنگ آهک، مارن و ماسه با واحد

زیر لایه‌ای سنگ آهک رس‌دار و سیلت استون تشکیل شده است (راهنمای نقشه زمین‌شناسی ریز لنجان ۱۳۳۸).

۳- ۵۰۰ تا ۶۰۰ متر از بستر ضخیم اسلیتی و سنگ آهک رس‌دار با میان لایه‌های رسی و شیل، اساساً در دور و بر جنوب غربی روستای سفید دشت. در حدود ۱۰ کیلومتری شمال روستا، سنگ آهک تا حدی ماسه‌ای است و میان لایه‌های سیلت استون، آهکی می‌باشد. ولکانیک‌ها همواره در این محدوده در میان چینه‌ها خوابیده است، بستر ضخیم سنگ آهک فسیلی این واحد را به صورت موزون می‌پوشاند. قسمت جنوبی بیشتر خاک رس و شیل می‌شود و حاوی سنگ آهک دانه‌ای می‌باشند (راهنمای نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰. ریز لنجان، ۱۳۳۸).

میوپلیوسن

این تشکیلات اساساً از کنگلومرا تشکیل شده‌اند و ۱۰۰ تا ۳۰۰ متر ضخامت دارند. آنها در شمال روستای فرادنبه قرار دارند و چین خورده نیستند و پوشاننده ناپیوستگی‌های متفاوت کرتاسه پائین و بستر ائوسن می‌باشند. قسمت پائین‌تر ذخایر کنگلومرا شامل میان لایه‌های مارن ماسه‌ای و ماسه سنگ می‌باشند و هیچ فسیلی آنها را پوشش نمی‌دهد. قله سنگ‌ها، اندازه‌های شدیداً متفاوتی دارند (۱ متر تا ۱ سانتی‌متر) و از سنگ آهک فسیلی خاکستری، سنگ آهک جلبکی، آهک نومولیتی، ماسه سنگ قرمز و سبز و خرده‌های ولکانیک تشکیل شده‌اند. در حدود ۱۵ کیلومتری غرب فرادنبه کنگلومرا از ۳۰۰ متر تجاوز می‌کند و ذخایر حاوی ماسه سنگ و مارن ماسه‌ای متمایل به سبز تا قرمز می‌باشند. قله‌سنگ‌های کنگلومرای اساساً از سنگ آهک کرتاسه پائین خاکستری، سنگ آهک سفید پالئوسن و ماسه‌سنگ سبز تا قرمز تشکیل شده‌اند. بسترهای کنگلومرا به شکل یک ناودیس کم عمق با محورهای برخورد شمال-غرب چین

خورده‌اند (۵ تا ۲۵ درجه شیب). این بسترهای کنگلومرا معادل قسمت‌های میوپلیوسن (کنگلومرای بختیاری) در کوه‌های زاگرس می‌باشند (راهنمای نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰. ریز لنجان، ۱۳۳۸).

کواترنری

پوشش کواترنری منطقه وسیعی را شامل می‌شود. این پوشش رودخانه‌ای است و به ۴ قسمت زیر تقسیم می‌شوند:

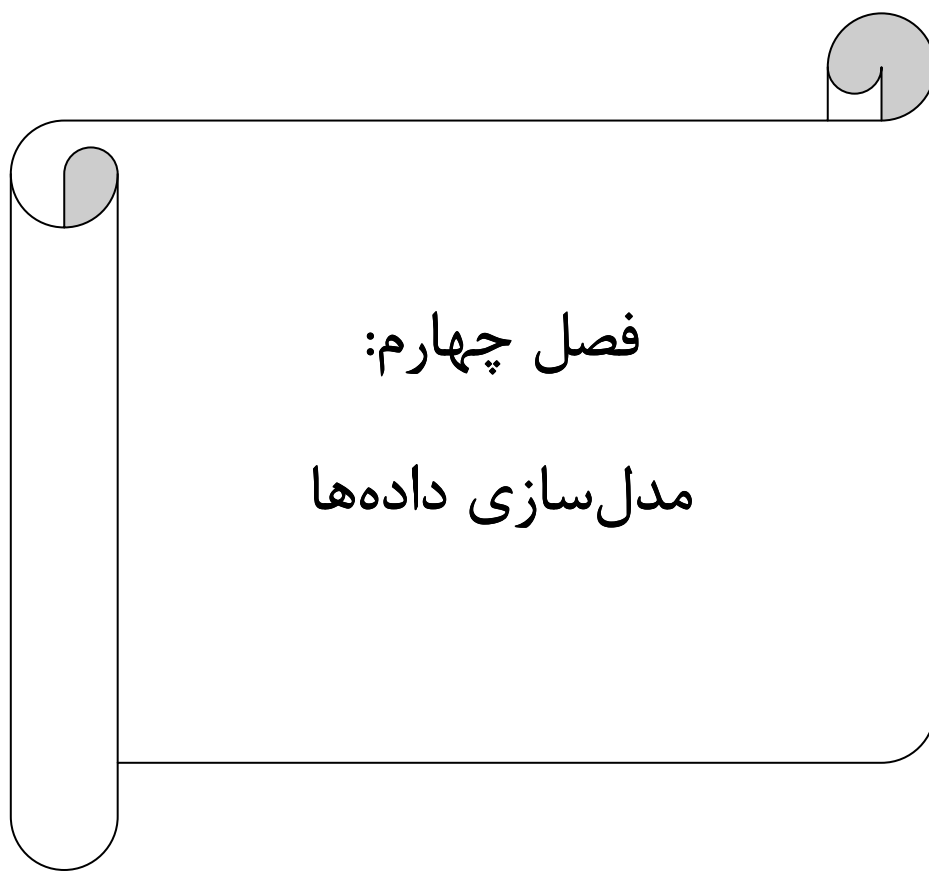
۱- ذخایر پادگانه قدیمی. این پادگانه‌ها در ارتفاعات نسبتاً بلند یافت می‌شوند و از ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر از کنگلومرا و قطعات بزرگ سنگ آهک و قلوه‌سنگ‌های قدیمی تشکیل شده‌اند، آن‌ها مستقیماً با سنگ‌های مزوزوئیک و دوران سوم پوشیده شده‌اند

۲- پادگانه‌های نیمه جدید. این طبقات گسترش بیشتری دارند. آن‌ها از لایه‌های کنگلومرای با میان لایه‌های مارن ماسه‌ای با ضخامت ۸۰ تا ۱۰۰ متر تشکیل شده‌اند. اجزاء کنگلومرا کوچک هستند و اساساً از سنگ‌ریزه‌های گرد شده سنگ آهک، ماسه سنگ و غیره تشکیل شده‌اند. آن‌ها با سنگ‌های دوران سوم و مزوزوئیک و بقیه طبقات پادگانه قدیمی پوشانیده می‌شوند، شبیدار نیستند اما با شیب ملایم رشته کوه‌ها ادامه پیدا می‌کنند. ذخایر قدیمی زاینده‌رود از مارن، کنگلومرا و مواد شیل خاک‌رسی شامل کوارتز و دانه‌های ماسه در امتداد زاینده‌رود در شمال نقشه گسترش یافته است.

۳- آبرفت‌های اخیر و دشت‌های رودخانه‌ای، دانه‌های خوب خاک رس یا کنگلومرای درشت غیر محکم را تشکیل داده‌اند. این ذخایر توسط خاک‌های زراعی پوشانیده شده‌اند (راهنمای نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰. ریز لنجان، ۱۳۳۸).

رودخانه کیار

رودخانه فصلی کیار که ۴۵ کیلومتر طول دارد، از به هم پیوستن نهرهای کوچک آب جهان بین تشکیل شده و در مسیر خود به سمت شمال باختری از شهرستان‌های شهرکرد و بروجن عبور می‌کند. حوضه این رود خلیج فارس و دریای عمان بوده و ارتفاع سرچشمه آن ۲۲۵۰ متر، ارتفاع ریزشگاه آن ۲۰۰۰ متر و شیب متوسط آن ۰/۶ درصد است. این رودخانه از ارتفاعات پیرامون دهستان حومه از شهرستان بروجن سرچشمه می‌گیرد و پس از عبور از جنوب روستای فرادنبه به دره میان کوه‌های نثار در باختر و کن قیاسی در خاور وارد می‌شود و به سوی روستای ده نو روان می‌گردد. در این روستا با یک نهر کوچک شمالی که از حوالی سفید دشت سرچشمه گرفته است، مخلوط شده و از طریق دره میان کوه‌های فیروز (در شمال) و نثار (در جنوب) به طرف روستای سورک روان می‌شود و از آن‌جا به دهستان دست گرد از شهرستان شهرکرد داخل می‌گردد. در این دهستان با دو یا سه نهر کوچک شمالی مخلوط شده و پس از عبور از روستاهایی چون ده زک، گشنیز، موسی آباد و سرتشنیز به آب جهان نما می‌ریزد (سایت زمین‌شناسی ایران).



فصل چهارم:

مدل سازی داده‌ها

۴-۱ مقدمه

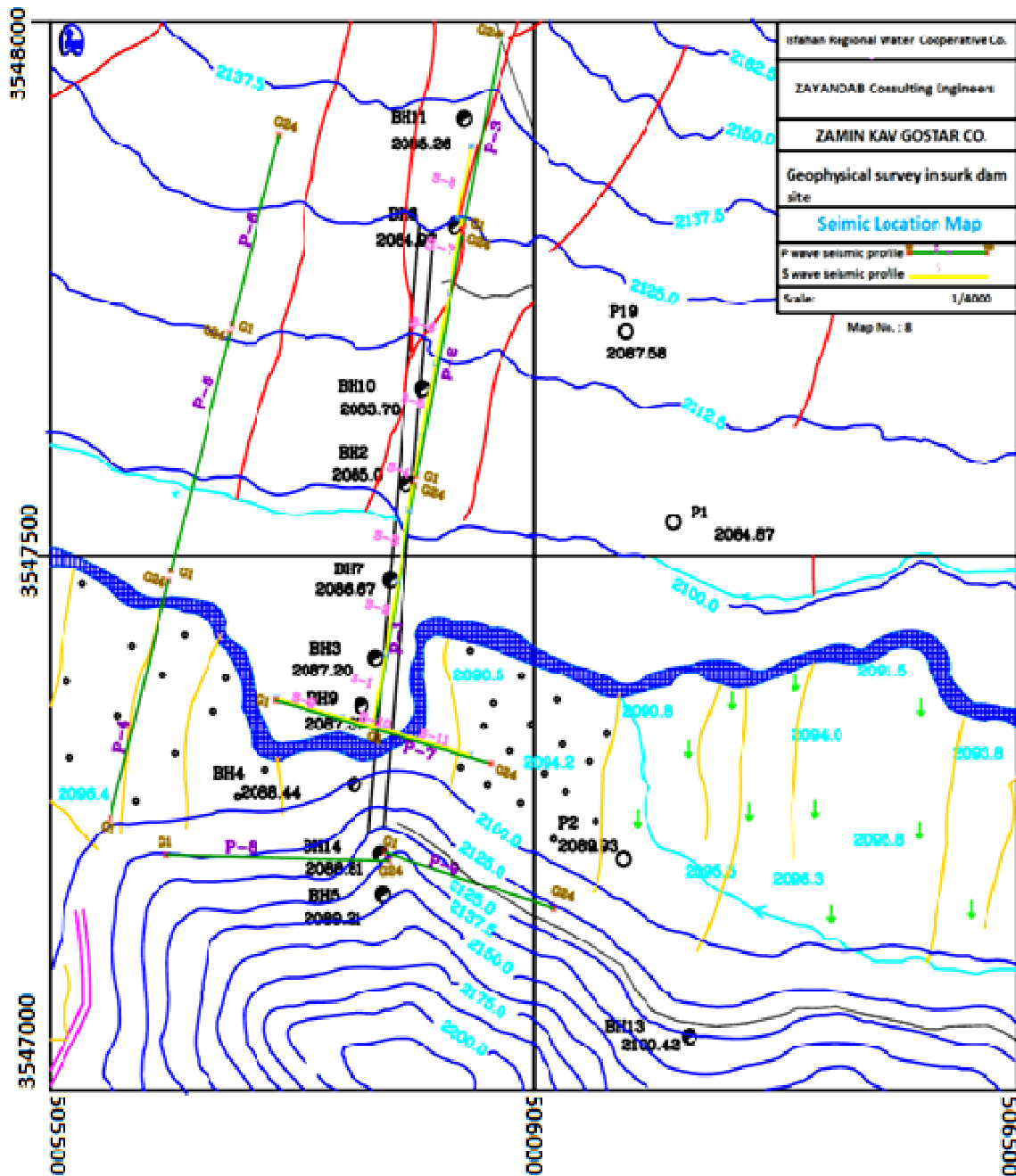
هدف از انجام روش لرزه‌ای شکست مرزی شناسایی ساختارهای زیر سطحی و دستیابی به منابع زیر سطحی می‌باشد. اساس این روش بر مبنای حرکت امواج لرزه‌ای شکست مرزی و انکسار آنها از لایه‌های مختلف، می‌باشد. همانطور که در فصل ۲ ذکر شد، برای تفسیر داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی روش‌های گوناگونی وجود دارد. تفسیر داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی در ایران عمدتاً به صورت تفسیرهای دستی و با استفاده از یک سری جداول استاندارد انجام می‌شود، با توجه به اهمیت پروژه‌های نیروگاهی در کشور و صرف هزینه‌های بسیار بالا در مراحل تکمیلی مطالعات، بدست آوردن نتایج قابل اطمینان از داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی که در تفسیر تنها از روش‌های مدل‌سازی دقیق استفاده شده است، یک نیاز اساسی برای این گونه پروژه‌ها می‌باشد. اهمیت وارون‌سازی‌های رایانه‌ای گذشته از دقت بالا و جلوگیری از وارد شدن خطای محاسبات دستی در تفسیر نتایج، این امکان را به مفسر می‌دهد تا با انجام روش ردیابی پرتو و تولید اولین زمان رسیده‌ها خطای مدل‌سازی را برآورد و نحوه برازش داده‌های بدست آمده از مدل را با داده‌های برداشت شده مورد بررسی قرار دهد.

