



دانشکده‌ی مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک
پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد

تعیین ناهمسانگردی با استفاده از داده‌های لرزه‌نگاری قائم و نمودارهای چاه‌پیمایی

مرضیه حاجی محمدی

اساتید راهنما:

دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی
دکتر حسین هاشمی

اسفند ۱۳۹۱

با احترام؛

تقدیم به پدر و مادر عزیزم

تشکر و قدردانی

خداوند منان را شاکرم که در این پروژه مرا یاری نمود تا به بهترین نحو ممکن آن را به پایان رسانم. او را سپاس می‌گویم که پدر و مادری مهربان برایم قرار داد؛ پدر و مادری که همه وجودم را به آن‌ها مدیونم. در ابتدای این پایان نامه بر خود لازم می‌دانم که از حمایت‌ها و زحمات عزیزانی که مرا در این پروژه یاری نمودند تشکر نمایم.

از جناب آقایان دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی و دکتر حسین هاشمی که بعنوان استاد راهنما از هیچ راهنمایی دریغ ننمودند، آقای دکتر شهرام شرکتی که در راستای اخذ پروژه به بنده یاری رساندند، آقای دکتر غلامحسین نوروزی باغکمه راهنمایی‌های ارزشمندی در بخش پتروفیزیک نمودند، آقای مهندس یوسف حسن پور که بعنوان مشاور صنعتی اطلاعات و داده‌های مورد نیاز را در اختیار پروژه قرار دادند، آقای مهندس یوسف عسگری نژاد که در راستای اتمام پروژه کمک شایانی نمودند، آقای مهندس فرهاد خوشبخت در پژوهشگاه صنعت نفت که در بخش‌هایی از پایان نامه کمک کردند، و آقایان مهندس صالحی و مهندس سیدعلی از شرکت ژئوفیریک دانا و از سایر دوستانی که به اتمام این پروژه یاری رساندند کمال تشکر و قدردانی را دارم.

در نهایت از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران بدلیل همکاری صمیمانه، تشکر می‌نمایم.

با آرزوی موفقیت

تعهدنامه

اینجانب مرضیه حاجی محمدی دانشجوی کارشناسی ارشد رشته‌ی ژئوفیزیک- ژئوالکتریک دانشکده‌ی مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده‌ی **تعیین ناهمسانگردی با استفاده از داده های لرزه نگاری قائم و نمودارهای چاه پیمایی** تحت راهنمایی دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی و دکتر حسین هاشمی متعهد می‌شوم:

- تحقیقات در این پایان‌نامه 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 پایان‌نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه‌ی 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 پایان‌نامه تاثیرگذار بوده‌اند در مقالات مستخرج رعایت می‌گردد.
- در کلیه‌ی مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آن‌ها) استفاده شده است، ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه‌ی مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که به حوزه‌ی اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاقی انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه‌ی حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم‌افزارها 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 پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

چکیده

سرعت امواج لرزه ای در محیط ناهمسانگرد، در جهت‌های مختلف، متفاوت می‌شود. پدیده ناهمسانگردی در سازند، بر روی عوامل مختلفی مانند انحراف در حفاری، میزان تولید و دیگر پارامترهای مخزنی تاثیرگذار است. لذا تعیین پارامترهای ناهمسانگردی ضروری به‌نظر می‌رسد. از طرفی، در بسیاری کاربردهای تئوری الاستیسیته در ژئوفیزیک مخزن، محیط الاستیک را همسانگرد فرض می‌کنند، اما اکثر سنگ‌های پوسته، به صورت تجربی ناهمسانگرد ضعیف می‌باشند. در معادلات حاکم در محیط ناهمسانگرد، پارامتر مهم δ (یکی از سه پارامتر ناهمسانگردی تامسون) معرفی می‌شود، که اکثر پدیده‌های مهم ناهمسانگردی را در ژئوفیزیک اکتشافی کنترل می‌کند. پارامترهای ناهمسانگردی تامسون که شامل ϵ ، δ و γ می‌باشد، توسط داده‌های Walkaway VSP (یکی از روش‌های برداشت داده لرزه نگاری قائم است)، تعیین می‌شود.

در این پایان نامه با استفاده از داده‌های لرزه‌نگاری قائم (VSP) و نگار چاه پیمایی DSI و بکارگیری روش‌های گندی فاز (برای داده لرزه نگاری قائم) و تکنیک چرخش آلفورد (برای نگار چاه پیمایی DSI)، پارامترهای ناهمسانگردی تامسون در یک میدان نفتی در غرب ایران تعیین شدند. تعیین پارامترهای ناهمسانگردی با استفاده از داده‌های لرزه نگاری قائم، در دو مدل واقعی و مصنوعی صورت گرفت. روش گندی فاز توسط مدل مصنوعی تولید شده در این نرم افزار ، برای منطقه مورد بررسی تأیید شده است. با توجه به نتایج بدست آمده در کارهای قبلی از مدل مصنوعی ساخته شده با روباره شیبدار (حداکثر شیب ۶ درجه)، مدل مذکور برای پارامتر ناهمسانگردی ϵ دارای دقت ۰/۰۵ می‌باشد. برای مدل‌هایی با شیب بیشتر، روش گندی فاز دقت مطلوبی ندارد. در مورد پارامتر ناهمسانگردی δ باید اشاره نمود، با توجه به نتایج مدل سازی مصنوعی، این پارامتر در مدل‌های افقی و کمی افقی (حداکثر شیب روباره ۳ درجه) دارای دقت مطلوبی بوده، اما در مدل‌هایی با شیب روباره ۶ درجه قابل استناد نمی‌باشد.

هنگام عبور موج برشی از سازند ناهمسانگرد، چون سازند در یک جهت متراکم‌تر از جهات دیگر است (عمدتاً وجود شکستگی در سازند)، امواج برشی در امتداد متراکم‌تر سریع‌تر حرکت کرده و در جهت عمود بر آن، کندتر حرکت می‌کند. بنابراین موج برشی به دو مؤلفه تند و کند تجزیه می‌شود. اساس تعیین ناهمسانگردی با استفاده از نگار چاه‌پیمایی DSI، شناسایی مؤلفه‌های موج برشی و جهت آن‌ها است. بنابراین این مؤلفه‌ها با استفاده از یک تکنیک ریاضی به نام چرخش آلفورد^۱ چرخش داده می‌شوند. پس از اعمال چرخش، محتوای انرژی دو موج کامل تند و کند با هم مقایسه شده و اختلاف این دو به صورت نقشه ناهمسانگردی و نگار ناهمسانگردی در چاه مورد مطالعه تعیین می‌شود. با توجه به نتایج، جهت ناهمسانگردی (جهت تنش ماکزیمم) در حد ۵۰ درجه و مقدار ناهمسانگردی زمان رسید بین ۲-۲۳ درصد می‌باشد.

کلمات کلیدی: پارامترهای ناهمسانگردی، داده های لرزه نگاری قائم (VSP)، نمودار چاه پیمایی

DSI، روش کندی فاز، تکنیک چرخش آلفورد

¹. Alford rotation

لیست مقالات مستخرج از این پایان نامه

- ۱- مرضیه حاجی محمدی، ابوالقاسم کامکار روحانی، یوسف حسن پور "تعیین پارامترهای ناهمسانگردی مخزن با استفاده از داده‌های لرزه‌ای و تاثیر آن در حفاری و انحراف چاه" ماهنامه علمی - ترویجی اکتشاف و تولید، در نوبت چاپ
- ۲- مرضیه حاجی محمدی، ابوالقاسم کامکار روحانی، یوسف عسگری نژاد "تاثیرات ناهمسانگردی بر روی بازیابی نفت از مخازن کربناته شکسته طبیعی" سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، ۱۳۹۱
- ۳- مرضیه حاجی محمدی، ابوالقاسم کامکار روحانی، یوسف عسگری نژاد " نقش تخلخل- های مختلف بر روی ناهمسانگردی در سنگ‌های کربناته ایران" سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، ۱۳۹۱

فهرست مطالب

تشکر و قدردانی	۱
چکیده	۳
فهرست مطالب	۵
فهرست اشکال	۵
فهرست جداول	۵
فصل اول: کلیات	۱
۱-۱ مقدمه	۲
۲-۱ سوابق تحقیق	۲
۳-۱ تعریف ناهمسانگردی	۴
۴-۱ ناهمسانگردی در مقابل ناهمگنی	۶
۵-۱ خواص امواج تخت و معادلات حاکم	۶
۱-۵-۱ معادله موج و قانون هوک	۶
۲-۵-۱ معادله کریستوفل و خواص امواج تخت	۸
۳-۵-۱ سرعت گروه و سرعت فاز	۱۱
۴-۵-۱ دستگاه‌های تقارن ناهمسانگردی	۱۴
۱-۴-۵-۱ محیط سه شیبی	۱۶
۲-۴-۵-۱ محیط تک شیبی	۱۶
۳-۴-۵-۱ محیط‌های اورتورومبیک	۱۸
۴-۴-۵-۱ محیط‌های همسانگرد عرضی	۱۹
۵-۴-۵-۱ محیط‌های همسانگرد	۲۲
۶-۱ تعریف مساله و ضرورت تحقیق	۲۳
۷-۱ روش تحقیق	۲۳

۲۴	۸-۱ ساختار پایان نامه
۲۵	فصل دوم: روش شناسی لرزه نگاری قائم (VSP)
۲۶	۱-۲ حل معادله کریستوفل
۳۰	۲-۲ نمادگذاری تامسون در محیط‌های همسانگرد عرضی
۳۲	۳-۲ تعاریف و معانی پارامترهای تامسون
۳۶	۴-۲ سرعت فاز بطور دقیق و تخمینی
۳۶	۵-۲ روش انتخابی مطالعه داده های لرزه‌ای
۳۷	۱-۵-۲ روش کُندی فاز
۳۷	۲-۱-۵-۲ معرفی
۳۷	۲-۱-۵-۲ شرح روش
۴۱	۶-۲ وارون سازی داده‌ها
۴۳	۷-۲ روش کُندی پلاریزاسیون
۴۳	۸-۲ معکوس توموگرافی زمان سیر
۴۴	۹-۲ تایید روش با استفاده از داده‌های مصنوعی
۴۶	۱۰-۲ مقادیر پارامترهای ناهمسانگردی
۴۷	۱۱-۲ جمع‌بندی فصل
۴۸	فصل سوم: نگار پتروفیزیکی DSI
۴۹	۱-۳ مقدمه
۵۰	۲-۳ نگار DSI
۵۰	۱-۲-۳ معرفی ابزار DSI
۵۱	۲-۲-۳ اجزای تشکیل دهنده ابزار DSI
۵۱	۱-۲-۲-۳ بخش فرستنده
۵۲	۲-۲-۲-۳ بخش جداکننده

۵۲	 بخش گیرنده ۳-۲-۲-۳
۵۳	 محفظه برداشت ۴-۲-۲-۳
۵۳	 عمق بررسی ۳-۲-۳
۵۴	 مدهای مختلف ابزار DSI ۴-۲-۳
۵۵	 جمع‌بندی فصل ۳-۳
۵۶	 فصل چهارم: تعیین ناهمسانگردی با استفاده از داده‌های لرزه نگاری قائم
۵۷	 ۱-۴ مقدمه
۵۷	 ۲-۴ میادین مورد مطالعه
۵۷	 ۱-۲-۴ موقعیت میدان Z
۵۸	 ۲-۲-۴ زمین شناسی میدان Z
۶۱	 ۳-۴ مخزن مورد مطالعه
۶۱	 ۱-۳-۴ سازند سروک (مخزن ماهدود)
۶۴	 ۴-۴ مطالعه موردی لرزه‌ای
۶۴	 ۱-۴-۴ میدان X
۶۵	 ۱-۱-۴-۴ ساخت منحنی‌های کندی
۶۶	 ۲-۱-۴-۴ منحنی‌های کندی
۷۳	 ۲-۴-۴ میدان Y
۷۵	 ۳-۴-۴ میدان Z
۷۷	 ۱-۳-۴-۴ آماده سازی داده‌ها
۷۷	 ۲-۳-۴-۴ ساخت منحنی کندی
۸۰	 فصل پنجم: تعیین ناهمسانگردی با استفاده از DSI
۸۱	 ۱-۵ روش انجام کار

۵-۱-۱	فرآیند تعیین ناهمسانگردی با استفاده از نگار DSI	۸۱
۵-۲	مطالعه موردی با نگار DSI	۸۶
۵-۳	آماده سازی و انجام مراحل پیش پردازش اطلاعات حاصل از نگار DSI	۹۱
۵-۴	استخراج امواج تراکمی، برشی و استونلی	۹۰
۵-۵	تحلیل ناهمسانگردی	۹۴
۵-۶	جهت گیری تنش های درجا	۹۸
فصل ششم: جمع بندی، نتیجه گیری و پیشنهادات		
۶-۱	جمع بندی، نتیجه گیری	۹۹
۶-۲	پیشنهادهای	۱۰۰
۶-۲	پیشنهادهای	۱۰۲
منابع		
۱۰۳		
پیوست		
۱۰۷		
۱۰۸	کُد متلب برای تعیین زاویه فاز و کُندی های مدل شده	

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱. تصویر میکروسکوپی ورقه‌های رس درون شیل ۵
- شکل ۱-۲. جبهه موج در یک محیط همگن ناهمسانگرد ۱۲
- شکل ۱-۳. جهت های متفاوت سرعت گروه و سرعت فاز از نقطه فرستنده ۱۳
- شکل ۱-۴. تغییر اندیس ها بر طبق روش ویگت ۱۶
- شکل ۱-۵. دو دستگاه شکست عمودی موازی که بطور معمول یک محیط مؤثر تک شیب با یک صفحه تقارن افقی ایجاد می کنند. ۱۷
- شکل ۱-۶. مدل اورتورومبیک که توسط شکست های عمودی واقع در یک بستر لایه لایه ایجاد شده است ۱۹
- شکل ۱-۷. مدل VTI دارای یک محور عمودی تقارن چرخشی است و می تواند توسط لایه های نازک افقی ایجاد شود. ۲۰
- شکل ۱-۸. مدل HTI مربوط به شکاف های عمودی موازی. ۲۲
- شکل ۱-۲. پرتوهای موج P و جبهه موج در یک محیط VTI با یک $\varepsilon \approx 0.1$ مثبت و یک $\delta \approx -0.1$ منفی. ۳۵
- شکل ۲-۲. گندی قائم ۴۰
- شکل ۳-۲. گندی افقی ۴۰
- شکل ۴-۲. جبهه موج ۴۲
- شکل ۵-۲. مدل مورد استفاده برای تولید داده های مصنوعی ۴۶
- شکل ۱-۳. تصویر اجمالی از ابزار DSI به همراه تجهیزات فرعی قابل استفاده با آن ۵۱
- شکل ۲-۳. نحوه دریافت امواج توسط گیرنده های ابزار DSI که به فاصله ۶ اینچی از هم قرار دارند. ۵۲
- شکل ۳-۳. مُدهای ابزار DSI. ۵۴
- شکل ۱-۴. مدل زمین شناسی در محل چاه های W1 و W2 ۵۹
- شکل ۲-۴. خطوط برداشت VSP در میدان X ۶۲
- شکل ۳-۴. منحنی های گندی برای خط برداشت ۱ ۶۵

- شکل ۴-۴. منحنی های کُندی برای خط برداشت ۲ ۶۶
- شکل ۴-۵. منحنی های کُندی برای خط برداشت ۳ ۶۷
- شکل ۴-۶. مدل منطبق شده بر داده های کُندی در خط برداشت ۱ ۶۹
- شکل ۴-۷. مدل منطبق شده بر داده های کُندی در خط برداشت ۲ ۶۹
- شکل ۴-۸. مدل منطبق شده بر داده های کُندی در خط برداشت ۳ ۷۰
- شکل ۴-۹. موقعیت خط برداشت VSP میدان Y ۷۱
- شکل ۴-۱۰. منحنی کُندی میدان Y ۷۱
- شکل ۴-۱۱. انطباق کُندی مدل شده بر داده های میدان Y ۷۲
- شکل ۴-۱۲. توپوگرافی منطقه مورد مطالعه ۷۳
- شکل ۴-۱۳. موقعیت خط انفجار ۷۴
- شکل ۴-۱۴. کُندی افقی و قائم در مقابل دورافت بدون تصحیح انحراف چاه ۷۵
- شکل ۴-۱۵. کُندی قائم با تصحیحات و بدون تصحیحات ۷۸
- شکل ۴-۱۶. کُندی قائم در مقابل کُندی افقی ۷۸
- شکل ۴-۱۷. مدل انطباق داده شده با داده ها ۷۹
- شکل ۵-۱. منحنی انتشار موج در سازند ۸۲
- شکل ۵-۲. وضعیت شماتیک قرارگیری فرستنده و گیرنده DSI در محیط ناهمسانگرد و پلاریزاسیون موج برشی ۸۳
- شکل ۵-۳. تطابق عمقی نگار DSI و نگار اشعه گاما ۸۷
- شکل ۵-۴. مقایسه نگار صوتی از نگار های متعارف (نقطه چین) و نگار صوتی استخراج شده از DSI نگار ۸۸
- شکل ۵-۵. نمودار متقاطع DT در مقابل VP/Vs برای شناسایی نوع سازند از نظر سرعت ۸۹
- شکل ۵-۶. اثر اعمال فیلتر HIHG CUT بر روی موج استونی که باعث ارتقای کیفیت SEMBLANCE ۹۰
- شکل ۵-۷. نگاشت STC و ۸ موج کامل مربوط به عمق ۴۱۲۰ متری ۹۲
- شکل ۵-۸. آنالیز شباهت بر روی مدهای ۳ و ۴ و استخراج امواج تراکمی، برشی و استونی در سازند ۹۳

- شکل ۵-۹. تصویر شماتیک تجزیه موج برشی به مولفه های تند و کند در سازند ناهمسانگرد ۹۴
- شکل ۵-۱۰. نمایش دستگاه DSI و جهت ناهمسانگردی سازند ۹۵
- شکل ۵-۱۱. نتایج تحلیل ناهمسانگردی در سازند مورد مطالعه ۹۷
- شکل ۵-۱۲. رزدياگرام نشان دهنده جهت تنش حداکثر به دست آمده از نگار DSI ۹۸

فهرست جداول

- جدول ۱-۲. نتایج برای لایه ناهمسانگرد شیبدار ۴۶
- جدول ۱-۴. پارامترهای ناهمسانگردی تامسون به دست آمده در میدان X ۷۱
- جدول ۲-۴. پارامترهای ناهمسانگردی تامسون به دست آمده در میدان Y ۷۴
- جدول ۳-۴. پارامترهای ناهمسانگردی تامسون به دست آمده در میدان Z ۷۹

فصل اول

کلیات

اساسی‌ترین روش اکتشاف ژئوفیزیکی در نفت، روش لرزه‌ای است که مبتنی بر ارسال امواج لرزه‌ای به سطح زمین و ثبت زمان یا انرژی بازتاب با استفاده از گیرنده‌ها در سطح زمین می‌باشد. پردازش انرژی بازتاب شده، امکان تشخیص شکل و خواص ساختارهای زیر سطحی را می‌دهد تا بتوان به حضور یا عدم حضور هیدروکربن یا مواد معدنی پی‌برد. در اکتشاف نفت دو روش بازتابش لرزه‌ای و نیمرخ لرزه‌ای عمودی (VSP^۱) متداول است.

فرض همسانگردی در محیط مورد بررسی، اساس مطالعه بیشتر مدل‌ها در اکتشافات لرزه‌ای (به منظور غلبه بر پیچیدگی محاسبات ناهمسانگردی) می‌باشد که در آن سرعت‌های لرزه‌ای، مستقل از جهت تابش هستند. از طرف دیگر در واقعیت، زمین در اکثر موارد، با پارامترهای الاستیک متغیر با جهت، خاصیت ناهمسانگردی نشان می‌دهد [شیرر^۲، ۱۹۹۹]. این ناهمسانگردی، در سنگ‌های بخش‌های پوسته بالایی [کرامپین^۳، ۱۹۸۱] و تا حدودی بخش‌های دیگر زمین [شیرر، ۱۹۹۹] اثبات شده است. علاوه بر این بخش‌ها که بر اساس خاصیت ناهمسانگردی ذاتی مواد، ایجاد ناهمسانگردی در زمین می‌نمایند، لایه‌های متناوب با سرعت‌های بالا و پایین در جایی که ضخامت لایه‌ها کمتر از طول موج علامت لرزه‌ای^۴ است نیز ناهمسانگردی ایجاد خواهد نمود [تسوانکین^۵، ۲۰۰۱].

۱-۲ سوابق تحقیق

وایت و سنگبوش^۶ (۱۹۵۳) اندازه‌گیری سرعت‌های لرزه‌ای در اعماق کم را مورد بحث قرار دادند اما در آن زمان محیط مورد بررسی، همسانگرد در نظر گرفته شده بود.

^۱ Vertical Seismic Profiling

^۲ Shearer

^۳ Crampin

^۴ Trace

^۵ Tsvankin

^۶ White and Sengbush

پُستما^۱ (۱۹۵۵) برای اولین بار نشان داد اگر طول موج لرزه‌ای، بیشتر از ضخامت لایه باشد، حتی در شرایطی که لایه‌های زمین کاملاً همسانگرد هستند، این لایه‌ها می‌توانند از خود خاصیت ناهمسانگردی نشان دهند. بدین ترتیب او برای اولین بار تأثیر ناهمسانگردی لرزه‌ای در لایه‌های زمین را ارائه نمود. پس از وی جولی^۲ (۱۹۵۶) ناهمسانگردی لرزه‌ای محیط را بر اساس اختلاف سرعت طولی و عرضی لایه‌ها نشان داد. او ثابت نمود که سرعت امواج عرضی در راستای افقی (S_H) دو برابر سرعت امواج عرضی در راستای قائم (S_V) می‌باشد. باکوس^۳ (۱۹۶۲) برای بررسی تغییرات سرعت موج طولی P ، معادلات تقریبی سرعت موج را به صورت ترکیبی از ضرایب الاستیک بدست آورد. هلیگ^۴ (۱۹۶۴) تغییرات سرعت در محیط‌های ناهمسانگرد بیضوی را مورد بحث قرار داد. بریمن^۵ (۱۹۷۹) ضمن مطالعه محیط‌های ناهمسانگرد، با ارائه مثال‌هایی نشان داد که امواج عرضی (S) دارای رفتار ناهمسانگردی قوی‌تری نسبت به امواج طولی (P) هستند. اما تحول اساسی در این موضوع مهم پس از نوشته شدن یک مقاله بنیادی درباره ناهمسانگردی توسط تامسون^۶ (۱۹۸۶) رخ داد. ابتدا چنین به نظر می‌رسید که روش تامسون تنها یک روش جایگزین برای معادلات موجود است که سرعت سیر امواج در محیط‌های همسانگرد عرضی را با محور تقارن قائم VTI ^۷ بررسی می‌نمایند. اما امروزه مشخص شده است که پارامترهای معروف $(\gamma, \delta, \epsilon)$ ، ترکیبی از ضرایب الاستیک مربوط به کمیت‌های سرعت برونراند نرمال (NMO ^۸) و دامنه برحسب دورافت (AVO ^۹) می‌باشد. اندازه‌گیری‌های ناهمسانگردی سرعت امواج لرزه‌ای P و S ، نشان می‌دهد که سنگ‌های رسوبی ناهمسانگردی-باشند [مارتین و دیویس، ۱۹۸۷]. لیو^{۱۰} و همکاران (۲۰۰۰) تأثیر شاره درون حفره‌ها و شکستگی‌ها را با پارامترهای ناهمسانگردی بررسی کردند. ناهمسانگردی لرزه‌ای، با تغییر سرعت تابعی از جهت انتشار

¹. Postma

². Jolly

³. Backus

⁴. Helbig

⁵. Berryman

⁶. Thomsen

⁷. Vertical Transverse Isotropy

⁸. Normal moveout

⁹. Amplitude versus offset

¹⁰. Liu

امواج است [مائو^۱، ۲۰۰۵]. بریمن^۲ (۲۰۰۷) پارامترهای ناهمسانگردی تامسون را در مخازن شکافدار بررسی کرد.

پارامترهای ناهمسانگردی برای اولین بار به منظور بررسی اثر آنها بر پردازش لرزه‌ای در نظر گرفته شد. امروزه پارامترهای بدون بُعد تامسون (γ, δ, ϵ) به روشنی ناهمسانگردی را توصیف می‌کنند. پارامترهای δ, ϵ هردو معرف ترکیبی از ناهمسانگردی امواج طولی (P) و امواج عرضی قائم (S_V) و پارامتر γ ناهمسانگردی موج عرضی افقی (S_H) را توصیف می‌کنند.

۳-۱ تعریف ناهمسانگردی

یک محیط با یک پارامتر معین را ناهمسانگرد می‌گویند، چنانچه این پارامتر با جهت اندازه‌گیری تغییر کند. به عنوان مثال اگر یک محیط کشسان، ناهمسانگرد باشد، امواج لرزه‌ای در این محیط، در جهات مختلف با سرعت‌های متفاوت منتشر می‌شوند. این ناهمسانگردی سرعت، بیانگر حضور ساختاری مشخص در مقیاس طول موج لرزه‌ای است که به تغییرات فیزیکی نسبت داده می‌شود. در سازندهای زیر سطحی متعارف، سرعت هم با موقعیت فضایی و هم با جهت انتشار تغییر می‌کند که باعث می‌شود تا محیط، ناهمگن و ناهمسانگرد شود. مفاهیم ناهمگنی و ناهمسانگردی وابسته به مقیاس است. یک محیط می‌تواند برای طول موج‌های کوچک، ناهمگن و برای طول موج‌های بلند، ناهمسانگرد رفتار کند [هلیگ، ۱۹۹۴]. برای مثال، لایه‌هایی که روی نگارهای چاه پیمایی در مقیاس کوچک، به صورت ناهمگن آشکار می‌شوند شاید در محدوده طول موج‌های بلند، یک مدل کاملاً ناهمسانگرد ایجاد کنند. در این پایان نامه بحث اصلی روی ناهمسانگردی می‌باشد.

به صورت کلی ناهمسانگردی در سری‌های رسوبی با عوامل مهم زیر ایجاد می‌شود (تامسون،

: ۱۹۸۶)

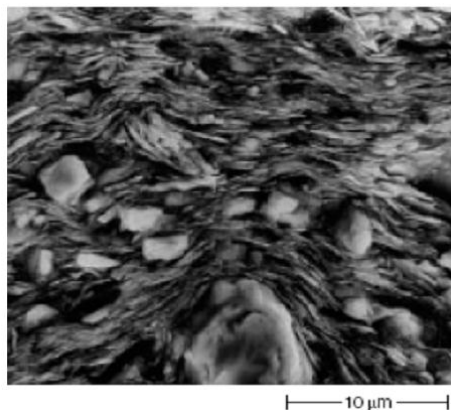
¹ Mao

² Berryman

الف - ناهمسانگردی ذاتی مربوط به جهت‌گیری ترجیحی دانه‌های رسوبات.

ب- لایه‌های نازک همسانگرد و یا ناهمسانگرد با ضخامت کمتر از طول موج (شکل ۱-۱).

ج - شکستگی‌ها یا ترک‌های ریز^۱ (به طور کلی ناپیوستگی‌ها).



شکل ۱-۱: تصویر میکروسکوپی ورقه‌های رس درون شیل (حسن پور، ۲۰۰۹)

به طور معمول، ناهمسانگردی با حضور یک یا ترکیب سه عامل مذکور، ایجاد می‌شود. برای مثال دسته‌ای از شکستگی‌های عمودی در لایه‌های رسوبی و یا لایه‌های نازکی که به صورت ذاتی ناهمسانگرد هستند، باعث ناهمسانگردی می‌شوند [تسوانکین، ۲۰۰۱].

در این فصل، ابتدا اصول انتشار موج در محیط، براساس سرعت و قطبیدگی^۲ امواج مسطح توضیح داده شده و سپس در ادامه تئوری‌های کلی توسط هلبیگ و تک نگاشت‌های^۳ دیگری از ماسگریو^۴، (۱۹۷۰) و آکی و ریچارد^۵، (۱۹۸۰) شرح داده می‌شود. هدف اصلی از بازنگری انتشار موج ناهمسانگرد، این است که نتایج تحلیلی متعددی را که برای استفاده در وارون سازی لرزه‌ای^۶ و پردازش^۷، کارآمد است، معرفی نموده و نمادگذاری^۸ مناسبی برای تحلیل اطلاعات لرزه‌ای ساخته شود.

¹. Microcracks
². Polarization
³. Monographs
⁴. Musgrave
⁵. Aki and richards
⁶. Seismic inversion
⁷. Processing
⁸. Notation

۴-۱ ناهمسانگردی در مقابل ناهمگنی

اکثراً ناهمسانگردی و ناهمگنی با هم اشتباه گرفته می شوند. ناهمگنی به عنوان تغییرات خاصیت فیزیکی خاص، از نقطه‌ای به نقطه دیگر و ناهمسانگردی به معنی تغییرات جهاتی یک ویژگی خاص فیزیکی در یک نقطه می‌باشد. ناهمگنی با استفاده از مقیاس‌های مختلفی به ناهمسانگردی مربوط می‌شود. برای مثال ماسه سنگ یا شیل در مقیاس ذرات، ناهمگن است. بافت سنگ، قادر است تا سنگ را ناهمسانگرد کند، بنابراین ناهمگنی در مقیاس کوچک باعث ناهمسانگردی در کل سنگ می‌شود. زمین واقعی، هم دارای ناهمگنی و هم دارای ناهمسانگردی است. استاندارد مقیاس کوچک و بزرگ بدین معنی است که زمانی که طول موج لرزه‌ای بزرگتر از ناهمگنی و یا ضخامت لایه باشد، آن را همگن اما ناهمسانگرد می‌نامیم. در این حالت امواج از قوانین موج ناهمسانگرد پیروی می‌کنند [حسن پور، ۲۰۰۹].

۵-۱ خواص امواج تخت و معادلات حاکم

۵-۱-۱ معادله موج و قانون هوک

در حالت کلی، برای محیط ناهمگن و ناهمسانگرد، معادله موج از قانون دوم نیوتن که بر حجم ΔV درون یک ناپیوستگی اعمال می‌شود، پیروی می‌کند. بنابراین، برای توصیف امواج در محیط ناهمسانگرد می‌توان نوشت [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} - \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} = f_i \quad (1-1)$$

که در آن، ρ چگالی، $\vec{U} = (u_1, u_2, u_3)$ بردار جابجایی، $\vec{f} = (f_1, f_2, f_3)$ نیروی خارجی وارد بر جسم بر واحد حجم، t زمان و x_i مختصات کارتزین است. جمع، روی اندیس ۳ و ۲ و ۱ j و دیگر اندیس‌های تکرار که در زیر آمده است، صورت می‌گیرد. ۳ و ۲ و ۱ i یک اندیس اختیاری است.

برای یک محیط با چگالی مفروض، توزیع نیروی حجمی معین اعمال شده $f(x)$ در معادله (۱-۱) شامل دو مجهول است: میدان جابجایی $\vec{U}$ و تانسور تنش τ_{ij} . بنابراین، برای حل معادله موج لازم است تا معادله (۱-۱) با معادله مشخصه بین تنش و کرنش تکمیل شود. معمولاً در بیشتر کاربردهای انتشار امواج لرزه‌ای، کرنش کوچک اتفاق می‌افتد، در نتیجه ارتباط تنش-کرنش خطی است و از قانون عمومی هوک پیروی می‌کند:

$$\tau_{ij} = c_{ijkl} e_{kl} \quad (۲-۱)$$

که در آن، تانسور سختی^۱ c_{ijkl} از مرتبه چهار است و تنها به خواص فیزیکی مواد مانند دما، فشار و غیره وابسته می‌باشد. همچنین τ_{ij} تانسور تنش از مرتبه دو و e_{kl} تانسور کرنش از مرتبه دو می‌باشد.

e_{kl} (تانسور کرنش) به صورت زیر به دست می‌آید:

$$e_{kl} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_k}{\partial x_l} + \frac{\partial u_l}{\partial x_k} \right) \quad (۳-۱)$$

محدود کردن تئوری انتشار موج به محیط کشسان خطی و استفاده از قانون هوک که توسط رابطه (۲-۱) تعریف شد، ساده‌ترین فرض در هر دو محیط همسانگرد و ناهمسانگرد برای انتشار موج است. با در نظر گرفتن جملات مرتبه دو و بالاتر، در ارتباط بین تنش و کرنش، معادله‌ای غیرخطی به دست می‌آید که حل آن دشوار است. برای مثال، برای معادله جابجایی شامل جملات غیرخطی، ابزاری قوی-تر از تئوری خطی مانند برهم‌نهی، تبدیل فوریه و... مورد نیاز است. با جایگذاری قانون هوک (۲-۱) و تانسور کرنش معادله (۳-۱)، در معادله عمومی موج (۱-۱) و همچنین این فرض که ضرایب سختی، ثابت هستند یا به آهستگی در فضا تغییر می‌کنند (پس می‌توان از مشتقات مربوط به آن‌ها صرف نظر کرد)، رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} - c_{ijkl} \frac{\partial^2 u_k}{\partial x_j \partial x_l} = f_i \quad (۴-۱)$$

^۱. Stiffness tensor

معادله (۴-۱) در محیط‌های کشسان خطی، محیط‌های مختلف ناهمسانگرد، همگن یا ناهمگن ضعیف برقرار است. معادله موج را برای محیط همسانگرد، با استفاده از شکل همسانگرد تانسور سختی C_{ijkl} می‌توان حل کرد [تسوانکین، ۲۰۰۱].