در این پایان‌نامه از نرم‌افزار SeisImager، معرفی شده توسط شرکت Geometrics استفاده شده است که در آن آنالیز و بررسی داده‌ها، شامل استخراج اولین زمان رسیده‌ها با استفاده از نرم‌افزار PickWin و مدل‌سازی داده‌ها و محاسبه مقاطع سرعت و ردیابی پرتو به کمک نرم‌افزار Plotrefa، انجام شده است. نرم‌افزار Plotrefa از ترکیب روش زمان دو طرفه با آنالیز کمترین مربعات برای مدل‌سازی استفاده می‌کند.

۴-۲ موقعیت پروفیل‌های لرزه‌ای

در تحقیق حاضر که به منظور بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی و زمین‌ساختی تشکیلات، تفکیک و برآورد ضخامت لایه‌ها، تعیین عمق سنگ کف و نیز تعیین موقعیت بی‌هنجاری‌ها در محدوده سد سورک صورت

گرفته، ۸ پروفیل برداشت شده است که هر پروفیل شامل ۲۴ ژئوفون می‌باشد، فاصله ژئوفون‌ها از یکدیگر در پروفیل‌های شماره ۳ و ۶ برابر با ۸ متر و در دیگر پروفیل‌ها ۱۰ متر در نظر گرفته شده است.



۴-۱: موقعیت پروفیل‌ها (گزارشات شرکت زمین کاو گستر)

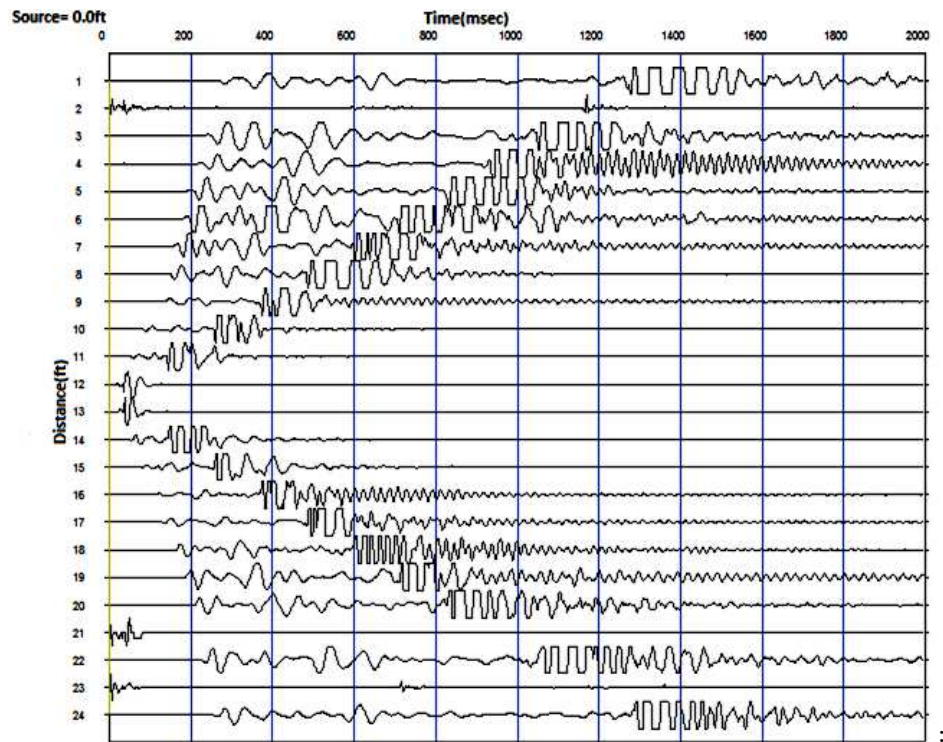
در هر پروفیل ۵ نقطه انفجار با فاصله ۶۰ متر از یکدیگر واقع شده است. پروفیل‌های شماره ۱ تا ۳ در امتداد یک خط مبنا که تقریباً محدوده محور سد را پوشش می‌دهد، واقع شده‌اند. به موازات خط مبنا مذکور و تقریباً به فاصله ۲۵۰ متری غرب آن، خط مبنای دیگری در نظر گرفته شده، که در راستای آن پروفیل‌های شماره ۴، ۵ و ۶ برداشت شده‌اند. دو پروفیل دیگر نیز در محدوده جناح چپ و بستر رودخانه واقع شده‌اند. در شکل (۴-۱) موقعیت پروفیل‌ها و محدوده سد نشان داده شده است.

۳-۴ انتخاب اولین زمان رسیده‌ها

همانطور که در فصل ۲ ذکر شد، امواج لرزه‌ای بعد از انتشار توسط ژئوفون‌ها دریافت می‌شوند و این ژئوفون‌ها امواج لرزه‌ای را بر روی لرزه‌نگار ثبت می‌کنند، برای تشکیل منحنی‌های زمان - مسافت باید اولین رسیده‌ها انتخاب شوند.

اولین رسیده‌ها را می‌توان با استفاده از نرم افزار Pick win از روی ثبت لرزه‌نگار انتخاب کرد. برای این کار باید داده‌های مربوط به هر نقطه انفجار را جداگانه وارد نرم افزار کرده و آن را انتخاب کنیم.

فایل مربوط به داده‌ها را وارد نرم‌افزار کرده، سپس داده‌ها به صورت زیر به نمایش در می‌آیند:

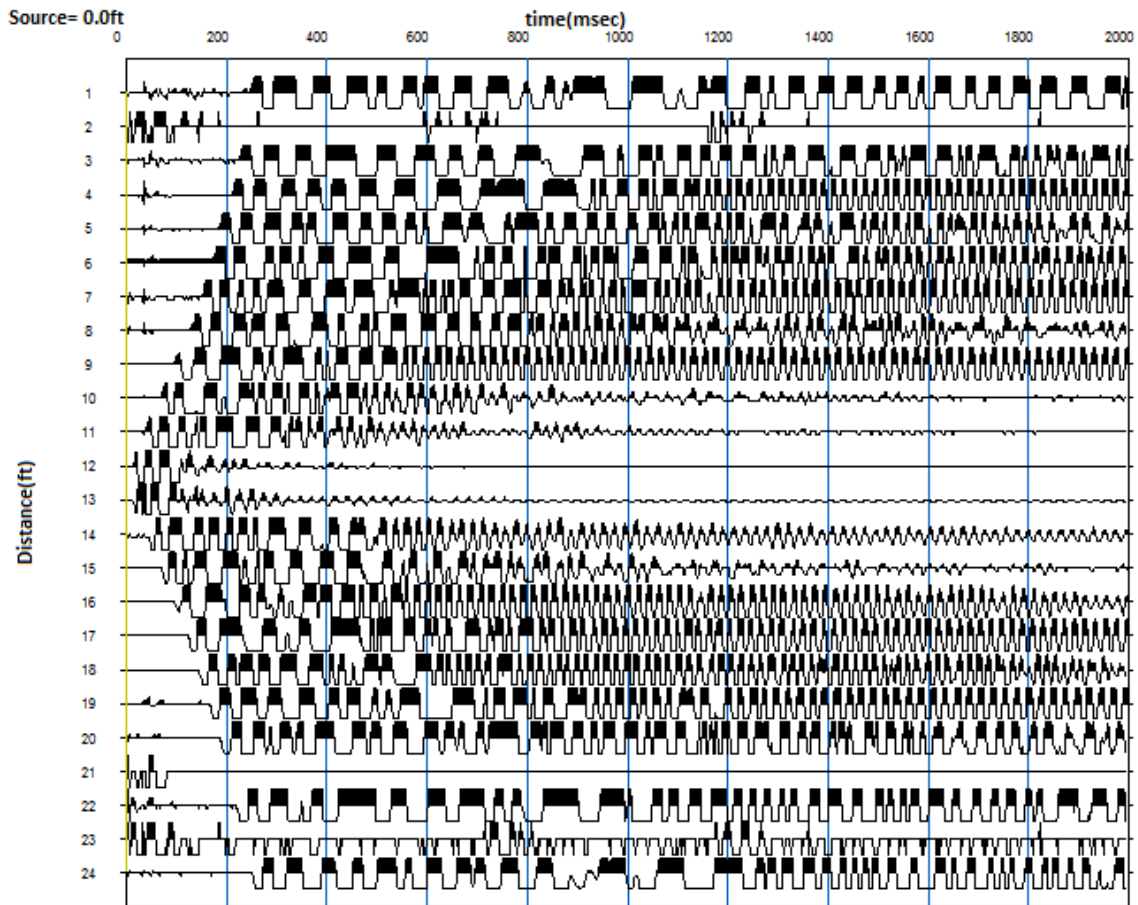


شکل ۴-۲: داده‌های مربوط به نقطه انفجار ۴ از پروفیل ۲.

بعد از وارد کردن داده‌ها، دامنه اثرها و محور افقی و عمودی را افزایش داده تا اولین رسیدها به خوبی مشخص شوند، همچنین می‌توان قله‌های مثبت یا منفی را برای تشخیص بهتر تیره کرد. در شکل (۴-۳) تمام این تغییرات بر روی داده‌های شکل (۴-۲) اعمال شده است.

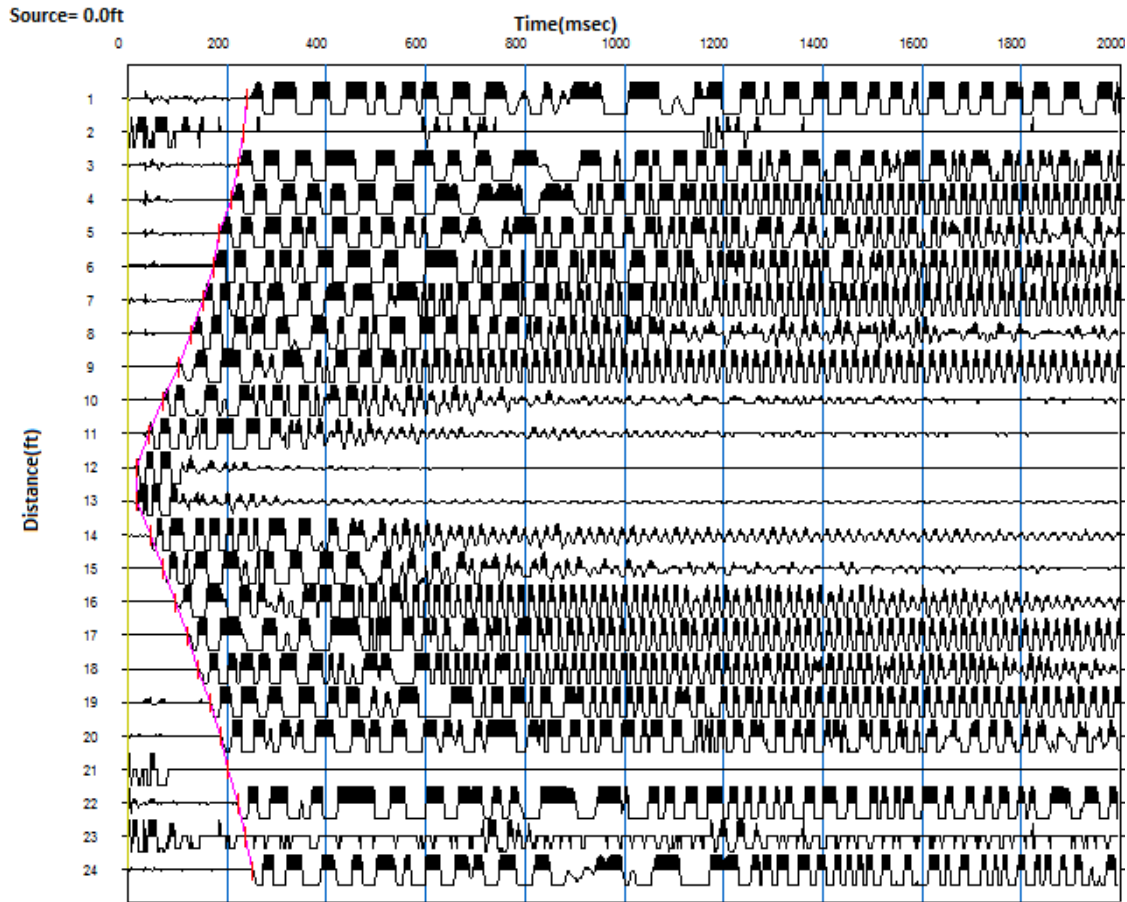
این داده‌ها دارای یکسری نوفه‌های زمینه می‌باشند که می‌توان از طریق نرم افزار و با استفاده از فیلتر باند گذر ۶۳ این نوفه‌ها را حذف کرد. دامنه فرکانس عبوری ۵ تا ۸۰ هرتز است. به این ترتیب، نویزهایی که فرکانس آن‌ها در این محدوده نمی‌باشند، حذف می‌شوند.