۱-۵-۲ معادله کریستوفل^۱ و خواص امواج تخت

برای ارائه توصیف تحلیلی از امواج تخت در محیط ناهمسانگرد، معادله (۴-۱) همگن می‌شود:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} - c_{ijkl} \frac{\partial^2 u_k}{\partial x_j \partial x_l} = 0 \quad (۵-۱)$$

از نظر فیزیکی، معادله موج همگن، نشان دهنده محیط بدون چشمه‌های انرژی کشسان می‌باشد. برای حل آزمایشی^۲ معادله (۵-۱)، از یک موج تخت هارمونیک (حالت پایدار) که به صورت زیر تعریف می‌شود، استفاده خواهد شد:

$$u_k = U_k e^{i\omega \left(\frac{n_j x_j}{V-t} \right)} \quad (۶-۱)$$

که در آن، u_k مؤلفه‌های بردار قطبش $\vec{U}$ ، ω فرکانس زاویه‌ای، $i=\sqrt{-1}$ ، V سرعت انتشار موج (که عموماً به آن سرعت فاز گفته می‌شود) و n بردار یکه عمود بر صفحه جبهه موج است (جبهه موج در رابطه $n_j x_j - Vt = \text{constant}$ صدق می‌کند). همان‌گونه که مطرح شد، کمیت دیگری که معرفی آن در تئوری انتشار موج ناهمسانگرد مفید است، بردار کندی^۳ می‌باشد که با رابطه $\vec{p} = \frac{\vec{n}}{V}$ بیان می‌شود. با جایگذاری موج تخت (۶-۱) در معادله موج (۵-۱)، معادله کریستوفل برحسب سرعت فاز V و بردار قطبش $\vec{U}$ به دست می‌آید:

^۱. Christoffel

^۲. trial

^۳. Slowness

$$\begin{pmatrix} G_{11} - \rho V^2 & G_{12} & G_{13} \\ G_{21} & G_{22} - \rho V^2 & G_{23} \\ G_{31} & G_{32} & G_{33} - \rho V^2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} U_1 \\ U_2 \\ U_3 \end{pmatrix} = 0 \quad (7-1)$$

که در آن، G_{ik} ماتریس کریستوفل است که به خواص محیط (سختی) و جهت انتشار موج وابسته است:

$$G_{ik} = c_{ijkl} n_i n_l \quad (8-1)$$

همان‌طور که از تقارن ذاتی تانسور سختی (به دلیل تقارن تانسورهای تنش و کرنش) برمی‌آید (معادله (8-1) را ببینید)، ماتریس کریستوفل متقارن است ($G_{ik} = G_{ki}$). توجه کنید که می‌توان با استفاده از فرض نرمال بودن چگالی ضریب سختی، چگالی ρ را حذف کرد.

فشرده سازی معادله فوق توسط دلتای کرونوکر δ_{ik} (برای $i=k$ و این که $\delta_{ik}=0$ برای $i \neq k$) انجام می‌شود:

$$[G_{ik} - \rho V^2 \delta_{ik}] = 0 \quad (9-1)$$

معادله کریستوفل (7-1) یا (9-1) دارای مقدار ویژه استاندارد 3×3 است. همچنین بردار ویژه U در ماتریس متقارن G مجهول است. ماتریس کریستوفل دارای سه مقدار ویژه حقیقی و مثبت است (ماسگریو، ۱۹۷۰)، یا (در غیر این صورت، سرعت V ممکن است مختلط شود). مقادیر ویژه می‌توانند با استفاده از معادله زیر به دست آیند:

$$\det[G_{ik} - \rho V^2 \delta_{ik}] = 0 \quad (10-1)$$

که یک معادله درجه ۳ برحسب ρV^2 حاصل می‌شود. برای هر جهت فاز داده شده (n) در محیط ناهمسانگرد، در معادله کریستوفل سه مقدار ممکن برای سرعت فاز V به دست می‌آید که دربرگیرنده موج P (سریع‌ترین حالت موج) و دو موج S افقی و قائم است. بنابراین، محیط ناهمسانگرد باعث می‌شود تا موج برشی (S) به دو بخش با سرعت‌ها و قطبش‌های متفاوت تقسیم شود. در بعضی جهات معین، دو موج S مجزا، با یک‌دیگر ترکیب می‌شوند و یک موج برشی (S) به دست می‌آید که پیش از

این توسط کرامپین (۱۹۹۱) و هلیگ (۱۹۹۴) و دیگران مورد بحث قرار گرفت. همسانگردی حالت خاصی از محیط ناهمسانگرد است که سرعت دو موج S با یک دیگر ترکیب شده‌اند.

رسم سرعت فاز به صورت بردار شعاعی در تمام جهات انتشار موج (n)، سطح سرعت فاز (V) را تعریف می‌کند. همچنین رسم مقدار $\frac{1}{V}$ در همان مکان (به عبارت دیگر عکس سطح سرعت فاز)، سطح کندی را به وجود می‌آورد که مکان هندسی آن مستقیماً شکل جبهه‌های موج ناشی از چشمه‌های نقطه‌ای و وجود موج برشی مجزا را نشان می‌دهد. همان‌طور که توسط ماسگریو (۱۹۷۰) و هلیگ (۱۹۹۴) به تفصیل مورد بحث قرار گرفت، جهت تابش موج، عمود بر سطح کندی است. در محیط‌های همگن و همسانگرد، سطح سرعت فاز و کندی، کروی هستند.

پس از تعیین مقادیر ویژه، می‌توان بردار ویژه U برای هر مد^۱ را با استفاده از دو معادله از سه معادله (۷-۱) به دست آورد. در شرایطی که مقادیر ویژه بردارها، نامشخص باشد (هر کدام از آن‌ها می‌تواند در هر عددی ضرب شود)، جهت بردار ویژه در قطبش امواج مسطحی که در راستای n منتشر می‌شوند، تعیین کننده است. بردار قطبش موج مسطح در محیط همسانگرد، موازی (برای امواج P) یا عمود بر (برای امواج S) بردار کندی است. هنگام وجود ناهمسانگردی، قطبش فقط با جهت‌گیری بردار n مشخص نمی‌شود، بلکه ثابت‌های کشسانی محیط که ماتریس کریستوفل G را می‌سازند هم تعیین کننده هستند.

تا زمانی که ماتریس G حقیقی و متقارن است، بردار قطبش از سه مد (بردارهای ویژه) تشکیل می‌شود که متقابلاً برهم عمود هستند ولی الزاماً هیچ‌یک موازی یا عمود بر n نیستند. بنابراین، جز برای بعضی جهات انتشار خاص، هیچ موج برشی (S) و طولی (P) خالص وجود ندارد. به همین دلیل،

¹. Mode

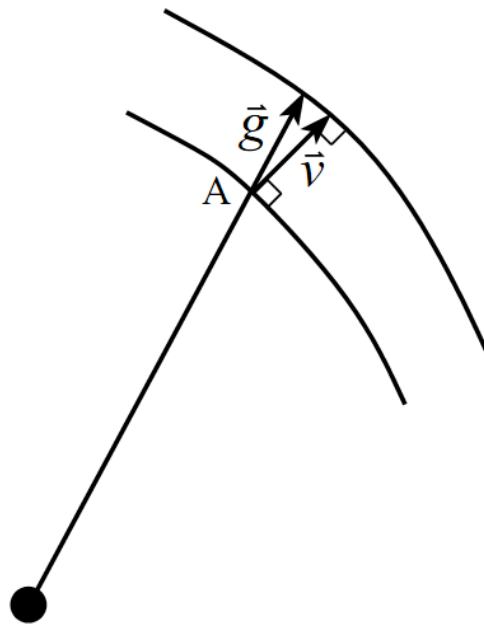
در تئوری موج ناهمسانگرد، به مُد سریع به‌طور معمول موج شبه p^1 و به دو مُد کند، شبه s_1^2 و شبه s_2^3 گفته می‌شود.

با این وجود، در بعضی جهات خاص، موج سریع (شبه p) می‌تواند موازی π و دو موج کند (شبه s_1 و s_2)، در صفحه عمود بر π قطبیده شوند. پس باید چنین فرض کرد که تعامد بردارهای قطبش، برای جبهه‌های موج غیرمسطح، حفظ نمی‌شود، زیرا سه موج حجمی در هر مکان با بردارهای کندی در جهات مختلف، ثبت می‌شوند [تسوانکین، ۲۰۰۱].

۱-۵-۳ سرعت گروه^۴ و سرعت فاز

بردار سرعت گروه، جهت و سرعت انتشار دامنه موج را معین می‌کند (شکل ۱-۲). بنابراین تعیین آن در مدل‌سازی زمان سیر لرزه‌ای و روش‌های وارون^۵، بسیار حائز اهمیت است. تفاوت بین بردارهای سرعت فاز و سرعت گروه به دلیل تغییرات سرعت با فرکانس (پاشندگی سرعت) یا زاویه (ناهمسانگردی) باشد.

¹. quasi-p
². quasi- s_1
³. quasi- s_2
⁴. Group velocity
⁵. inversion



شکل ۱-۲: جبهه موج در یک محیط همگن ناهمسانگرد، بردار سرعت گروه (تابش) مکان چشمه را به گیرنده وصل می‌کند. بردار سرعت فاز (موج) عمود بر جبهه موج است (وستروم^۱، ۱۹۹۴).

همان‌گونه که در شکل ۱-۲ در یک طرح دو بُعدی نشان داده شده است، بردار سرعت گروه، در محیط همگن با جهت چشمه-گیرنده در یک راستاست. در حالی که بردار سرعت فاز (یا کندی) عمود بر جبهه موج است. هنگام وجود ناهمسانگردی، جبهه موج، کروی نیست و بردارهای سرعت فاز و سرعت گروه متفاوت هستند. محاسبه سرعت گروه در آزمایشگاه، کار آسانی است. بدین ترتیب که، اگر زمان سیر موج از فرستنده تا نقطه A اندازه‌گیری شود، با تقسیم فاصله فرستنده تا نقطه A بر این زمان، سرعت گروه بدست خواهد آمد.

برای موج تخت سرعت فاز با رابطه (۱-۱۱) تعریف می‌شود:

$$V = \frac{\omega}{k} \quad (1-11)$$

که در آن V سرعت فاز، ω فرکانس زاویه ای و k عدد موج می باشد اگر:

$$\vec{k} = k(\sin\theta \hat{x}_1 + \cos\theta \hat{x}_3)$$

¹. Vestrum

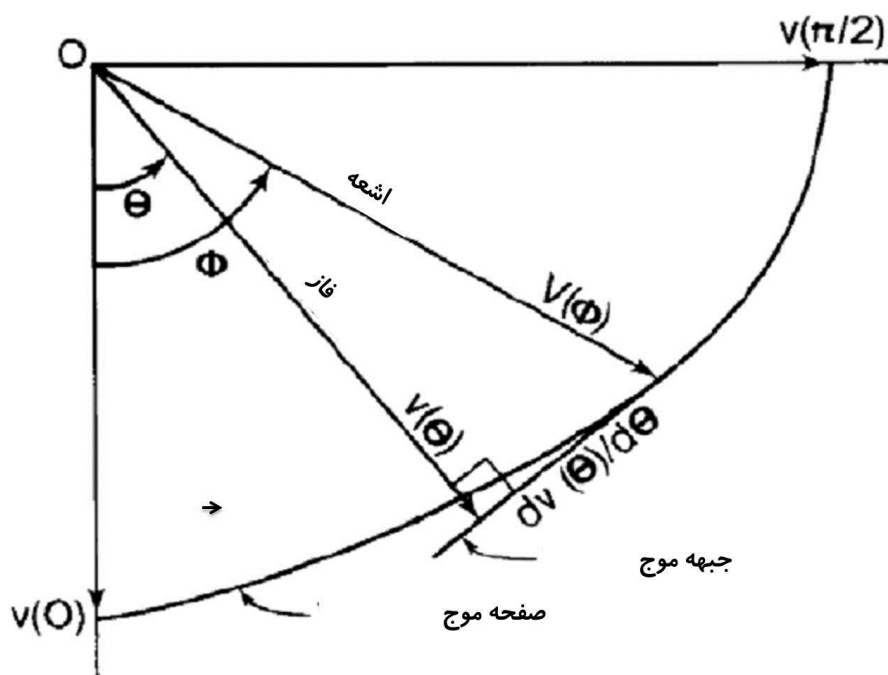
$$K(\theta) = \sqrt{k_x^2 + k_z^2} = \frac{w}{V(\theta)}$$

$$k_x = K(\theta)\sin\theta, k_z = K(\theta)\cos\theta \quad (12-1)$$

x_1 بردار واحد در جهت x محور مختصات و x_3 بردار واحد در جهت محور z می باشد. بنابراین با

ترکیب دو فرمول (۱۱-۱) و (۱۲-۱) سرعت فاز به عنوان تابع زاویه فاز بدست خواهد آمد:

$$V(\theta) = \frac{\omega}{k} (\sin\theta \hat{x}_1 + \cos\theta \hat{x}_3) \quad (13-1)$$



شکل ۳-۱: جهت های متفاوت سرعت گروه و سرعت فاز از نقطه فرستنده. $V(\theta)$ سرعت فاز و $V(\Phi)$ سرعت

گروه را نشان می دهد (تسوانکین، ۲۰۰۱)

سرعت گروه، سرعتی است که انرژی با آن سرعت منتشر می شود که در یک گیرنده قابل اندازه

گیری است. سرعت گروه با معادله (۱۴-۱) قابل تعریف است:

$$V(\varphi) = \frac{d\omega}{dk} \quad (14-1)$$

با توجه به شکل ۳-۱ رابطه بین سرعت فاز و سرعت گروه به صورت زیر است:

$$V(\theta) = V(\phi)\cos(\phi - \theta) \quad (15-1)$$

$$\tan(\varphi - \theta) = \frac{1}{V(\theta)} \frac{dV(\theta)}{d\theta}$$

$$V^2(\varphi) = V^2(\theta) + \left(\frac{dV}{d\theta}\right)^2$$

بر اساس معادله (۱۵-۱) در زوایای صفر و ۹۰ درجه، بخش دوم معادله (۱۵-۱) حذف شده و در نتیجه سرعت فاز و سرعت گروه با یکدیگر برابر خواهد شد.

طبق تعریف ریاضی تصویرکردن^۱ و مفاهیم سرعت فاز و سرعت گروه، تصویر سرعت گروه در جهت فاز، برابر سرعت فاز خواهد شد.

$$|\vec{V}| = (V_G \cdot n) \quad (۱۶-۱)$$

بنابراین، مقدار سرعت گروه همیشه بزرگ‌تر یا مساوی سرعت فاز است. معادله (۱۶-۱)، خصوصاً برای استفاده در مشتقاتی که شامل زمان سیر لرزه‌ای و برون‌راند^۲ بازتابی هستند، مناسب است [تسوانکین، ۲۰۰۱].

۴-۵-۱ دستگاه‌های تقارن ناهمسانگردی

نوع تقارن محیط در معادله موج (۴-۱) و معادله کریستوفل، توسط تانسور سختی C_{ijkl} کنترل می‌شود که ساختار آن، ماتریس کریستوفل (۸-۱) و در نتیجه، سرعت و قطبش امواج تخت را برای هر جهت انتشار، مشخص می‌کند.

در حالت کلی، یک تانسور مرتبه چهار ۸۱ ($۳^۴=۸۱$) مؤلفه دارد که ماتریس C_{ijkl} به علت دارا بودن چندین تقارن، مؤلفه‌های مستقل آن کاهش می‌یابند. ابتدا با توجه به تقارن تانسورهای تنش و کرنش، اندیس‌های i, j, k, l می‌توانند جابه‌جا شوند:

$$C_{ijkl} = C_{ijkl}, \quad C_{ijkl} = C_{ijlk} \quad (۱۷-۱)$$

^۱. Projection

^۲. move out

در این صورت تعداد مؤلفه ها از ۸۱ به ۳۶ کاهش می کنند. از طرف دیگر، چون تنش و کرنش توامان کار می کنند، ارتباط تنش و کرنش از یک تابع چگالی انرژی مشتق می شود [لوین، ۱۹۹۹]:

$$\sigma_{ij} = \frac{\partial U}{\partial \epsilon_{ij}} ==> \sigma_{ijkl} = \frac{\partial^2 U}{\partial \epsilon_{ij} \partial \epsilon_{kl}} \quad (18-1)$$

با توجه به معادله (۱۸-۱) دستور مشتق گیری دلالت بر $C_{ijkl} = C_{klij}$ خواهد داشت. بنابراین

تعداد مؤلفه ها از ۳۶ به ۲۱ تقلیل می یابد.

همان طور که از معادلات (۱۷-۱) و (۱۸-۱) برمی آید (کاهش مؤلفه های مستقل در اثر تقارن)، محیط با حداقل تقارن ممکن، با ۲۱ ضریب سختی توصیف می شود و تانسور C_{ijkl} می تواند با یک ماتریس 6×6 نمایش داده شود. این عملگر معمولاً با جابه جا کردن هر جفت از اندیس ها با یک اندیس منفرد، شکل می گیرد که به آن روش ویگت^۱ گفته می شود که در آن: $1 \rightarrow 11, 2 \rightarrow 22, 3 \rightarrow 33, 4 \rightarrow 23, 5 \rightarrow 13, 6 \rightarrow 12$. چون اندیس ها قابلیت جابجایی دارند، ماتریس سختی به دست آمده، متقارن است (شکل ۱-۴). تبدیل جفت اندیس ij به اندیس P براساس معادله زیر است:

$$P = i \delta_{ij} + (9 - i - j)(1 - \delta_{ij}) \quad (19-1)$$

که در آن دلتای کروونکر (برای $i=j$ و این که $\delta_{ij} = 0$ برای $i \neq j$) و i و j اندیس های مؤلفه ها و P اندیس جدید می باشد.

هر تقارن ناهمسانگرد با ساختار معینی از ماتریس سختی مشخص می شود که تعداد مؤلفه های مستقل آن، برای سیستم های با تقارن بیشتر کاهش می یابند [ماسگریو، ۱۹۷۰؛ فدرو^۲، ۱۹۶۸ و هلبیگ، ۱۹۹۴]. در این جا، فقط بعضی از تقارن های مهم در کاربردهای لرزه شناسی به طور مختصر شرح داده می شود.

¹. Voigt Recipe

². Fedrov

$$[C] = \begin{bmatrix} c_{1111} & c_{1122} & c_{1133} & c_{1123} & c_{1131} & c_{1112} \\ c_{2211} & c_{2222} & c_{2233} & c_{2223} & c_{2231} & c_{2212} \\ c_{3311} & c_{3322} & c_{3333} & c_{3323} & c_{3331} & c_{3312} \\ c_{2311} & c_{2322} & c_{2333} & c_{2323} & c_{2331} & c_{2312} \\ c_{3111} & c_{3122} & c_{3133} & c_{3123} & c_{3131} & c_{3112} \\ c_{1211} & c_{1222} & c_{1233} & c_{1223} & c_{1231} & c_{1212} \end{bmatrix} \equiv \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ C_{12} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ C_{13} & C_{23} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ C_{14} & C_{24} & C_{34} & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ C_{15} & C_{25} & C_{35} & C_{45} & C_{55} & C_{56} \\ C_{16} & C_{26} & C_{36} & C_{46} & C_{56} & C_{66} \end{bmatrix}$$

شکل ۴-۱: تغییر اندیس ها بر طبق روش ویگت (تسوانکین، ۲۰۰۱)

۱-۴-۵-۱ محیط‌های سه شیبی^۱

معمول‌ترین مدل ناهمسانگردی، دارای ۲۱ مؤلفه سختی مستقل است که به آن سه شیبی گفته

می‌شود:

$$C^{(trc)} = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ C_{41} & C_{42} & C_{43} & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ C_{51} & C_{52} & C_{53} & C_{54} & C_{55} & C_{56} \\ C_{61} & C_{62} & C_{63} & C_{64} & C_{65} & C_{66} \end{pmatrix} \quad (۲۰-۱)$$

با انتخاب دستگاه مختصات مناسب می‌توان مؤلفه های C_{45}, C_{34}, C_{35} [هلبیگ، ۱۹۹۴] را حذف

کرد. اگر چه دلایلی وجود دارد که بعضی سازندهای زیرسطحی (خصوصاً آن‌هایی که دارای شکست

هستند)، دارای تقارن سه شیبی باشند، ولی تعداد زیاد پارامترهای مستقل آن باعث می‌شود تا

استفاده از این مدل در لرزه‌شناسی با مشکل (در حل معادلات مربوطه) مواجه شویم

[تسوانکین، ۲۰۰۱].

۲-۴-۵-۱ محیط‌های تک شیبی^۲

مدل با پایین‌ترین تقارن که از روی اندازه‌گیری‌های لرزه‌ای به دست می‌آید، مدل تک‌شیب است

[وینترسین و میدوز^۱، ۱۹۹۱] که فقط ۱۳ مؤلفه سختی مستقل دارد. در مقایسه با مدل‌های سه

^۱. Triclinic

^۲. monoclinic

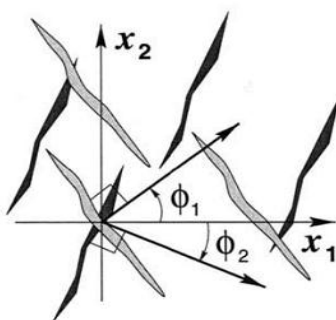
شیبی، محیط‌های تک شیب دارای یک صفحه تقارن آینه‌ای با جهت‌گیری خاص می‌باشند که با مدل فیزیکی زیرین معین می‌شوند (شکل ۵-۱).

در حالت خاص، که دو دسته شکست عمودی، داشته باشیم، تقارن اورتورومبیک^۲ حاصل می‌شود. عموماً در محدوده طول موج‌های بلند، سه یا بیش از سه دسته از شکست‌های عمودی، محیط غالب تک شیب را می‌سازند. اهمیت بالقوه محیط‌های تک شیب در اکتشاف لرزه‌ای، نتایج زمین‌شناسی به دست آمده با استفاده از آن‌ها درباره دسته شکستگی‌های عمودی چندتایی است [باکوس^۳ و ۱۹۶۲].

اگر صفحه تقارن محیط تک شیب، عمود بر محور X_3 باشد، ماتریس سختی به شکل معادله (۱)-۲۱ خواهد بود:

$$C^{(trc)} = \begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & 0 & 0 & c_{16} \\ c_{12} & c_{22} & c_{23} & 0 & 0 & c_{26} \\ c_{13} & c_{23} & c_{33} & 0 & 0 & c_{36} \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & c_{45} & 0 \\ c_{16} & c_{26} & c_{36} & 0 & 0 & c_{66} \end{pmatrix} \quad (21-1)$$

تعداد ضرایب سختی با هم راستا کردن محورهای مختصات افقی با بردارهای قطبش امواج برشی با جهت انتشار عمودی که مؤلفه c_{45} آن حذف شده است، از ۱۳ به ۱۲ کاهش می‌یابد [هلبیگ، ۱۹۹۴].



شکل ۵-۱: دو دستگاه شکست عمودی موازی که به طور معمول یک محیط مؤثر تک شیب با یک صفحه تقارن

افقی ایجاد می‌کنند. در حالت خاصی که دو دستگاه متعامد ($\phi_1 + \phi_2 = 90^\circ$) یا همانند باشند، تقارن از نوع

اورتورومبیک خواهد شد (تسوانکین، ۲۰۰۱).

¹. Wintersein and Meadows

². Orthorhombic

³. Backus

۱-۵-۴-۳ محیط‌های اورتورومبیک^۱

محیط‌های اورتورومبیک با سه صفحه متعامد از تقارن آینه‌ای دو جانبه^۲، شناخته می‌شوند (شکل ۴-۱). در دستگاه مختصات مربوط به صفحات تقارن، محیط‌های اورتورومبیک دارای ۹ ضریب سختی مستقل هستند.

یکی از معمول‌ترین دلایل، برای وجود ناهمسانگردی اورتورومبیک در حوضه‌های رسوبی، ترکیبی از شکست‌های عمودی با حضور همسانگردی عرضی عمودی در زمینه محیط است (همان‌طور که در شکل ۶-۱ نمایش داده شده است). همچنین، دو یا سه دستگاه شکست عمود بر هم با دو سیستم یکسان شکست که دارای زاویه دلخواه با یکدیگر هستند، می‌توانند تقارن اورتورومبیک ایجاد کنند. بنابراین ناهمسانگردی اورتورومبیک ساده‌ترین تقارن حقیقی برای بسیاری از مسائل ژئوفیزیکی می‌باشد (باکوس، ۱۹۶۲).

در دستگاه مختصات کارتزین ایجاد شده توسط صفحات تقارن (هر صفحه مختصات یک صفحه تقارن باشد)، ماتریس سختی اورتورومبیک به صورت زیر نوشته می‌شود:

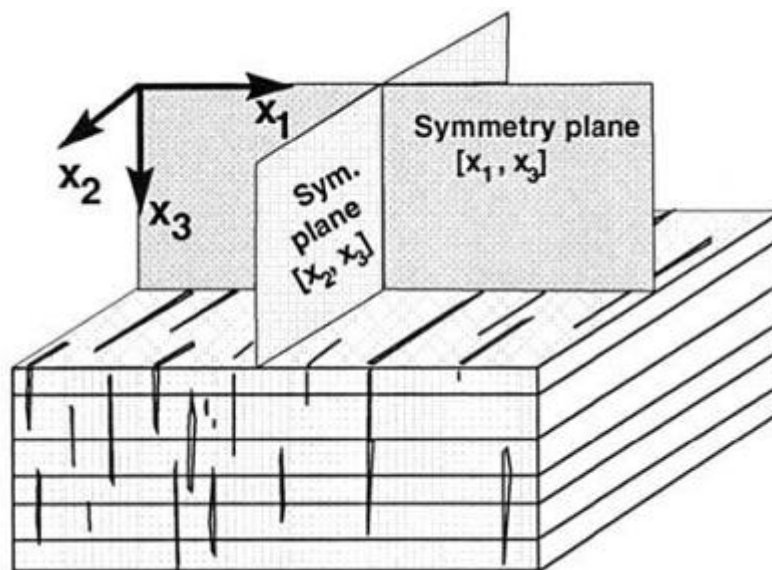
$$C^{(mnc)} = \begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{12} & c_{22} & c_{23} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{23} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66} \end{pmatrix} \quad (۲۲-۱)$$

معادله کریستوفل (۷-۱) در صفحات تقارن محیط‌های اورتورومبیک و مدل ساده‌تر همسانگرد عرضی، دارای شکل یکسان می‌باشد. این تساوی بین صفحات تقارن اورتورومبیک و محیط همسانگرد عرضی^۳ (TI) کمک می‌کند تا یک نمادگذاری یکتا، برای دو مدل به دست آید.

^۱. Orthorhombic media

^۲. Mutually orthogonal planes of mirror symmetry

^۳. Traverse isotropy



شکل ۱-۶: مدل اورتورومبیک که توسط شکست‌های عمودی واقع در یک بستر لایه لایه ایجاد شده است. در این حالت، یکی از صفحات تقارن، افقی است در حالی که صفحات دیگر موازی یا عمود بر راستای شکست‌ها است (تسوانکین، ۲۰۰۱)

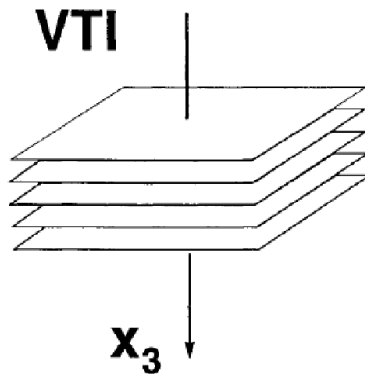
۱-۵-۴-۴ محیط‌های همسانگرد عرضی

مهم‌ترین بخش مطالعات لرزه‌ای در ناهمسانگردی لرزه‌ای، در زمینه محیط‌های همسانگرد عرضی (TI) که دارای یک محور تقارن چرخشی هستند، صورت می‌گیرد. هر صفحه شامل محور تقارن، معرف صفحه‌ای با تقارن آینه‌ای است. صفحه دیگر تقارن، «صفحه همسانگردی» است که عمود بر محور تقارن است. سرعت‌های فاز برای سه موج در صفحه همسانگرد، مستقل از جهت انتشار هستند، چون زاویه بین بردار کندی و محور تقارن (90°)، ثابت باقی می‌ماند. مدل TI از ذرات خطی صفحه‌ای شکل^۱ رس، بدست آمده است که کاملاً ناهمسانگردی ذاتی شیل را نشان می‌دهد [سایرس^۲، ۱۹۹۴]. سازندهای شیلی ۷۵٪ پُرشدگی‌های آواری حوضه‌های رسوبی را تشکیل می‌دهد که باعث ایجاد همسانگردی عرضی می‌شود که رایج‌ترین مدل ناهمسانگردی در لرزه‌شناسی اکتشافی است.

^۱. Plate- shape

^۲. Sayers

بیشتر سازندهای شیلی، لایه‌های افقی هستند که یک محیط همسانگرد عرضی با محور تقارن عمودی^۱ را می‌سازند (VTI). دلیل دیگر برای تقارن TI لایه‌های نازک متناوبی است (لایه‌های نازک همسانگردی با خواص متفاوت که روی یکدیگر قرار گرفته‌اند). که در مقایسه با طول موج کوچک هستند (شکل ۷-۱).



شکل ۷-۱: مدل VTI دارای یک محور عمودی تقارن چرخشی است و می‌تواند توسط لایه‌های نازک افقی ایجاد شود.

ماتریس سختی برای محیط VTI به صورت زیر است:

$$c^{(VTI)} = \begin{pmatrix} c_{11} & c_{11} - 2c_{66} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{11} - 2c_{66} & c_{11} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{13} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66} \end{pmatrix} \quad (۲۳-۱)$$

ماتریس سختی برای محیط VTI یعنی $c^{(VTI)}$ دارای مؤلفه‌های غیرصفر مشابه با ماتریس سختی در محیط‌های اورتورومبیک است (معادله ۲۲-۱) ولی ارتباط بین ضرایب c_{ij} در محیط VTI باعث کاهش تعداد مؤلفه‌های سختی از ۹ به ۵ شده است.

در بعضی موارد، ممکن است لایه‌های همسانگردی عرضی، شیب‌دار باشند که می‌تواند ناشی از مایل بودن یا کج بودن محور تقارن نسبت به سطح زمین باشد (محیط TTI)^۲. برای مثال، انتظار می‌رود که

^۱. Vertical traverse isotropy

^۲. Tilted transversely isotropy

برای لایه‌های شیلی که در بالای گنبد نمکی شیبدار هستند، یک مدل مؤثر TTI با محور تقارن مایل بسازند. همسانگردی عرضی مایل (TTI)، در نواحی رورونده اتفاق می‌افتد که لایه‌های شیلی به دلیل فشارهای تکتونیکی خم شده، دارای شیب بیش از 45° هستند. دلیل فیزیکی دیگر برای به وجود آمدن محیط‌های TTI، وجود شکستگی‌های^۱ موازی در یک زمینه همسانگرد است. برای تعیین پارامترهای کشسانی محیط‌های TI مایل، باید تانسور سختی محیط‌های همسانگرد عرضی در معادله (۱-۲۳)، نسبت به جهت‌گیری محور تقارن، چرخانده شود.

کج‌شدگی محور تقارن به حالت افقی، باعث ایجاد مدل دیگری به نام «همسانگردی عرضی افقی»^۲ یا HTI می‌شود (شکل ۱-۸). در بیشتر موارد، محیط‌های HTI، با دسته ترک‌هایی^۳ (سکه‌ای شکل) که در زمینه همسانگرد قرار دارند، ایجاد می‌شوند. بنابراین، محیط همسانگرد عرضی، ساده‌ترین مدل ممکن برای یک سازند با شکستگی‌های عمودی است. انحراف شکستگی‌ها از حالت حلقوی، ناموازی بودن صفحات شکست، اضافه شدن یک دستگاه شکست ثانویه یا حضور ناهمسانگردی در زمینه، باعث می‌شود که تقارن غالب محیط، به اورتورومبیک یا کمتر کاهش یابد.

محیط HTI دارای دو صفحه تقارن عمود برهم است: صفحه محور تقارن و صفحه همسانگردی (شکل ۱-۸). اگر محور تقارن در راستای محور X_1 باشد، تانسور سختی را با استفاده از مدل VTI با جابه‌جا کردن اندیس‌های ۱ و ۳ می‌توان به دست آورد. تانسور سختی دارای شکل معادله (۱-۲۴) می‌شود:

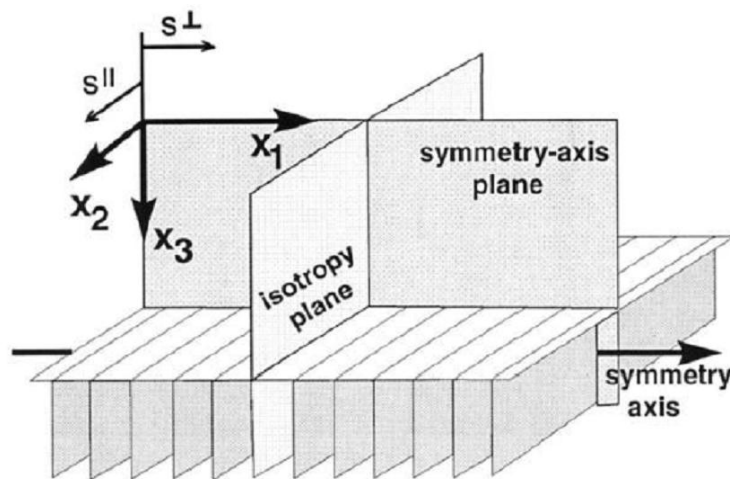
$$c^{(HTI)} = \begin{pmatrix} c_{11} & c_{13} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{33} & c_{33} - 2c_{44} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{33} - 2c_{44} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} \end{pmatrix} \quad (1-24)$$

¹. fractures

². Horizontal transverse isotropy

³. Cracks

محیط‌های VTI و HTI، را می‌توان به صورت حالت خاص مدل پیچیده‌تر اورتورومبیک در نظر گرفت.



شکل ۸-۱: مدل HTI مربوط به شکاف‌های عمودی موازی. امواج برشی‌ای که به طور قائم در محیط‌های HTI سیر می‌کنند، به دو مُد موازی و عمود بر وجه شکستگی‌ها قطبیده می‌شوند (روگر، ۱۹۹۷).

۵-۴-۵-۱ محیط‌های همسانگرد

اگر محیط همسانگرد باشد (انتشار موج در تمام جهات یکسان است)، C_{ijkl} به تانسور مرتبه چهار تبدیل می‌شود و با معادله زیر نشان داده می‌شود:

$$c_{ijkl}^{(iso)} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}) \quad (25-1)$$

یا با نمادگذاری دو اندیس:

$$c^{(iso)} = \begin{pmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 2\mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 2\mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 2\mu \end{pmatrix} \quad (26-1)$$

μ, λ ثابت‌های لامه هستند که از روابط زیر بدست می‌آیند:

$$\lambda = \frac{\sigma E}{(1+\sigma)(1-2\sigma)} \quad (27-1)$$

$$\mu = \frac{E}{2(1+\sigma)} \quad (28-1)$$

پارامتر های E و σ به ترتیب مدول یانگ و نسبت پواسون می باشد.

با جانشین کردن تانسور (۲۵-۱) در معادله عمومی موج (۵-۱)، معادله آشنای حرکت برای محیط‌های همگن و همسانگرد بدست می‌آید:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} - (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 u_j}{\partial x_i \partial x_j} - \mu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial x_j} = f_i \quad (29-1)$$

۶-۱ تعریف مسأله و ضرورت تحقیق

بطور کلی برای سادگی در محاسبات، محیط مورد بررسی را همسانگرد فرض می‌کنند. در حالی که آزمایشات نمونه های سنگی نشان داده اند که بیشتر سنگ های پوسته زمین، ناهمسانگرد می‌باشند. بنابراین برای نزدیک شدن به واقعیت، بهتر است محیط مورد بررسی، ناهمسانگرد در نظر گرفته شود. به همین دلیل، به منظور شناخت بیشتر محیط، لازم است تا پارامترهای ناهمسانگردی محیط تعیین شود.

۷-۱ روش انجام تحقیق

در این پایان‌نامه، به منظور تعیین پارامترهای ناهمسانگردی تامسون، از دو نوع داده شامل داده‌های لرزه‌نگاری قائم و داده‌های نگار پتروفیزیکی استفاده شده است. جهت تعیین پارامترهای ناهمسانگردی از هرکدام از این دو نوع داده روش‌های متفاوتی به کار گرفته شده است که مختصراً در این بخش به آن پرداخته می‌شود.

برای تعیین پارامترهای ناهمسانگردی با استفاده از داده‌های لرزه‌نگاری قائم، روش‌های متفاوتی با توجه به شرایط و داده‌های موجود، وجود دارد. یکی از روش‌های مورد استفاده برای تعیین پارامترهای ناهمسانگردی با استفاده از داده‌های لرزه‌نگاری قائم، روش کُندی فاز می‌باشد. این روش، روشی ساده و قابل کاربرد در اکثر مناطق نفتی است. از طرف دیگر، روش کُندی فاز نیاز به دانش قبلی راجع به

منطقه ندارد و تنها شرط آن، لایه بندی افقی در لایه‌هایی است که در آن‌ها گیرنده قرار گرفته، می‌باشد.

برای تعیین پارامترهای ناهمسانگردی با استفاده از نگار پتروفیزیکی، از نگارهای مختلفی می‌توان بهره جست. در این پایان‌نامه از نگار تصویری DSI استفاده شده است. تکنیک مورد استفاده برای تعیین پارامترهای ناهمسانگردی، تکنیک چرخش آلفورد می‌باشد.

۸-۱ ساختار پایان‌نامه

در این فصل، مبانی نظری ناهمسانگردی، معادلات حاکم و انواع محیط‌های ناهمسانگرد معرفی شدند. در فصل بعدی، روش‌های مورد نظر در این پایان‌نامه تشریح و نیز همسانگردی عرضی که حالت خاصی از ناهمسانگردی است، مورد بررسی قرار می‌گیرد. همچنین پارامترهای تامسون به تفصیل تشریح و معادلات دقیق و تخمینی سرعت فاز بیان می‌شوند. در فصل چهارم، پس از مختصری توضیح در مورد میادین و داده‌های مورد مطالعه، محاسبه پارامترهای ناهمسانگردی با روش‌های معرفی شده در فصل دوم انجام می‌شود. فصل پنجم در مورد محاسبه و تعیین پارامترهای ناهمسانگردی توسط نگار DSI سخن می‌گوید. در نهایت هم نتایج به دست آمده پس از انجام این مطالعات در فصل ششم بیان می‌شود. همچنین در پایان این پایان‌نامه پیشنهاداتی برای بهبود مطالعه در این زمینه بیان می‌گردد.

فصل دوم

تعیین ناهمسانگردی با استفاده از

داده‌های لرزه نگاری قائم (VSP)

۲-۱ حل معادله کریستوفل

سرعت فاز و قطبش امواج طولی (P) و عرضی (S) که در محیط‌های همسانگرد عرضی منتشر می‌شوند را می‌توان با استفاده از معادله کریستوفل (۷-۱) که ضرایب سختی آن از رابطه (۱۸-۱) تعیین می‌شوند، به دست آورد. اگرچه ماتریس سختی بیان شده توسط رابطه (۱۸-۱) مربوط به محیط‌های همسانگرد عرضی عمودی است (VTI) (جهت تقارن در امتداد x_3 است)، می‌توان به دلخواه، جهت‌گیری محور تقارن را نسبت به دستگاه مختصات در شرایطی که مدل همگن باشد، انتخاب نمود. تمام خواص امواج طولی (P) و عرضی (S) در یک محیط TI همگن بدون مرز، فقط به زاویه بین بردار گندی و محور تقارن وابسته است.

ماتریس کریستوفل (۸-۱) که ذکر شد، برای محیط VTI به صورت زیر درمی‌آید:

$$G_{11} = c_{11}n_1^2 + c_{66}n_2^2 + c_{55}n_3^2 \quad (۱-۲)$$

$$G_{22} = c_{66}n_1^2 + c_{11}n_2^2 + c_{55}n_3^2 \quad (۲-۲)$$

$$G_{33} = c_{55}(n_1^2 + n_2^2) + c_{33}n_3^2 \quad (۳-۲)$$

$$G_{12} = (c_{11} - c_{66})n_1n_2 \quad (۴-۲)$$

$$G_{13} = (c_{13} - c_{55})n_1n_3 \quad (۵-۲)$$

$$G_{23} = (c_{13} - c_{55})n_2n_3 \quad (۶-۲)$$

چون در محیط TI تمام صفحات شامل محور تقارن، برابر هستند، مطالعه انتشار موج برای یک صفحه عمودی می‌تواند مفید باشد. با انتخاب صفحه $[x_1, x_3]$ ($n_2 = 0$) و جایگذاری معادلات (۱-۲)

تا (۶-۲) در معادله کریستوفل (۷-۱)، رابطه زیر به دست می‌آید [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

$$\begin{pmatrix} c_{11}n_1^2 + c_{55}n_3^2 - \rho V^2 & 0 & (c_{13} + c_{55})n_1n_3 \\ 0 & c_{66}n_1^2 + c_{55}n_3^2 - \rho V^2 & 0 \\ (c_{13} + c_{55})n_1n_3 & 0 & c_{55}n_1^2 + c_{33}n_3^2 - \rho V^2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} U_1 \\ U_2 \\ U_3 \end{pmatrix} = 0 \quad (۷-۲)$$

باید توجه داشت که معادله (۷-۲) دارای شکل یکسان با معادله کریستوفل در صفحه محور تقارن محیط‌های HTI و در تمام سه صفحه تقارن محیط‌های اورتورومبیک می‌باشد.

چون در صفحه $[x_1, x_3]$ $G_{12} = G_{23}$ می‌باشد، دستگاه (۷-۲) به دو بخش تقسیم می‌شود: معادلات مستقل برای حرکت عرضی خالص به صورت $(u_1 = u_3 = 0)$ و حرکت درون صفحه $(u_2 = 0)$ می‌باشند. سرعت فاز را می‌توان با استفاده از رابط $|G_{ik} - \rho V^2 \delta_{ik}| = 0$ (دترمینان ماتریس برابر صفر) به دست آورد. با قراردادن بردار یکه n در معادله (۷-۲) در جملات زاویه فاز θ با محور تقارن $(n_3 = \cos \theta; n_1 = \sin \theta)$ سرعت فاز مُد قطبیده عرضی $(u_1 = u_3 = 0, u_2 \neq 0)$ به دست می‌آید:

$$V_{SH}(\theta) = \sqrt{\frac{c_{66} \sin^2 \theta + c_{55} \cos^2 \theta}{\rho}} \quad (۸-۲)$$

معادله (۸-۲) سرعت موج S_H با بردار قطبش در صفحه افقی را توصیف می‌کند. در حالت انتشار عمودی $(\theta = 0)$ ، سرعت موج S_H برابر $\sqrt{\frac{c_{55}}{\rho}} = \sqrt{A_{55}}$ (در این جا A مدول نرمالایز شده چگالی می‌باشد.) است در حالی که برای جهت افقی $V_{SH}(90) = \sqrt{\frac{c_{66}}{\rho}}$ است. بنابراین، بزرگی سرعت ناهمسانگردی موج S_H وابسته به اختلاف نسبی بین دو ضریب سختی c_{55} و c_{66} است.

با توجه به معادله (۸-۲)، اگر بردار کُندی $\frac{1}{V_{SH}}$ به عنوان بردار شعاعی در جهت θ رسم شود، یک بیضی با محورهای افقی و عمودی بدست می‌آید (لازم به ذکر است که سطح سرعت فاز موج S_H به خودی خود بیضی نیست). سطح بیضی شکل کُندی، به بیضوی بودن جبهه موج از یک چشمه نقطه‌ای مربوط است (سطح سرعت گروه). بنابراین، به ناهمسانگردی موج S_H در محیط همسانگرد عرضی، بیضوی گفته می‌شود. ناهمسانگردی امواج P و S_V فقط در حالت خاصی از مدل‌های TI بیضوی می‌شود [تسوانکین، ۲۰۰۱].

مدل‌های قطبیده در صفحه (P-S_V) با معادله اول و سوم رابطه (۸-۲) توصیف می‌شوند [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

$$\begin{pmatrix} c_{11} \sin^2 \theta + c_{55} \cos^2 \theta - \rho V^2 & (c_{13} + c_{55}) \sin \theta \cos \theta \\ (c_{13} + c_{55}) \sin \theta \cos \theta & c_{55} \sin^2 \theta + c_{33} \cos^2 \theta - \rho V^2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} U_1 \\ U_3 \end{pmatrix} = 0 \quad (9-2)$$

بدیهی است که سرعت فاز و قطبش امواج S_V و P وابسته به چهار ضریب سختی C₁₁, C₃₃, C₅₅, C₁₃ است. مؤلفه پنجم C₆₆، فقط در برگیرنده انتشار S_H است.

اگر امواج در راستای محور تقارن ($\theta = 0$) سیر کنند، معادله (۹-۲) به صورت زیر ساده می‌شود:

$$\begin{pmatrix} c_{55} - \rho V^2 & 0 \\ 0 & c_{33} - \rho V^2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} U_1 \\ U_3 \end{pmatrix} = 0 \quad (10-2)$$

یکی از جواب‌های معادله (۱۰-۲)، مربوط به موج طولی P خالص است که در راستای انتشار قطبیده شده است [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

$$V_p(\theta = 0^\circ) = \sqrt{\frac{c_{33}}{\rho}}; \quad U_1 = 0, \quad U_3 = 1 \quad (11-2)$$

جواب دیگر موج برشی (S_V) با قطبش درون صفحه افقی است:

$$V_{SV}(\theta = 0^\circ) = \sqrt{\frac{c_{55}}{\rho}}; \quad U_1 = 0, \quad U_3 = 1 \quad (12-2)$$

مقایسه معادلات (۱۲-۲) و (۸-۲) نشان می‌دهد که S_V و S_H دارای سرعت‌های عمودی یکسان هستند که باعث ایجاد یک موج برشی منفرد در راستای محور تقارن x₃ می‌شود. زمانی که در محور تقارن سطح کُندی امواج S_V و S_H به صورت مماسی با یکدیگر در تماس باشند، به آن "نقطه ویژه بوسه"^۱ گفته می‌شود. همچنین، اگر با زوایای انتشار مایل، یکدیگر را قطع کنند، یک "نقطه ویژه فصل مشترک"^۲ ایجاد می‌شود.

زمانی که دو مقدار ویژه ماتریس مساوی باشند، مانند حالت $\theta = 0$ در محیط‌های VTI (و برای هر راستا در محیط‌های همسانگرد)، بردارهای ویژه یا بردارهای قطبش را نمی‌توان به‌طور یکتا تعریف

^۱. Kiss singularity

^۲. Intersection singularity

کرد. اگرچه بیان شد که امواج S_V و S_H در تابش عمودی در جهات x_1 و x_2 (به ترتیب) قطبیده می‌شوند، اما در حالت $\theta = 0$ جدایش قابل توجه معادله کریستوفل (۷-۲) به $P-S_V$ و S_H فاقد ارزش است. به آسانی می‌توان نشان داد که برای یک سرعت عمودی $\sqrt{\frac{c_{55}}{\rho}}$ هر ترکیب v_1 و v_2 می‌تواند بردار ویژه مربوط به آن را تعیین کند. همچنین، در محیط‌های VTI، دستگاه مختصات می‌تواند با هر زاویه‌ای حول محور تقارن، بدون تغییر در ماتریس سختی بچرخد.

این بدان معنی است که بردارهای قطبش S_V و S_H در سیر عمودی امواج S_V و S_H در محیط‌های VTI می‌توانند هر جایی در صفحه افقی باشند. برای جبهه موجی که توسط چشمه نقطه‌ای ایجاد می‌شود، در تابش عمودی، قطبش موج S ، به ویژگی‌های چشمه وابسته است. در صفحه همسانگرد، معادله (۹-۲)، به صورت زیر کاهش می‌یابد:

$$V_p(\theta = 90^\circ) = \sqrt{\frac{c_{11}}{\rho}}; \quad U_1 = 1, \quad U_3 = 0 \quad (13-2)$$

$$V_{SV}(\theta = 90^\circ) = V_{SV}(\theta = 0^\circ) = \sqrt{\frac{c_{33}}{\rho}} U_1 = 0, \quad U_3 = 1 \quad (14-2)$$

معادلات (۱۱-۲) تا (۱۴-۲) نشان می‌دهند که عموماً سرعت افقی و عمودی موج P متفاوت (به جز برای حالت $C_{11}=C_{33}$) و برای موج S یکسان هستند. اگرچه، سرعت موج S_V در تابش‌های مایل با زاویه $0 < \theta < 90^\circ$ تغییر می‌کند. در مدل TI، سرعت موج S_V ثابت و به صورت یک بیضی‌گون است. صورت دیگر قابل توجه انتشار موج در هر دو حالت موازی و عمود بر محور تقارن، حالتی است که بردارهای سرعت فاز و سرعت گروه بر یک‌دیگر منطبق باشند. اگر تابع سرعت فاز در صفحه $[x_1, x_3]$ نسبت به $\theta = 90^\circ, \theta = 0^\circ$ متقارن فرض شود، $\frac{dV}{d\theta}$ در راستای افقی و عمودی حذف شده و این نتیجه از معادلات (۱۴-۲) و (۱۵-۲) به دست خواهد آمد. با توجه به مستقل بودن معادلات (۱۳-۲) و (۲-۲) نسبت به تغییرات چرخش، این معادلات، برای هر جهت کندی در صفحه افقی (همسانگرد)

برقرار هستند. باید توجه داشت که تا زمانی که هر مُد در صفحه همسانگرد، وابسته به جهت است، امواج S_V و S_H با جهات متفاوتی سیر کرده، که باعث جدایش موج برشی می‌شوند.

با مساوی صفر قرار دادن دترمینان $[Gik - \rho V^2 \delta ik]$ در معادله (۲-۹)، معادله زیر برای سرعت فاز به دست می‌آید:

$$2\rho V^2(\theta) = (c_{11} + c_{55})\sin^2 \theta + (c_{33} + c_{55})\cos^2 \theta \pm \sqrt{[(c_{11} - c_{55})\sin^2 \theta - (c_{33} - c_{55})\cos^2 \theta]^2 + 4(c_{13} - c_{55})^2 \sin^2 \theta \cos^2 \theta} \quad (2-15)$$

که بخش مثبت رادیکال، مربوط به موج P و بخش منفی آن مربوط به موج S است. با جایگذاری سرعت فاز هر مُد، در معادلات (۲-۱۵)، می‌توان بردار قطبش U را محاسبه نمود. اگرچه معادله (۲-۱۵) زیاد پیچیده نیست و می‌تواند در محاسبات مورد استفاده قرار گیرد، توضیح روشنی درباره وابستگی سرعت فاز به خواص کشسانی محیط، به ما نمی‌دهد. راه حل آسان‌تر برای ساده کردن تابع سرعت فاز و دیگر علائم لرزه‌ای در محیط، جایگزین کردن نمادگذاری تامسون (۱۹۸۶) به جای نمادگذاری استاندارد است. نمادگذاری تامسون در ادامه آورده شده است [تسوانکین، ۲۰۰۱].

۲-۲ نمادگذاری تامسون در محیط‌های همسانگرد عرضی

اگرچه این نمادگذاری، خیلی ساده به نظر می‌رسد، ولی یکی از مناسب‌ترین انواع آن در حل مسائل چند پارامتری، مانند نشان‌های لرزه‌ای در محیط ناهمسانگرد به نظر می‌رسد. در گذشته، انتشار موج با استفاده از ضرایب کشسانی (سختی) G_{ij} توصیف می‌شد. با مطرح شدن قانون هوک (۲-۲) و معادله موج (۲-۵) برحسب ضرایب سختی، این ضرایب با استفاده از تمام الگوریتم‌های این مدل، بسیار آسان‌تر مورد استفاده قرار می‌گیرد.

مشکلات، زمانی مشخص می‌شوند که لازم است در مثال‌های خاص، وارد شده و تمام پارامترهای فعال حاکم بر میدان لرزه‌ای در محیط ناهمسانگرد را پیدا نمود. همان‌گونه که معادله (۲-۱۵) نشان می‌دهد و با توجه به بحثی که پیرامون نشان‌های لرزه‌ای در زیر بیان خواهد شد، نمادگذاری‌های رایج

برای این هدف مناسب نیستند. بدون درک ارتباط بین پارامترهای محیط و نشان‌های لرزه‌ای^۱، به-سختی می‌توان از اثر ناهمسانگردی روی میدان لرزه‌ای و حتی مهم‌تر از آن، توسعه الگوریتم‌های وارون سازی و پردازش برای محیط ناهمسانگرد، تخمین خوبی ارائه داد.

مهم‌ترین اشکالات نمادگذاری رایج در محیط VTI را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:

الف- طول همسانگردی در ضرایب کشسانی مشخص نیست. اگر $c_{11} = c_{33}$ ، $c_{55} = c_{66}$

و $c_{13} = c_{11} - 2c_{66}$. واضح است که تخمین درجه ناهمسانگردی سرعت فقط با داشتن ضرایب کشسانی بسیار دشوار است.

ب- چون بیش‌تر داده‌های بازتابی در دورافت‌های کوچک^۲ در دسترس هستند، داشتن سرعت موج P نزدیک محور تقارن (عمودی) می‌تواند مفید باشد. با این حال، چنین پارامتری در نمادگذاری رایج وجود ندارد.

ج- انتشار امواج P و SV با چهار ضریب سختی توصیف می‌شود: $c_{11}, c_{33}, c_{55}, c_{13}$. نمادگذاری تامسون کمک می‌کند تا تعداد پارامترهای مستقل برای نشان‌های جنبشی موج P به سه عدد کاهش یابد. همچنین، وارون سازی اطلاعات زمان سیر موج P برای ضرایب سختی مبهم است.

د- عبارات مربوط به سرعت برون راند نرمال^۳ در نمادگذاری رایج پیچیده هستند. چون پردازش لرزه‌ای سطحی با برون‌راند نرمال عمل می‌کند، دسترسی آسان به معادلات NMO در محیط‌های VTI بسیار مهم است [تسوانکین، ۲۰۰۱].

^۱. Seismic signatures

^۲. Small offsets

^۳. Normal moveout (NMO) velocities

۳-۲ تعاریف و معانی پارامترهای تامسون

برای بهبود نمادگذاری رایج، می‌توان از مناسب‌ترین ترکیب ثابت‌های کشسانی برای توصیف میدان‌های لرزه‌ای استفاده کرد. رایج‌ترین پارامترسازی براین اساس، توسط تامسون (۱۹۸۶) پیشنهاد شد. تئوری نامگذاری تامسون بر این اصل استوار است که کمیت‌های ناهمسانگرد را از همسانگرد با انتخاب سرعت‌های S و P در طول محور تقارن از یکدیگر جدا می‌کنند. پنج ضریب کشسانی محیط‌های VTI می‌توانند با سرعت‌های عمودی امواج P و S (به ترتیب) و سه پارامتر ناهمسانگرد بدون بعد δ, ϵ و γ جایگزین شوند:

$$V_{p0} = \sqrt{\frac{c_{33}}{\rho}} \quad (۱۶-۲)$$

$$V_{s0} = \sqrt{\frac{c_{55}}{\rho}} \quad (۱۷-۲)$$

$$\epsilon = \frac{c_{11} - c_{33}}{2c_{33}} \quad (۱۸-۲)$$

$$\delta = \frac{(c_{13} - c_{55})^2 - (c_{33} - c_{55})^2}{2c_{33}(c_{33} - c_{55})} \quad (۱۹-۲)$$

$$\gamma = \frac{c_{66} - c_{55}}{2c_{55}} \quad (۲۰-۲)$$

که در آن ها، V_{p0} و V_{s0} به ترتیب سرعت های عمودی موج طولی (P) و موج عرضی (S) حول محور تقارن محیط VTI، ρ چگالی محیط بررسی است.

با توجه به نمادگذاری تامسون امواج P و S با پارامترهای $V_{p0}, V_{s0}, \delta, \epsilon$ و موج S_H با دو پارامتر V_{s0} و γ توصیف می‌شود.

پارامترهای ناهمسانگردی بدون بُعد δ, ϵ و γ برای محیط همسانگرد به صفر میل می‌کنند. بنابراین، به آسانی مقدار ناهمسانگردی را تعیین می‌کنند. پارامتر ϵ ، با استفاده از اختلاف نسبی سرعت‌های

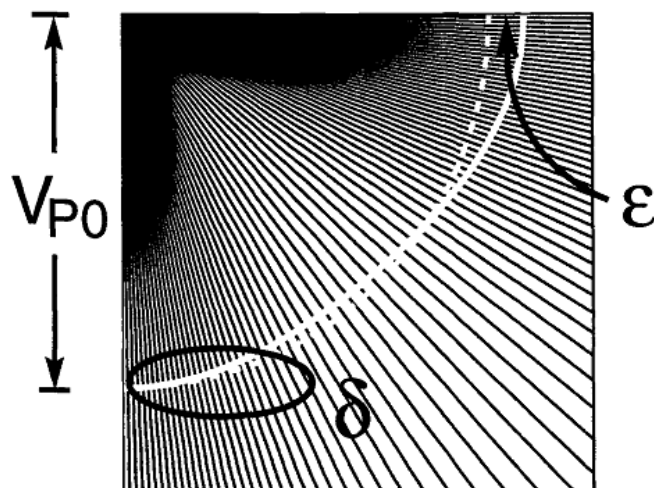
افقی و عمودی موج P [معادلات (۱۱-۲) و (۱۳-۲)] ناهمسانگردی موج P را تعیین می‌کند. به‌طور مشابه، γ ناهمسانگردی را برای موج S_H نشان می‌دهد.

اگر چه تعریف δ به‌روشنی γ و ε نیست، ولی این پارامتر هم دارای معنی مشخص است. این پارامتر، تابع مشتق دوم سرعت فاز موج P را در تابش عمودی تعیین می‌کند. معادله (۱۵-۲) با علامت مثبت کنار رادیکال و استفاده از تعریف (۱۹-۲) برای δ منجر به معادله زیر می‌شود:

$$\left. \frac{d^2 V_P}{d\theta^2} \right|_{\theta=0} = 2V_{P_0} \delta \quad (21-2)$$

چون مشتق اول سرعت فاز در $\theta=0$ برابر صفر است، δ در مجاورت راستای عمودی (محور تقارن) دلالت بر وابستگی V_P به زاویه θ است. با توجه به معادله (۲۱-۲) اگر δ مثبت باشد، سرعت فاز موج P با فاصله گرفتن از محور عمودی، افزایش یافته و اگر δ منفی باشد، کاهش می‌یابد. شکل ۱-۲ نشان می‌دهد که یک مقدار منفی δ باعث می‌شود تا جبهه موج P در زوایای کوچک، از جبهه موج مدل همسانگرد مرجع با سرعت V_{p0} عقب بیفتد. از طرف دیگر، بسته به مقدار مثبت ε ، جبهه موج VTI در شکل ۱-۲ در راستاهای نزدیک به افق، نسبت به بخش همسانگرد بسیار جلوتر است. همان‌طور که مطرح شد، در همسانگردی عرضی عمودی، δ نقش مهم‌تری را نسبت به ε در پردازش داده‌های بازتابی موج P بازی می‌کند؛ چون سرعت برون‌راند نرمال بازتابنده‌های افقی و ضریب بازتاب کوچک زاویه را کنترل می‌کند.

فقط یک نقطه مشترک بین نمادگذاری رایج و نمادگذاری تامسون وجود دارد و آن هم استفاده از ضریب سختی در هر دو می‌باشد. با استفاده از معادلات (۱۶-۲) تا (۲۰-۲) روشن است که V_{s0} ، V_{p0} ، ε ، δ و γ با استفاده از ضرایب سختی به‌طور یکتا تعریف می‌شوند. با این وجود، تبدیل معکوس پارامترهای تامسون و تعیین ضرایب سختی از آن‌ها، فقط برای چهار ضریب یکتا است (C_{55} ، C_{33} ، C_{11} و C_{66}). ضریب پنجم C_{13} ، با استفاده از معادله (۱۹-۲) فقط در صورتی تعیین می‌شود که علامت مجموع $C_{13}+C_{55}$ معین باشد.



شکل ۲-۱: پرتوهای موج P (سیاه) و جبهه موج در یک محیط VTI (خط سفید پر) با یک $\epsilon \approx 0.1$ مثبت و یک $\delta \approx -0.1$ منفی. جبهه موج در محیط همسانگرد مرجع با سرعت V_{p0} با خطوط نقطه‌چین سفید نشان داده شده است (تسوانکین، ۲۰۰۱).

در واقعیت، c_{13} می‌تواند مانند $c_{13}+c_{55}$ منفی باشد. سرعت‌های فاز، مستقل از علامت $c_{13}+c_{55}$ می‌شود و تأثیری روی قطبش موج P نمی‌گذارد (بردار قطبش حتی می‌تواند عمود بر بردار سرعت فاز باشد، هلیگ و شوبرگ^۱، ۱۹۸۷ را ببینید). شرایط پایداری ایجاب می‌کند که همیشه ضریب c_{55} مثبت باشد [ماسگریو، ۱۹۷۰]. اما جمع $c_{13}+c_{55}$ برای حالت غیرعادی که c_{13} دارای مقدار منفی بزرگ است، می‌تواند منفی باشد. توصیه شده است که در اهداف کاربردی مدل‌سازی لرزه‌ای و پردازش $c_{13}+c_{55} > 0$ فرض شود. توجه کنید که اگر δ کوچک باشد (که در حالت کلی اتفاق می‌افتد)، به طور تقریبی $\delta \approx (c_{13} + 2c_{55} - c_{33}) / c_{33}$ فرض می‌شود که مستقل از c_{13} بوده و مشکل تعیین c_{13} به طور یکتا به وجود نمی‌آید.

با استفاده از پارمترهای تامسون، معادله (۲-۲) و (۸-۲) به صورت زیر نوشته می‌شود:

¹. Schoenberg

$$V_p^2(\theta) = V_{p0}^2 [1 + \varepsilon \sin^2 \theta + D^*(\theta)] \quad (22-2)$$

$$V_{SV}^2(\theta) = V_{s0}^2 \left[1 + \frac{V_{p0}^2}{V_{s0}^2} \varepsilon \sin^2 \theta - \frac{V_{p0}^2}{V_{s0}^2} D^*(\theta) \right] \quad (23-2)$$

$$V_{SH}^2(\theta) = V_{s0}^2 [1 + 2\gamma \sin^2 \theta] \quad (24-2)$$

$$D^*(\theta) = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{\alpha_0^2}{\beta_0^2} \right) \left\{ 1 + \frac{4\delta}{\left(1 - \frac{\alpha_0^2}{\beta_0^2} \right)} \sin^2 \theta \cos^2 \theta + \frac{4 \left(1 - \frac{\alpha_0^2}{\beta_0^2} + \varepsilon \right) \varepsilon}{\left(1 - \frac{\alpha_0^2}{\beta_0^2} \right)^2} \sin^4 \theta \right\}^{\frac{1}{2}} - 1 \quad (25-2)$$

که در آن، θ زاویه فاز، $V_p(\theta)$ سرعت فاز موج طولی P، $V_{sv}(\theta)$ سرعت فاز موج برشی قائم (S) و $V_{SH}(\theta)$ سرعت فاز موج برشی افقی بوده و سایر پارامترها قبلاً معرفی شده است.

معادلات فوق برای همه انواع ناهمسانگردی (ضعیف، متوسط و قوی) صادق است. اما تامسون، معادلات فوق را برای ناهمسانگردی ضعیف با استفاده از کاهش بسط سری تیلور معادلات (22-2)، (23-2) و (24-2) ساده سازی کرده است. و تنها بخش‌های خطی از معادلات را باقی گذاشته است.

$$D^* = \frac{\delta}{\left(1 - \frac{V_{p0}^2}{V_{s0}^2} \right)} \sin^2 \theta \cos^2 \theta + \varepsilon \sin^4 \theta \quad (26-2)$$

با جایگذاری معادله (26-2) در معادلات (22-2) و (23-2) و خطی سازی بیشتر، مجموعه نهایی سرعت‌های فاز که برای محیط ناهمسانگردی ضعیف صادق است، تولید می شود:

$$V_p(\theta) = V_{p0} [1 + \delta \sin^2 \theta \cos^2 \theta + \varepsilon \sin^4 \theta] \quad (27-2)$$

$$V_{SV}(\theta) = V_{s0} \left[1 + \frac{V_{p0}^2}{V_{s0}^2} (\varepsilon - \delta) \sin^2 \theta \cos^2 \theta \right] \quad (28-2)$$

$$V_{SH}(\theta) = V_{s0} [1 + 2\gamma \sin^2 \theta]^{1/2} \quad (29-2)$$

۲-۴ سرعت فاز به طور دقیق و تخمینی

تابع سرعت فاز موج S_H معادله (۲-۸) می‌تواند با استفاده از پارامتر γ به صورت زیر بازنویسی شود:

$$V_{SH}(\theta) = V_{so} \sqrt{1 + 2\gamma \sin^2 \theta} \quad (2-30)$$

به وضوح مشاهده می‌شود که γ تنها ثابت ناهمسانگردی است که حرکت موج S_H را کنترل می‌کند. غالباً مقادیر مثبت γ که از داده‌های آزمایشگاهی به دست می‌آیند، نشان می‌دهند که سرعت موج S_H از محور تقارن ($\theta = 0$) به سمت صفحه همسانگرد ($\theta = 90^\circ$) افزایش می‌یابد.

سپس از پارامترهای تامسون برای مطالعه رفتار امواج P و S_V استفاده می‌شود. با تقسیم هر دو طرف معادله (۲-۱۵) بر مربع سرعت عمودی V_{po}^2 و جایگذاری ضرایب ناهمسانگردی ε (معادله ۲-۱۸) و δ (معادله ۲-۱۹)، تابع فاز $P-S_V$ به دست می‌آید که با استفاده از پارامترهای تامسون به صورت زیر نوشته می‌شود [تسوانکین، ۱۹۹۶]:

$$\frac{V^2(\theta)}{V_{po}^2} = 1 + \varepsilon \sin^2 \theta - \frac{f}{2} \pm \frac{f}{2} \sqrt{1 + \frac{4 \sin^2 \theta}{f} (2\delta \cos^2 \theta - \varepsilon \cos 2\theta) + \frac{4\varepsilon^2 \sin^4 \theta}{f^2}} \quad (2-31)$$

که:

$$f = 1 - \frac{V_{so}^2}{V_{po}^2} + 1 - \frac{c_{55}}{c_{33}} \quad (2-32)$$

۲-۵ روش انتخابی مطالعه داده‌های لرزه‌ای

در عمل، ناهمسانگردی عرضی تقریباً با ناهمسانگردی بیضوی در زوایای انتشار کوچک هماهنگی دارد. در مورد محیط ناهمسانگردی بیضوی، تخمین پارامترهای ناهمسانگردی در قلمرو $p - \tau$ به صورت معمول برای داده‌های لرزه‌نگاری قائم با چندین دور افت^۱ به کار می‌رود. تخمین محلی کندی‌های

^۱ -Offset

افقی و قائم در هر ترکیبی از فرستنده و گیرنده، با محاسبه دیفرانسیل برونراند، بین فرستنده‌ها، برای یک گیرنده ثابت و برعکس آن صورت می‌گیرد. در مدل زمینی که به صورت جانبی همگن بوده، این تخمین‌ها ترکیب شده تا سطح کندی فاز در هر عمقی را تولید کنند، سپس با استفاده از کندی فاز قائم و افقی، سرعت‌های فاز به‌دست می‌آید. روش‌های مختلفی برای استفاده از داده‌های Walkaway VSP جهت تعیین پارامترهای تامسون موجود است.

۲-۵-۱ روش کندی فاز

۲-۵-۱-۱ معرفی

روش کندی فاز برای تخمین ناهمسانگردی از دهه ۱۹۵۰ شرح داده شده است. محققان مختلفی که از این روش استفاده نموده‌اند، مشاهده کردند که انتشار موج P به ویژه در سازندهای شیلی ناهمسانگرد است. این روش یک روش محلی است یعنی نتایج به‌دست آمده در این روش تنها برای عمقی که گیرنده‌ها در آن قرار گرفته‌اند، صادق است. برای اعماق کمتر و بیشتر، می‌توان از روش وارون سازی توموگرافی استفاده کرد.

نکته قابل توجه آن است که در روش کندی فاز، محیط بین گیرنده‌ها و سطح بالای گیرنده‌ها باید افقی باشد و دانش دیگری از محیط مورد نیاز نیست.