⁶³ Band-Pass Filter



شکل ۴-۳: داده‌های مربوط به نقطه انفجار ۴ از پروفیل ۲ بعد از اعمال تغییرات.

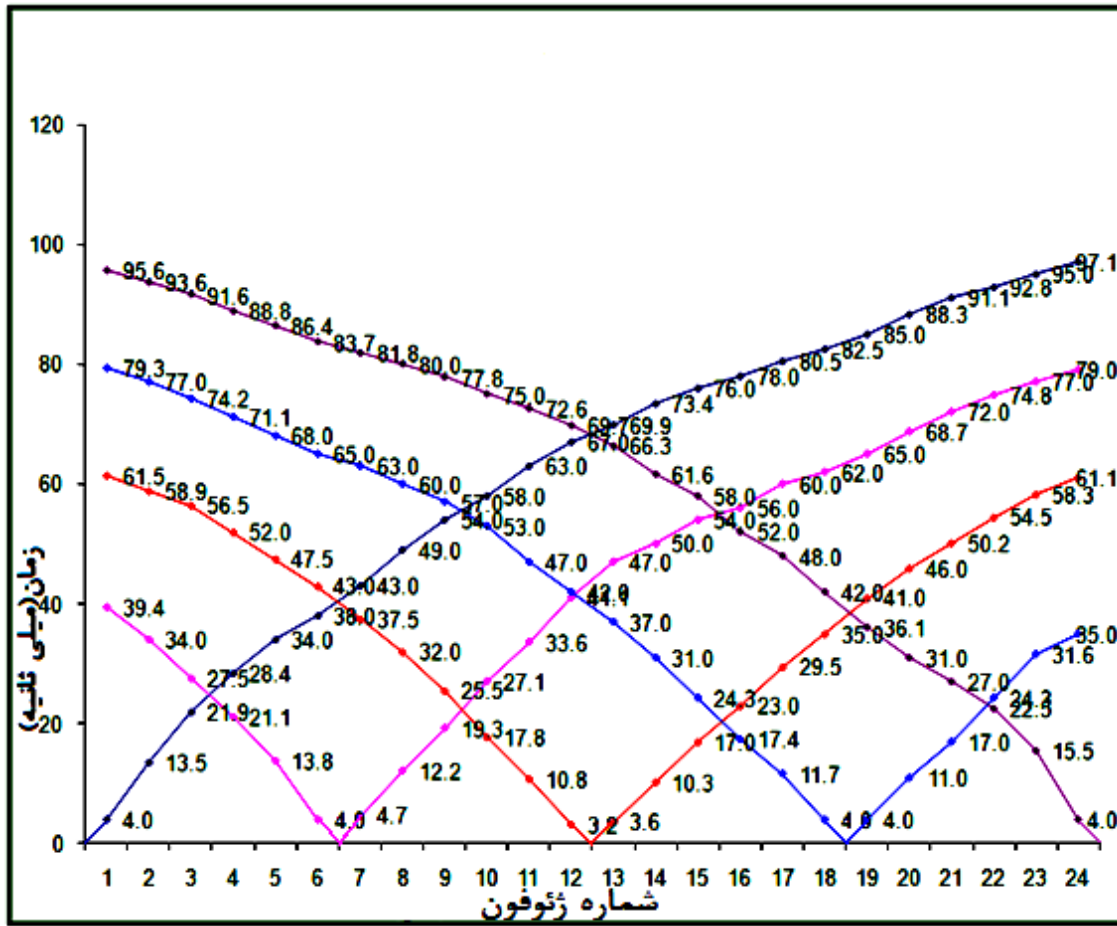
بعد از اینکه تمام مراحل بالا انجام شد، می‌توان اولین رسیدها را انتخاب کرد. برای انتخاب اولین رسیدها بعد از انتخاب گزینه *Pick first break manually*، یکسری خط‌های قرمز کوچک در سمت چپ محیط نرم افزار به وجود می‌آیند و این خط‌ها را باید همانطور که در بخش ۲-۴، ذکر شد، روی اولین نوسان رسیده، قرار داد. در شکل (۴-۴) اولین زمان رسیدها انتخاب شده است.



شکل ۴-۴: انتخاب اولین زمان رسیدهای نقطه انفجار ۴ از پروفیل ۲.

بعد از اینکه اولین رسیده‌ها انتخاب شد، داده‌های انتخاب شده را ذخیره کرده و این عملیات برای تمام نقاط انفجار یک پروفیل انجام می‌شود. فایل ذخیره شده حاوی اولین زمان رسید مربوط به هر ژئوفون با توجه به شماره آن می‌باشد.

می‌توان نمودار زمان-مسافت را با توجه به موقعیت ژئوفون‌ها و زمان رسیدن مربوط به هر ژئوفون رسم کرد. شکل (۴-۵) نمودار زمان-رسید پروفیل ۲ را نشان می‌دهد:

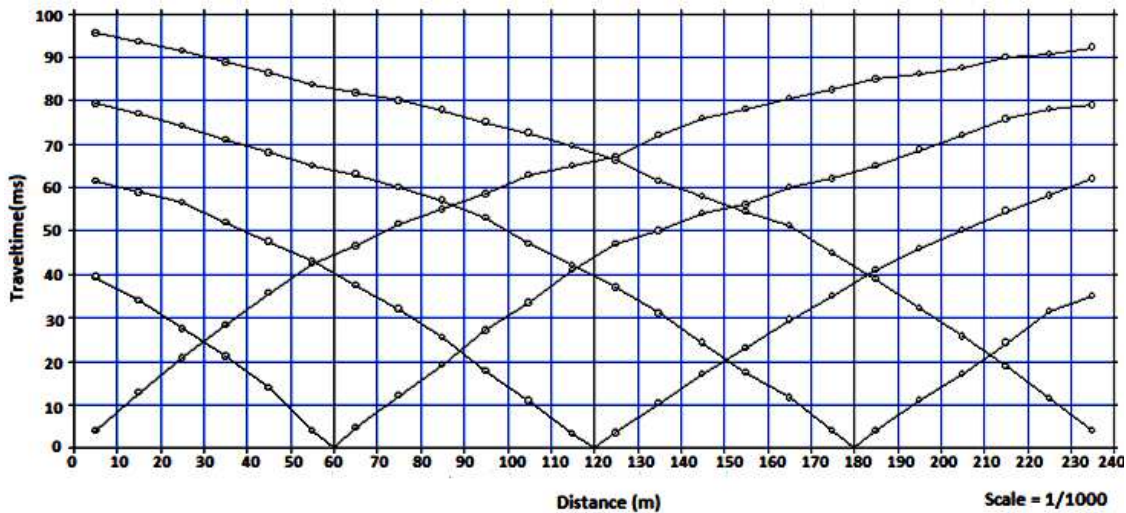


شکل ۴-۵: نمودار زمان رسید پروفیل ۲.

۴-۴ مدل سازی داده‌ها

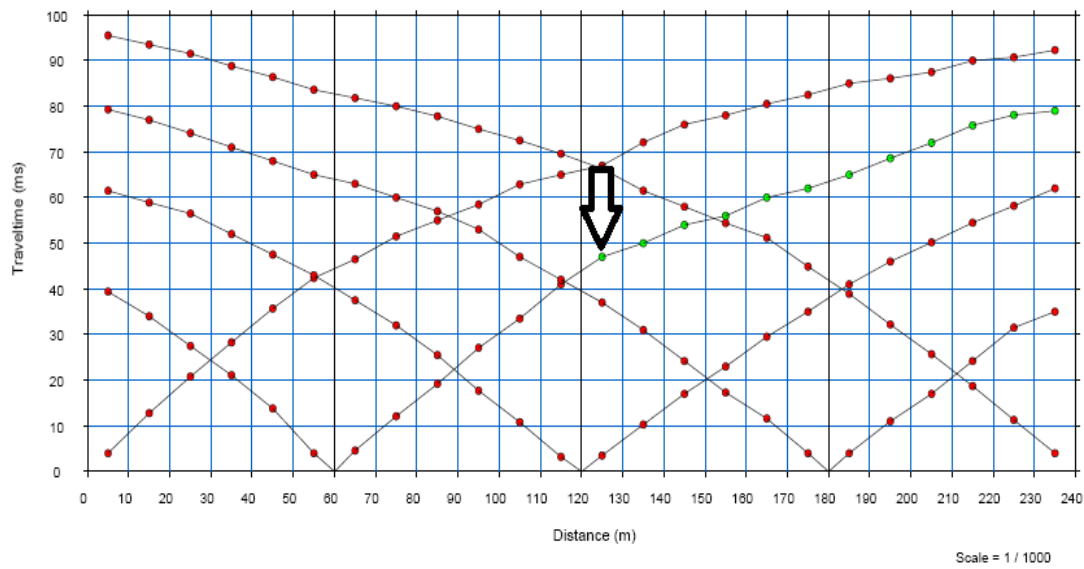
مدل سازی داده‌ها را می‌توان با استفاده از نرم افزار Plotrefa انجام داد. برای این کار، باید بعد از اینکه اولین زمان رسیدها توسط نرم افزار Pickwin انتخاب شد، تمام رسیدهای انتخاب شده مربوط به هر پروفیل، وارد نرم افزار Plotrefa شوند. این نرم افزار از طریق ترکیب روش زمان دوطرفه و روش آنالیز کمترین

مربعات ساختار زیر سطحی زمین را مدل‌سازی می‌کند. شکل (۴-۶) منحنی‌های زمان رسیده‌های پروفیل ۲ را بعد از وارد کردن به نرم افزار نشان می‌دهد:



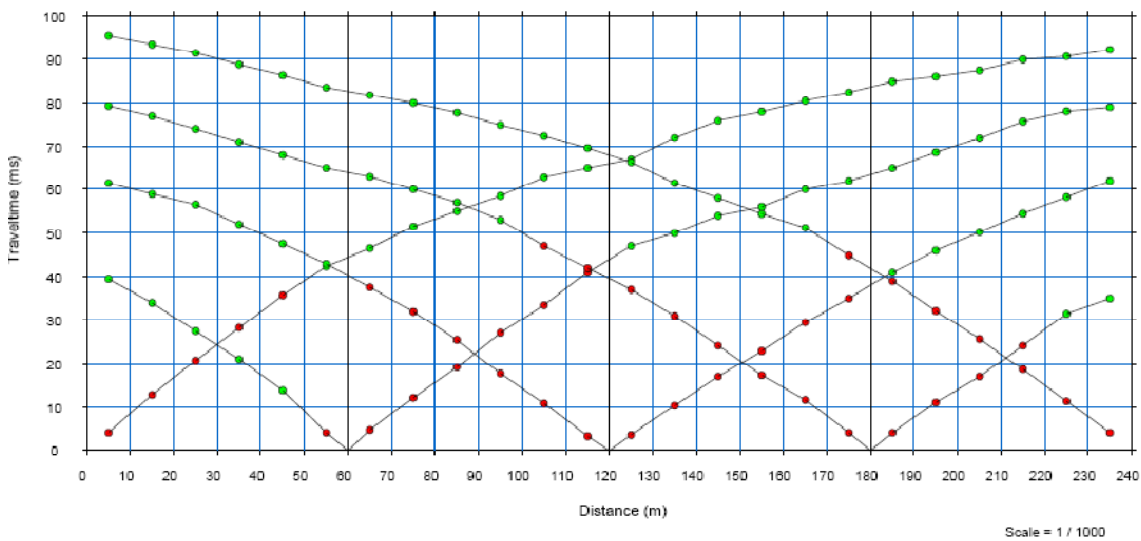
شکل ۴-۶: نمودار زمان-مسافت پروفیل ۲ بعد از وارد کردن به نرم‌افزار Plotrefa.

برای مدل‌سازی داده‌ها، در مرحله اول باید زمان رسیده‌های مربوط به هر لایه را از هم تفکیک کرد. تفکیک لایه‌ها به این صورت می‌باشد که هر جا شیب منحنی زمان - مسافت عوض شود، از آن نقطه به بعد زمان رسیده‌ها مربوط به لایه دوم می‌باشند. با کلیک کردن روی نقطه آغازی لایه دوم، لایه اول و دوم مربوط به آن منحنی از هم تفکیک می‌شوند. در شکل (۴-۷)، پیکان اولین زمان رسید مربوط به لایه دوم را نشان می‌دهد که از آن نقطه به بعد زمان رسیده‌ها مربوط به لایه دوم می‌باشند. توجه داشته باشید که با کلیک کردن روی این نقطه، تمام نقاط بعد از آن به رنگ سبز در می‌آیند:



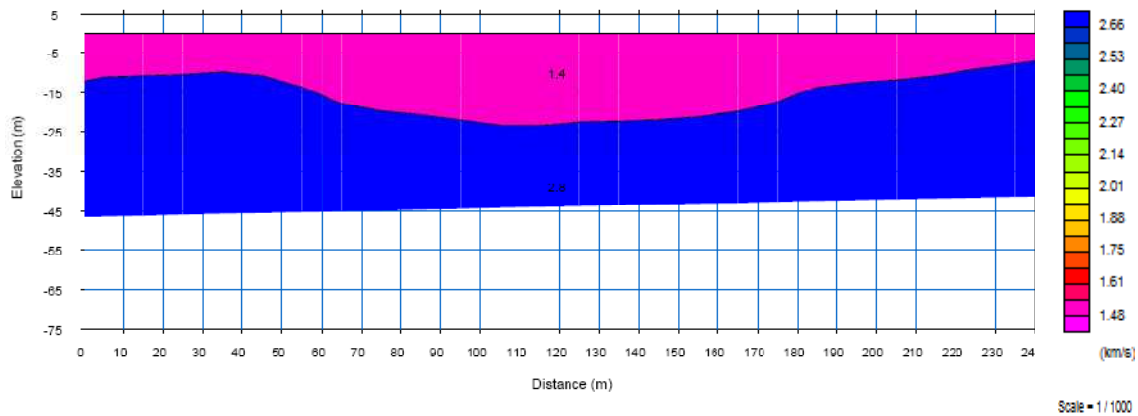
شکل ۴-۷: نمودار زمان-مسافت پروفیل ۲ که در آن پیکان نشان دهنده شروع لایه دوم می‌باشد.

این کار برای تمام منحنی‌های زمان - مسافت انجام داده می‌شود و در نهایت شکل (۴-۸) بدست می‌آید:



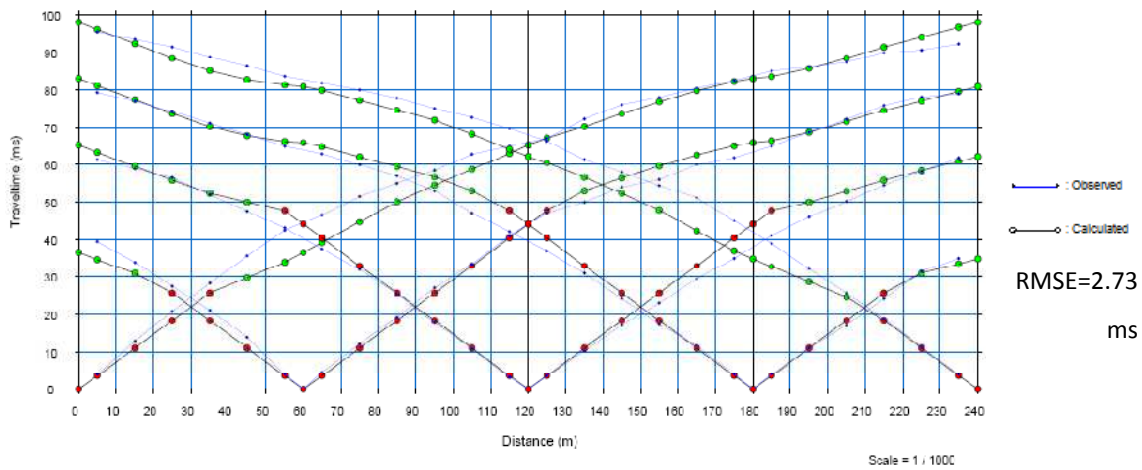
شکل ۴-۸: تعیین تعداد لایه‌ها بر روی نمودار زمان-مسافت برای پروفیل ۲.

بعد از اینکه لایه‌ها تفکیک شد، می‌توان داده‌ها را برای مقطع عمقی مدل‌سازی کرد. مقطع بدست آمده بر اساس عمق و سرعت لایه‌ها می‌باشد. شکل (۴-۹) مقطع عمقی پروفیل ۲ را نشان می‌دهد که توسط نرم افزار مدل‌سازی شده است:



شکل ۴-۹: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل ۲.

در نهایت با انجام ردیابی پرتو می‌توان خطای مدل‌سازی را بدست آورد. در شکل (۴-۱۰) ردیابی پرتو برای پروفیل ۲ انجام داده شده است:



شکل ۴-۱۰: نمودار زمان-مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان-مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۲.

همانطور که در شکل (۴-۱۰) نشان داده شده است، خطای مدل‌سازی $2/73$ ms می‌باشد و برازش خوبی بین داده‌های واقعی و داده‌های بدست آمده از روش ردیابی پرتو مشاهده می‌شود.

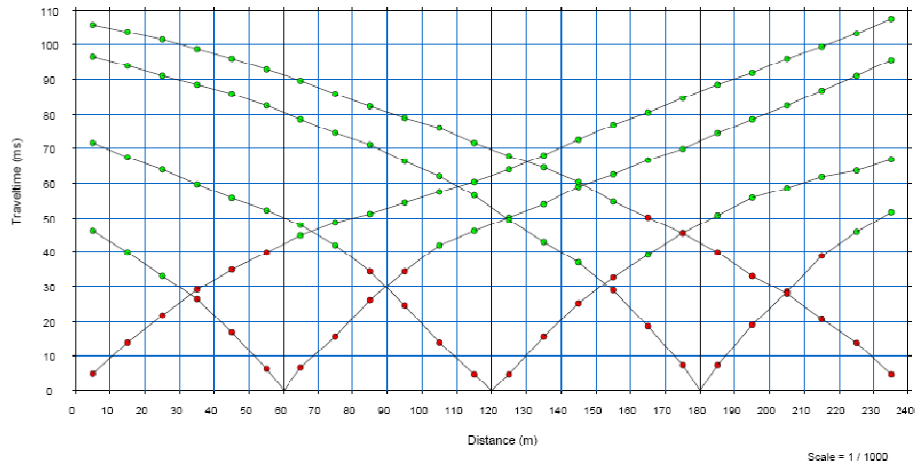
۴-۴-۱ تفسیر پروفیل ۲

شکل‌های (۴-۱۱) تا (۴-۱۳) به ترتیب زمان رسیده‌ها، مقطع عمقی مدل‌سازی شده و ردیابی پرتو پروفیل ۲ را نشان می‌دهد. پروفیل ۲ در امتداد پروفیل شماره ۱، با همان راستا و تقریباً منطبق با محدوده پیشنهادی محور سد برداشت شده است. به این ترتیب که اولین گیرنده پروفیل شماره ۲ در فاصله ۱۰ متری آخرین گیرنده پروفیل شماره ۱ واقع شده است. همان‌گونه که در منحنی‌های زمان - مسافت متناظر با برداشت‌های لرزه‌ای دیده می‌شود، افزایش عمق در در فاصله ۷۰ تا ۱۶۰ متری از ابتدای پروفیل را نشان می‌دهد که دره آبرفتی ساختگاه را با ضخامت قابل توجهی پوشانیده است و در فاصله ۱۰۰ تا ۱۲۰ متری به حداکثر مقدار خود یعنی ۲۴ متر می‌رسد.

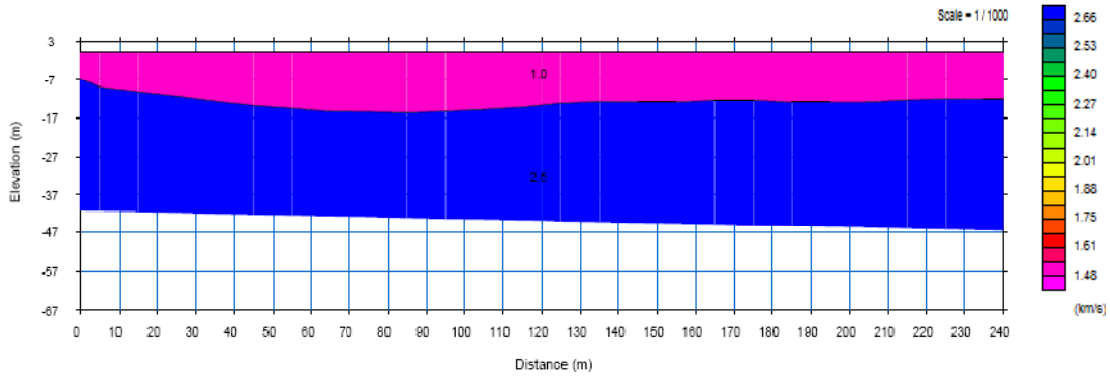
در این مقطع عمقی مربوط به بخش سطحی لایه آبرفتی ۱۴۰۰ متر بر ثانیه است که این مقدار نشان دهنده تراکم بیشتر رسوبات آبرفتی در امتداد این پروفیل نسبت به سایر پروفیل‌ها می‌باشد. در لایه آهکی سرعت انتشار امواج ۲۸۰۰ متر بر ثانیه است که این نیز نشان دهنده تراکم بیشتر لایه آهکی در امتداد این پروفیل می‌باشد.

۴-۴-۲ تفسیر پروفیل ۱

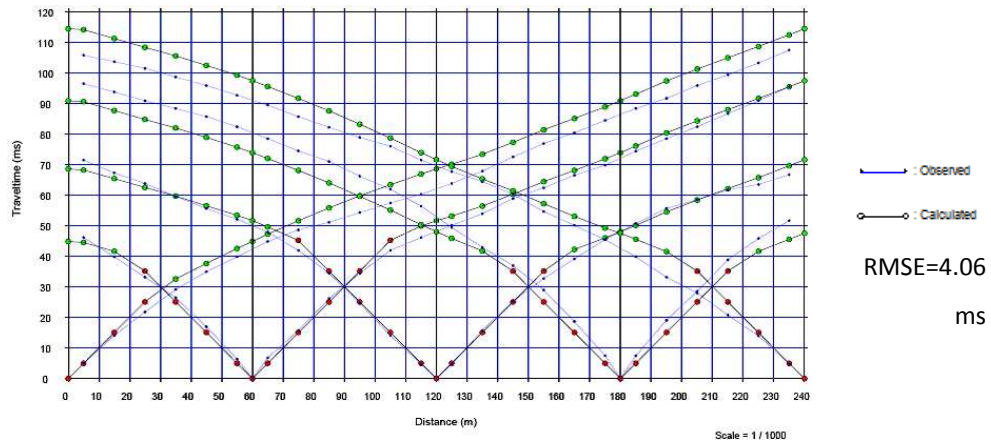
برای پروفیل ۱ نیز مقطع عمقی به صورتی که در بالا گفته شد، بدست آمده است. منحنی‌های زمان - مسافت، مقطع عمقی و ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۱ به ترتیب در شکل‌های (۴-۱۹) تا (۴-۲۱) نشان داده شده‌اند:



شکل ۴-۱۱: تعیین تعداد لایه‌ها بر روی نمودار زمان-مسافت برای پروفیل ۱.



شکل ۴-۱۲: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل ۱.



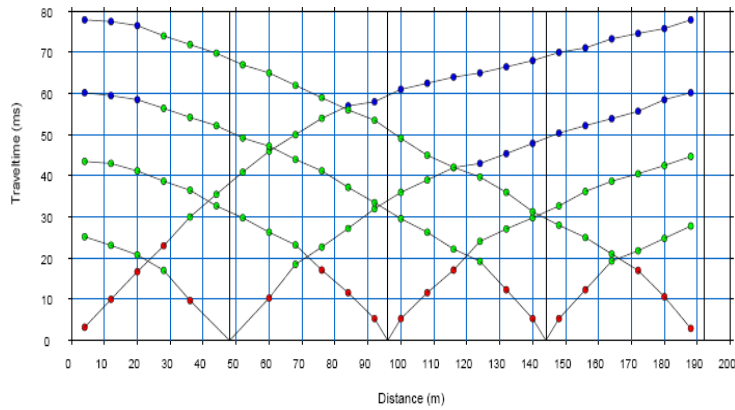
شکل ۴-۱۳: نمودار زمان-مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان-مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۱.

همانطور که در شکل (۴-۱۳) نشان داده شده است، خطای مدل‌سازی $4/06 \text{ ms}$ می‌باشد و برازش خوبی بین داده‌های واقعی و داده‌های بدست آمده از روش ردیابی پرتو مشاهده می‌شود.