۲-۵-۱-۲ شرح روش

روش‌های متعددی برای برداشت داده‌های لرزه‌نگاری قائم (VSP) وجود دارد که در این جا به برخی روش‌های متداول آن اشاره می‌شود:

- ۱- برداشت دور افت صفر^۱ که فرستنده مستقیماً در بالای گیرنده‌ها نزدیک چاه قرار دارد.
 - ۲- برداشت دارای دورافت^۲ که فرستنده‌ها با فاصله از چاه دارای گیرنده، قرار گرفته‌اند.
 - ۳- برداشت Walkaway که در آن فرستنده تا فواصل دورافت زیاد حرکت می‌کند در حالی که گیرنده‌ها درون چاه ثابت هستند.
 - ۴- برداشت Walk-above که روشی منطبق با هندسه برداشت چاه‌های انحرافی است. بدین ترتیب که موقعیت افقی گیرنده‌ها با یکدیگر متفاوت بوده و هر فرستنده مستقیماً در بالای گیرنده واقع شده است.
- در روش کُندی فاز، از داده‌های Walkaway VSP استفاده می‌شود. در این روش نیاز به فرضیات بحرانی (شرایط حدی) می‌باشد. این شرایط به این صورت است که روباره و لایه‌های روبی تقریباً افقی باشد. اگر این فرض ایجاد شده باشد کُندی افقی را می‌توان از جمع‌بندی گیرنده‌های^۳ معمول محاسبه نمود. در مقابل، برای بدست آوردن کُندی قائم از جمع بندی فرستنده‌ها^۴ استفاده می‌شود. وایت^۵ (۱۹۸۳) و گیسر^۶ (۱۹۹۰) روش‌های کُندی فاز را توسعه دادند. آنها برای محاسبه بزرگی و جهت سرعت فاز، از فرضیاتی که جبهه موج تخت به گیرنده‌ها می‌رسد، استفاده کرده‌اند. روش گیسر، سرعت فاز همسانگرد عرضی را از داده‌های لرزه نگاری قائم درون چاهی (VSP) شامل چندین دورافت در فرستنده و چندین گیرنده در اعماق مختلف در یک چاه، بدست می‌آورد، در حالی که روش وایت سرعت فاز همسانگرد عرضی را از داده‌های VSP دو چاه نزدیک به هم به دست می‌آورد (شکل ۲-۲ و ۲-۳). این روش‌ها در محیط VTI (همسانگرد عرضی قائم)^۷ بر پایه تخمین کُندی افقی (Sx) و کُندی قائم (Sz) می‌باشد. با فرض اینکه محیط به صورت جانبی، همگن بوده و ناهمسانگردی، بیضوی است، اندازه سرعت فاز به صورت زیر است:

¹. Zero offset

². Offset vsp

³. Reciever gather

⁴. Shot gather

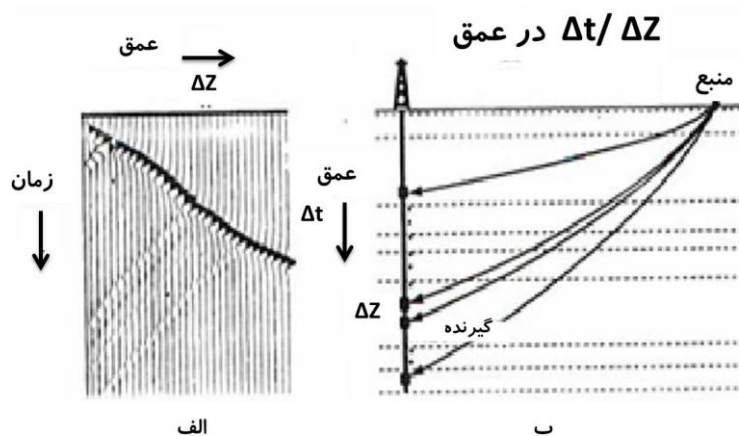
⁵. White

⁶. Gaiser

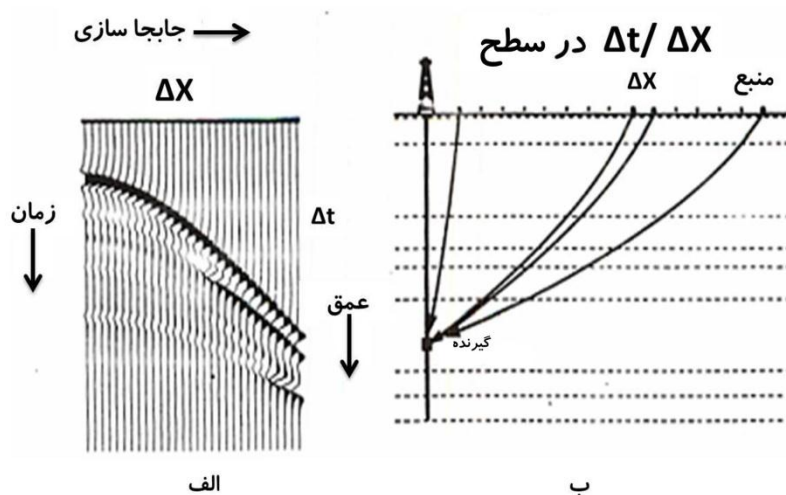
⁷ - Vertical Transversely Isotropy

$$V_{ph} = (S_x^2 + S_z^2)^{-\frac{1}{2}} \quad (2-33)$$

در این فرمول، S_x تخمین کندی افقی، S_z تخمین کندی قائم و V_{ph} سرعت فاز می‌باشد. سرعت فاز به دست آمده از فرمول تئوری فوق، انطباق مناسبی با سرعت فاز بدست آمده از داده‌های صحرائی دارد.



شکل ۲-۲: کندی قائم در (الف) داده لرزه‌نگاری قائم مصنوعی که تخمین کندی قائم $\Delta t / \Delta Z$ را تشریح می‌کند. (ب) مدل شامل مقادیر چندین عمق گیرنده و یک دورافت فرستنده را نشان می‌دهد (وایت^۱ و همکاران، ۱۹۸۳).



شکل ۲-۳: کندی افقی در سطح (الف) داده لرزه‌نگاری قائم مصنوعی که تخمین کندی افقی $\Delta t / \Delta x$ را تشریح می‌کند. (ب) مدل شامل مقادیر عمق گیرنده و چندین دورافت فرستنده را نشان می‌دهد (وایت^۱ و همکاران، ۱۹۸۳).

¹.White

برای ساخت منحنی گندی، اولین زمان رسید موج P برداشته می‌شود. در این حالت، داده‌ها به دو روش مرتب می‌شوند.

۱- روش جمع‌آوری گیرنده‌ها^۲، در این روش زمان رسیدهای متفاوت برداشت شده به لحاظ

دورافت، مرتب شده تا از آنها برای به‌دست آوردن گندی افقی (dt/dx) استفاده شود.

۲- روش جمع‌آوری فرستنده^۳، در این روش زمان رسیدهای متفاوت برداشته شده به لحاظ عمق،

عمق، مرتب شده تا از آنها برای به‌دست آوردن گندی عمودی (dt/dz) استفاده شود.

نکته مهم این است که:

سرعت فاز و سرعت گروه را در نظر بگیرید، سرعت فاز به صورت گرادیان سطح زمان سیر تعریف شده است به عبارت دیگر، بردار گندی برابر بردار گرادیان زمان سیر می‌باشد. این همان نظریه‌ای است که جبهه موج را به مجموعه‌ای از امواج تخت تقسیم می‌کند. همانطور که قبلاً ذکر شد، اگر زمان رسید به‌سادگی توسط تعیین فاصله بین فرستنده و گیرنده محاسبه شده باشد، سرعت گروه، قابل محاسبه است. به هر جهت به‌جای محاسبه سرعت گروه به طریق فوق، می‌توان از گرادیان زمان سیر محاسبه شده که برابر با تجزیه موج تخت و برابر سرعت فاز می‌باشد، استفاده نمود (شکل ۲-۴).

سپس با استفاده از معادله (۱-۱۲) نتیجه گرفته می‌شود که:

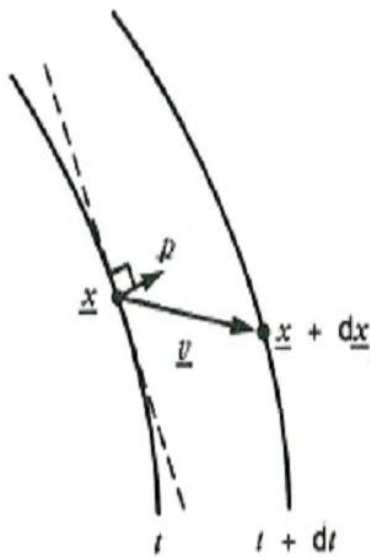
$$\theta = \arctan\left(\frac{S_x}{S_z}\right) \quad (2-34)$$

θ زاویه فاز، S_x گندی افقی و S_z گندی قائم است.

¹. White

². Receiver gather

³. Shot gather



شکل ۲-۴: جبهه موج. هر صفحه موج یک پوشش برای موج تخت است. $p = \Pi/V_n$ عمود به جبهه موج است.

که در آن V_n سرعت فاز موج تخت (خط چین) و انتشار انرژی در جهت سرعت گروه V می باشد

(تسوانکین، ۲۰۰۱).

۲-۶ وارون سازی داده ها

در این بخش، داده ها تبدیل شده تا پارامترهای تامسون δ و ε بدست آیند. به این منظور داده ها با استفاده از رابطه های (۲-۳۶) و (۲-۳۷) و (۲-۳۸) تبدیل می شوند. در حقیقت این، یک روش جستجوی شبکه ای است که در آن پارامترهای تامسون و V_{p0} به طور یکنواخت بر روی شبکه پخش شده اند. سپس مقایسه بین گندی مشاهده شده و گندی مدل شده با استفاده از شرط حداقل مربعات و یا معیار مقدار مطلق^۱ صورت می گیرد.

در برنامه وارون سازی، ابتدا زاویه فاز با استفاده از داده های واقعی به دست می آید و سپس زاویه فاز محاسبه شده برای محاسبه گندی مدل شده جهت تعیین δ و ε به کار گرفته می شود. بهترین پاسخ (حداقل خطای مربعات) برای δ و ε در نظر گرفته می شود. برای کنترل کیفی داده ها، بهتر است که δ و ε در مقابل خطای حداقل مربعات آن ها رسم شود.

¹ Least square or absolute value criterion

برای انجام این وارون سازی کد MATLAB (که در پیوست توضیح داده شده است). را نوشته اما در حقیقت سه پارامتر در معکوس سازی وجود دارد. برای این کار نیاز به رایانه با سرعت بالا است. کد MATLAB نوشته شده و برای محاسبه کندی های مدل شده استفاده گردید. برای محاسبه پارامترهای تامسون، خطی سازی معادله (۳۶-۲) که توسط داگلاس ابداع شد استفاده می گردد. برای محاسبه پارامترهای تامسون، معادلات زیر استفاده می گردد:

$$X_i = (S_x)^2 \quad (36-2)$$

$$Z_i = (S_z)^2 \quad (37-2)$$

با استفاده از نرمالایز کردن ضرایب سختی (تقسیم ضرایب سختی بر چگالی) پارامتر A برای هر کدام بدست می آید. برای مثال برای تعیین A_{55} :

$$\sqrt{\frac{c_{55}}{\rho}} = \sqrt{A_{55}} \quad (38-2)$$

با استفاده از تعریف فوق، معادله (۳۶-۲) بازنویسی می شود:

$$A_{11} [A_{55}X^2 + A_{33}A_{55}Z^2 + AXZ - (A_{11} + A_{55})X - (A_{11} + A_{55})Z + 1] = 0$$

جایی که:

$$A = A_{11}A_{33} + A_{55}^2 - (A_{13} + A_{55})^2 \quad (39-2)$$

معادله (۳۹-۲) دوباره مرتب می شود:

$$A_{11} [A_{55}X^2] A_{33} [A_{55}Z^2 - Z] + AXZ = [A_{55}(X + Z) - 1] \quad (40-2)$$

حال موقعیت اصلی داده ها (X_i, Z_i) به متغیرهای جدید انتقال داده می شود (U_i, V_i, W_i, D_i) .

$$U_i = A_{55}X_i^2 - X_i$$

$$V_i = A_{55}Z_i^2 - Z_i$$

$$W_i = X_iZ_i$$

$$D_i = A_{55}(X_i + Z_i) - 1 \quad (41-2)$$

با استفاده از معادلات (۲-۴۱) و نوشتن کد MATLAB پارامترهای W, V, U و D را یافته، سپس پارامترهای A_{11}, A_{33} و A با استفاده از معادله $A_{11}U + A_{33}V + AW = D$ محاسبه می‌شود. در نهایت با استفاده از فرمول (۲-۴۲) تمامی ضرایب سختی موردنیاز جهت تعیین پارامترهای تامسون مهیا می‌شود.

$$A = A_{11}A_{33} + A_{55}^2 - (A_{13} + A_{55})^2 \quad (۲-۴۲)$$

در این پایان نامه همه داده‌ها (مصنوعی و صحرایی) با استفاده از معادله (۲-۴۳) تبدیل شده‌اند.

$$\begin{bmatrix} U1 & V1 & W1 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ Un & Vn & Wn \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A11 \\ A33 \\ A \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} D1 \\ \vdots \\ Dn \end{bmatrix} \quad (۲-۴۳)$$

۲-۷ روش گندی پلاریزاسیون

تئوری این روش، در این بخش توضیح داده می‌شود. بر طبق نظریه چندین محقق، این روش یک روش قدرتمند و قابل کاربرد در تجزیه و تفسیر ساختارهای پیچیده است [هورن و همکاران^۱، ۲۰۰۸]. در این روش به جای استفاده از گندی افقی، زاویه پلاریزاسیون استفاده می‌شود و برنامه معکوس‌سازی نیز بر پایه زاویه پلاریزاسیون و گندی قائم است. در این روش که زاویه پلاریزاسیون مدل شده و زاویه پلاریزاسیون مشاهده‌ای وجود دارد، خطا باید با استفاده از روشی مانند حداقل مربعات با امتحان δ و ϵ های متفاوت حداقل شود.

۲-۸ وارون سازی توموگرافی زمان سیر

همانطور که در بالا ذکر شد، روش گندی فاز و روش گندی پلاریزاسیون روش‌های محلی بوده و نتایج آن‌ها قابل کاربرد برای عمقی است که گیرنده در آن قرار دارد. یک راه برای بدست آوردن پارامترها در

¹. Horne

اعماق کمتر و بیشتر از عمق گیرنده‌ها این است که وارون توموگرافی زمان سیر استفاده شود. در این روش به مدل سرعت همسانگرد دو بُعدی نیاز است تا یک تابع سرعت در جهت محور تقارن سازندهای VTI ساخته شود. برنامه وارون‌سازی خطی برای حداقل کردن عدم انطباق بین داده زمان سیر مشاهده شده و مقادیر مدل شده استفاده می‌شود. برنامه وارون سازی به مجموعه‌ای از لایه‌ها اعمال شده تا پارامترهای تامسون را به دست آورد.

۲-۹ تایید روش با استفاده از داده‌های مصنوعی

در این بخش، روش گندی فاز با استفاده از داده مصنوعی تولید شده توسط نرم افزار NORSAR2D تأیید می‌شود. در این نرم افزار مدل‌های متفاوتی بر حسب نیاز ساخته می‌شود که در زیر به آن‌ها اشاره شده است [حسن پور، ۲۰۰۹].

۱- مدل همسانگرد افقی

۲- مدل افقی که در آن فقط یک لایه ناهمسانگرد وجود دارد (در این پایان نامه مدل نیمه ناهمسانگرد نامیده می‌شود).

۳- مدل نیمه ناهمسانگرد که گیرنده‌ها در زیر زون ناهمسانگرد قرار داده شده‌اند تا به صورت محلی بررسی کنند.

۴- مدل نیمه ناهمسانگرد که روباره بصورت جزئی شیبدار است. (حدود ۲ درجه)

۵- مدل نیمه ناهمسانگرد که روباره مایل و شیبدار است. (حدود ۵ درجه)

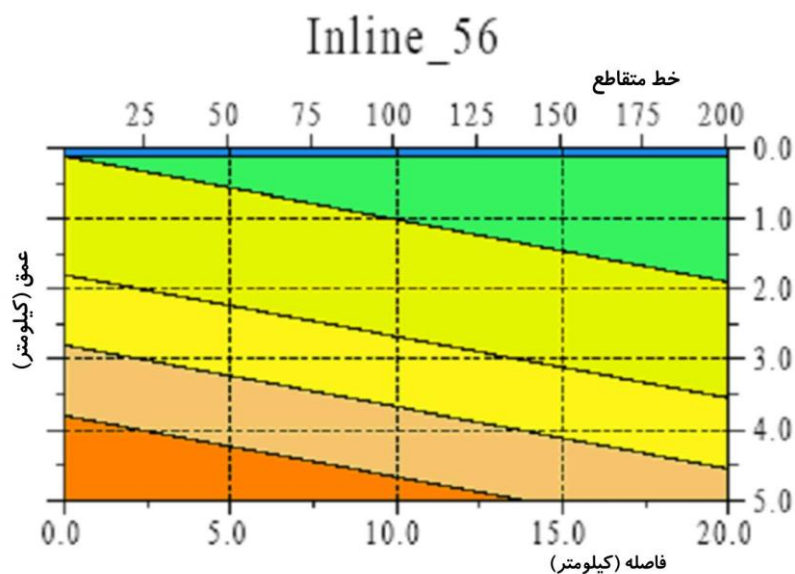
۶- مدل نیمه ناهمسانگرد که روباره خیلی شیبدار است. (حدود ۱۰ درجه)

۷- مدل نیمه ناهمسانگرد که روباره افقی و لایه‌های زیرین شیبدار هستند. (حدود ۱۰ درجه)

همانطور که در بخش ۲-۵-۱ برای روش گندی فاز ذکر شد، شیب روباره خیلی مهم است.

باید دانست آیا این روش برای روباره افقی، شیبدار، نیمه ناهمسانگرد و ناهمسانگرد کامل کار می‌کند یا خیر؟ و اگر برای مدل شیبدار کارایی دارد، تا چند درجه شیب قابل صرف نظر کردن در این روش است؟

به دلیل اینکه در منطقه مورد مطالعه ۶ درجه شیب در روباره وجود دارد، تنها به ذکر مدل نیمه ناهمسانگرد با شیب روباره ۵ درجه پرداخته می‌شود (شکل ۲-۵).



شکل ۲-۵: مدل مورد استفاده برای تولید داده‌های مصنوعی (شیب لایه‌ها ۵ درجه) (حسن پور، ۲۰۰۹)

در این مدل ۵ گیرنده در اعماق ۳۰۰۰، ۳۰۱۵، ۳۰۳۰، ۳۰۴۵، ۳۰۶۰ متر، با فاصله ۱۵ متر از یکدیگر قرار گرفته‌اند. همانطور که در جدول (۲-۱) ملاحظه می‌شود، پارامترهای ناهمسانگردی ϵ و δ میزان خطای هر یک، برای فواصل مختلف گیرنده‌ها محاسبه شده است.

جدول ۱-۲- نتایج برای لایه ناهمسانگرد شیبدار (شیب ۵ درجه)						
E	Δ	مدل ε	مدل δ	مقدار خطا		
۰/۱۴۷	-۰/۰۲۵	۰/۲	۰/۰۵	۰/۰۵۳	۰/۰۷۵	گیرنده ۳۰۳۰-۳۰۱۵-۳۰۰۰
۰/۱۵۵	-۰/۰۲۰	۰/۲	۰/۰۵	۰/۰۴۵	۰/۰۷۰	گیرنده ۳۰۴۵-۳۰۳۰-۳۰۱۵
۰/۱۶۰	۰/۰۰۹	۰/۲	۰/۰۵	۰/۰۴۰	۰/۰۴۱	گیرنده ۳۰۶۰-۳۰۴۵-۳۰۳۰
۰/۱۵۱	۰/۰۱۸	۰/۲	۰/۰۵	۰/۰۴۹	۰/۰۳۲	گیرنده ۳۰۶۰-۳۰۳۰-۳۰۰۰

با توجه به جدول مشاهده شده، مقدار خطا در ε در حد ۰/۰۵ می‌باشد که خطای قابل قبولی می‌باشد. ولی خطای مربوط به پارامتر δ بیشتر بوده که قابل قبول نمی‌باشد.

بنابراین نتیجه می‌شود که روش کندی فاز تنها در لایه های افقی و یا لایه هایی با شیب کم (در حد ۵ و ۶ درجه) کاربرد دارد.

۱۰-۲- مقادیر پارامترهای ناهمسانگردی

داده‌های صحرایی و آزمایشات موجود، نشان دادند که معمولاً سرعت امواج P و SH در صفحه همسانگرد، بزرگتر از مقادیر سرعت‌های مذکور در جهت محور تقارن می‌باشد. بنابراین پارامترهای ε و δ غالباً مثبت هستند [تامسون، ۱۹۸۶]. دامنه مقادیر ε در توالی سنگ‌های رسوبی، برای سنگ‌هایی با ناهمسانگردی متوسط بین ۰/۱-۰/۳، و برای سازندهای شیلی متراکم، ۰/۳-۰/۵ و یا حتی بالاتر می‌باشد [تامسون، ۱۹۸۶]. به هر ترتیب، پارامتر ε تأثیر چندانی بر پردازش لرزه‌ای ندارد.

در محیط همسانگرد عرضی، به دلیل لایه بندی‌های همسانگرد نازک، پارامتر ε بزرگتر از پارامتر δ می‌باشد [بريمن، ۱۹۷۹]. شرط مهم دیگر برای این مدل، $\gamma > 0$ می‌باشد. اندازه گیری های انجام شده برای سازندهای همسانگرد عرضی در فرکانس‌های لرزه‌ای نشان داده که $\varepsilon > \delta$ می‌باشد. حتی در مواردی که ناهمسانگردی ذاتی شیل‌ها در محیط، غالب است.

معمولاً مقایسه برونراند موج P و سرعت‌های عمودی درسازندهای شیلی، مقادیر مثبت متوسطی (معمولاً بین ۰/۲-۰/۱) را برای پارامتر δ تولید می‌کند. در حالی که میان لایه‌های نازک، مقادیر منفی کوچک δ را تولید می‌کند [بريمن، ۱۹۷۹].

برای ضرایب ناهمسانگردی بدون بُعد تامسون، دامنه $(|\varepsilon| \ll 1, |\delta| \ll 1, |\gamma| \ll 1)$ بسیار مناسب می‌باشند.

۲-۱۱ جمع‌بندی فصل

در این فصل سعی شد پس از توضیح پارامترهای تامسون که تعیین این پارامترها هدف اصلی در فصل چهارم بوده (و یکی از اهداف اصلی پروژه می‌باشد) به توضیح روش‌های تعیین آن پرداخته شود. برای این منظور ابتدا مختصری در مورد سرعت فاز صحبت شد و در ادامه روش اصلی مورد مطالعه در این پایان نامه که روش گُندی فاز است مورد بحث قرار گرفت. در انتها نیز معیارهای کمی جهت تعیین دقت مدل‌های برازش داده شده و وارون سازی‌ها عنوان شدند تا با استفاده از این معیارها بتوان در فصل چهارم بصورت کاملاً واضح تعیین دقت نمود.

فصل سوم

نگار پتروفیزیکی DSI

مهمترین عوامل ایجاد ناهمسانگردی در مخازن نفت و گاز، تنش‌های درجا، شکستگی‌های طبیعی و مرزهای لایه‌بندی مشخص^۱ می‌باشند. درک صحیح ناهمسانگردی از مراحل قبل از حفاری و تعیین مسیر بهینه حفاری تا برنامه‌های توسعه‌ای میادین و مراحل ازدیاد برداشت، اهمیت فراوانی در کاهش ریسک و هزینه و همچنین افزایش تولید صیانتی از مخازن دارد. لذا در این بخش مختصری راجع به ناهمسانگردی در مخازن هیدروکربوری توضیح داده می‌شود.

منابع اطلاعاتی مختلفی برای تعیین ناهمسانگردی مخزن در مقیاس‌های مختلف وجود دارد. داده‌های آنالیز مغزه، نگار DSI^۲، نگارهای الکتریکی القایی آرایه ای^۳، داده‌های لایه‌آزمایی و چاه‌آزمایی و داده‌های لرزه‌ای به ترتیب ناهمسانگردی را در مقیاس‌های سانتیمتر، متر، ده متر و بالاتر از ده متر تعیین می‌کنند. در این میان داده‌های لایه‌آزمایی و چاه‌آزمایی به دلیل اندازه‌گیری پارامترهای دینامیک مخزن به صورت برجا، توانایی شناسایی پارامترهای ناهمسانگردی دخیل در رفتار هیدرولیکی مخزن را دارند. این آزمایش‌ها نیازمند زمان طولانی برای بسته بودن چاه بوده و معمولاً بصورت محدود در چاه‌های نفت و گاز انجام می‌شود. از طرف دیگر انجام این آزمایش‌ها مستلزم وجود شرایط خاص و ابزار ویژه نظیر پکرهای دوگانه^۴ می‌باشد. نگار DSI از نظر هزینه، مدت زمان لازم جهت برداشت، اندازه‌گیری برجای ویژگی‌های مخزن، پیوستگی اندازه‌گیری، تعداد پارامترهای اندازه‌گیری، دقت بالا و سهولت تلفیق با سایر نگارها دارای مزایای بیشتری نسبت به سایر منابع تعیین پارامترهای ناهمسانگردی مخزن می‌باشد. به همین دلیل ناهمسانگردی در این پایان‌نامه با استفاده از داده نگارهای چاه پیمایی به‌دست آورده می‌شود.

^۱. Sharp

^۲. Dipole shear sonic imager

^۳. Array induction

^۴. Dual Packer

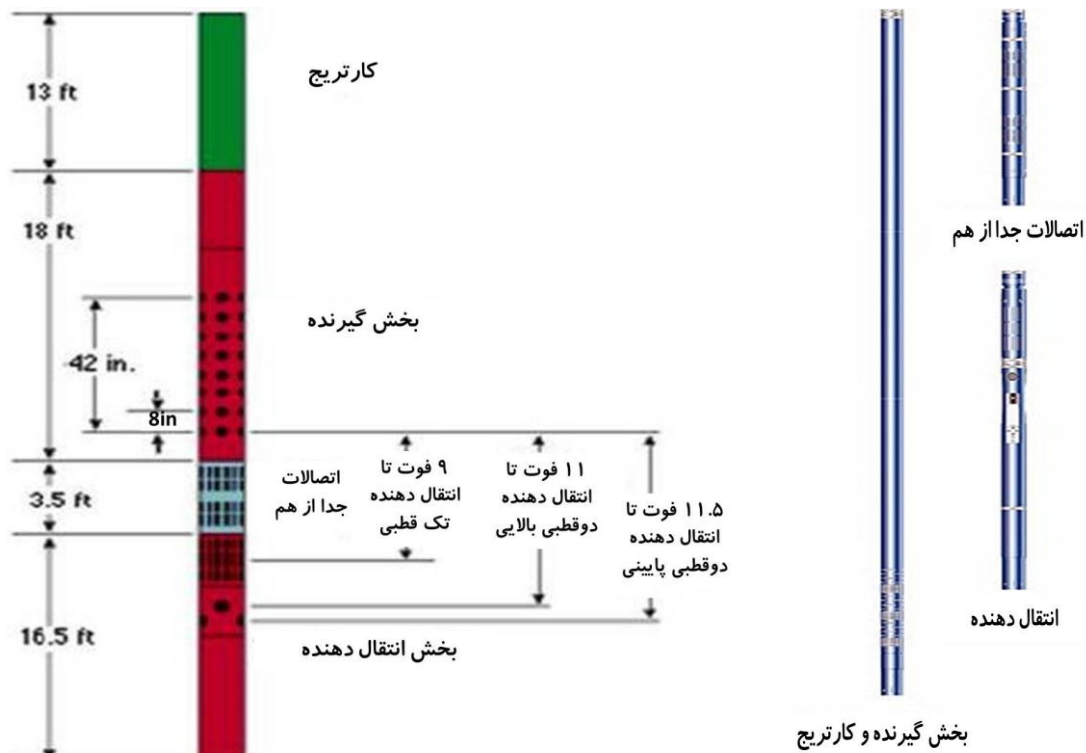
۲-۳ نگار DSI

مهم‌ترین عوامل ناهمسانگردی در مخازن، تنش‌های برجا، شکستگی‌های طبیعی و مرزهای لایه‌بندی می‌باشند. وجود ناهمسانگردی باعث تفاوت خواص الاستیک مخزن در جهات مختلف شده و رفتار سنگ و سیال مخزن را متفاوت و گاهی متناقض می‌کند. شناسایی عامل ایجاد کننده ناهمسانگردی در مخزن به زمین‌شناسان و مهندسان نفت این آگاهی را می‌دهد تا در تصمیم‌گیری‌های حفاری، تحریک چاه و برنامه‌های ازدیاد برداشت، احتمال ریسک از دست دادن چاه و آسیب‌زنی به مخزن را کاهش داده و به بیشترین میزان تولید دست یابند. هر یک از سه مولفه ناهمسانگردی اثرات متفاوتی داشته و هریک از دیدگاه خاصی از مطالعه و توسعه مخزن حائز اهمیت است. شناسایی جهت و مقدار تنش-های برجا، از نظر حفاری چاه‌های پایدارتر و جلوگیری از بسته شدن شکستگی‌ها پس از حفاری، اهمیت دارد. شکستگی‌ها به عنوان عامل ناهمسانگردی در تعیین زون‌های مستعد تولید که دارای گسترش زیاد و اثرگذار در تولید هستند در شناسایی زون‌های با توان تولید بالا حائز اهمیت هستند. همچنین مرزهای لایه‌بندی بدلیل ایجاد موانعی در مسیر حرکت سیال، بایستی در نظر گرفته شوند.

۱-۲-۳ معرفی ابزار DSI

ابزار DSI، فن آوری جدید فرستنده‌های دوقطبی را به همراه آخرین پیشرفت‌های فرستنده‌های تک قطبی در درون یک سیستم واحد دارا می‌باشد. در حال حاضر بهترین روش قابل دسترس برای به-دست آوردن کندی امواج استونلی، برشی و تراکمی است. این ابزار می‌تواند به بهبود شناسایی نوع سنگ و سیال درون آن و در تفسیر لرزه‌ای سطحی و دیواره چاه کمک کند. این فن آوری امکان اندازه‌گیری موج برشی را علاوه بر سازندهای سخت در سازندهای نرم فراهم می‌آورد. ابزار DSI دارای ۸ ایستگاه دریافت کننده با آرایش خطی، یک فرستنده تک قطبی و دو فرستنده دو قطبی است. ابزار

DSI بطور کامل قابلیت ادغام‌پذیری با سایر ابزارها را دارد و در نتیجه باعث صرفه‌جویی در زمان دکل^۱ می‌گردد. شکل ۳-۱ ابزار DSI و ابزارهای قابل استفاده با آن را نشان می‌دهد. ویژگی‌های ابزار در جدول ۱ ذکر شده است [برای^۲ و همکاران، ۲۰۰۰].



شکل ۳-۱: تصویر اجمالی از ابزار DSI به همراه تجهیزات فرعی قابل استفاده با آن (بریه و همکاران، ۲۰۰۰)

۲-۲-۳ اجزای تشکیل دهنده ابزار DSI

۱-۲-۲-۳ بخش فرستنده^۳

بخش فرستنده شامل سه فرستنده است. یک مولد سرامیکی تک قطبی با مولفه همه جانبه و دو مولد دو قطبی الکتروپنوماتیک جهت‌دار با گستره باند وسیع که عمود برهم قرار دارند. مولدهای با باند

^۱ Rig time

^۲ Brie

^۳ Transmitter Section

وسیع به منبع‌های با گستره باند باریک ترجیح داده می‌شود، زیرا آن‌ها اجازه آزمایش طیف فرکانس کامل بدون مشکلات انطباق فازی در فرکانس‌های تشدیدشان را می‌دهند. یک پالس فرکانس پایین، مولد تک قطبی را برای تحریک موج استونلی و یک پالس فرکانس بالا، آن را برای اندازه‌گیری‌های برشی و تراکمی تحریک می‌کند.

۳-۲-۲-۲ بخش جدا کننده^۱

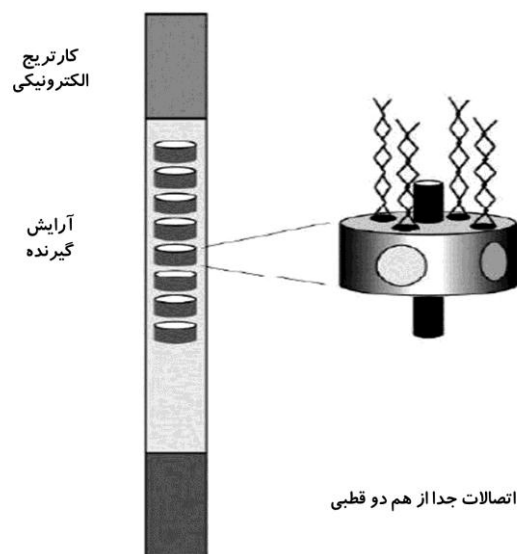
بخش جداکننده، یک فیلتر مکانیکی است که از عبور سیگنال فرستنده به سمت بالای ابزار جلوگیری می‌کند.

۳-۲-۲-۳ بخش گیرنده^۲

بخش گیرنده شامل ۸ ایستگاه با فاصله ۶ اینچ است که در مجموع طولی معادل ۳/۵ فوت را شامل می‌شود. هر ایستگاه دو جفت هیدروفون دارد. یکی هم‌جهت با فرستنده دو قطبی بالایی و دیگری هم‌جهت با فرستنده پایینی است. خروجی‌ها از هر جفت برای دریافت دو قطبی از هم کسر و برای دریافت تک قطبی جمع می‌شوند. شکل ۲-۳ نحوه دریافت امواج توسط ۸ گیرنده را نشان می‌دهد.

¹ Isolation joint

² Receiver section



شکل ۲-۳: نحوه دریافت امواج توسط گیرنده‌های ابزار DSI که به فاصله ۶ اینچی از هم قرار دارند.

(شلومبرژه، ۱۹۹۵)

۳-۲-۲-۴ محفظه برداشت^۱

این محفظه حاوی مداراتی برای کنترل کسب خودکار داده‌ها و رقومی کردن همزمان ۸ شکل موج مجزا از هم است و همچنین اشکال موج بدست آمده از بیش از یک مرتبه شلیک را بر انباشت می‌کند و سپس سیگنال‌ها را به سمت دستگاه ثبت کننده در سطح زمین می‌فرستند.