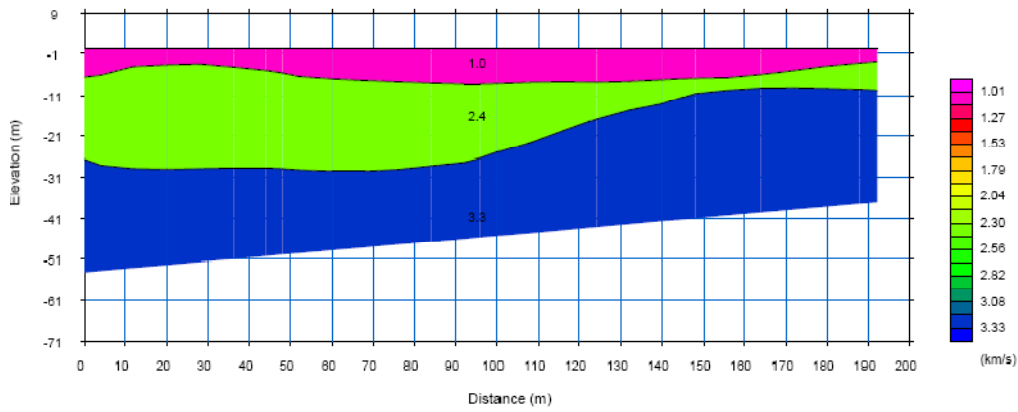
با بدست آمدن مقطع عمقی مربوط به پروفیل ۱ (شکل ۴-۱۲) ملاحظه می‌شود که ضخامت لایه اول از ابتدای پروفیل تا فاصله ۱۰۰ متری افزایش یافته و سپس تقریباً ثابت می‌ماند. افزایش تدریجی ضخامت رسوبات آبرفتی تا فاصله ۱۰۰ متری به خوبی توسط نمودارهای زمان - مسافت در شکل (۴-۱۱) مشهود است. در لایه سطحی امواج فشاری با سرعت ۱۰۰۰ متر برثانیه منتشر می‌شوند. سرعت انتشار امواج فشاری در لایه آهکی (لایه دوم) در حدود ۲۵۰۰ متر برثانیه تعیین شده است. با توجه به اینکه پروفیل-های ۱ و ۲ در امتداد یکدیگر قرار دارند، عمق مقاطع بدست آمده باید با یکدیگر همخوانی داشته باشند، که عمق بدست آمده در انتهای پروفیل ۱ و همچنین در ابتدای پروفیل ۲ در حدود ۱۲ متر می‌باشد و همدیگر را تأیید می‌کنند.

۳-۴-۴ تفسیر پروفیل ۳

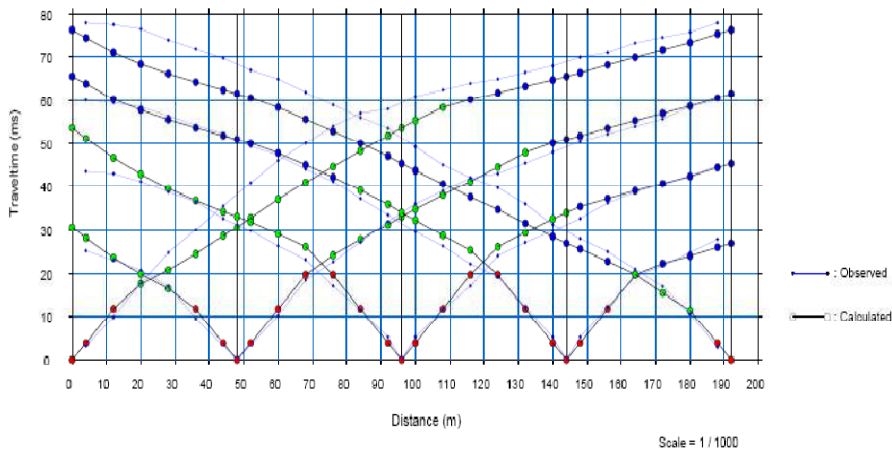
پروفیل شماره ۳ همانند پروفیل‌های ۱ و ۲ تقریباً منطبق و یا بسیار نزدیک به محدوده بستر سد و در ادامه آنها برداشت شده است. منحنی‌های زمان-مسافت، مقطع عمقی و ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۳ به ترتیب در شکل‌های (۴-۱۴) تا (۴-۱۶) نشان داده شده‌اند:



شکل ۴-۱۴: تعیین تعداد لایه‌ها بر روی نمودار زمان-مسافت برای پروفیل ۳.



شکل ۴-۱۵: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل ۳.



RMSE=3.64 ms

شکل ۴-۱۶: نمودار زمان-مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان-مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۳.

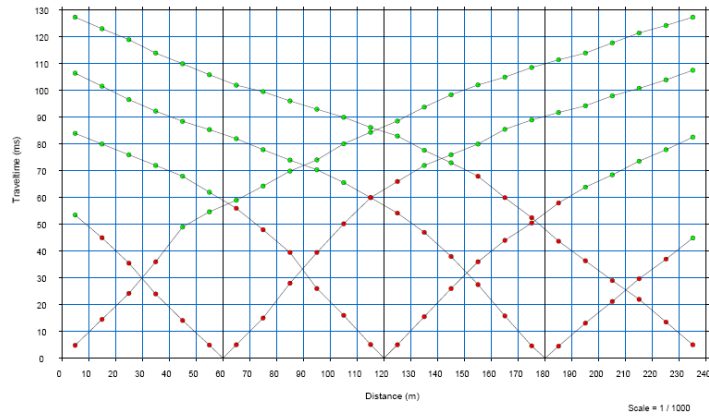
همانطور که در شکل (۴-۱۶) نشان داده شده است، خطای مدل‌سازی $3/64$ ms می‌باشد و برازش خوبی بین داده‌های واقعی و داده‌های بدست آمده از روش ردیابی پرتو مشاهده می‌شود.

فاصله گیرنده‌ها در امتداد پروفیل مذکور ۸ متر است. نتایج حاصل از تعبیر و تفسیر نمودارهای زمان-مسافت متناظر با این پروفیل در شکل (۴-۱۵) نشان می‌دهد که ضخامت لایه آبرفتی از سمت چپ پروفیل از فاصله ۲۰ متری تا فاصله ۱۰۰ متری به تدریج افزایش یافته و در انتهای پروفیل کاهش نشان می‌دهد و در سمت راست مقطع به حداقل مقدار خود رسیده است که با توجه به نقشه زمین‌شناسی منطقه در شکل (۳-۲) و تطبیق آن با موقعیت پروفیل‌ها در شکل (۴-۱)، در فاصله کمی از پروفیل ۳ لایه آبرفتی تمام می‌شود و لایه آهکی برون‌زدگی دارد و این کاهش ضخامت لایه آبرفتی در امتداد این پروفیل را تأیید می‌کند. با توجه به نمودار زمان-مسافت در شکل (۴-۱۴) به دلیل کاهش ضخامت لایه آبرفتی، امواج لرزه‌ای تا عمق بیشتری در لایه آهکی نفوذ کرده‌اند و نمودار زمان-مسافت یک مدل سه لایه‌ای را نشان می‌دهد که در آن سرعت انتشار امواج طولی در لایه آبرفتی ۱۰۰۰ متر بر ثانیه و در لایه دوم که از آهک‌های کرتاسه تشکیل شده است، ۲۴۰۰ متر بر ثانیه و در لایه سوم که مانند لایه دوم از آهک‌های کرتاسه تشکیل شده ۳۳۰۰ متر بر ثانیه می‌باشد. مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل ۶ در شکل (۴-۱۵) یک مدل سه لایه‌ای را نشان می‌دهد که لایه دوم و سوم هر دو مربوط به لایه آهکی می‌باشند، با توجه به سرعت لایه دوم و سوم، لایه دوم از آهک‌ها با تراکم کمتری نسبت به لایه سوم تشکیل شده است. از آنجایی که پروفیل‌های ۲ و ۳ نیز در امتداد یکدیگر قرار دارند، بنابراین عمق مقاطع بدست آمده باید با یکدیگر هم‌خوانی داشته باشند، که عمق بدست آمده در انتهای پروفیل ۲ و همچنین در ابتدای پروفیل ۳ در حدود ۸ متر می‌باشد و همدیگر را تأیید می‌کنند.

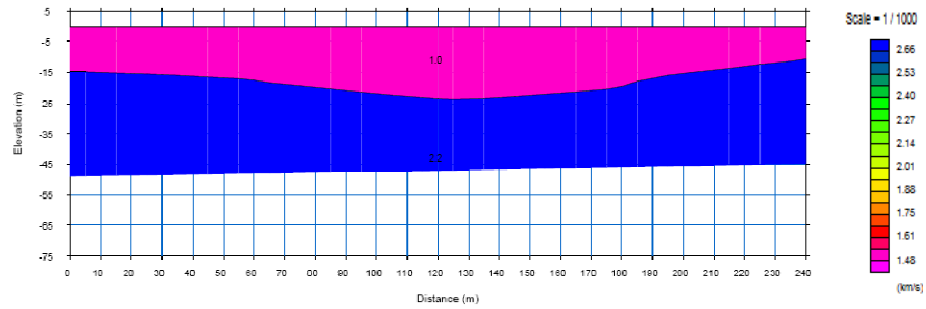
۴-۴-۴ تفسیر پروفیل ۴

پروفیل شماره ۴ به موازات پروفیل شماره ۱ و تقریباً به فاصله ۲۵۰ متری غرب آن واقع شده است. در پروفیل شماره ۴ به موازات پروفیل شماره ۱ و تقریباً به فاصله ۲۵۰ متری غرب آن واقع شده است. در

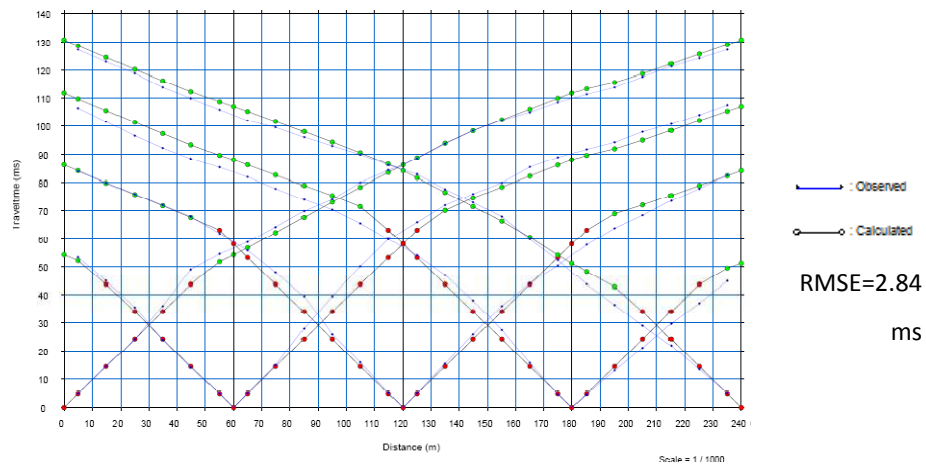
امتداد این پروفیل نیز فاصله گیرنده‌ها ۱۰ متر بوده است. منحنی‌های زمان-مسافت، مقطع عمقی و ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۴ به ترتیب در شکل‌های (۴-۱۷) تا (۴-۱۹) نشان داده شده‌اند:



شکل ۴-۱۷: تعیین تعداد لایه‌ها بر روی نمودار زمان-مسافت برای پروفیل ۴.



شکل ۴-۱۸: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل ۴.



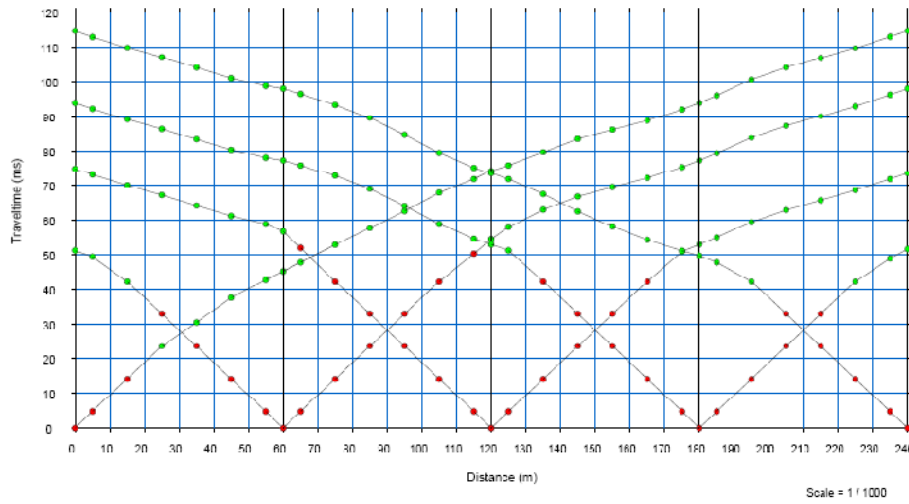
شکل ۴-۱۹: نمودار زمان-مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان-مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۴.

خطای مدل‌سازی مربوط به پروفیل ۴، $2/84 \text{ ms}$ می‌باشد و برازش خوبی بین داده‌های واقعی و داده‌های بدست آمده از روش ردیابی پرتو مشاهده می‌شود.

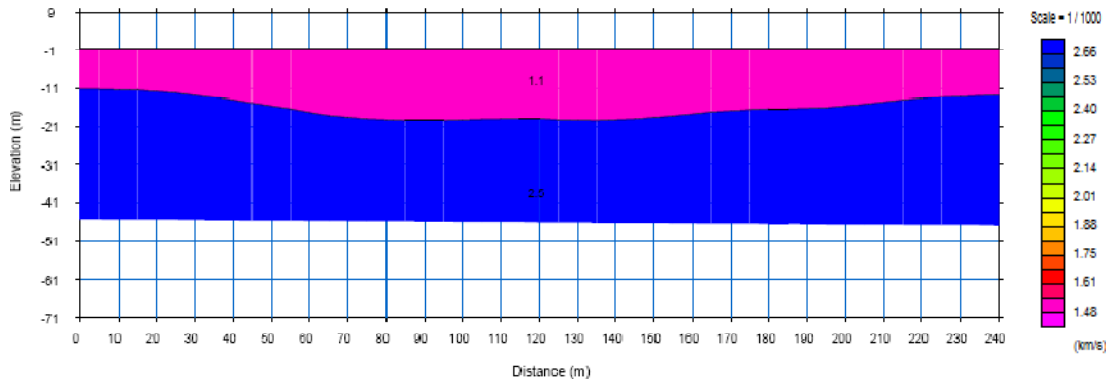
همانگونه که از نمودارهای زمان - مسافت مربوط به پروفیل ۴ مذکور مشهود است، در منحنی‌های مربوطه خطوط شکسته‌ای که نشان دهنده لایه‌های با سرعت متفاوت باشند، وجود ندارند. همانگونه که در مقطع متناظر با این پروفیل نیز مشاهده می‌شود، سرعت انتشار امواج فشاری در لایه سطحی که متشکل از آبرفت‌های رودخانه‌ای است، در حدود 1000 متر بر ثانیه می‌باشد و در لایه آهکی امواج فشاری با سرعت 2200 متر بر ثانیه منتشر می‌شوند که این نشان دهنده تراکم کمتر آهک‌های کرتاسه این پروفیل در مقایسه با پروفیل‌های ۵ و ۶ می‌باشد که ذیلاً بررسی خواهد شد. ضخامت رسوبات آبرفتی از گیرنده شماره ۷ تا گیرنده شماره ۱۹ افزایش پیدا کرده است و بیشترین عمق در امتداد این پروفیل 26 متر در فاصله 125 متری از شروع پروفیل می‌باشد و در انتهای پروفیل عمق کاهش پیدا کرده است و به حدود 10 متر می‌رسد.

۴-۴-۵ تفسیر پروفیل ۵

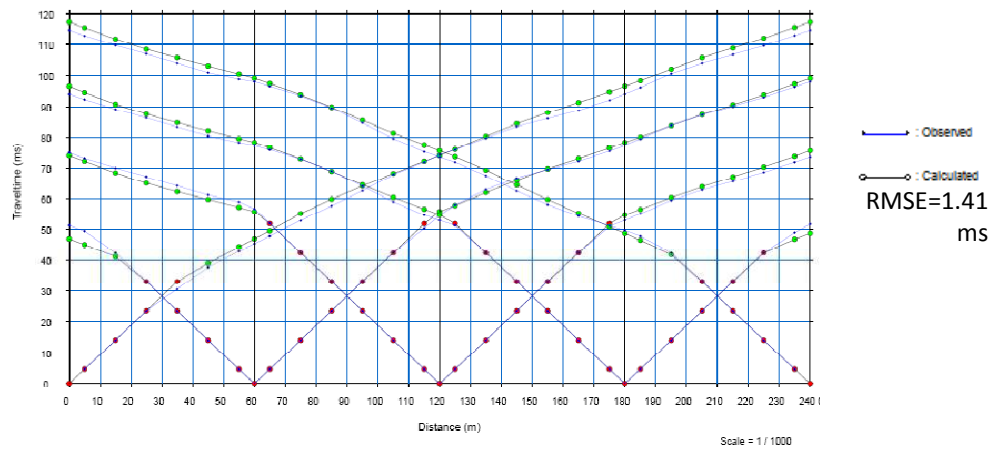
پنجمین پروفیل که در ادامه پروفیل شماره ۴ و به موازات پروفیل شماره ۲ که در فاصله تقریبی 250 متری غرب آن واقع شده برداشت گردید. فاصله گیرنده‌ها در آن 10 متر در نظر گرفته شده است. منحنی‌های زمان-مسافت، مقطع عمقی و ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۵ به ترتیب در شکل‌های (۴-۲۰) تا (۴-۲۲) نشان داده شده‌اند:



شکل ۴-۲۰: تعیین تعداد لایه‌ها بر روی نمودار زمان-مسافت برای پروفیل ۵.



شکل ۴-۲۱: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل ۵.



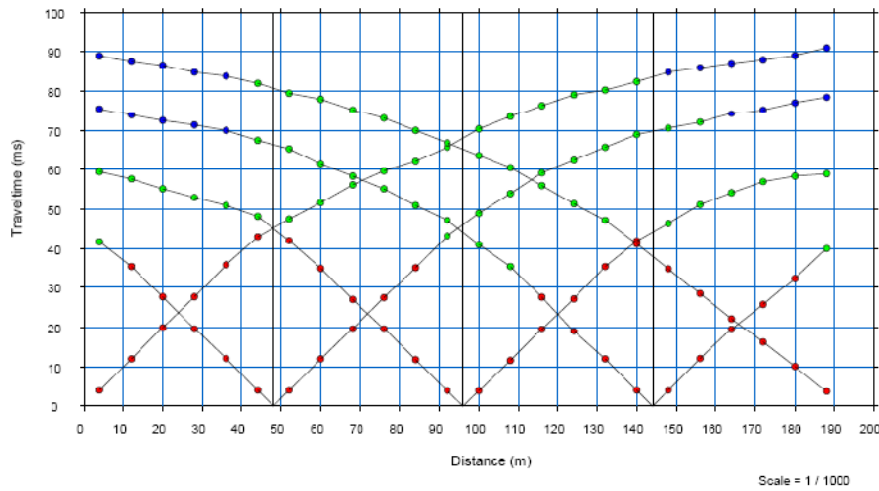
شکل ۴-۲۲: نمودار زمان-مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان-مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۵.

خطای مدل‌سازی مربوط به پروفیل ۵، $1/41 \text{ ms}$ می‌باشد و برازش خوبی بین داده‌های واقعی و داده‌های بدست آمده از روش ردیابی پرتو مشاهده می‌شود.

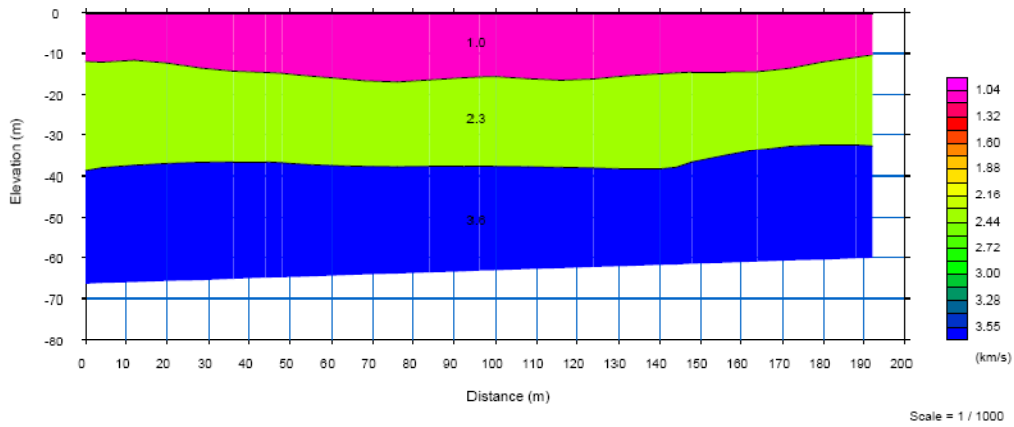
با توجه به مقطع لرزه‌نگاری شکست مرزی متناظر با پروفیل مذکور، ویژگی‌های مشابهی بین این مقطع و مقطع متناظر با پروفیل شماره ۲ مشهود است، سرعت انتشار امواج فشاری در امتداد این مقطع در آبرفت‌های سطحی ۱۱۰۰ متر بر ثانیه می‌باشد. در لایه آهکی کرتاسه این مقطع عمقی امواج فشاری ۲۵۰۰ متر بر ثانیه می‌باشد. ضخامت رسوبات آبرفتی از گیرنده شماره ۶ تا گیرنده شماره ۱۶ افزایش پیدا کرده است و به ۱۸ متر می‌رسد و سپس به تدریج کاهش می‌یابد. این ضخامت در ابتدای پروفیل حدود ۱۰ متر و در انتها حدود ۱۲ متر می‌باشد. با توجه به اینکه پروفیل‌های ۴ و ۵ در امتداد یکدیگر قرار دارند، عمق انتهای پروفیل ۴ و ابتدای پروفیل ۵ باید از نظر عمق همخوانی داشته باشند و از آنجایی که عمق بدست آمده در هر دو مورد ۱۰ متر می‌باشد، بنابراین مقاطع بدست آمده همدیگر را تأیید می‌کنند.

۶-۴-۴ تفسیر پروفیل ۶

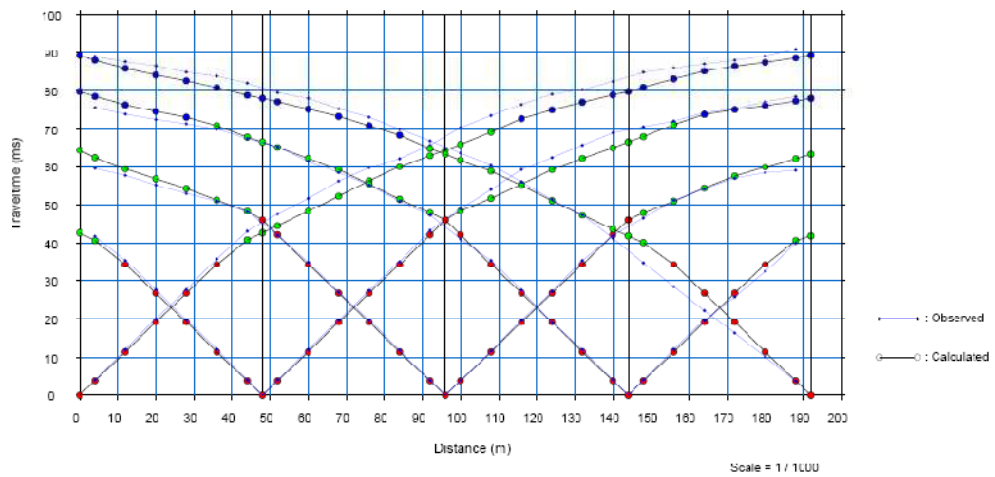
پروفیل شماره ۶ در ادامه پروفیل شماره ۵ و در شمال آن واقع شده است. راستای این پروفیل در امتداد پروفیل‌های ۴ و ۵ بوده و موقعیت آن به نحوی است که به موازات پروفیل شماره ۳ و تقریباً در مسافت ۲۵۰ متری غرب آن واقع شده است. منحنی‌های زمان-مسافت، مقطع عمقی و ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۶ به ترتیب در شکل‌های (۴-۲۳) تا (۴-۲۵) نشان داده شده‌اند:



شکل ۲۳-۴: تعیین تعداد لایه‌ها بر روی نمودار زمان-مسافت برای پروفیل ۶



شکل ۲۴-۴: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل ۶



RMS E=2.07 ms

شکل ۲۵-۴: نمودار زمان-مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان-مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۶

خطای مدل‌سازی مربوط به پروفیل ۶، $2/07 \text{ ms}$ می‌باشد و برازش خوبی بین داده‌های واقعی و داده‌های بدست آمده از روش ردیابی پرتو مشاهده می‌شود.

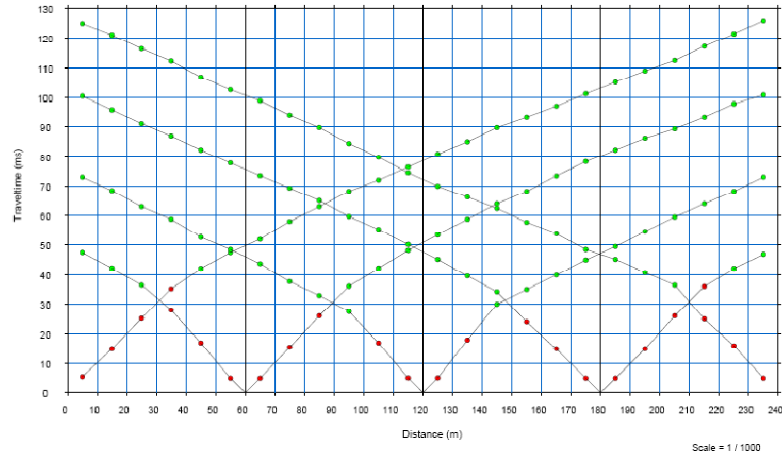
ضخامت لایه آبرفتی تا سطح فوقانی لایه آهکی در این مقطع بین حداقل ۱۲ متر در ابتدا و انتهای پروفیل تا حداکثر در حدود ۱۵ متر در فاصله بین ۵۰ تا ۸۰ متری، تغییر می‌کند و ضخامت آن نسبت به پروفیل‌های ۴ و ۵ کمتر می‌باشد. با توجه به نقشه زمین‌شناسی منطقه در شکل (۳-۲) و تطبیق آن با موقعیت پروفیل‌ها در شکل (۴-۱)، در فاصله کمی از پروفیل ۶ و در قسمت شمالی آن، لایه آبرفتی تمام می‌شود و لایه آهکی برون‌زدگی دارد. با توجه به نمودار زمان - مسافت در شکل (۴-۲۳) به دلیل کاهش ضخامت لایه آبرفتی، امواج لرزه‌ای تا عمق بیشتری در لایه آهکی نفوذ کرده‌اند و منحنی‌های زمان - مسافت متناظر با برداشت پروفیل مذکور یک مدل سه لایه‌ای را نشان می‌دهد که در آن سرعت انتشار امواج فشاری در آبرفت‌های سطحی ۱۰۰۰ متر بر ثانیه و در لایه آهکی ۲۳۰۰ متر بر ثانیه و در لایه سوم که مانند لایه دوم از آهک‌های کرتاسه تشکیل شده ۳۶۰۰ متر بر ثانیه می‌باشد. مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل ۶ در شکل (۴-۲۴) یک مدل سه لایه‌ای را نشان می‌دهد که لایه دوم و سوم هر دو مربوط به لایه آهکی می‌باشند، با توجه به سرعت لایه دوم و سوم، لایه دوم از آهک‌ها با تراکم کمتری نسبت به لایه سوم تشکیل شده است. عمق در ابتدای پروفیل در حدود ۱۲ متر می‌باشد و همچنین در انتهای پروفیل ۵ نیز ۱۲ متر می‌باشد و با توجه به اینکه این دو پروفیل در امتداد یکدیگر قرار دارند، بنابر این این دو مقطع همدیگر را تأیید می‌کنند.