۳-۲-۳ عمق بررسی^۲

عمق بررسی برای ابزار صوتی به نوع سازند، گند شدگی موج برشی و تراکمی، فاصله فرستنده تا گیرنده، طول موج در نظر گرفته شده، فرکانس منبع و نوع سیگنال بستگی دارد. فرکانس، طول موج و در نتیجه عمق بررسی را تعیین می‌کند. فرکانس پایین، عمق بیشتری را در سازند می‌پیماید و به مطالعه آن‌سوی زون آغشته کمک می‌کند.

^۱ Acquisition Cartridge

^۲ Depth of investigation

۴-۲-۳ مدهای مختلف ابزار DSI

ابزار DSI دارای ۶ مُد می‌باشد که در هنگام چاه‌نگاری؛ بسته به اطلاعات مورد نیاز، تعداد مدها تعیین می‌شوند. سرعت چاه‌نگاری نیز بستگی به تعداد مدهای اندازه‌گیری شده دارد. به طوری که سرعت چاه‌نگاری با راندن تنها یک مُد ۳۶۰۰ فوت بر ساعت و برای ۶ مُد ۱۰۰ فوت بر ساعت خواهد بود (شکل ۳-۳).

		P&S مُد ۴	فرکانس بالا انتقال دهنده تک قطبی: $\Delta t_{\text{compressional}}$ Δt_{shear} برای اطلاعات سریع
		استونلی مُد ۳	فرکانس پایین انتقال دهنده تک قطبی $\Delta t_{\text{stoneley}}$ نفوذپذیری
		دو قطبی بالایی مُد ۲	فرکانس پایین فرکانس بالا انتقال دهنده دو قطبی برشی: Δt_{shear} برای همه اطلاعات
		دو قطبی پایینی مُد ۱	
		گیرنده های متقاطع دوتایی مُد X	انتقال دهنده دو قطبی دوتایی ناهمسانگردی

شکل ۳-۳: مدهای ابزار DSI (شلومبرژه، ۱۹۹۵)

به طور خلاصه نگار DSI، ناهمسانگردی کلی مخزن را در کل بازه نگارگری به صورت پیوسته تعیین می‌کند ولی برای تعیین مقدار مشارکت هریک از عوامل دخیل در ناهمسانگردی، می‌بایست نگارهای دیگری بویژه FMI و نگارهای پتروفیزیکی با داده‌های به دست آمده از DSI تلفیق شوند. در مواردی

که هدف تعیین تنش‌های برجا به عنوان عامل اصلی ناهمسانگردی باشد استفاده از DSI نتایج کامل‌تر و دقیق‌تری نسبت به FMI خواهد داشت.

۳-۳ جمع‌بندی فصل

در این فصل ابتدا مختصری در مورد ابزار DSI توضیح داده شد، همچنین بیان شد که این ابزار می‌تواند به بهبود شناسایی نوع سنگ، سیال درون آن، در تفسیر لرزه‌ای سطحی و دیواره چاه کمک کند. در ادامه اجزای مختلف این دستگاه و نحوه عملکرد آن بیان شد و مشخص گردید که این فن آوری می‌تواند با دقت مناسبی در تعیین ناهمسانگردی عمل نماید.

فصل چهارم

تعیین پارامترهای ناهمسانگردی
با استفاده از داده‌های لرزه‌نگاری قائم

۴-۱ مقدمه

در این پروژه از داده‌های سه میدان استفاده شده است. دو میدان (میدان X, Y) از آن‌ها مربوط به میدان‌های خارج از کشور بوده که داده‌های استاندارد و کار شده‌ای دارند که با استفاده از این دو میدان می‌توان روش انتخاب برای مطالعه لرزه‌ای را کالیبره نمود و از دقت روش اطمینان حاصل کرد. و در پایان روش پیشنهادی را بر روی داده‌های میدان سوم (میدان Z) اعمال نموده و نتایج، مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۴-۲ میادین مورد مطالعه

با توجه به توضیحاتی که در بخش قبل بیان شد، از سه میدان مورد مطالعه فقط مشخصات میدان Z که میدانی در جنوب کشور است، مطالعه می‌شود. برای شناخت بیشتر از این میدان نفتی مورد مطالعه مختصری راجع به زمین‌شناسی کلی آن بحث می‌شود. در ادامه نیز راجع به زمین‌شناسی و چینه‌شناسی مخازن مورد بررسی، توضیح کوتاهی داده می‌شود.

۴-۲-۱ موقعیت میدان Z

به دلیل مرزی بودن موقعیت میدان از ذکر نام و موقعیت مکانی میدان صرف نظر می‌شود. مخزن اصلی میدان Z سازند سروک بوده که دارای نفت ۳۶ درجه API حاوی ۵ درصد H_2S می‌باشد. در این میدان دو چاه W_1 ، W_2 حفاری شده است. مطالعات انجام شده در این پایان‌نامه مربوط به چاه شماره ۲ می‌باشد.

۴-۲-۲ زمین شناسی میدان Z

می‌توان در مورد ستون زمین‌شناسی موجود در میدان و چاه تحت بررسی مطالعه نمود (شکل ۳-۱):

الف- گچساران

نام این سازند از میدان نفتی گچساران انتخاب شده است که سازند مزبور به خوبی در آن گسترش دارد [دکتر درویش زاده، ۱۳۷۷].

برای سازند گچساران یک برش نمونه کامل در سطح زمین وجود ندارد و دلیل آن این است که این سازند دارای خواص پلاستیکی ناشی از وجود لایه‌های ضخیم نمک و لایه‌های مارنی بوده که موجب دگر شکلی لایه‌ها و به هم ریختگی در سطح زمین و یا نزدیکی سطح زمین می‌شود.

این بخش بنام پوش سنگ نیز خوانده می‌شود و برش شاخص آن تنها به عنوان استناد از چاه شماره ۲۵ گچساران بوسیله وات سن انتخاب شده است.

سازند گچساران از نظر لیتولوژی در سطح استان خوزستان دارای لایه‌های نمک، ژئیس و ایندریت با مارن‌های قرمز خاکستری است.

ب- آسماری

نام این سازند از کوه آسماری در خوزستان اخذ شده است این کوه تاقدیس فشرده و فرسایش یافته‌ای را تشکیل می‌دهد که در هسته آن سازند آسماری بیرون‌زدگی دارد ولی مقطع نمونه آن در تنگ گل ترش در جنوب غربی کوه آسماری انتخاب شده و از ابتدا به آن آهک آسماری اطلاق می‌شد. سازند آسماری در کنتاکت زیرین خود، عمدتاً شیل‌ها و مارن‌های سازند پابده را به طور هم‌شیب می‌پوشاند. ولی در مرکز استان با دگر شیبی فرسایش روی سازند آهکی و دولومیتی شهبازان قرار می‌گیرد. در کنتاکت فوقانی، سازند گچساران قرار دارد که در بخشی مهمی از جنوب غرب ایران سازند

آسماری را به حالت هم‌شیب می‌پوشاند در فارس هم سازند رازک که جانشین گچساران می‌شود به طور هم‌شیب روی آسماری قرار دارد [درویش زاده، ۱۳۷۷].

سازند آسماری در سطح استان خوزستان بر روی بخش کلهر قرار گرفته و شامل آهک دانه ریز خاکستری تا نخودی فسیل‌دار و به طور ناقص دولومیت‌شده در مغرب نازک شده و تبدیل به ژئوپس شده‌اند. این سازند به طور چشم‌گیری در سطح استان خوزستان مشاهده می‌شود از جمله در کوه قلاج، کوه قوچعلی و گوه مانشت، هم چنین در مسیر جاده دره شهر – آبدانان و در اطراف شهرستان آبدانان.

سازند آسماری شامل دو بخش است :

الف - بخش ماسه سنگی اهواز

ب - بخش ایندریتی کلهر

مقطع نمونه کلهر در لرستان در منطقه ای به نام کوه اناران واقع است در واقع بخش میانی سازند آسماری و رخساره ویژه‌ای که به آن بخش کلهر گفته‌اند [درویش زاده، ۱۳۷۷].

لیتولوژی این بخش در سطح استان خوزستان شامل:

لایه‌های ضخیم ژئوپس و ایندریت سفید رنگ که ضخامت آن از صفر تا صد متر می‌رسد.

بخش کلهر را می‌توان در منطقه باربره از توابع شهرستان ایلام مشاهده نمود. سن آن در الیگومیوسن در نظر گرفته‌اند.

ج - سازند پابده (پالتوسن بالایی - میوسن)

بخش‌های اصلی این سازند شامل شیل‌های بیتومنی قهوه‌ای تیره است.

د- سازندایلام: (سانتونین - کامپانین)

مرز بالای سازند ایلام با یک تغییر سنگ‌شناسی از مارن قهوه‌ای تیره به آهک‌های قهوه‌ای روشن مشخص شده است. این بخش عمدتاً شامل دانه‌های ریز، آهک‌های رسی، آهک‌های فرسایشی همراه رگه‌های کلسیتی دوباره بلوری شده، قطعات گلوله‌ای و بخش‌های بیتومینی است.

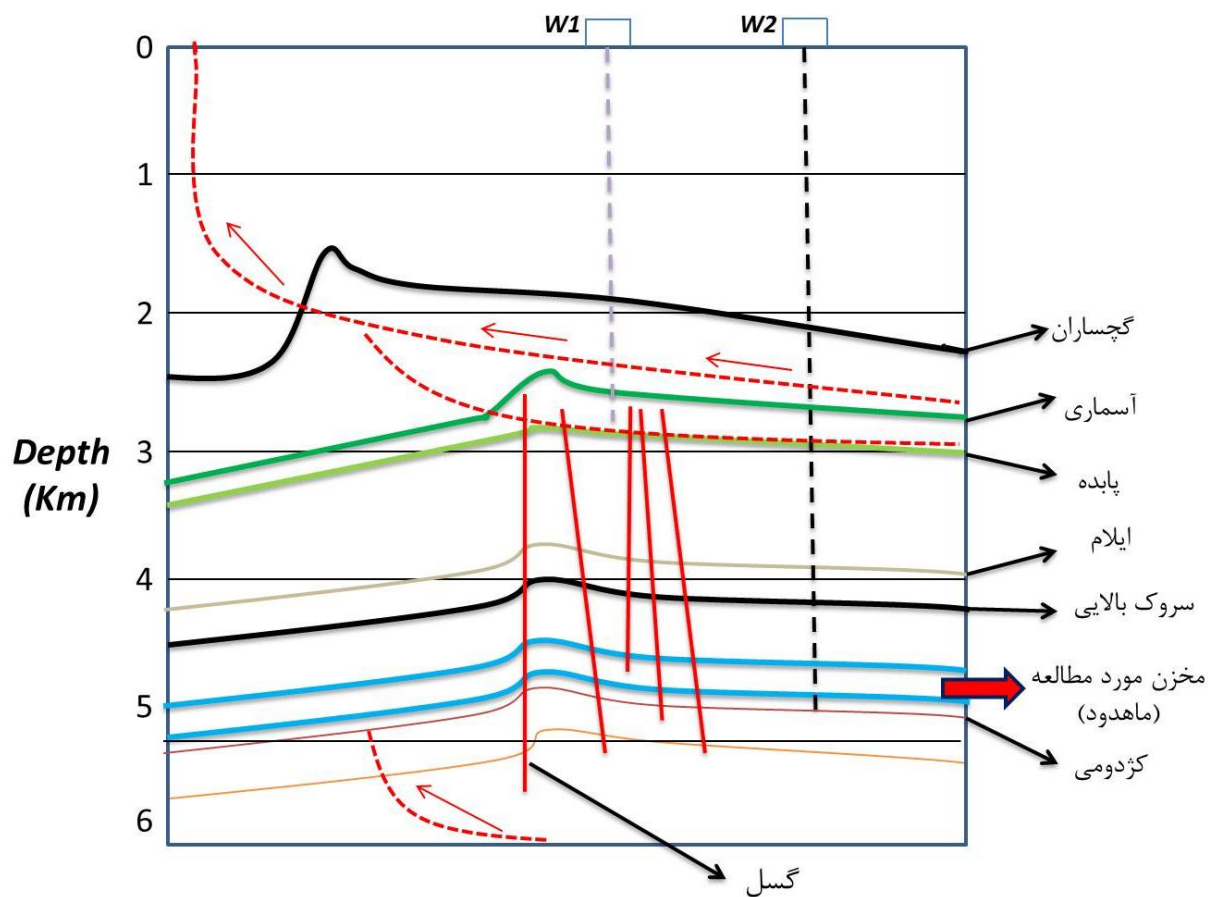
ه- سازند سروک (آلبین-تورونین):

این بخش شامل دانه‌های ریز تیپ A آرچی، آهک‌های پرتیک و بخش‌های گلوکونیتی است. بخش پایین این مقطع عمدتاً شامل آهک‌های تیپ 1A آرچی همراه با ندول‌های چرتی است که به طرف پایین آن به آهک‌های رسی می‌رود. عضو بالایی سروک (احمدی) از لایه‌های ضخیم، ریزدانه، آهک-های رسی تیره غنی از جانوران دریایی شامل اولیگوستجینا تشکیل شده است. این واحدها دارای ضخامت متغیر بین ۰ تا ۷۰۰ متر در زاگرس هستند. بصورت محلی عضو احمدی توسط واحد کربناته کم‌عمق دیگری از سروک پوشیده شده که می‌توان آن را به‌عنوان معادل سازند میشریف معرفی نمود [شیرودی و همکاران، ۱۳۸۸].

و- سازند کژدمی (آلبین - سنومانین)

این سازند به ۳ بخش تقسیم می‌شود. بخش K_1 که خصوصیات مخزنی نسبی تا غیر مخزنی دارد، بخش K_2 که غیر مخزنی است و بخش K_3 که از لایه‌های کربناته و سیلیکاته تشکیل شده و خود به ۳ بخش تقسیم می‌شود. بخش K_{31} و K_{33} که غیر مخزنی هستند و K_{32} که یک مخزن اصلی سیلیکاته است [ارایی^۱، ۲۰۰۵].

^۱ . RIPI



شکل ۴-۱. مدل زمین شناسی در محل چاه‌های W_1 و W_2 (شوراب^۱، ۲۰۰۹)

۴-۳ مخزن مورد مطالعه

۴-۳-۱ سازند سروک (مخزن ماهدود)

سازند سروک را مربوط به اواخر آلبین به سنومانین می‌دانند. اما به صورت محلی مربوط به سن تورونین است. بر اساس مطالعه استونلی^۲ ۱۹۸۱ پلتفرم سروک به سرعت با هر دو رخساره رادیولارین و مارن‌های دریایی پوشیده شده است [استونلی^۲، ۱۹۸۱].

سازند سروک بخشی از آهک‌های کرتاسه میانی است که در بُرش الگوی تنگ سروک دریای جنوب غرب بنگستان به ضخامت ۲۵۴/۵ متر اندازه‌گیری شده است [جیمز^۱ و وایند^۲، ۱۹۶۵]. از سنگ آهک

^۱ . Shourab

^۲ . Stoneley

رسی ندولار ریزدانه به رنگ خاکستری تیره همراه لایه‌های نازک مارن که به طرف بالا به سنگ آهک-های ضخیم سفید لایه تا کرم با ندول‌های سیلیس پراکنده بدل شده، تشکیل می‌شود. رد بالای لایه-های حاوی ندول‌های چرت، سنگ آهک کرم تا قهوه‌ای ضخیم لایه حاوی قطعات رودیسیت قرار گرفته است. مرز زیرین با کژدمی هم‌شیب و تدریجی است.

در خوزستان و فارس ناپیوستگی هم‌شیب با سن اواخر سنومانین اوایل تورونین در مرز بالای سروک قرار دارد. در ناحیه لرستان نبود ناپیوستگی خیلی مشخص نیست و سازند سروک دارای رخساره عمیق است. در فارس ساحلی دارای دو بخش احمدی و ماهدود است. در لرستان مرزهای سروک با سازندهای سورگاه-گرو در مقاطع سطحی و گاه از روی تغییرات سنگ‌شناسی قابل تشخیص است. مرز بین سروک و کژدمی در قسمتی که لایه‌ها بیشتر شیلی شده‌اند، انتخاب می‌شود [اویند^۳، ۱۹۶۵]. در شمال خلیج فارس به‌صورت یک کمربند باریکی در امتداد فارس ساحلی، سازند ایلام و سروک توسط شیل‌های کم عمق سازند لافان جدا می‌گردند. در فارس ساحلی بخش بالایی سروک به‌واسطه ناپیوستگی انتهایی سنومانین ابتدای تورونین از بین رفته است. بخش ماهدود متشکل از سنگ آهک خاکستری تا قهوه‌ای ضخیم لایه غنی از اریتولینا بطور هم‌شیب بر روی سازند کژدمی قرار گرفته است.

بخش احمدی متشکل از شیل‌های خاکستری تا سبز با لایه‌های آهکی بطور بین لایه‌ای قرار گرفته است. قاعده بخش احمدی بطور هم‌شیب بر روی ماهدود قرار دارد. سازند سروک قابل مقایسه با سازند گروه واسیا در کشورهای هم‌جوار خلیج فارس است [مطیعی^۴، ۱۹۹۳].

این سازند شامل دو واحد اصلی رسوبی است:

¹ . James
² . Wynd
³ . Wynd
⁴ . Motiei

- پایین ترین عضو ماهدود از پلتفرم توده‌ای کربناته شامل نهشته‌های اوربیتالینا و تروچولینا در رمپ پلتفرمی گلی ترکیب شده است. این واحد رخساره‌های فرعی و تغییرات باریک را در مقابل واحد بالایی نشان می‌دهد.

- عضو بالایی احمدی از لایه‌های ضخیم، ریزدانه، آهک‌های رسی تیره غنی از جانوران دریایی شامل اولیگوستجینا تشکیل شده است. این واحدها دارای ضخامت متغیر بین ۰ تا ۷۰۰ متر در زاگرس هستند. بصورت محلی عضو احمدی توسط واحد کربناته کم‌عمق دیگری از سروک پوشیده شده که می‌توان آن را به‌عنوان معادل سازند میشریف معرفی نمود [شیرودی و همکاران، ۱۳۸۸].

تخلخل‌های موجود در سازند سروک بر اساس تقسیم‌بندی چوکت و پری (۱۹۷۰م) عبارتند از تخلخل-های انتخاب شده توسط فابریک شامل بین دانه‌ای، قالبی، بین‌بلوری و تخلخل بدون انتخاب فابریک شامل تخلخل حفره‌ای شکستگی و استیلولیتی [چوکت و پری^۱، ۱۹۷۰]. سازند سروک یکی از مهم‌ترین مخازن نفتی در جنوب غرب ایران است [مطیعی، ۱۹۹۳]. این سازند نهشته شده بر پلتفرم کربناته در عرض زاگرس گسترده شده است. مطالعات روی سازند سروک بر چینه شناسی سنگی، بیواستراتیگرافی و دیرین شناسی متمرکز شده‌اند. به هر ترتیب رسوب شناسی جزئی و میکرو فاسیس‌ها هنوز مورد نیاز هستند [هارت^۲، ۱۹۷۲]. رسوبات سازند سروک بر پلتفرم‌ها و درون شلف‌ها در حاشیه صفحه عربی نهشته شده‌اند [وَن بوچم و همکاران^۳، ۱۹۹۶] و [زیگلر^۴، ۲۰۰۱].

¹ . Choquette and pray

² . Hart

³ . Van buchem et al

⁴ Ziegler

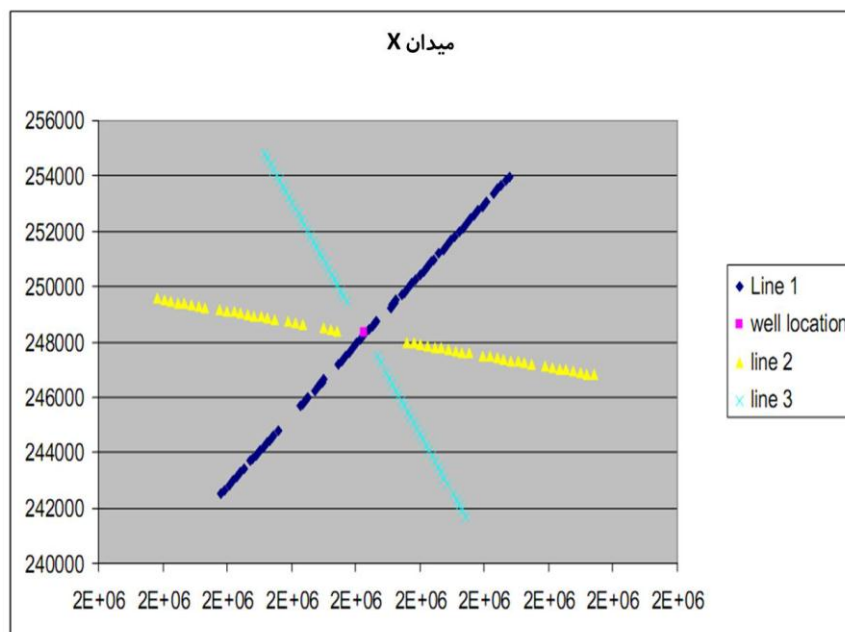
۴-۴ مطالعه موردی لرزه‌ای

در این بخش، با استفاده از روش کُندی فاز، داده‌های واقعی مورد بررسی قرار می‌گیرند. روش کُندی فاز بر روی داده‌های لرزنگاری قائم سه میدان، جهت تعیین پارامترهای ناهمسانگردی تامسون اعمال شده است.

البته لازم به ذکر است که این روش، روشی محلی است و تنها در اعماقی که گیرنده‌ها موجود است قابل کاربرد می‌باشد. برای اعماق بالاتر، یک روش تعیین پارامترهای ناهمسانگردی تامسون، استفاده از روش توموگرافی زمان سیر می‌باشد.

۴-۴-۱ میدان X

در این میدان سه خط برداشت VSP دیده می‌شود (شکل ۴-۲). در این شکل موقعیت طول و عرض جغرافیایی خطوط برداشت به ترتیب روی محورهای طولی و عرضی نشان داده شده است. همان‌طور که قبلاً ذکر شد، داده‌ها محرمانه بوده و تنها اولین زمان رسید از آن‌ها در دسترس می‌باشد.



شکل ۴-۲: خطوط برداشت VSP در میدان X

۱-۱-۴-۴ ساخت منحنی‌های کندی

برای ساختن منحنی‌های کندی، اولین رسید موج P باید ثبت شود (در این تحقیق این عمل با استفاده از نرم افزار VISTA انجام شده است). برای ساخت منحنی کندی همه داده‌ها براساس فرستنده مرتب شده‌اند. به عبارت دیگر همه داده‌ها دارای فرستنده یکسان ولی گیرنده‌های متفاوت می‌باشند. اگر زمان‌های رسید دریافتی سطح اولین و سومین گیرنده از هم تفریق شوند، کندی عمودی در سطح دومین گیرنده محاسبه می‌شود. به صورت کلی:

$$S_{zi} = \frac{Time(i+1) - Time(i-1)}{Depth(i+1) - Depth(i-1)} \quad (1-4)$$

S_z : کندی قائم

Time(i): زمان رسید دریافتی در i آمین گیرنده

Depth(i): عمق i آمین گیرنده

به صورت مشابه برای کندی‌های افقی داریم که داده باید بر اساس گیرنده مرتب شود، یعنی همه داده‌ها موقعیت گیرنده یکسان ولی دورافت فرستنده متفاوت است.

$$S_{xi} = \frac{Time(i+1) - Time(i-1)}{Offset(i+1) - Offset(i-1)} \quad (2-4)$$

S_x : کندی افقی

Time: زمان رسید

Offset: دورافت (فاصله بین فرستنده و گیرنده)

به دلیل اینکه در منطقه مورد مطالعه چاه انحرافی وجود دارد، برای کندی عمودی باید تصحیح انجام شود. زیرا کندی محاسبه شده کندی ظاهری (S_a) است.

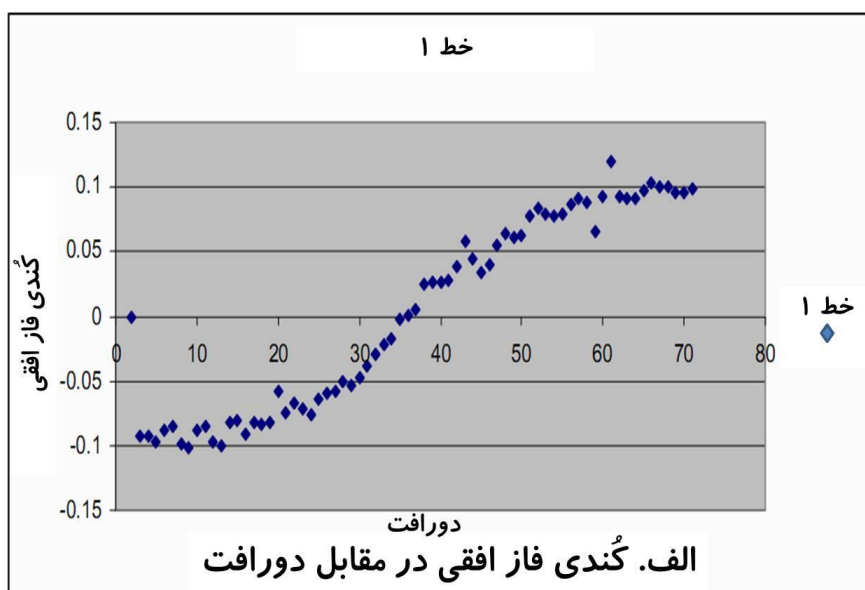
$$S_a = S_z \cos \Phi + S_x \sin \Phi \cos \varphi \quad (3-4)$$

که در آن Φ زاویه انحراف و φ زاویه بین خط مسیر چاه و خط انفجار^۱ است.

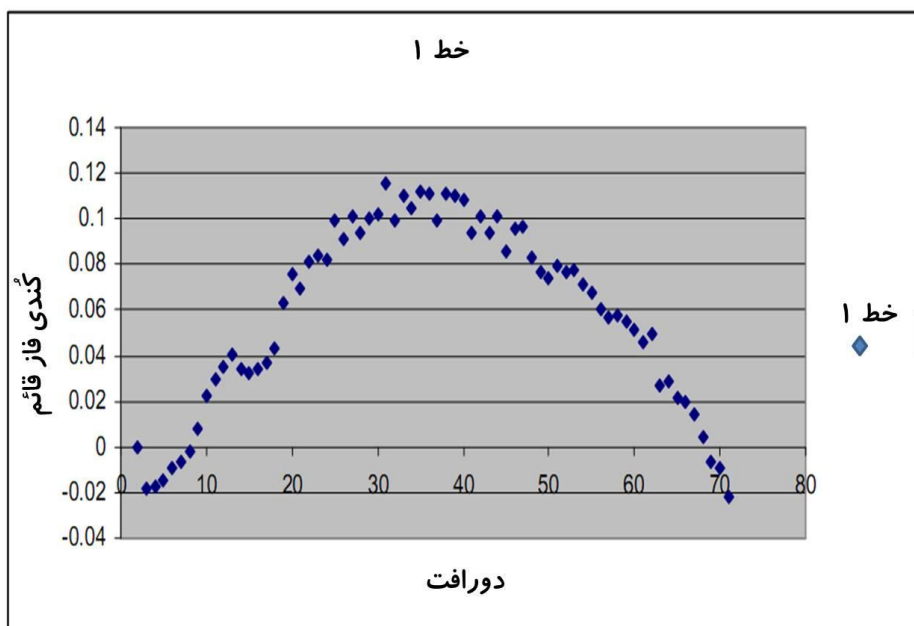
۲-۱-۴-۴ منحنی های کندی

برای هر خط برداشت، منحنی های کندی تهیه شده است (شکل های ۳-۴ تا ۵-۴). به عبارت دیگر کندی های افقی و قائم در مقابل دورافت ترسیم شده که روند آن ها در شکل ۳-۴ الف و ۳-۴ ب مشاهده می شود. سپس این مقادیر کندی قائم و افقی بدست آمده، در یک نمودار در مقابل یکدیگر رسم می شود (شکل ۳-۴ ج). در نهایت از کندی های به دست آمده، برای تعیین پارامترهای ناهمسانگردی تامسون استفاده شده است. برای اعتبارسنجی و کنترل کار باید مدلی بر روی این نمودار (شکل ۳-۴ ج) برازش داده شود تا دقت کار بدست آید (شکل ۶-۴).

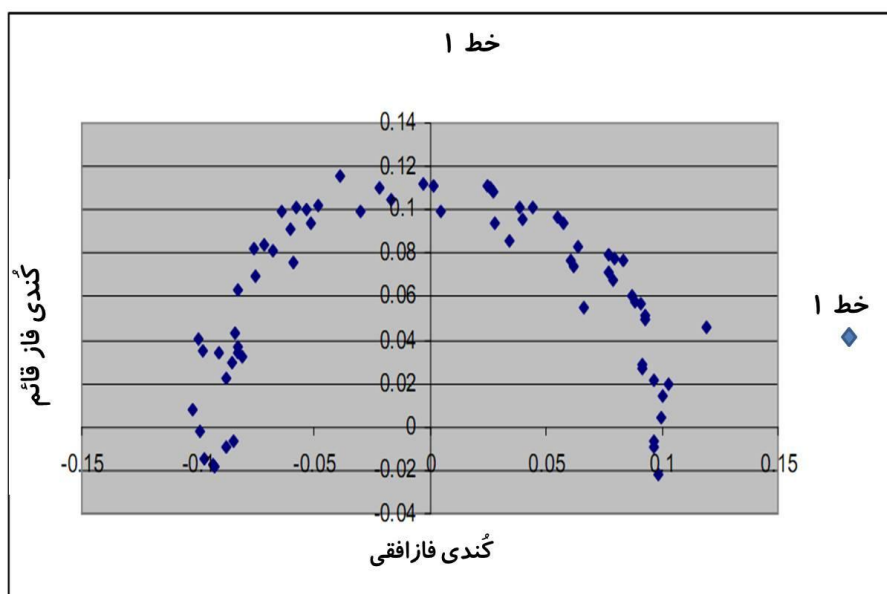
به همین ترتیب، برای خط برداشت های ۲ و ۳ نیز این منحنی ها ترسیم شده است.



¹Shot line



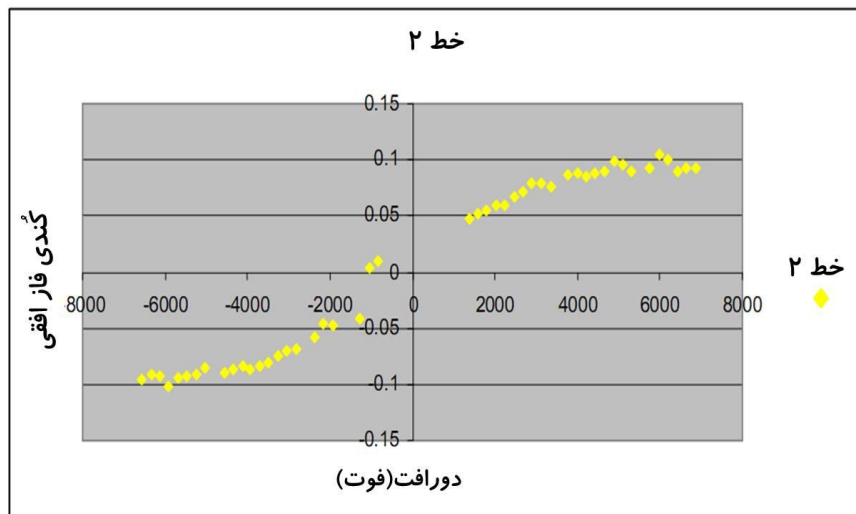
ب. گندی فاز قائم در مقابل دورافت



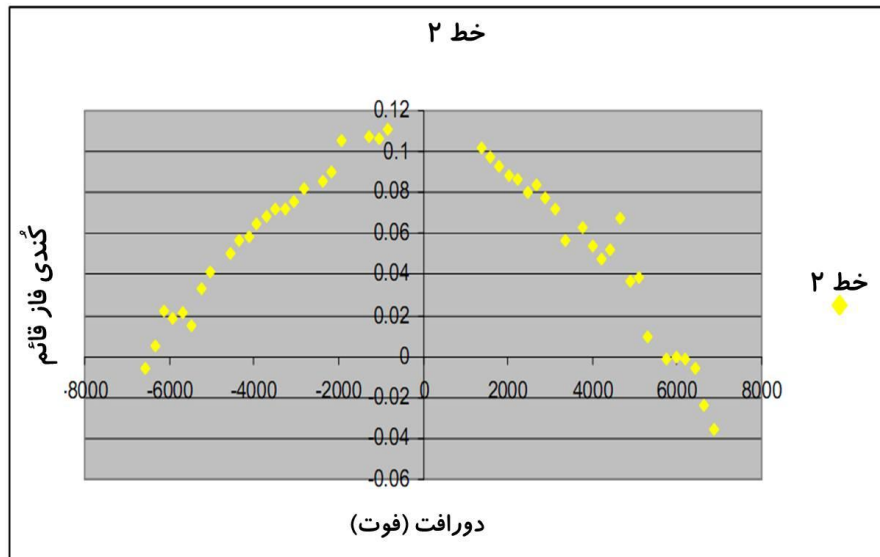
ج. گندی فاز قائم در مقابل گندی فاز افقی

شکل ۳-۴: منحنی های گندی برای خط برداشت ۱. الف) منحنی گندی افقی در مقابل دورافت ب) منحنی گندی قائم در مقابل عمق ج) منحنی گندی قائم در مقابل گندی افقی

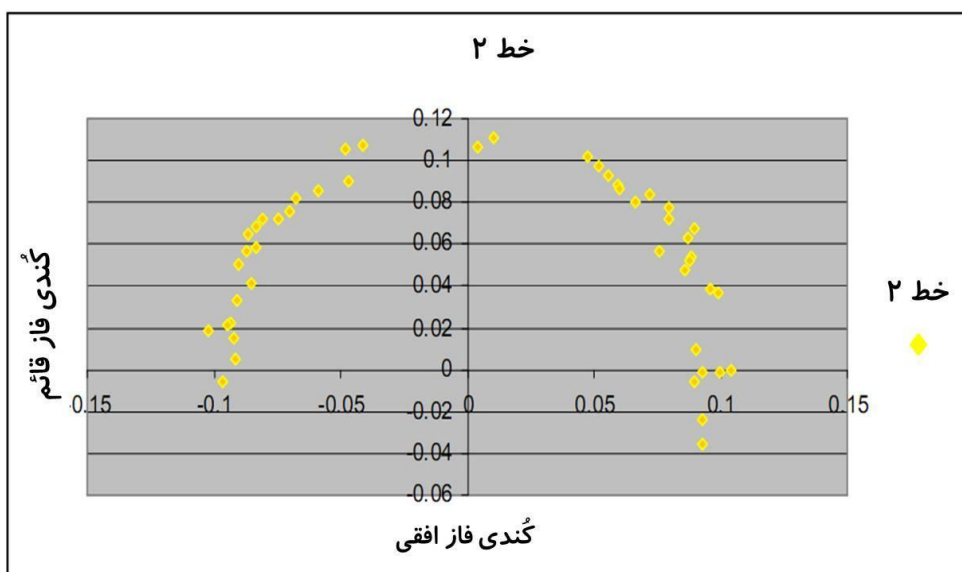
به همین ترتیب برای سایر خطوط برداشت شده نیز منحنی ها تهیه می شود.