۴-۷-۴ تفسیر پروفیل ۷

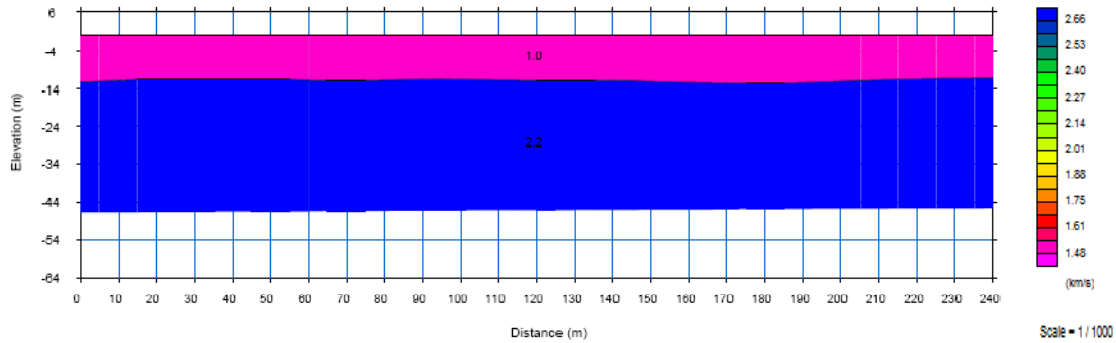
هفتمین پروفیل لرزه‌نگاری شکست مرزی در محدوده ساختگاه سد سورک تقریباً در امتداد عمود بر پروفیل شماره ۱ در محدوده بستر رودخانه کیار و در نزدیکی تشکیلات آهکی جناح چپ رودخانه برداشت

شده است. منحنی‌های زمان-مسافت، مقطع عمقی و ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۷ به ترتیب در شکل-

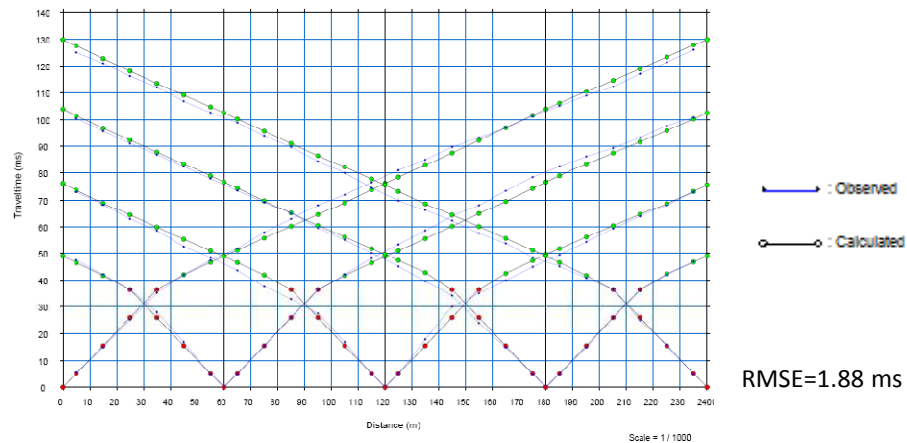
های (۴-۲۶) تا (۴-۲۸) نشان داده شده‌اند:



شکل ۴-۲۶: تعیین تعداد لایه‌ها بر روی نمودار زمان-مسافت برای پروفیل ۷.



شکل ۴-۲۷: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل ۷.



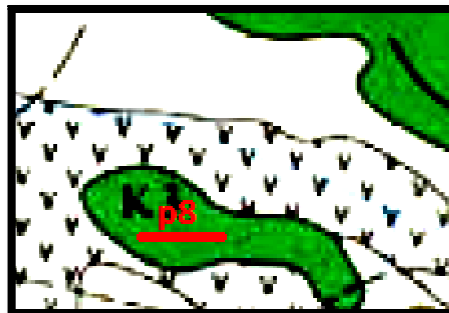
شکل ۴-۲۸: نمودار زمان-مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان-مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۷.

خطای مدل‌سازی مربوط به پروفیل ۷، $1/88 \text{ ms}$ می‌باشد و برازش خوبی بین داده‌های واقعی و داده‌های بدست آمده از روش ردیابی پرتو مشاهده می‌شود.

این پروفیل نیز از ۲۴ گیرنده با فواصل یکسان ۱۰ متر تشکیل شده و چون فاصله زیادی با تکیه‌گاه چپ ندارد، ضخامت رسوبات آبرفتی در آن زیاد نیست. این ضخامت در سراسر پروفیل یکنواخت بوده و در حدود ۱۲ متر است. سرعت انتشار امواج طولی در لایه سطحی که از رسوبات آبرفتی تشکیل شده است در این مقطع ۱۰۰۰ متر بر ثانیه می‌باشد. لایه زیرین در این مقطع از آهک‌های کرتاسه با تراکم کمتر تشکیل شده است. سرعت انتشار امواج طولی در لایه آهکی ۲۲۰۰ متر بر ثانیه می‌باشد و در مقایسه با آهک‌های جناح راست نسبتاً کمتر بوده و این حاکی از تراکم نسبتاً بیشتر آهک‌های جناح راست رودخانه است.

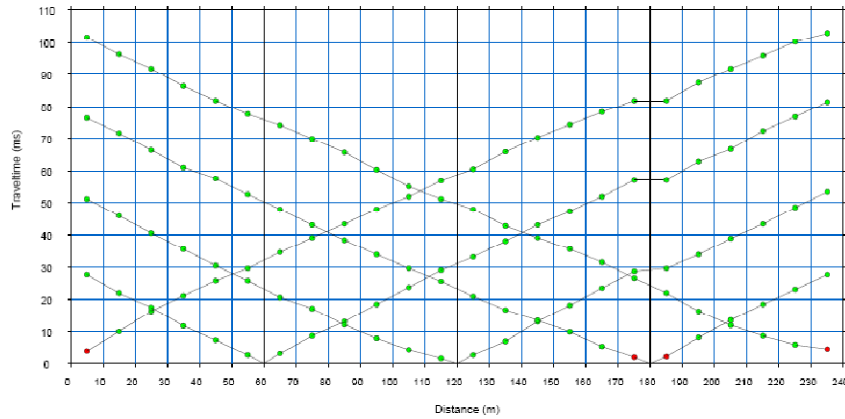
۸-۴-۴ تفسیر پروفیل ۸

پروفیل ۸ با راستای تقریباً غربی، شرقی بر خلاف دیگر پروفیل‌ها بر روی تشکیلات آهکی جناح چپ رودخانه برداشت شده است. موقعیت پروفیل ۸ بر روی نقشه زمین‌شناسی در شکل (۴-۲۹) نشان داده شده است.

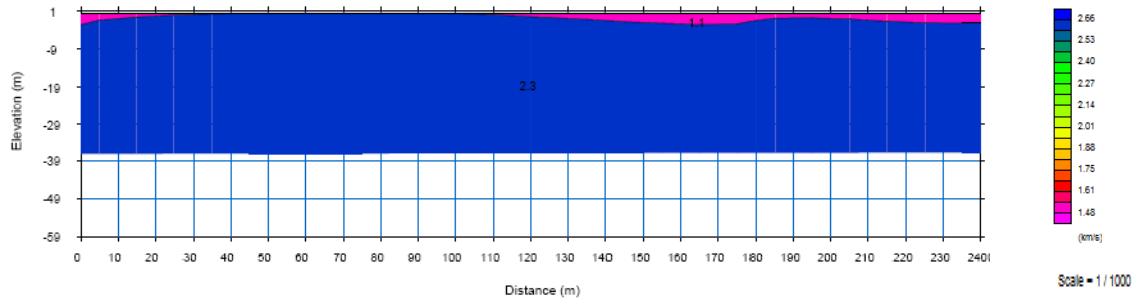


شکل ۴-۲۹: موقعیت پروفیل ۸ بر روی نقشه زمین‌شناسی.

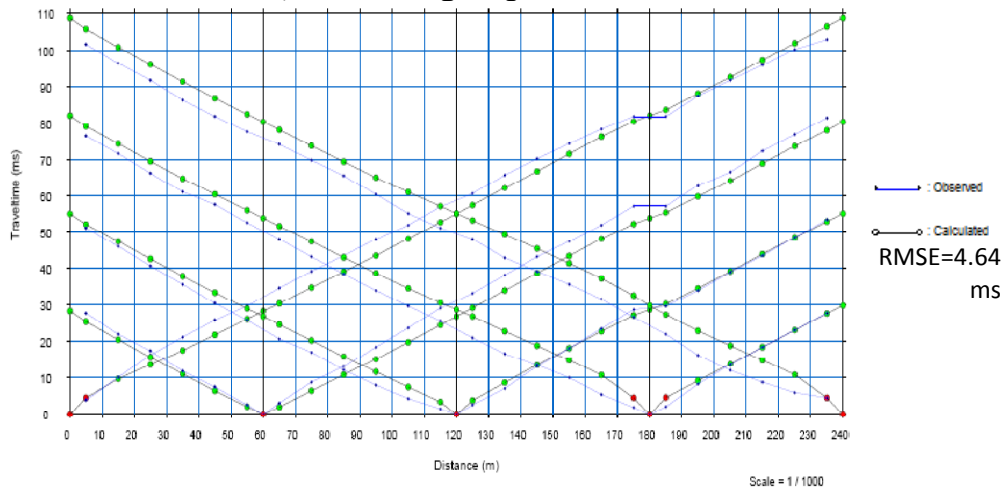
منحنی‌های زمان-مسافت، مقطع عمقی و ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۸ به ترتیب در شکل‌های (۴-۳۰) تا (۴-۳۲) نشان داده شده‌اند:



شکل ۴-۳۰: تعیین تعداد لایه‌ها بر روی نمودار زمان-مسافت برای پروفیل ۸



شکل ۴-۳۲: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل ۸



شکل ۴-۳۲: نمودار زمان-مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان-مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل ۸

خطای مدل‌سازی مربوط به پروفیل ۸، $4/64 \text{ ms}$ می‌باشد و برازش خوبی بین داده‌های واقعی و داده‌های بدست آمده از روش ردیابی پرتو مشاهده می‌شود.

با توجه به شکل (۱-۴) و تطبیق آن با شکل (۳-۲)، می‌توان نتیجه گرفت که پروفیل ۸ بر روی تشکیلات آهکی قرار دارد و در این محدوده امواج فشاری در لایه سطحی متشکل از آهک‌های بشدت هوازده و خاک‌های کم ضخامت برجا، با سرعت ۱۱۰۰ متر بر ثانیه منتشر می‌شوند. ضخامت این لایه حداکثر به حدود ۴ متر می‌رسد و در محدوده بین گیرنده شماره ۴ تا گیرنده شماره ۱۱ این لایه از بین رفته است. در زیر لایه مذکور، آهک‌های کرتاسه با تراکم نه چندان بالا با سرعت ۲۳۰۰ متر بر ثانیه منتشر می‌شوند.



فصل پنجم:

نتیجه گیری و پیشنهادات

نتیجه‌گیری

ژئوفیزیک یکی از ابزارهای شناسایی ساختارهای زیر سطحی می‌باشد. روش لرزه‌ای شکست مرزی به عنوان یکی از روش‌های اساسی ژئوفیزیکی در بررسی لایه‌های نیمه‌سطحی و یا آنومالی‌های محلی بکار می‌رود. برتری روش لرزه‌ای بر سایر روش‌های ژئوفیزیکی از عوامل گوناگونی ناشی می‌شود که مهم‌ترین آن‌ها دقت زیاد، توان تفکیک بالا و نفوذ زیادی است، که این روش دارا می‌باشد. برای تفسیر داده‌های لرزه‌ای روش‌های گوناگونی وجود دارد که در فصل ۲ به این روش‌ها اشاره شد. تفسیر داده‌های شکست مرزی در ایران عمدتاً به صورت تفسیرهای دستی و با استفاده از یک سری جداول استاندارد انجام می‌شود. با توجه به اهمیت پروژه‌های نیروگاهی در کشور و صرف هزینه‌های بسیار بالا در مراحل تکمیلی مطالعات، بدست آوردن نتایج قابل اطمینان از داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی که در تفسیر تنها از روش‌های مدل‌سازی دقیق استفاده شده است، یک نیاز اساسی برای این گونه پروژه‌ها می‌باشد. اهمیت وارون‌سازی‌های رایانه‌ای گذشته از دقت بالا و جلوگیری از وارد شدن خطای محاسبات دستی در تفسیر نتایج این امکان را به مفسر می‌دهد تا با انجام روش دنبال کردن پرتو و تولید اولین زمان رسیده‌ها خطای مدل‌سازی را برآورد و نحوه برازش داده‌های بدست آمده از مدل را با داده‌های برداشت شده مورد بررسی قرار دهد.