الف. گندی فاز افقی در مقابل دورافت

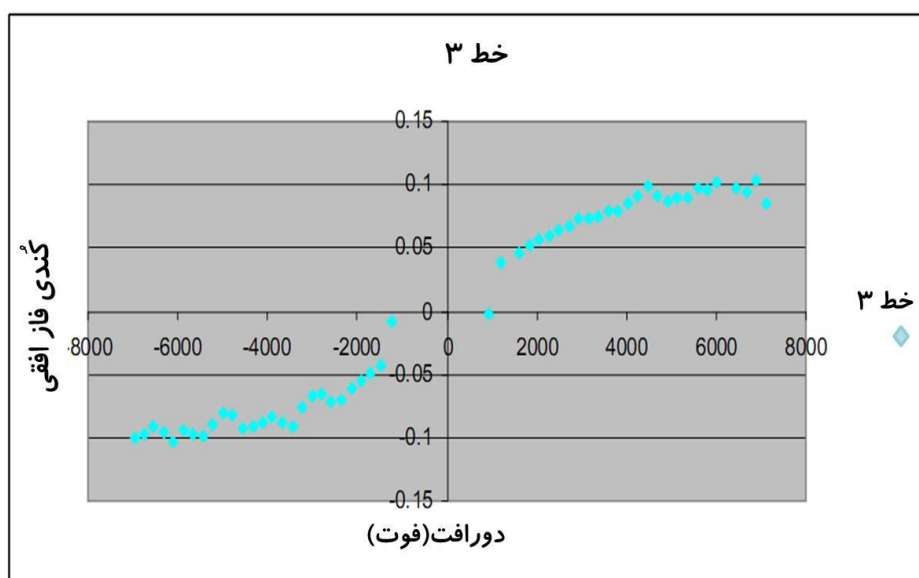


ب. گندی فاز قائم در مقابل دورافت

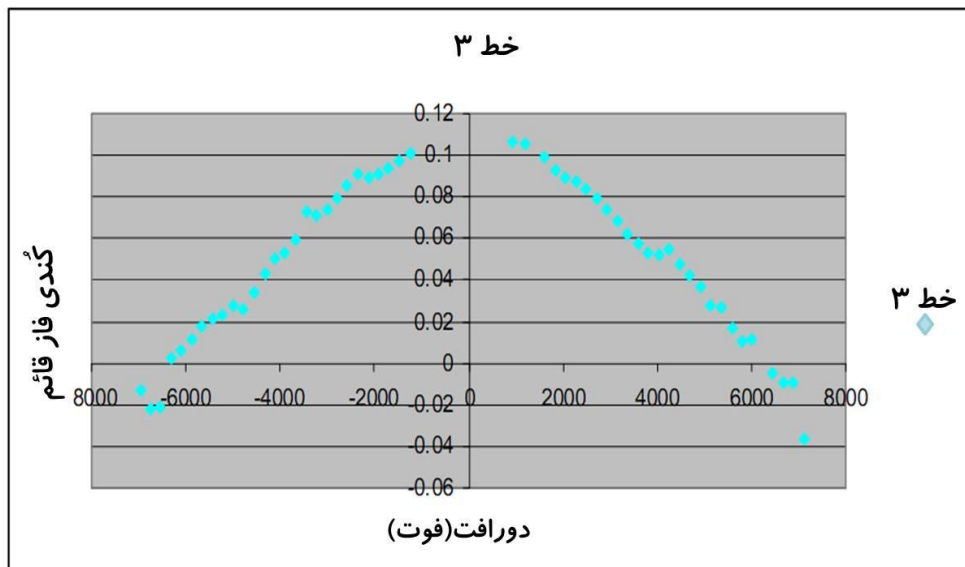


ج. گندی فاز قائم در مقابل گندی فاز افقی

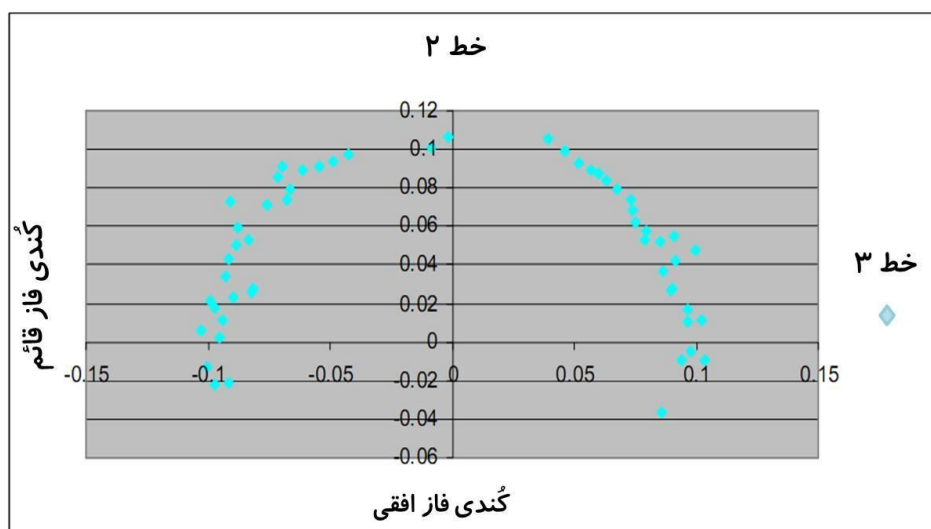
شکل ۴-۴: منحنی های گندی برای خط برداشت ۲. الف) منحنی گندی افقی در مقابل دور افت ب) منحنی گندی قائم در مقابل عمق ج) منحنی گندی قائم در مقابل گندی افقی



الف. گندی فاز افقی در مقابل دورافت



ب. گندی فاز قائم در مقابل دورافت



ج. گندی فاز قائم در مقابل گندی فاز افقی

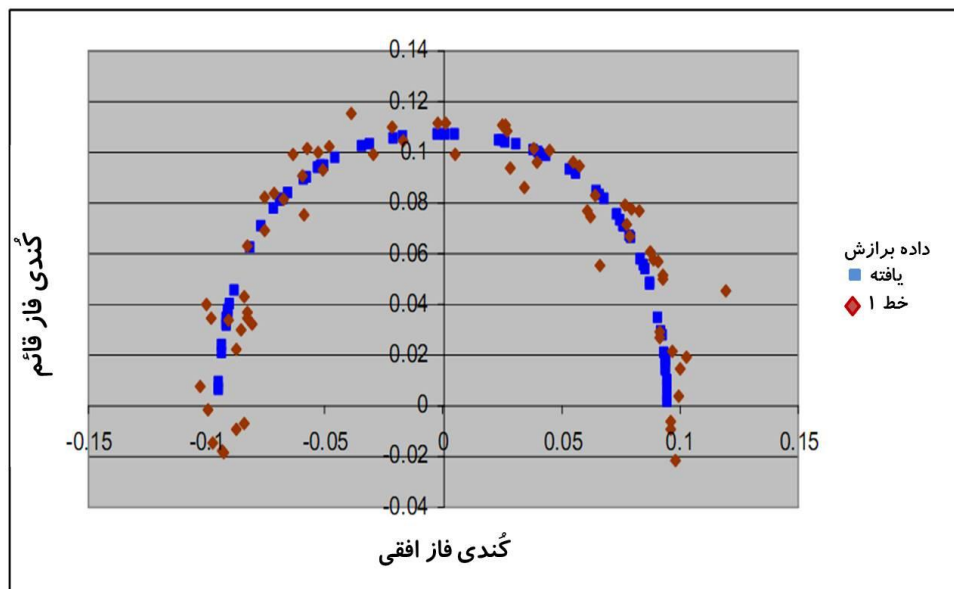
شکل ۴-۵: منحنی های گندی برای خط برداشت ۳. الف) منحنی گندی افقی در مقابل دور افت ب) منحنی گندی قائم در مقابل عمق ج) منحنی گندی قائم در مقابل گندی افقی

بعد از ساختن منحنی های گندی ، برنامه وارون سازی ذکر شده در فصول قبل را بر روی داده ها اعمال کرده تا پارامترهای ناهمسانگردی تامسون محاسبه شود . نتایج در جدول ۴-۱ مشاهده می شود.

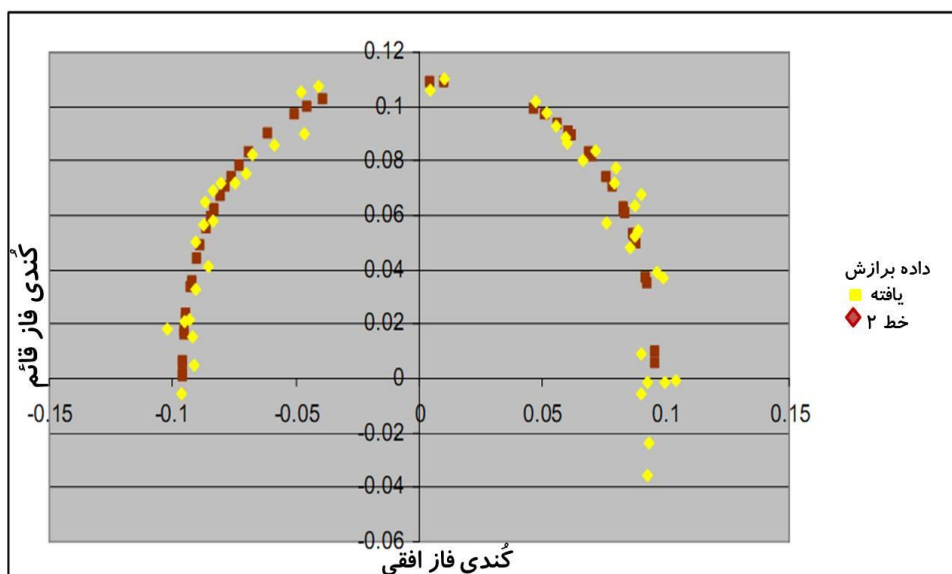
جدول ۴-۱: پارامترهای ناهمسانگردی تامسون به دست آمده در میدان X

	اپسیلن (ϵ)	دلتا (δ)
خط ۱	۰/۱۲۴	-۰/۰۶۴
خط ۲	۰/۱۴۶	-۰/۰۶۰
خط ۳	۰/۱۲۸	۰/۰۲۱

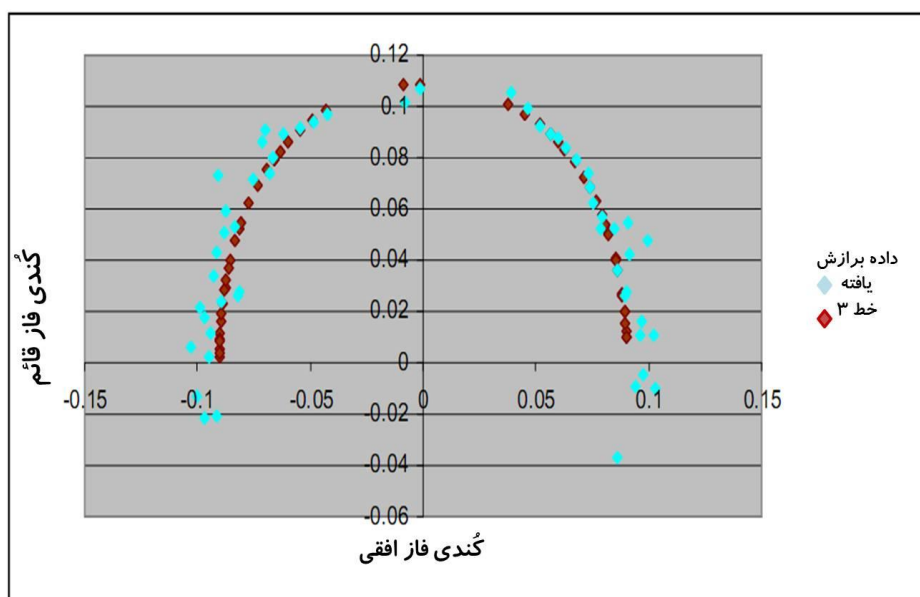
مقادیر به دست آمده برای پارامترهای ناهمسانگردی تامسون در دامنه مقادیر قابل قبول در ناهمسانگردی ضعیف قرار می گیرد. بنابراین میدان مورد نظر از لحاظ ناهمسانگردی، ضعیف است. در انتها مدلی بر این کُندی‌ها برازش داده می شود. مدل منطبق شده بر منحنی‌های به دست آمده در خطوط برداشت ۲، ۱ و ۳ به ترتیب در شکل‌های ۴-۶، ۴-۷ و ۴-۸ نشان داده شده است. در این شکل‌ها، کُندی قائم در مقابل کُندی افقی ترسیم شده است. سپس بر روی داده های محاسبه شده، مدلی منطبق شده است. در شکل های ۴-۶، ۴-۷ و ۴-۸، محور افقی کُندی افقی و محور قائم، کُندی قائم را نشان می دهد.



شکل ۴-۶: مدل منطبق شده بر داده های کُندی در خط برداشت ۱



شکل ۴-۷: مدل منطبق شده بر داده های گندی در خط برداشت ۲



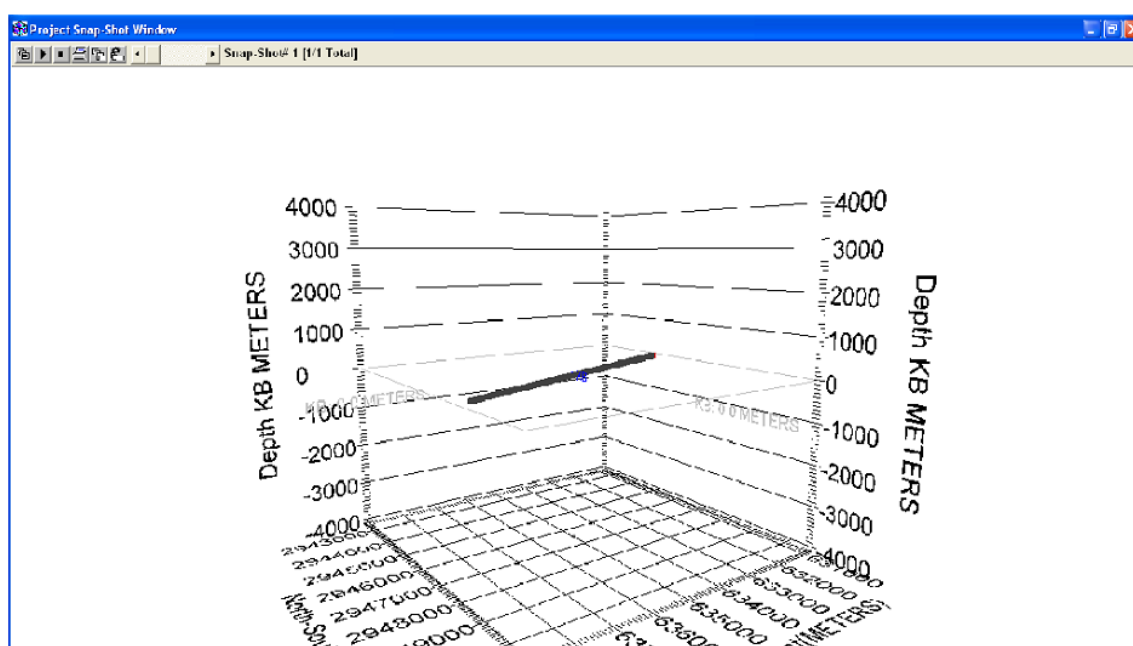
شکل ۴-۸: مدل منطبق شده بر داده های گندی در خط برداشت ۳

۴-۴-۲ میدان Y

در این میدان همان‌طور که در شکل ۴-۹ مشاهده می‌شود، یک خط برداشت داده VSP وجود دارد. همانند میدان X داده‌های این میدان نیز محرمانه بوده و مدل زمین شناسی آن را در این پایان نامه

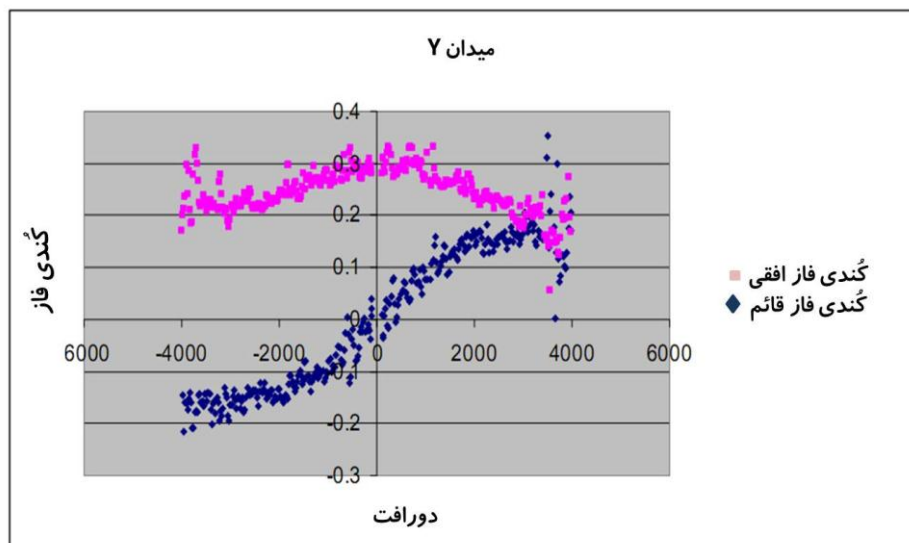
نمی‌توان نشان داد. اما لازم به ذکر است که لایه‌های آن افقی بوده و روش کُندی فاز در آن قابل اجرا می‌باشد.

تفاوت اصلی این میدان با سایر میدان‌ها، این است که در این میدان به صورت جزئی ناهمگنی جانبی وجود دارد (تغییرات سرعت جانبی) که با بررسی‌های انجام شده از روی داده‌های نگار این نتیجه حاصل می‌گردد که مقدار ناهمگنی جزئی می‌باشد. و مشکلی برای انطباق منحنی‌های کُندی و مدل تئوری به وجود نمی‌آید. بنابراین روش کُندی فاز، بر داده‌ها اعمال گردید.



شکل ۴-۹: موقعیت خط برداشت VSP میدان Y

در شکل ۴-۱۰ منحنی‌های مقدار کُندی‌های عمودی و افقی بر حسب دورافت برای داده‌های میدان Y آورده شده است.



شکل ۴-۱۰: منحنی کندی میدان Y

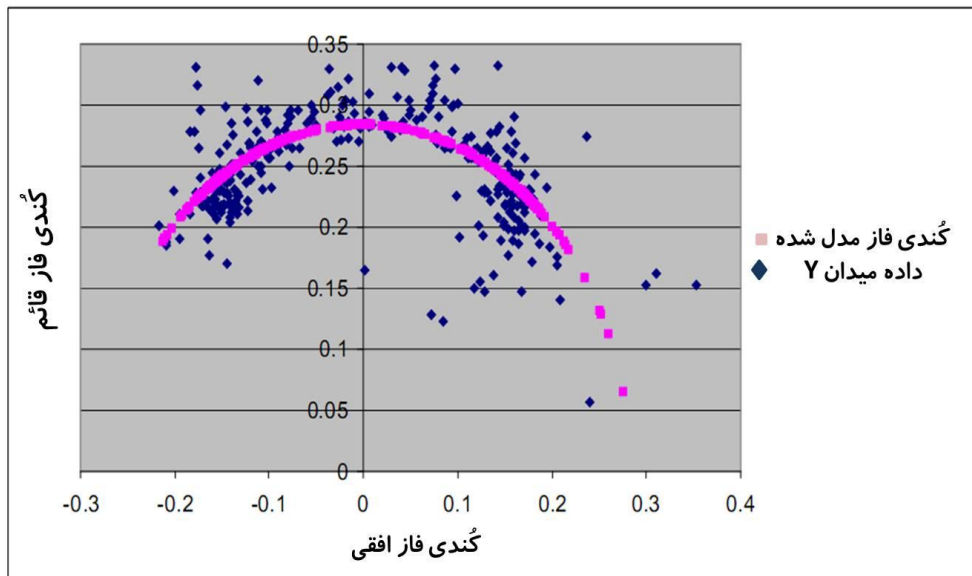
پس از معکوس سازی نتایج به دست آمده برای مقادیر پارامترهای ناهمسانگردی تامسون در جدول ۴-۲ نمایش داده شده است.

جدول ۴-۲: مقادیر پارامترهای ناهمسانگردی تامسون در میدان Y

اپسین (ϵ)	دلتا (δ)
۰/۳۹	-۰/۰۳۸

از روی نتایج به دست آمده می توان فهمید که سازندهایی که در آن ها گیرنده قرار گرفته است، شدیداً ناهمسانگرد بوده و یا رسوبی نبوده اند.

برای تعیین دقت کار و کنترل کیفی، مدل گندی به دست آمده با استفاده از نرم افزار NORSAR2D که قبلاً ذکر شد، بر روی داده های منطبق می شود (شکل ۴-۱۱).



شکل ۴-۱۱: انطباق کندی مدل شده بر داده های میدان Y

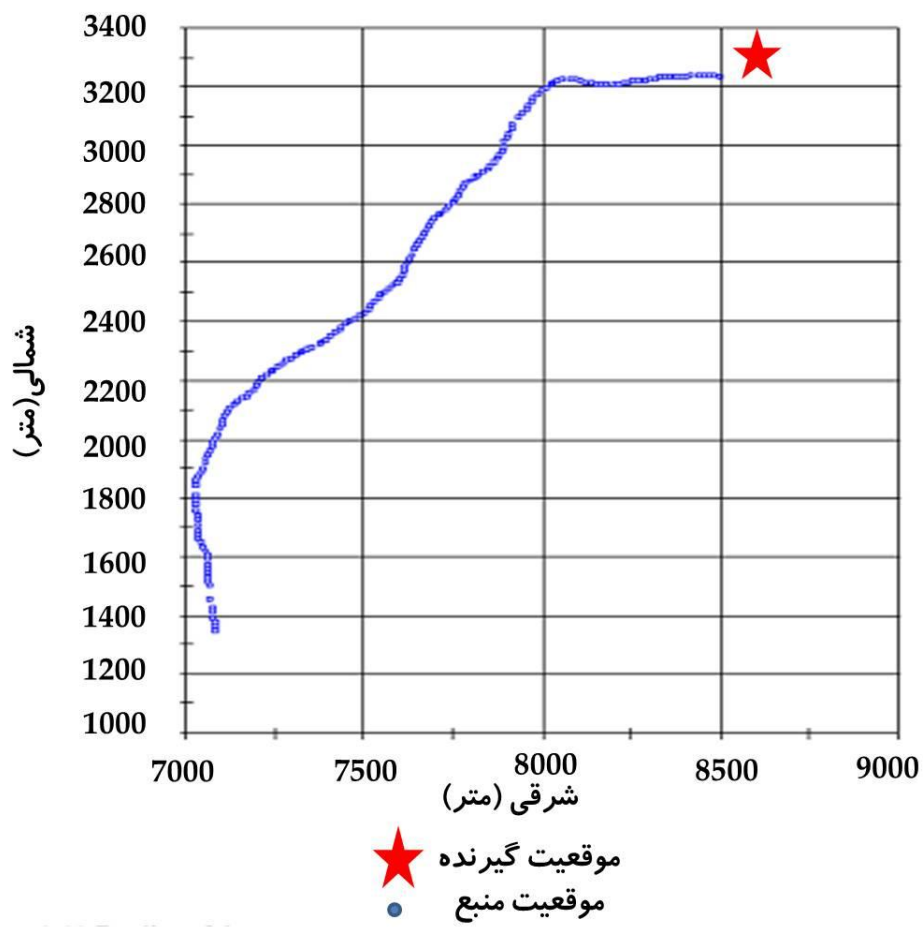
۴-۳-۴ میدان Z

اطلاعات مورد استفاده مربوط به یک چاه در یکی از میدان‌های هیدروکربوری ایران است. حفاری چاه-ها به دلیل ناشناخته بودن منطقه از نظر وضعیت تنش‌های برجا، وجود لایه‌های پرفشار و ... با ریسک بالایی همراه است. لذا در چاه مورد مطالعه می‌توان پارامترهای ناهمسانگردی را که بیانگر شکستگی‌ها است، را به‌دست آورد. داده‌های برداشت شده در این چاه داده Walkaway VSP می‌باشد. همچنین داده Walkaway VSP برای تعیین ارتباط بین زمان و عمق داده‌های لرزه دو بعدی و مشخص شدن بهتر سازندها و تشخیص گسل احتمالی برداشت شده است.

متأسفانه در این منطقه، موقعیت برداشت خط VSP به دلیل توپوگرافی منطقه (شکل ۴-۱۲)، مناسب نبوده و خط انفجار نیز، افقی نمی‌باشد (شکل ۴-۱۳)، که این عوامل باعث به وجود آمدن خطاهایی در تعیین دقیق پارامترهای ناهمسانگردی خواهد شد.



شکل ۴-۱۲ : توپوگرافی منطقه مورد مطالعه



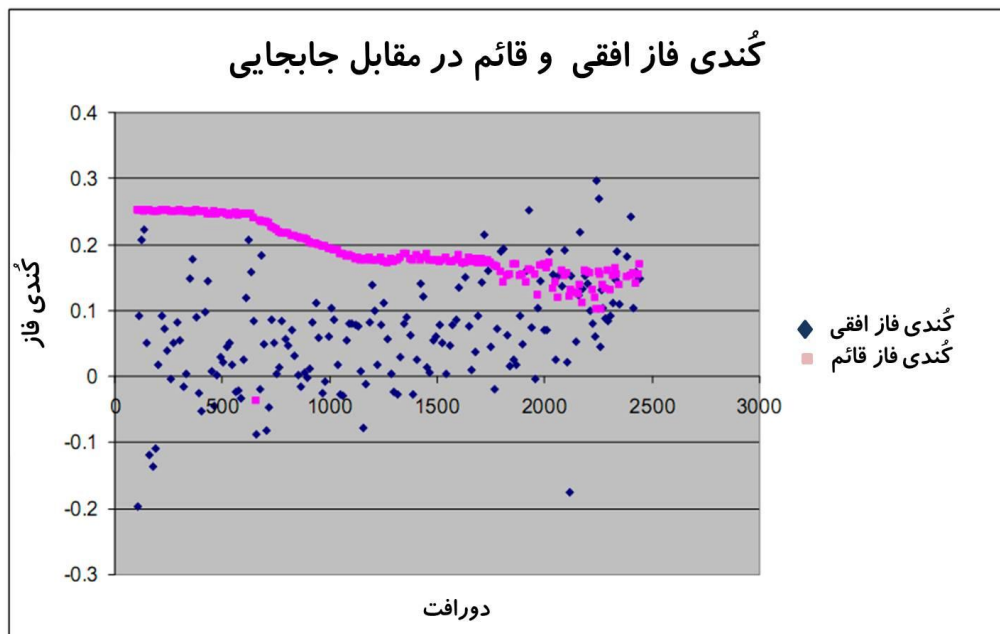
شکل ۴-۱۳: موقعیت خط انفجار

۱-۳-۴-۴ آماده سازی داده ها

داده های Walkaway VSP در نرم افزار VISTA نمایش داده شده و سپس اطلاعات سرچاه و مختصات گیرنده ها و سایر اطلاعات مربوطه به آن اضافه می گردد. سپس دورافت مربوط به هر نقطه محاسبه می شود. در نهایت باید اولین رسید مربوط به هر خط لرزه ای مشخص شده و تصحیحات استاتیک روی داده ها اعمال گردد.

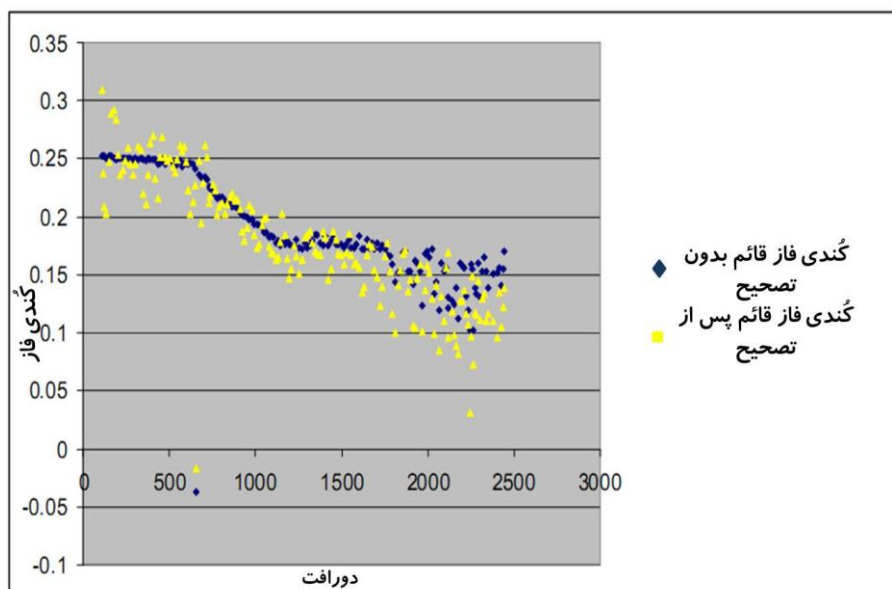
۲-۳-۴-۴ ساخت منحنی کندی

با استفاده از معادلات (۱-۴) و (۲-۴) می توان منحنی های کندی را ساخت. روابط مورد نیاز در فرمول های (۱-۴) و (۲-۴) دیده می شود. لایه های روباره مورد نظر به اندازه ۶ درجه نسبت به افق شیب دارد. بنابراین باید بعد از محاسبه کندی افقی و کندی قائم، تصحیحات لازم را انجام داد. این تصحیحات برای کندی قائم با استفاده از فرمول (۳-۴) و شکل (۱۴-۴) انجام شده است.

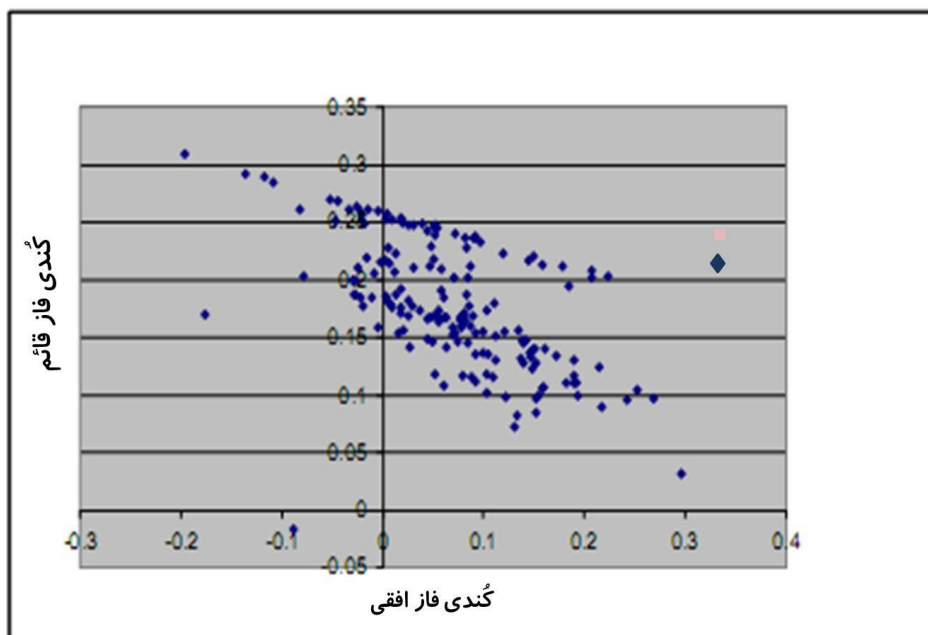


شکل ۱۴-۴: کندی افقی و قائم در مقابل دورافت بدون تصحیح انحراف چاه

در شکل (۴-۱۵) کُندی قائم را بعد از تصحیح انجام شده مشاهده می کنید. همان طور که ملاحظه می کنید مقادیر کُندی قائم بعد از تصحیح، پیوستگی خود را از دست می دهند.

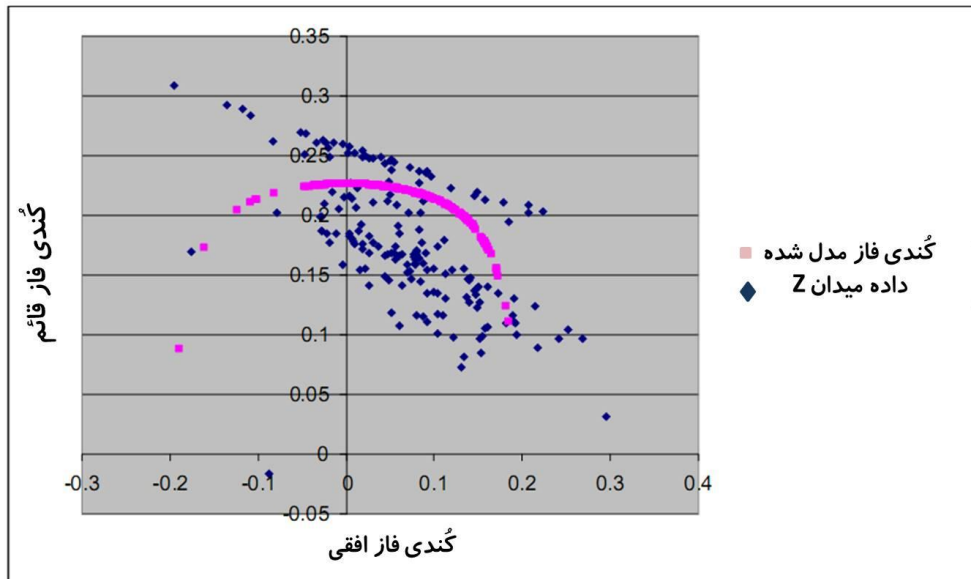


شکل ۴-۱۵: کُندی قائم قبل و پس از تصحیحات
به منظور انطباق مدل به دست آمده از نرم افزار NORSAR2D بر داده های مشاهده ای، کُندی قائم در مقابل کُندی افقی رسم می شود.



شکل ۴-۱۶: کُندی قائم در مقابل کُندی افقی

حال بر روی این نمودار می‌توان مدل به‌دست آمده را برازش داد (شکل ۴-۱۷).



شکل ۴-۱۷ : مدل انطباق داده شده با داده‌ها

نتایج به دست آمده بعد از محاسبه پارامترهای ناهمسانگردی به شرح جدول ۴-۳ می‌باشد:

جدول ۴-۳ : پارامترهای ناهمسانگردی ε, δ	
اپسیلن (ε)	دلته (δ)
-0.129 ± 0.05	-0.1472

فصل پنجم

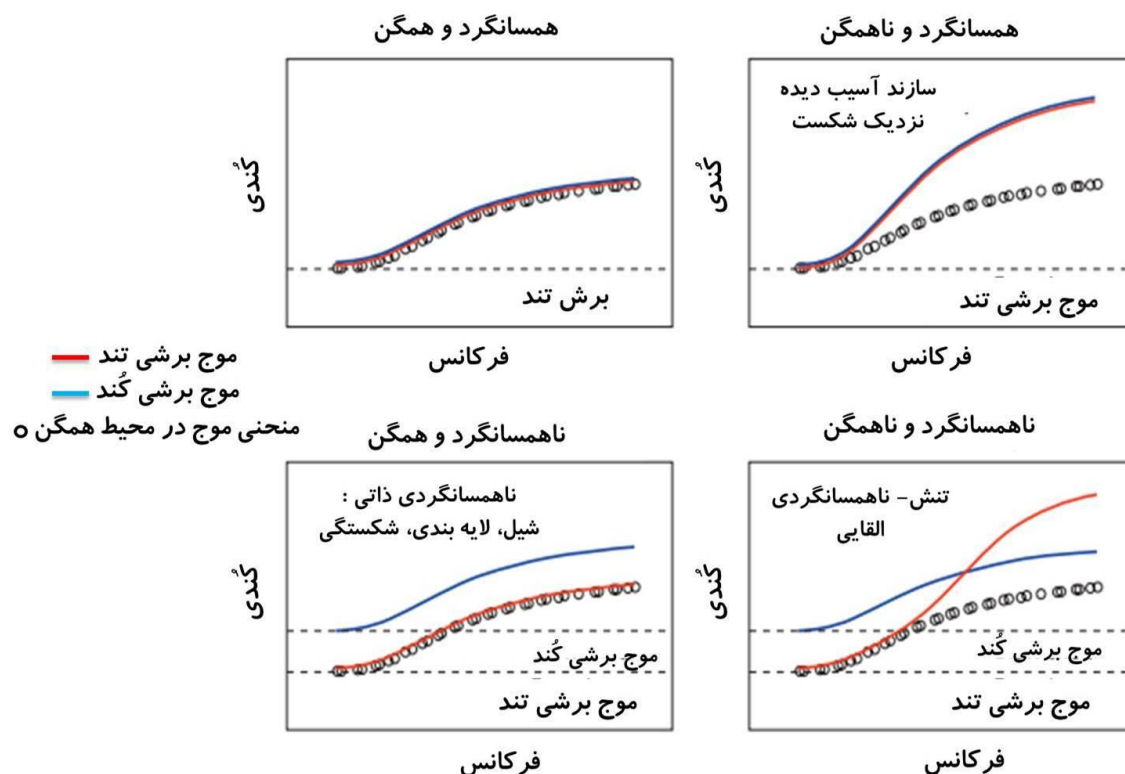
تعیین ناهمسانگردی

با استفاده از نگار DSI

۵-۱- روش انجام کار

۵-۱-۱- فرآیند تعیین ناهمسانگردی با استفاده از نگار DSI

هنگام عبور موج برشی از سازند ناهمسانگرد، به دلیل این که سازند در یک جهت متراکم‌تر از جهات دیگر است امواج برشی در امتداد متراکم‌تر سریع‌تر حرکت کرده و موج برشی به دو مؤلفه تند و کند تجزیه (پلاریزه) می‌شود (شکل ۵-۱). همانطور که در شکل ۵-۱ مشاهده می‌شود، در محیط همسانگرد و همگن، دو منحنی موج برشی تند (منحنی قرمز) و کند (منحنی آبی) بر یکدیگر و بر دایره‌های مشکی (مدل) منطبق هستند (شکل بالا سمت چپ). در شکل بالا، سمت راست، محیط همسانگرد بوده و دو منحنی برهم منطبق هستند، اما به دلیل شکسته شدن سازندهای اطراف چاه، با افزایش فرکانس گندی افزایش می‌یابد. شکل پایین، سمت چپ زمانی به وجود می‌آید که در محیط، ناهمسانگردی ذاتی مانند حضور شیل، لایه بندی و شکستگی پدیدار شود. در این صورت منحنی‌های آبی و قرمز به دلیل ناهمسانگردی از یکدیگر جدا می‌شوند. در شکل پایین، سمت راست، به دلیل ناهمسانگردی دو منحنی یکدیگر را قطع کرده‌اند. این پدیده، نتیجه تمرکز تنش‌های نزدیک چاه بوده و ناهمسانگردی القایی را نمایش می‌دهد.

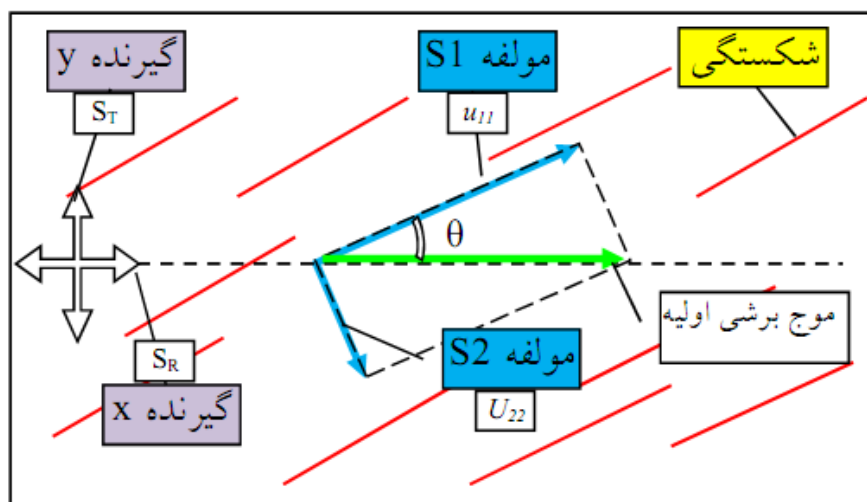


شکل ۵-۱: منحنی انتشار موج در سازند، همگن و همسانگرد (شکل بالا سمت چپ)، ناهمگن، همسانگرد (شکل بالا سمت راست)، همگن و ناهمسانگرد (شکل پایین سمت چپ) و ناهمسانگرد (شکل پایین سمت راست) (آروی فرانکو^۱ و همکاران، ۲۰۰۶)

مؤلفه تند در امتداد متراکم و مؤلفه کند عمود بر آن در سازند حرکت می‌کند. اساس تعیین ناهمسانگردی، شناسایی مؤلفه‌های موج برشی و جهت آن‌ها است. دستگاه DSI با دارا بودن فرستنده-های دوقطبی و ۱۶ گیرنده دوقطبی عمود بر هم، توانایی برداشت مؤلفه‌های موج برشی در جهات مختلف صفحه عمود بر محور چاه را دارد. در هر عمقی، به طور متناوب فرستنده‌های قرار گرفته در طول محورهای x و y موجی را ایجاد کرده و هریک از گیرنده‌ها آن را دریافت می‌کنند. بنابراین در هر عمق ۳۲ موج کامل برداشت می‌شود که در چهار دسته قرار می‌گیرند: xx, xy, yx, yy. که جهت اول نشان دهنده امتداد فرستنده و جهت دوم نشان دهنده امتداد گیرنده است. جهت داده‌های خام برداشت شده منطبق با جهت ناهمسانگردی نیست و این داده‌ها می‌بایست چرخش داده شوند تا با

¹. Arroy franko

محورهای اصلی ناهمسانگردی، هم راستا شوند. چرخش این مؤلفه‌ها با استفاده از یک تکنیک ریاضی به نام چرخش آلفورد^۱ انجام می‌شود. مبنای علمی چرخش آلفورد این است که اگر جهت x و y دستگاه هم راستا با محور ناهمسانگردی سازند (x و y) باشد، دو گیرنده عمود هم راستا، انرژی یکسانی خواهند داشت. بنابراین در زاویه‌ای که مقدار اختلاف انرژی دو گیرنده هم راستا (یعنی xy , yx) حداقل می‌شود، مقدار چرخش موج‌های کامل برداشت شده نسبت به محورهای اصلی ناهمسانگردی به دست می‌آید. در ادامه نحوه انجام چرخش آلفورد تشریح می‌شود. شکل ۵-۲ به صورت شماتیک محیطی را نشان می‌دهد که وجود یک دسته شکستگی در آن باعث ایجاد ناهمسانگردی و تجزیه موج برشی به دو مؤلفه تند و کند شده است. در این شکل، جهت قرارگیری گیرنده‌ها با محورهای اصلی ناهمسانگردی، زاویه θ را می‌سازد. موج برشی اولیه در هنگام عبور از محیط به دو مولفه $S1$ و $S2$ تفکیک می‌شود.



شکل ۵-۲: وضعیت شماتیک قرارگیری فرستنده و گیرنده DSI در محیط ناهمسانگرد و پلاریزاسیون موج برشی

(خوشبخت، ۱۳۹۰)

S_T و S_R به ترتیب فرستنده‌های هم راستا با جهت y و x دستگاه هستند که سیگنال تولید شده توسط آن‌ها به صورت ماتریس زیر قابل نمایش است.

¹. Alford rotation

$$S_n(t) = \begin{bmatrix} S_R(r) & 0 \\ 0 & S_T(r) \end{bmatrix} \quad (۱-۵)$$

دو سیگنال تولید شده توسط فرستنده‌های (S_T و S_R) با ضرب در بردار چرخش ($R(\theta)$) به

مختصات ناهمسانگردی محیط تبدیل می‌شوند:

$$R(\theta) = \begin{bmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \Rightarrow \begin{bmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} S_R & 0 \\ 0 & S_T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} S_R \cos\theta & S_T \sin\theta \\ S_R \sin\theta & S_T \cos\theta \end{bmatrix} \quad (۲-۵)$$

در ماتریس سمت راست رابطه (۲-۵) مؤلفه $S_1 = S_R \cos\theta$ ، مؤلفه $S_2 = S_R \sin\theta$ ، مؤلفه $S_1 = S_T \sin\theta$ ،

مؤلفه $S_2 = S_T \cos\theta$ می‌باشند که بدین معناست که سیگنال فرستنده R به دو مؤلفه و سیگنال

فرستنده T به دو مؤلفه تجزیه می‌شوند.

حال اگر فرض شود فرستنده‌ها در جهت محور ناهمسانگردی (مختصات محیط) قرار داشته باشند که

$$U(t) = \begin{bmatrix} u_{11} & 0 \\ 0 & u_{22} \end{bmatrix}$$

در آن صورت دو مؤلفه موج برشی به صورت نشان داده می‌شوند که $S_1 = u_{11}$ و

$S_2 = u_{22}$ بنابراین سیگنال‌هایی که توسط گیرنده‌ها در مختصات دستگاه ثبت می‌شوند $V(t)$ به صورت

زیر خواهند بود:

$$V(t) = R^{-1}(\theta) * U(t) = \begin{bmatrix} u_{11} \cos\theta & u_{22} \sin\theta \\ u_{11} \sin\theta & u_{22} \cos\theta \end{bmatrix} \quad (۳-۵)$$

حال با استفاده از تبدیل فوریه موج‌های دریافت شده توسط گیرنده‌ها (یعنی $V(T)$) به بُعد فرکانس

برده شده تا بتوان میزان انرژی هر کدام محاسبه شود. در این صورت موج $V(t)$ در بُعد زمان تبدیل به

$D(\omega)$ در بُعد فرکانس می‌شود که در آن δ_1 ، δ_2 زمان رفت و برگشت مؤلفه‌های تند و کند موج برشی

هستند.

$$D(\omega) = \begin{bmatrix} f_{1(\omega)} e^{-i\omega \delta_1} & 0 \\ 0 & f_{2(\omega)} e^{-i\omega \delta_2} \end{bmatrix} \quad (۴-۵)$$

در رابطه (۴-۵) f_1 و f_2 به ترتیب توابع فیلتری مؤلفه‌های تند و کند موج برشی هستند.

هدف از چرخش، برگرداندن سیگنال‌های فرستنده و گیرنده از مختصات دستگاه به مختصات محیط (مختصات واقعی) است که $W(\omega)$ سیگنال حاصل از چرخش است که به صورت برداری به شکل زیر نشان داده می‌شود.

$$W(\omega) = D(\omega) * S_a(\omega) = D(\omega) * R^{-1}(\theta) * D^{-1}(\omega) * R(\theta) * V(\omega) \quad (۵-۵)$$

پس از چرخش، دو گیرنده هم راستا انرژی‌های یکسانی خواهند داشت. پس با مساوی قرار دادن دو تابع $(f_1(\omega)=f_2(\omega))$ معادله برداری بالا به شکل ماتریس زیر در خواهد آمد:

$$W(\omega) = \begin{bmatrix} w_{11} & w_{12} \\ w_{21} & w_{22} \end{bmatrix} \quad (۶-۵)$$

یا به عبارت دیگر:

$$\begin{bmatrix} \cos\theta^2 + \sin\theta^2 e^{i\omega\Delta} & \sin\theta\cos\theta - \sin\theta\cos\theta e^{-i\omega\Delta} \\ \sin\theta\cos\theta e^{-i\omega\Delta} - \sin\theta\cos\theta & \cos\theta^2 + \sin\theta^2 e^{-i\omega\Delta} \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} v_{RR} & v_{RT} \\ v_{TR} & v_{TT} \end{bmatrix} \quad (۷-۵)$$

که در آن V و W به ترتیب موج برشی قبل و بعد از انجام چرخش است. i و j به ترتیب جهت گیرنده و فرستنده را نشان می‌دهد. در معادله بالا پارامتر مجهول، زاویه بین محور دستگاه با محور ناهمسانگردی (θ) و اختلاف زمانی دو مؤلفه تند و کند موج برشی (Δ) است. برای به دست آوردن (θ) و (Δ) باید از یک الگوریتم بهینه‌سازی استفاده شود. بدین معنی که باید مقادیر مختلف (θ) و (Δ) در معادله بالا قرار داده شده و مقداری که اختلاف انرژی‌های دو گیرنده هم راستا را حداقل می‌سازد به عنوان زاویه و اختلاف زمانی صحیح انتخاب شود. الگوریتم بهینه‌سازی به صورت ریاضی به شکل زیر بیان می‌شود:

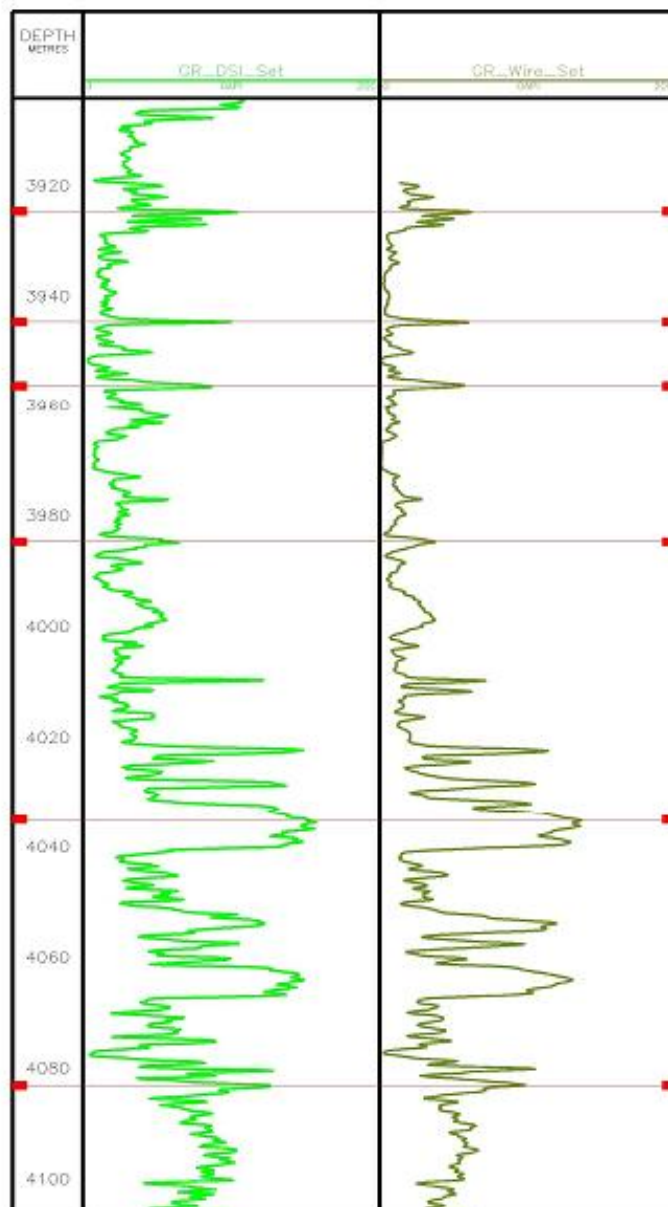
$$\|e_{ij}(\theta, \Delta, t)\|_p = \left(\sum_{k=1}^N |w_{ij}(\theta, t + k\Delta t)|^p \right)^{1/p} \quad (۸-۵)$$

با به کارگیری الگوریتم فوق الذکر، مقدار زاویه چرخش (θ) به دست می‌آید و ۴ موج کامل برداشت شده (xx و xy و yx و yy) تبدیل به دو مؤلفه تند و کند موج برشی می‌شوند که هم جهت با محورهای اصلی ناهمسانگردی مخزن هستند. به بیان دیگر، پس از اعمال چرخش، مؤلفه‌های xx و yy که محتوای انرژی یکسانی دارند با هم ادغام شده و مؤلفه تند موج کامل را تشکیل می‌دهند. مؤلفه‌های xy و yx نیز پس از ادغام، مؤلفه کند موج کامل را تشکیل می‌دهند.

پس از اعمال چرخش، محتوای انرژی دو موج کامل تند و کند نیز با هم مقایسه شده و اختلاف این دو به صورت نقشه ناهمسانگردی و نگار ناهمسانگردی در چاه مورد مطالعه تعیین می‌شود. نقشه ناهمسانگردی برای تعیین جهت محور ناهمسانگردی در هر نقطه از چاه به کار می‌رود. نگار ناهمسانگردی مقدار ناهمسانگردی در هر نقطه از چاه را نشان می‌دهد.

۵-۲- مطالعه موردی با نگار DSI

پیش از شروع ارزیابی ناهمسانگردی، اطلاعات نگار DSI با سایر نگارهای پتروفیزیکی مطابقت عمقی داده شد. برای این منظور از نگار اشعه گاما GR که در اطلاعات موجود بود، استفاده شد تا عمق اطلاعات DSI با عمق نگارهای پتروفیزیکی همسان شود. نتایج این جابجایی عمقی، (به عنوان نمونه) در شکل ۵-۳ نشان داده شده است.

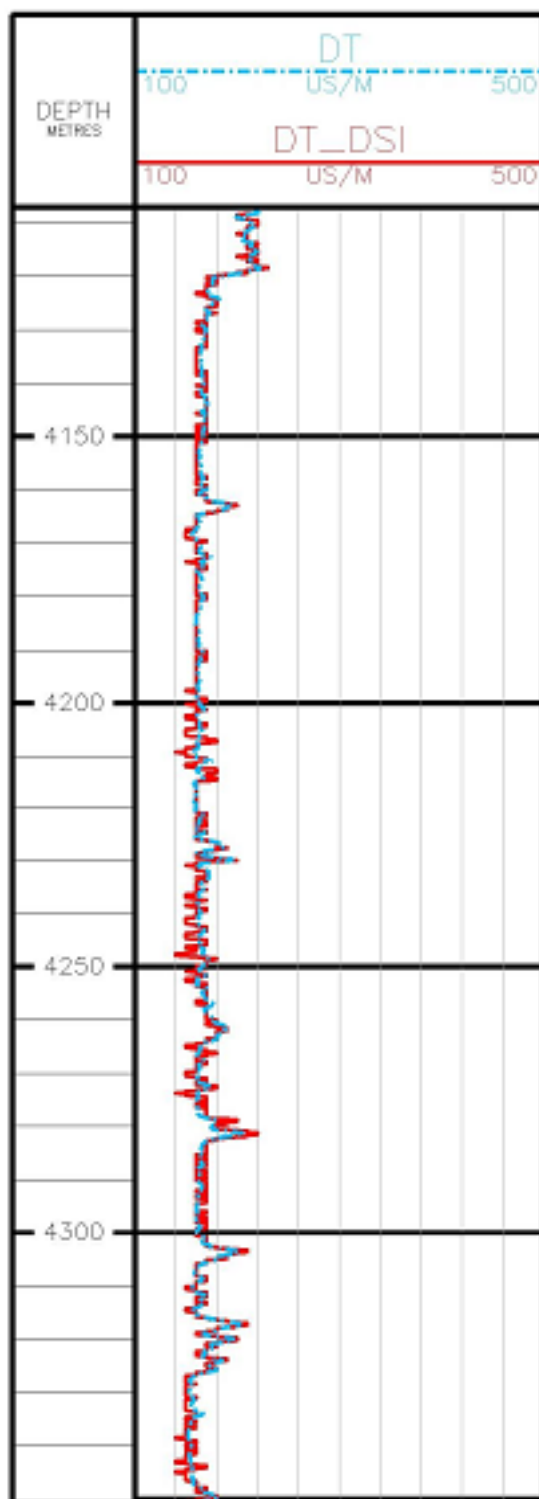


شکل ۵-۳: تطابق عمقی نگار DSI و نگار اشعه گاما (GR)

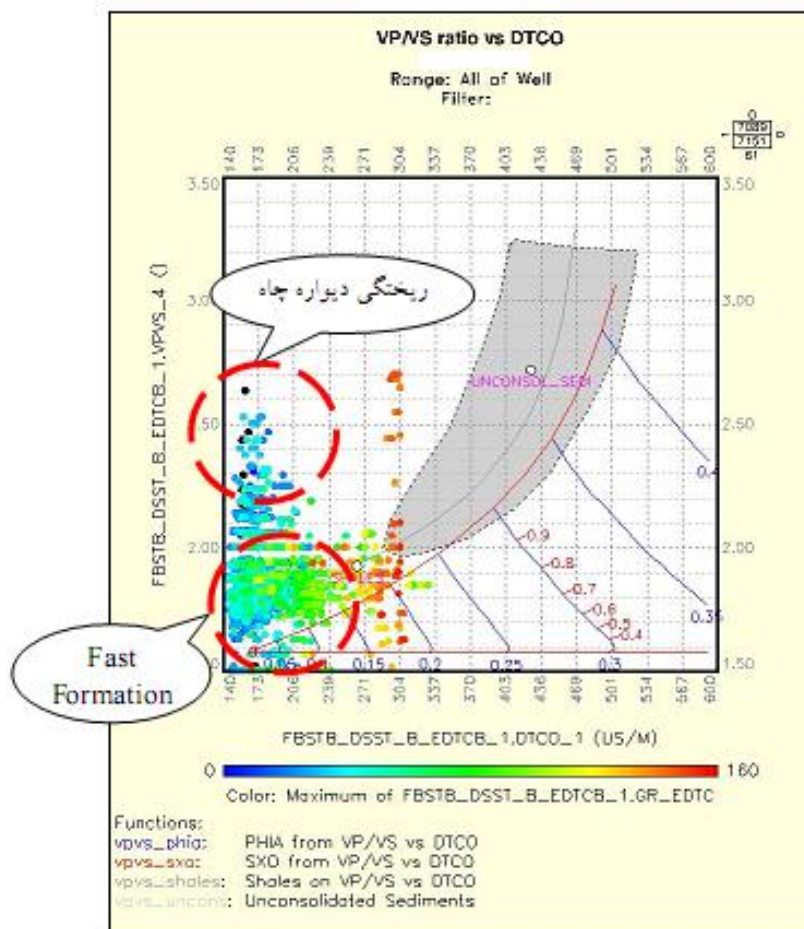
پس از اتمام پردازش و تفسیر مُد ۴ نگار DSI، سرعت موج تراکمی استخراج شده از مُد ۴ با نگار صوتی، مقایسه گردید (شکل ۵-۴). چنانچه در شکل ۲ نیز مشخص است نگار صوتی با کُندشوندگی موج تراکمی^۱ که از نگار DSI به دست آمده همخوانی کاملی دارد. نگار صوتی حاصل از نگار DSI به دلیل قدرت تفکیک بالا، تغییرات کوچک محلی را نیز ثبت کرده است. در حالی که نگار صوتی معمولی، این بخش ها را میانگین گیری کرده و این تغییرات محلی را ثبت نکرده است.

^۱. DT compressional

سازندهای مورد مطالعه از دسته " Fast Formation " می باشند (شکل ۵-۵) که در این نوع سازندها، امواج برشی و استونلی را می توان بدون هیچ مشکلی برداشت کرد.



شکل ۵-۴: مقایسه نگار صوتی از نگارهای متعارف (نقطه چین) و نگار صوتی استخراج شده از DSI نگار (خط ممتد)

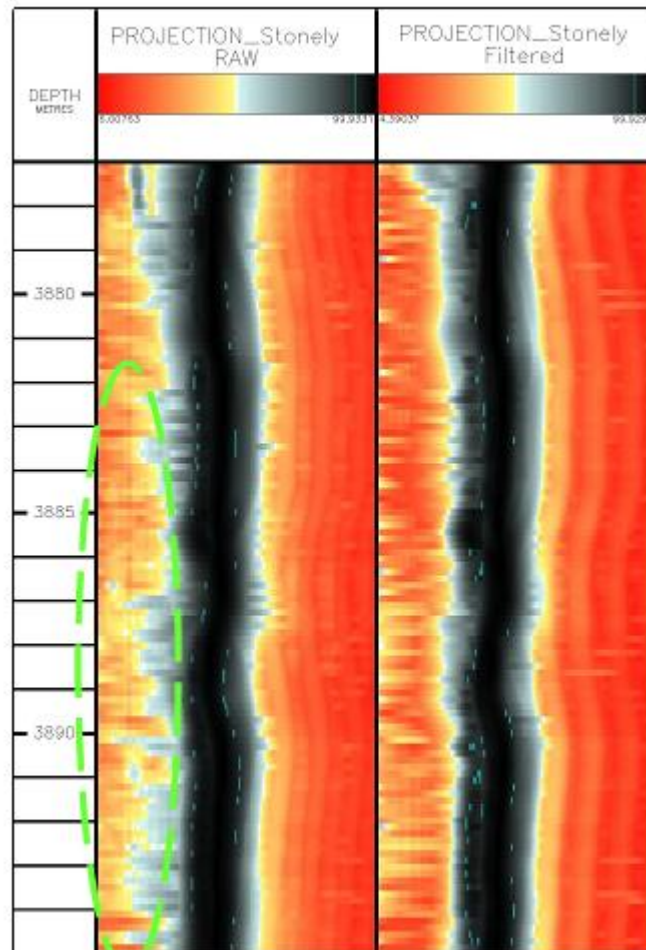


شکل ۵-۵: نمودار متقاطع DT در مقابل V_p/V_s برای شناسایی نوع سازند از نظر سرعت (Fast یا Slow formation)

۵-۳- آماده سازی و انجام مراحل پیش پردازش اطلاعات حاصل از نگار (DSI)

اطلاعات خام DSI پس از انتقال به بانک اطلاعاتی در نرم افزار Geolog دسته بندی و آماده پردازش گردید. در امواج کامل برداشت شده، شامل دامنه، محتوای فرکانسی و فاز از داخل امواج کامل استخراج شد تا رفتار موج کامل در هر یک از مدها مشخص شود. با استفاده از این مشخصات، فیلترهای مناسب برای هر یک از مدها شناسایی و بر روی امواج کامل اعمال شد. به عنوان مثال فیلتر فرکانسی High-cut با مقدار ۱۰ کیلوهرتز بر روی مد ۳ اعمال شد تا امواج مزاحم فرکانس بالا را حذف کند. با اعمال فیلترهای مختلف بر روی مدهای برداشت شده سعی شد تا مقدار سیگنال به نویز به

حداقل رسانده شود. شکل ۵-۶ بازه‌ای است که در آن شکل موج کامل قبل و بعد از اعمال فیلتر نشان داده شده است. چنانچه واضح است، پس از اعمال فیلتر High-cut بخش زیادی از امواج ناخواسته از موج کامل حذف شده و سیگنال‌های برداشت شده واضح‌تر دیده می‌شوند.



شکل ۵-۶: اثر اعمال فیلتر High cut بر روی موج استونلی که باعث ارتقای کیفیت Semblance به‌دست آمده و کاهش اثر ناخواسته شده است.

۵-۴- استخراج امواج تراکمی، برشی و استونلی

در چاه موردنظر، همه مدهای DSI برداشت شده است. از مد ۳ برای برداشت امواج استونلی استفاده می‌شود. مد ۴ مناسب برای برداشت امواج برشی و تراکمی است. همچنین استخراج موج برشی و آنالیز ناهمسانگردی با استفاده از مد ۷ انجام می‌شود. پس از انجام مراحل آماده‌سازی، اطلاعات DSI آماده تحلیل برای استخراج سرعت امواج برشی، تراکمی و استونلی شد. روش به کار گرفته شده برای

این منظور آنالیز شباهت^۱ می باشد. آنالیز شباهت یک روش ریاضی برای شناسایی محل بیشینه انرژی در بین امواج کامل برداشت شده توسط گیرنده های مختلف در یک عمق است. اساس کار این روش به این صورت است که ابتدا هر یک از موج های کامل به صورت یک تابع ریاضی بیان می شوند :

$$r_m(t) = a[t - s(z_m - z_1) - \tau], \quad 1 \leq m \leq M \quad (9-5)$$

که در آن:

$r_m(t)$: موج گیرنده m

S : کند شوندگی

τ : زمان گذر

Z : فاصله فرستنده و گیرنده

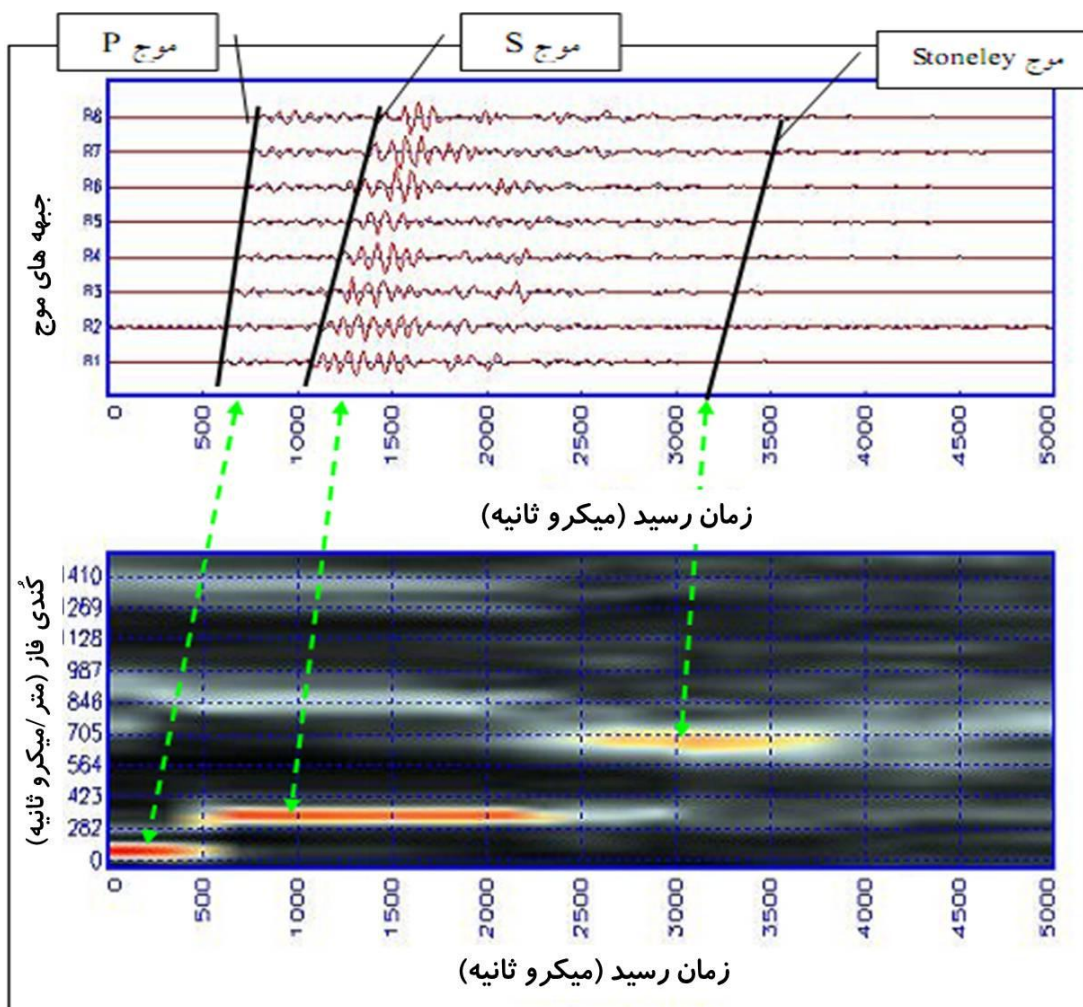
در مرحله بعد یک تابع شباهت ($\rho^2(s, \tau)$) به صورت زیر تعریف می شود:

$$\rho^2(s, \tau) = \frac{\frac{1}{M} \int_{t=0}^{T_w} [\sum_{m=1}^M r_m[t + s(z_m - z_1) + \tau]^2 dt}{\sum_{m=1}^M \int_{t=0}^{T_w} \{r_m[t + s(z_m - z_1) + \tau]^2 dt} \quad (10-5)$$

تابع شباهت، امواج برداشت شده توسط ۸ گیرنده در یک عمق را آنالیز کرده و سرعت موج مورد نظر را در آن عمق تعیین می کند. بدین صورت سرعت امواج برشی، تراکمی و استونلی در کل چاه مورد مطالعه با دقت بالایی به دست آمد.