داده‌های لرزه‌ای مورد استفاده در این پایان نامه مربوط به سد سورک می‌باشد که بر روی رودخانه کیار در نزدیکی روستای سورک در فاصله ۴۵ کیلومتری جنوب شرقی شهرکرد در استان چهارمحال بختیاری واقع شده است. در محدوده سد سورک ۸ پروفیل برداشت شده است که هر پروفیل شامل ۲۴ ژئوفون است، فاصله ژئوفون‌ها از یکدیگر در پروفیل‌های شماره ۳، ۶ برابر با ۸ متر و در دیگر پروفیل‌ها ۱۰ متر در نظر گرفته شده است. پروفیل‌های شماره ۱ تا ۳ در امتداد یک خط مبنا که تقریباً محدوده محور سد را

پوشش می‌دهد، واقع شده‌اند. به موازات خط مبنای مذکور و تقریباً به فاصله ۲۵۰ متری غرب آن، خط مبنای دیگری در نظر گرفته شده که در راستای آن پروفیل‌های شماره ۴، ۵ و ۶ برداشت شده‌اند. دو پروفیل دیگر نیز در محدوده جناح چپ و بستر رودخانه واقع شده‌اند. نقشه زمین‌شناسی منطقه، (شکل ۳-۲)، نشان می‌دهد که لایه اول در محدوده مورد مطالعه از رسوبات آبرفتی و لایه دوم از آهک تشکیل شده است. همانطور که در شکل (۴-۶) مشخص است تمامی پروفیل‌ها بر روی رسوبات آبرفتی قرار دارند به غیر از پروفیل شماره ۸ که بر روی آهک‌های به شدت هوازده قرار دارد.

اولین زمان رسید مربوط به داده‌های لرزه‌ای ابتدا توسط نرم افزار PickWin برداشت شده سپس با استفاده از نرم‌افزار Plotrefa مدل‌سازی شدند. بعد از آن، روی مدل‌های بدست آمده روش دنبال کردن پرتو انجام گردید تا خطای مدل‌سازی بدست آید.

با توجه به نتایج بدست آمده برازش خوبی بین داده‌های واقعی و داده‌های بدست آمده از روش ردیابی پرتو مشاهده می‌شود بنابراین مدل‌های بدست آمده، مدل‌های مطلوبی می‌باشند.

از آنجایی که پروفیل‌های ۱ تا ۳ و ۴ تا ۶ به دنبال هم می‌باشند، بنابراین این پروفیل‌ها باید از نظر عمق همدیگر را تأیید کنند، که با توجه به مدل‌های بدست آمده این موضوع در مورد این پروفیل‌ها صدق می‌کند. این امر نیز نشان دهنده صحت مدل‌سازی می‌باشد.

با توجه به سرعت انتشار امواج فشاری در امتداد پروفیل ۱ تا ۳ لایه آهکی از تراکم بیشتری نسبت به پروفیل‌های ۴ تا ۶ برخوردار می‌باشند.

در محل پروفیل شماره ۴، لایه آهکی که مربوط به سنگ کف است، از آهک‌های کرتاسه با درزه و شکاف نسبتاً زیاد و در نهایت پروفیل شماره ۵ و ۶، از تراکم بیشتری نسبت به سنگ کف مربوط به محدوده پروفیل شماره ۴ برخوردار است.

در کل با توجه به سرعت انتشار امواج فشاری می‌توان اظهار نظر کرد که آهک‌های جناح راست رودخانه تراکم نسبتاً بیشتری در مقایسه با آهک‌های جناح چپ دارند.

محدوده پروفیل ۸، موقعیت متشابهی با سایر پروفیل‌ها ندارد. با توجه به شکل (۴-۹) و تطبیق آن با شکل (۳-۲) می‌توان نتیجه گرفت که پروفیل ۸ بر روی تشکیلات آهکی قرار دارد و در این محدوده، لایه سطحی از خاک‌های سطحی بر جا و آهک‌های به شدت هوازده تشکیل شده است، زیر لایه سطحی نیز از آهک‌های کرتاسه با تراکم نه چندان بالا تشکیل یافته است.

در قسمت شرقی محدوده مورد مطالعه گسل دیده می‌شود که در شکل (۳-۲) و (۳-۳) با F نشان داده شده است و با توجه به اینکه نتایج بدست آمده در فصل ۴ هیچ‌گونه تغییر ارتفاع ناگهانی و یا تغییر سرعت را نشان نمی‌دهند و همچنین با توجه به مقطع AB شکل (۳-۳) و شکل (۳-۲) می‌توان نتیجه گرفت که این گسل در فاصله دورتری، از شمال شرق به شمال غرب نسبت به محدوده مورد مطالعه گسترش دارد و وارد محدوده نشده است، بنابراین وجود این گسل تأثیری در نتایج بدست آمده ندارد.

پیشنهادات

برای تعیین محل دقیق فنداسیون سد، می‌توان از روش توموگرافی استفاده کرد.

تفسیر داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی با استفاده از روش دو طرفه تعمیم یافته انجام داده شود و نتایج با روش زمان دو طرفه مقایسه شود.

برای بررسی لایه‌های زمین از نظر نحوه قرار گرفتن آنها نسبت به یکدیگر، میزان ضخامت لایه‌ها و رسوبات آبرفتی نیز می‌توان از روش‌های ژئوالکتریک استفاده کرد.

منابع فارسی

- ۱- تلفورد دبلیو ام، جلدرات ال پی و کیز دی ا، (۱۳۸۷) "ژئوفیزیک کاربردی" جلد اول، ترجمه حسین زمردیان و حسن حاجب، چاپ سوم، انتشارات دانشگاه تهران، ص ۶۸۷.
- ۲- سازمان زمین‌شناسی ایران
- ۳- سازمان آب منطقه‌ای اصفهان اداره کل امور آب استان چهارمحال و بختیاری (۱۳۸۳) گزارش نهایی ژئوفیزیک سد سورک.
- ۴- م. رضاپور، ۱۳۸۳، سمینار آموزشی، "مروری بر ایجاد و انتشار امواج لرزه‌ای"، استادیار موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- ۵- ف عرب عامری، ۱۳۹۰، پروژه پایانی، "ساخت داده‌های لرزه‌ای مصنوعی برای مدل‌های مختلف زمین‌شناسی و تله‌های نفتی با استفاده از نرم افزار GXII"، دانشکده معدن، نفت، ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ۶- ه علیپور، م صدقی، س قره، م ک حفیظی، (۱۳۸۷) "تعیین لایه‌های کم سرعت در ساختگاه دکل حفاری هنديجان" چهارمین کنگره ملی مهندسی عمران، دانشگاه تهران
- ۷- ح فهیمی و ح سیاهکوهی، (۱۳۸۹) "ترکیب روش CMP Refraction و GRM و کاربرد آن در لرزه نگاری مهندسی"، چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، صفحه ۸۹۴-۸۹۷.
- ۸- م ب موسی‌پور، ح سیاهکوهی، ع مرادزاده، (۱۳۸۱) "مشکل وارونگی سرعت و لایه نازک در برداشت‌های لرزه‌ای شکست مرزی و روش‌های حل آن‌ها" نشریه فیزیک زمین و هوا، جلد ۲۹، صفحه ۶۷-۵۹

References:

- 1- Ayers, J. F., 2000, Seismic Refraction Analysis of Multiple Dipping Interfaces—Revisited , **Journal of Environmental and Engineering Geophysics**, Volume 5, Issue 1, pp. 1-5.
- 2- Burger, H. R. Sheehan , A. F. and Jones, H. C., 1992, **Exploring the shallow subsurface**, introduction to applied geophysics, pp 65-145

- 3- Degolyer. E, **1947**, Notes on the early history of applied geophysics in the petroleum industry, **geophysical journal**, in early geophysical papers of society of exploration geophysicists, pp. 245-254
- 4- Dobrin, M. B. and Savit, C. H., **1988**. **Introduction to geophysical prospecting**. McGraw-Hill, 867.
- 5- Grelle, G., and Gudagno, F. M., **2009**, Seismic refraction methodology for groundwater level determination: "Water seismic index", **Journal of Applied Geophysics**, Volume 68, pp. 301-320.
- 6- Geometrics, Seis Imager/2D Version 3.3, **2009**
- 7- Haeni, F. P., **1986**, Application of seismic refraction methods in groundwater modeling studies in New England, **Geophysics**, Volume. 51, pp 236-249.
- 8- Haeni, F. P., **1988**, Application of seismic refraction techniques to hydrologic studies, department of the interior, **secretary u.s geological survey**, p95.
- 9- Keppner, G. **1991**. Ludger Mintrop. **The Leading Edge**, vol.10,pp 21-28.
- 10- Khalil, M. H., and Hanafy, S. M., **2008**, Engineering applications of seismic refraction method: A field example at Wadi Wardan, Northeast Gulf of Suez, Sinai, Egypt, **Journal of Applied Geophysics**, Volume 65, pp. 132-141.
- 11- Meju, M. A. **1994**, **Geophysical data Analysis: Understanding Inverse Problem Theory and Practice**. soc. Indust. Appli. Math. II, 276-291.
- 12- Menke, W. **1989**, **Geophysical data analysis: Discrete inverse theory**, international geophysics series, Academic press, inc, volume45, pp 300.
- 13- Merrick, N. P. and Greenhalgh, S A., **1990**, The use of anomaly offset in solving hidden-layer problems, **Geoexpl.**, 26, 181-190.
- 14- Palmer, D., **1986**, "**Refraction Seismics, Handbook of Geophysical Exploration**" , Volume 13, London: Geophysical Press.
- 15- Prasad, B. R., Venkateswarlu, N., Prasad A.S.S.S.R.S., Murthy A.S.N., Sateesh T., N., **2010**, Basement configuration of on-land Kutch basin from seismic refraction studies and modeling of first arrival travel time skips, **Journal of Asian Earth Sciences**, volume 39, pp. 460-469.

- 16- Redpath, B.B., **1973**, Seismic refraction exploration for engineering site investigation, U. S. Army Engineer Waterways Experiment Station Explosive Excavation Research Laboratory Livermore, California.
- 17- Shaw H., **1931**, **Applied Geophysics**, first edition, with the assistance J. M. Bruckshaw and S. T. Newing, London, His Majesty's Stationery Office, pp102.
- 18- Sheriff, R. E., and Geldart, L. P., **1995**, **Exploration seismology**, Second edition, University of Cambridge Press, pp 618.
- 19- Sjögren, B., **1984**, **Shallow refraction seismic**, Press University of Cambridge, pp270.
- 20- Sweet, G. E., **1978**, history of geophysical prospecting: Los Angeles, **Geochemistry**, Science Press, p. 290-292.
- 21- Vajk, R., **1949**, Baron Roland Eötvös. **Geophysics** vol,14 : p 6-9.
- 22- www.ngdir.com

Abstract

Identification of geological infrastructures is an important basic step for dam construction. Modeling is used as a geophysical tool to build two and three-dimensional images of geological structures. Seismic Refraction method is used for measuring the changes in spatial petro-physical parameters such as seismic wave velocity and absorption parameter, based on analysis of first arrival seismic signals. These parameters may depend on the rock material, porosity, joints, alteration and other geological factors. This method is based on studying the propagation of seismic waves and their refraction from different layers. In Iran, interpretation of the seismic refraction data is usually done by manual interpretations and by using a series of standard tables. With respect to the importance of power plant projects in the country and high costs which are incurred by early stages of complementary studies, obtaining reliable results of seismic refraction data whose interpretation is done by precise modeling is crucial.

Computer-Based Inverse Modeling not only offers high precision, but also eliminates likely calculation errors of manual interpretation. It also provides analysts with the opportunity to access Ray Tracing Model and First Arrival Seismic Travel Times so as to assess error of modeling and to compare the processed outputs of the model with the collected data.

In this paper, the seismic refraction data is collected from a region near Sourk village in Chahar Mahal-e Bakhtiari Province in which Sork Dam is to be constructed. SeisImager software developed by Geometrics Company is utilized to study geological structure of the region by the model so as to gain overall knowledge of underground structures of the region. The software uses PickWin application to extract First Arrivals and Plotrefa application to create dimensional models, calculate velocity sections, and trace rays. In Plotrefa application a combination of reciprocal time method and least square analysis are utilized for the purpose of modeling.

Based on observations, there is considerable consistency between the modeling and geological results all of the profiles. Besides, the RMS Error of the modeling of 1 to 8 profiles indicates that all the obtained sections have high correlation with the simulated data. Finally, it can be concluded that this method is suitable for modeling of seismic refraction data and the obtained results correspond well with known geological structures of the region.

Key words: Dam, Seismic Refraction method, modeling, first arrival, geological, Reciprocal time method