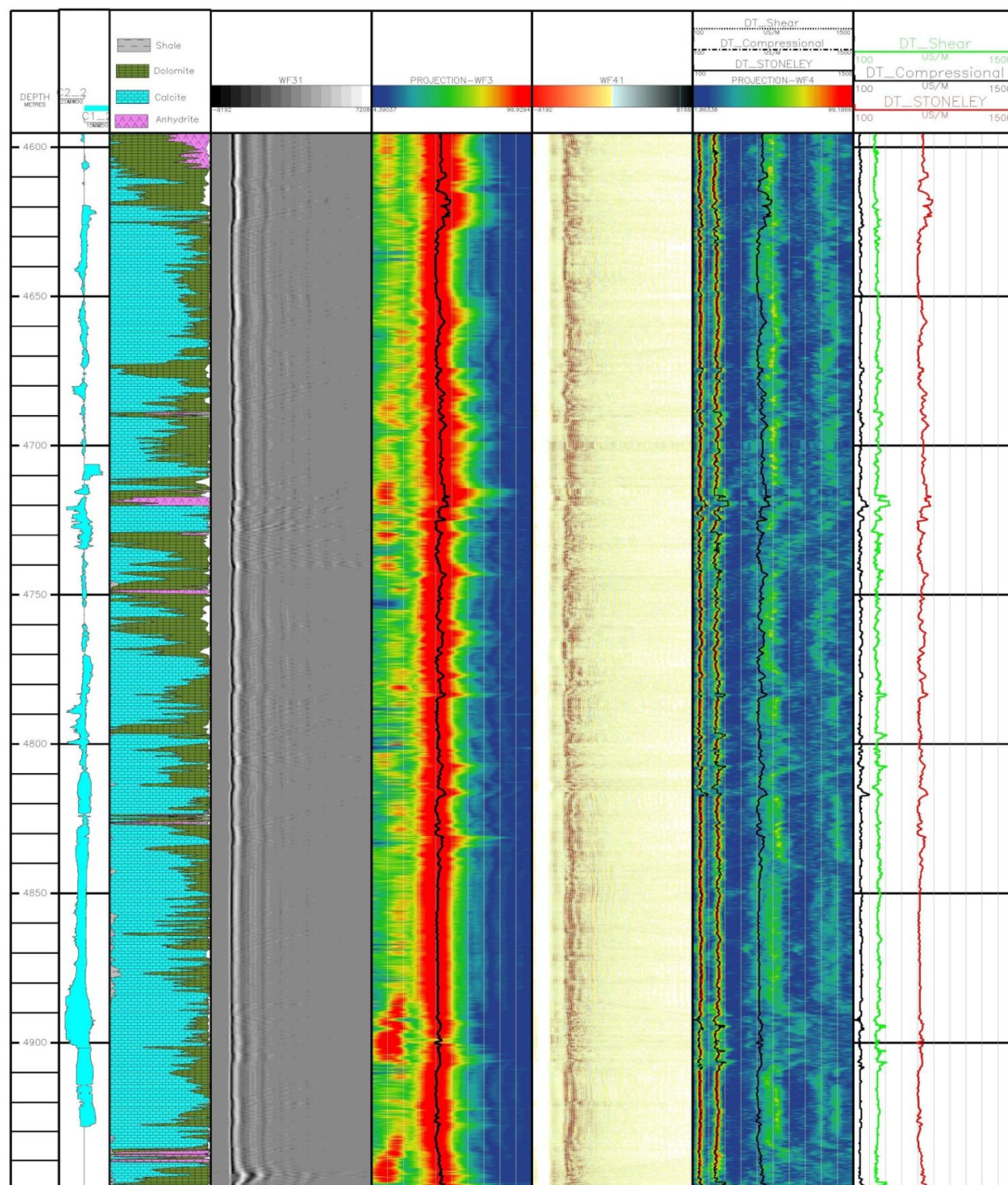
شکل ۵-۷ یک نمونه نگاشت STC به همراه ۸ موج کامل برداشت شده از عمق ۴۱۲۰ متری را نشان می دهد که در آن محدوده حداکثر انرژی موج تراکمی و برشی به همراه محل نسبی موج استونلی مشخص است.

¹ Semblance analysis



شکل ۵-۷: نگاشت STC و ۸ موج کامل مربوط به عمق ۴۱۲۰ متری

در شکل ۵-۸ نتایج پردازش DSI و استخراج امواج تراکمی، برشی و استونلی از مدهای ۳ و ۴ چاه مذکور نشان داده شده است. مقایسه لیتولوژی و Projection و امواج مد ۳ و ۴ (ستون های ۵ و ۷ در شکل ۵-۸) نشان می‌دهد که کیفیت نگار DSI عالی بوده و امواج تراکمی، برشی و استونلی با دقت بالا از نگاشت های STC استخراج شده است. اگر در لیتولوژی چاه مورد نظر شیل وجود داشته باشد، موج برشی ضعیف بوده و در نگاشت STC محدوده موج برشی دیده نخواهد شد. چون شیل جزء سازندهای کند به شمار می‌آید.

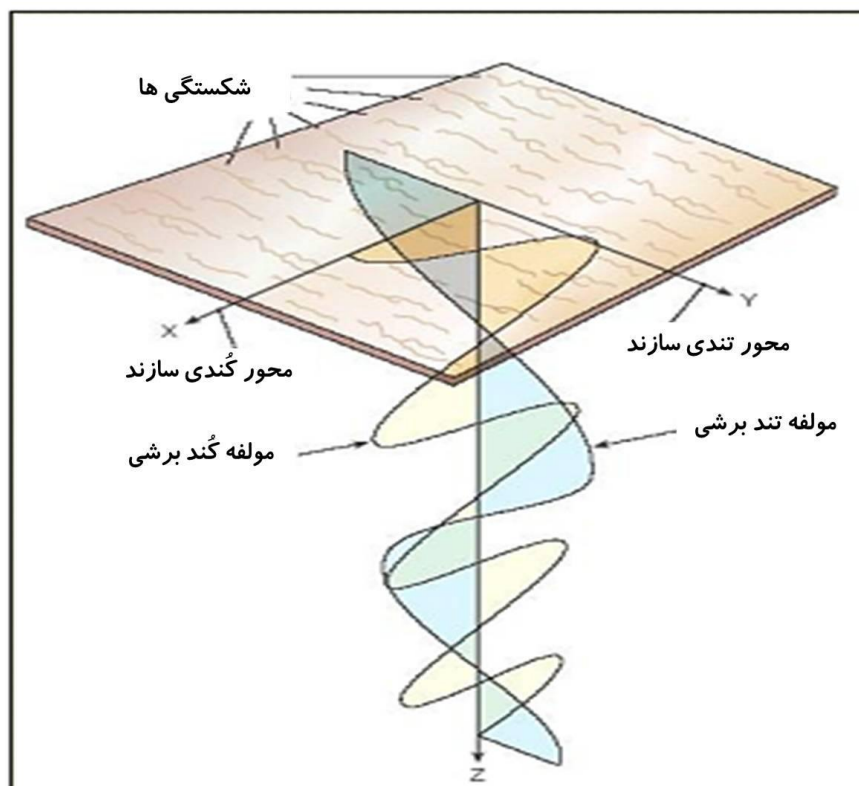


شکل ۵-۸: آنالیز شباهت بر روی مدهای ۳ و ۴ و استخراج امواج تراکمی، برشی و استونی در سازند.

۵-۵- تحلیل ناهمسانگردی

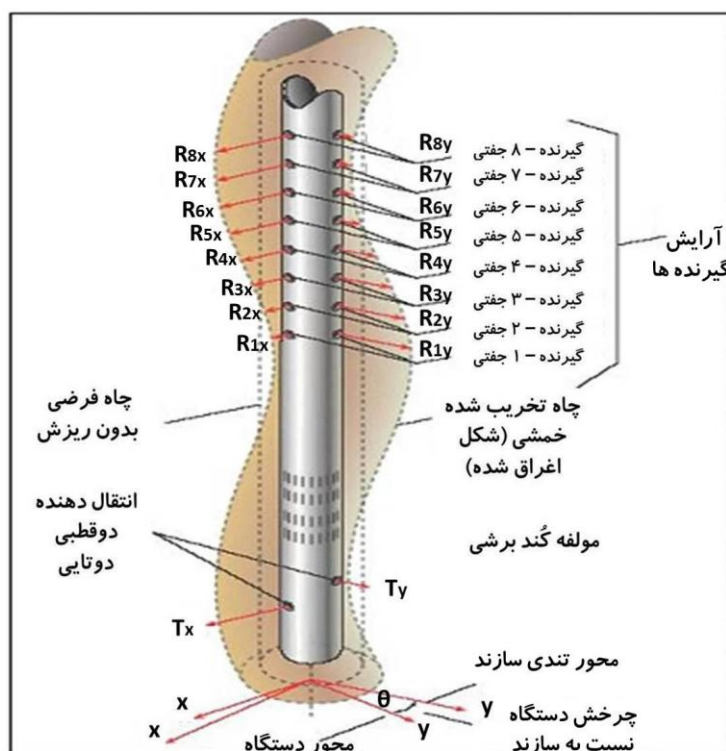
سنگ های رسوبی همواره دارای درجاتی از ناهمسانگردی هستند. ناهمسانگردی در اثر عوامل ساختاری (مانند شکستگی های هم جهت و یا لایه بندی) و یا توزیع نامتعادل تنش در سازند به وجود می آید. این پدیده باعث تفاوت در خواص الاستیک سنگ در جهات مختلف می شود. اگر امواج صوتی با طول موج بزرگتر از پدیده های به وجود آورنده ناهمسانگردی به سازند فرستاده شود، می توان با دریافت و تحلیل این موج ها، به صورت کمی، ناهمسانگردی را در سازند بررسی کرد.

همان طور که در ابتدای فصل بیان شد امواج برشی به دو مؤلفه تند و کند تجزیه می شوند. مؤلفه تند در امتداد متراکم و مؤلفه کند عمود بر آن در سازند حرکت می کند. به عنوان مثال اگر یک دسته شکستگی یا درزه قائم در سازند وجود داشته باشد، مؤلفه تند موج برشی موازی دسته شکستگی (درزه) ها و مؤلفه کند موج برشی عمود بر دسته شکستگی ها (درزه ها) حرکت می کنند (شکل ۵-۹).



شکل ۵-۹: تصویر شماتیک تجزیه موج برشی به مؤلفه های تند و کند در سازند ناهمسانگرد (بریه و همکاران، ۲۰۰۰)

بر این اساس سه نوع ناهمسانگردی قابل محاسبه است: ناهمسانگردی کندشوندگی ناهمسانگردی زمان رسید و ناهمسانگردی انرژی. ناهمسانگردی کندشوندگی اختلاف کندشوندگی مؤلفه های تند و کند موج برشی است که این کندشوندگی ها با استفاده از روش STC تعیین می شوند. ناهمسانگردی زمان رسید، به وسیله اختلاف زمان رسید مؤلفه های تند و کند موج برشی تعیین می شود. این اختلاف از ایجاد ارتباط یا همبستگی^۱ بین مؤلفه تند و کند موج برشی در محل هر یک از گیرنده ها انجام می شود. ناهمسانگردی انرژی، اختلاف مقدار انرژی چهار مؤلفه برداشت شده است. در یک سازند همسانگرد، ناهمسانگردی انرژی صفر است و در سازندهای ناهمسانگرد، مقدار این ناهمسانگردی به درجه ناهمسانگردی آن سازند بستگی دارد. ناهمسانگردی انرژی در واقع محاسبه اختلاف سرعت و دامنه دو مؤلفه موج برشی است. ناهمسانگردی انرژی مهم ترین روش تعیین ناهمسانگردی سازند است.



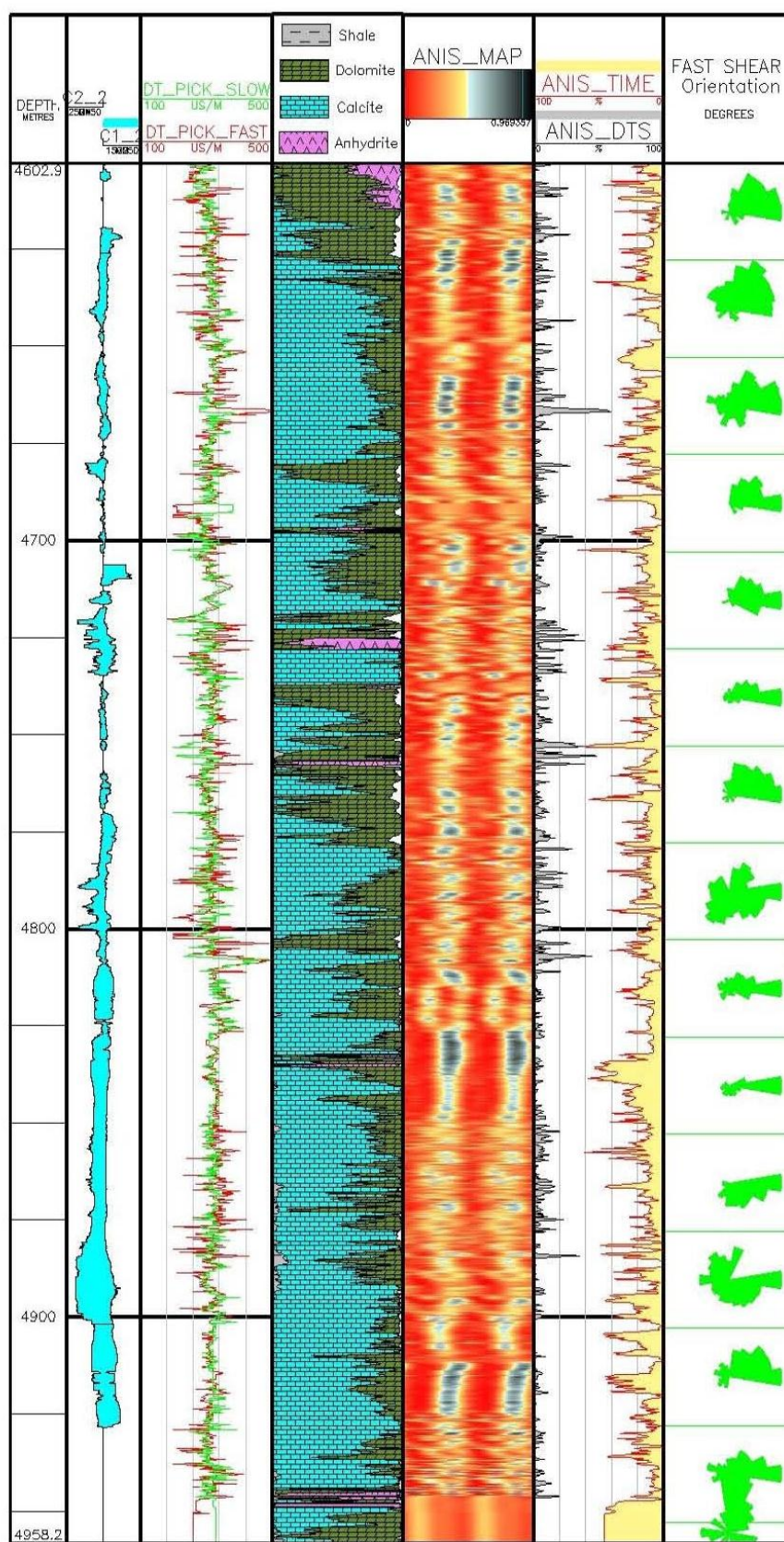
شکل ۵-۱۰: نمایش دستگاه DSI و جهت ناهمسانگردی سازند (بریه و همکاران، ۲۰۰۰)

^۱. Cross correlation

در شکل ۵-۱۱ نتایج تحلیل ناهمسانگردی بر روی سازند مورد نظر نمایش داده شده است. در ستون ۵ از سمت راست شکل ۵-۱۱ نقشه ناهمسانگردی سازند نشان داده شده است. در این نقشه جهت حرکت موج برشی سریع به رنگ تیره مشخص شده که این جهت منطبق بر تنش ماکزیمم سازند می‌باشد و جهت گیری آن بین ۰ تا ۱۰۰ متغیر است. در ستون ۶ از سمت چپ این شکل، ناهمسانگردی کندشوندگی (طرف چپ این ستون) و ناهمسانگردی زمان گذر (طرف راست این ستون) نشان داده شده است. ناهمسانگردی کندشوندگی بین ۲ تا ۲۳ درصد و ناهمسانگردی زمان گذر بین ۱۰ تا ۴۳ درصد می‌باشد. مقدار ناهمسانگردی زمان گذر بیشتر از ناهمسانگردی کندشوندگی بوده و روندهای این دو شباهت زیادی به هم ندارند. جهت گیری محاسبه شده نیز در ستون ۷ این شکل از (سمت چپ) به صورت رزدياگرام^۱ نمایش داده شده است. همان‌طور که در این رزدياگرام‌ها دیده می‌شود جهت تنش برشی و متناسب با آن جهت تنش اصلی موجود در منطقه بین ۰ تا ۱۰۰ درجه تغییر می‌کند. در اعماق ۴۸۰۰ تا ۴۸۵۰ مشاهده می‌گردد که این تغییر جهت تنش بطور ثابت ۹۰ درجه می‌باشد که این امر می‌تواند در ثابت ماندن مدول یانگ و نسبت پواسون در این اعماق موثر باشد. همچنین در این اعماق می‌توان به وضوح افزایش کلی ناهمسانگردی زمانی و کاهش کلی ناهمسانگردی کندشوندگی را مشاهده نمود.

با توجه به ستون ۳ و ۴ مشاهده می‌شود که هرکجا که میان لایه دولومیتی وجود دارد خط قرمز رنگ به سمت راست رفته و پیک شدیدی می‌دهد و خط سبز تغییرات زیادی نشان نمی‌دهد. همچنین در محل‌هایی که میان لایه کلسیتی دیده می‌شود مانند عمق ۴۷۵۰ فوتی پیک قرمز رنگ به سمت چپ زیاد شده و نمودار سبز رنگ تغییرات زیادی نشان نمی‌دهد. در میان‌لایه‌های انیدریتی مشاهده می‌شود که پیک قرمز به سمت راست و پیک سبز به سمت چپ متمایل می‌شود (۴۷۶۰ فوتی). در بخش‌های دولومیتی پیک سبز به سمت چپ متمایل می‌شود.

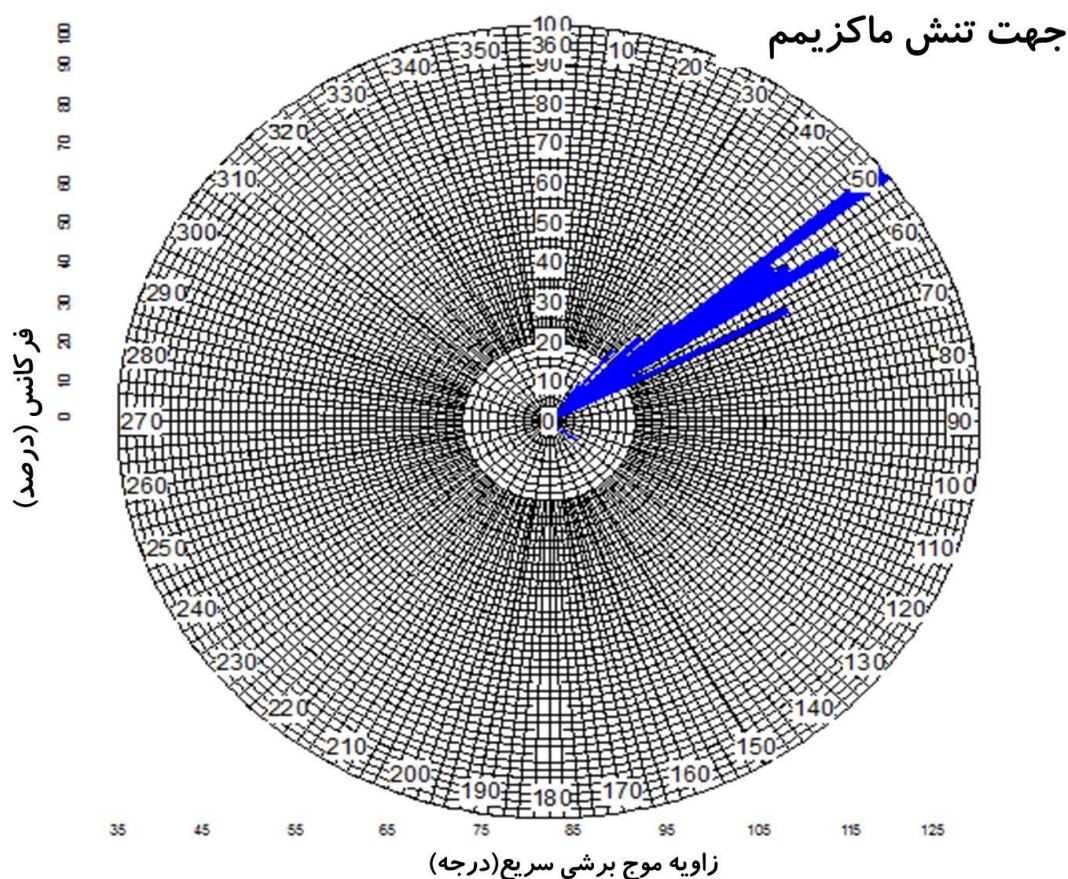
¹. Rose diagram



شکل ۵-۱۱: نتایج تحلیل ناهمسانگردی در سازند مورد مطالعه

۵-۶- جهت گیری تنش های برجا

با استفاده از شکستگی های القایی^۱ جهت تنش ماکزیمم شمال شرقی-جنوب غربی می باشد که این جهت گیری را در نتایج تحلیل ناهمسانگردی از نگار DSI نیز می توان دید. توانایی نگار DSI در برداشت پیوسته اطلاعات از چاه باعث می شود جهت گیری تنش های برجا در کل چاه تعیین شود در حالی که نگارهای دیگر تصویری مانند FMI، تنها در بازه های محدود و در صورت وجود شکستگی های القایی می تواند جهت گیری تنش های برجا را برداشت کند. در رزדיاگرام شکل ۵-۱۲ جهت گیری تنش ماکزیمم به دست آمده از نگار DSI را نشان می دهد. جهت حداکثر تنش در جهت ۵۰ درجه می باشد.



شکل ۵-۱۲: رزدياگرام نشان دهنده جهت تنش حداکثر به دست آمده از نگار DSI

^۱. Induced fracture borehole

فصل ششم

جمع بندی، نتیجه گیری و پیشنهادات

۱-۶ جمع بندی و نتیجه گیری

داده‌های لرزه ای یکی از مهم‌ترین داده‌های اخذ شده به منظور اکتشاف مخازن هیدروکربوری است که به دلیل دقت و قدرت تفکیک بالا، در اکثر میدان‌های هیدروکربوری موجود می‌باشد. دقت و در دسترس بودن داده‌های لرزه‌ای دو دلیل استفاده از این داده‌ها در این پایان‌نامه می‌باشد.

نگار DSI از نظر هزینه، مدت زمان لازم جهت برداشت، اندازه‌گیری برجای ویژگی‌های مخزن، پیوستگی اندازه‌گیری، تعداد پارامترهای اندازه‌گیری، دقت بالا و سهولت تلفیق با سایر نگارها دارای مزایای بیشتری نسبت به سایر روش‌های تعیین پارامترهای ناهمسانگردی مخزن می‌باشد.

لذا پس از مطالعه و انجام روش‌های فوق نتایج زیر از پایان‌نامه حاصل شده است:

- با توجه به کثرت روش‌های موجود، به دلیل سادگی و در دسترس بودن روش گُندی فاز، از این روش خاص برای به‌دست آوردن پارامترهای تامسون استفاده شده است. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که اکثر سنگ‌های مناطق مورد مطالعه، رسوبی می‌باشد. همان‌طور که قبلاً ذکر شد، پارامترهای تامسون برای سنگ‌های رسوبی با ناهمسانگردی ضعیف باید کمتر از ۱ باشد. با توجه به جدول ۳-۴، دقت مقادیر بدست آمده در محدوده مورد نظر یعنی کمتر از ۰/۲ می‌باشد. در نتیجه سنگ‌های موردنظر رسوبی هستند.

- همان‌طور که ذکر شد، استفاده از روش گُندی فاز، با فرض روباره افقی انجام می‌گیرد. به دلیل وجود روباره شیبدار در مناطق مورد مطالعه خطا برای پارامتر ε ، ۰/۰۵ به‌دست آمده است. در نتیجه این روش برای پارامتر ε قابل قبول بوده اما برای پارامتر δ قابل اطمینان نیست.

- با توجه به مدل برازش داده شده و میزان خطای مجاز، در صورت وجود روباره با شیب ۶ درجه نیز این روش جهت تعیین پارامتر ε قابل کاربرد خواهد بود، اما پارامتر δ در محدوده خطای مجاز قرار نمی‌گیرد.
- با توجه به مدل مصنوعی به‌کاربرده شده، هرچه فاصله گیرنده‌ها بیشتر باشد، دقت روش بالاتر خواهد بود. میزان خطا در حالتی که فاصله گیرنده برابر ۳۰ متر و در بیشترین مقدار خود قرار گرفته، کمترین است.
- داده‌های آنالیز مغزه ناهمسانگردی را در مقیاس سانتیمتر، نگار DSI در مقیاس متر، نگارهای الکتریکی القایی، داده‌های لایه آزمایی و چاه آزمایی در مقیاس ده متر و داده‌های لرزه‌ای در مقیاس بالاتر از ده متر تعیین می‌کنند.
- با توجه به نتایج به‌دست آمده از دو روش لرزه‌ای و نگار DSI، می‌توان دریافت که مناطق مورد نظر، به لحاظ ناهمسانگردی ضعیف می‌باشد. یعنی ناهمسانگردی آن کم است.

۲-۶ پیشنهادات

- استفاده از سایر روش‌های لرزه‌ای به ویژه روش ذکر شده در پایان‌نامه، روش کُندی-پلاریزاسیون می‌تواند مقایسه خوبی بین نتایج برقرار کند.
- جهت اعتبار سازی نتایج، در صورت وجود می‌توان از داده‌های مغزه که دقت بالایی دارد استفاده کرد.
- انجام روش توموگرافی جهت تعمیم نتایج و تعیین ناهمسانگردی در مناطق بدون ژئوفون می‌تواند اطلاعات مناسبی در مورد ناهمسانگردی در اختیار قرار دهد.
- در مراحل بعد از حفر چاه می‌توان از سایر نگارهای چاه مانند FMI جهت تعیین و تفسیر شکستگی های مخزن استفاده نمود.

منابع

۱. خوشبخت، ف.، (۱۳۹۰)، "ارزیابی آنیزوتروپی یک مخزن کربناته با استفاده از نگار دو قطبی برشی (DSI)"، سی امین گردهمایی علوم زمین.
۲. درویش زاده، ع.، (۱۳۷۷)، "کتاب زمین شناسی ایران"، انتشارات امیرکبیر
۳. شیروودی ب.،، جهانی د.،، بشری ع.،، کاظم س.،، (۱۳۸۸)، "بررسی ویژگیهای مخزنی سازند سروک در میدان هندیجان با مطالعات رسوب شناسی، محیط رسوبی و ارزیابی پتروفیزیکی"
- "مجله اکتشاف وتولید، جلد ۶۱.

1. Aki, K. and Richards, P.G., (2002), "Quantitative Seismology second edition", University science books, Saualsalito, California.
2. Aki, K., Richards, P.G., (1980), "Quantitative Seismology", Freeman and Co., New York
3. Alkhalifah, T. A., and Tsvankin, I., (1995), "Velocity analysis in transversely isotropic media", Geophysics, 60, 1550-1566.
4. Arroyo Franko, J.L., Mercado, M.A., (2006), "Sonic investigation in and around Borehole", Oilfield review.
5. Backus, G.E., (1962), "Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering", J. Geophys. Res., 70 3429.
6. Berryman J. G., (2007). "Seismic waves in rocks with fluids and fractures", Geophysical Journal International, 171, 954-974.
7. Berryman, J. G., 1979, Long-wave elastic anisotropy in transversely isotropic media: Geophysics, 44, 896-917.
8. Brie, A., Endo, T., Valero, H.P., Uchiyama, T., Skelton, O. (2000) "Best slowness determination from sonic waveforms", Transaction of the Paris-2000 EAEGSAID meeting, Paris.
9. Brittan, J., Warner, M., and Pratt, G., (1995), "Anisotropic parameters of layered media in terms of composite elastic properties", Geophysics, 60, 1243-1248.
10. Choquette P.W. and Pray, L. C. (1970), "Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates", AAPG Bulletin, 1970. - Vol. 54.

11. Crampin, S., (1981), "A review of wave motion on anisotropic and cracked elastic media", *Wave Motion*, 3, 343-391.
12. Dayley, P.F. and Lines, L.R., (2004), "Linearized quantities in transversely isotropic media", *Can. J. Earth Sci.*, 41, 349-354.
13. Dayley, P.F. and Hron, F., (1979), "Reflection and transmission coefficients for seismic waves in ellipsoidally anisotropic media", *Geophysics*, 44, 27-37.
14. Dayley, P.F. and Hron, F., (1977), "Reflection and transmission coefficients for transverse isotropic media", *Bull., Seis. Soc. Am.*, 69, 661-675.
15. Gaiser, J. E., (1990), "Transversely isotropic phase velocity analysis from slowness estimates", *J. Geophys. Res.*, 95, 11,241-11,254.
16. Grechka, V., (2001). "Seismic anisotropy", Yesterday, today, tomorrow, *CSEG Recorder*, 9-10.
17. Helbig, K., and Thomsen, L., (2005), "75-plus years of anisotropy in exploration and reservoir seismic", A historical review of concepts and methods: *Geophysics*, 70, 9-23.
18. Hassanpour, Y., (2009), "Determination of Thomson parameters using walkaway VSP", MSc, Petroleum university of technology
19. Helbig, K., (1994), "Foundations of anisotropy for exploration seismic", Oxford, England and Tarrytown, N.Y., U.S.A
20. Helbig, K., (1964), "Refraction seismics with an anisotropic overburden a graphical method of interpretation", *Geophys. Prosp., Eur. Assn. Geosci. Eng.*, 12 383-396.
21. Hart B.B. (1972), "Upper Cretaceous palaeogeography, structural history and prospect of the Khuzestan province", Iranian Oil Operating Companies Report 1162.
22. Jolly, R.N., (1956), "Investigation of Shear Waves", *Geophysics*, 21, 9050-938.
23. Kelter, A., (2005), "Estimation of Thomsen's anisotropy parameters from compressional and converted wave surface seismic traveltime data using NMO equations, neural networks and regridding inversion", MSc, University of Calgary
24. Kendall, R. R., Gray, S. and Miao X., (2000), "Anisotropic processing of converted wave data", Mahogany Field, Gulf of Mexico. SEG/EAGE Summer Research Workshop, Oct., Boise, USA.
25. Lewin W., (1999), "the most important equation in all of Physics.", MIT Course 8.01., Lecture 10.. Cambridge, MA USA: MIT OCW.
26. Liu, E., Li, X. Y., and Queen, J. H., (2000), "Discrimination of pore fluids from P and converted shear wave AVO analysis", *Geophysics*, 55, 1070-1088

27. Miller D.E. and C. Spencer, (1994), "An exact inversion for anisotropic moduli from phase slowness data", *Journal of geophysical research*, VOL. 99, NO. B11, PAGES 21, 651-21, 657, NOVEMBER 10.
28. Musgrave, M. J. P., (1970), "Crystal Acoustics", Holden Day, San Francisco.
29. Motiei H. (1993), "Treatise on the geology of Iran", Stratigraphy of Zagros. Geological Survey of Iran.
30. Mao, Y., (2005), "Understanding the anisotropy", *Journal of Applied Sciences*, 5, 207-214.
31. Martin, M. A., and Davis, T. L., (1987), "Shear-wave birefringence: a new tool for evaluating fractured reservoirs", *The Leading Edge*, 6, 21-27.
32. Postma, G.W., (1955), "Wave propagation in a stratified medium", *Geophysics*, 20, 780-806.
33. RIPI (2005). "Reservoir Geology of the Azadegan Field", Research Institute of petroleum industry, Exploration and production Division.
34. Ruger, A., (1997), "Variation of P-wave reflectivity with offset and azimuth in anisotropic media", *Geophysics*, 63, 935.
35. Sayers, C. M., (1999), "Anisotropic velocity analysis using mode converted shear waves", *Journal of Seismic Exploration*, 8, 1-14.
36. Schlumberger Wireline and Testing. (1995) "DSI Dipole Shear Sonic Imager", Houston, Texas, USA.
37. Shearer, P. M., (1999), "Introduction to Seismology", Cambridge University Press, United Kingdom.
38. Sheriff, R. E., (2002), "Encyclopaedia Dictionary of Exploration Geophysics", *Soc. Of Expl. Geophys.*, 2245-2248.
39. Shourab. M Hazin.S (2009), "Geological Completion Report For Sarkan"OEID Drilling Department.
40. Stoneley R. (1981), "The geology of Kuh-e-Dalneshin area of southern Iran and its bearing on the evolution of southern Tethys", *London, Journal of the Geological Society*. - Vol. 138.
41. Thomsen, L., (1986), "Weak elastic anisotropy", *Geophysics*, Vol.51, No.10, 1954-1966.
42. Tsvankin, I., (2001), "Seismic signatures and analysis of reflection data in anisotropic media", Elsevier
43. Tsvankin, I. and Grechka, V., (2001), "Parameter estimation for VTI media using PP and PS reflection data", 71st Ann. Internat. Mtg: Soc. of Expl. Geophys., 857-860.

44. Tsvankin, I., (1996), "P-wave signatures and notation for transversely isotropic media", *Geophysics*, 61, 467-483.
45. Tsvankin, I., (1995), "Normal moveout from dipping reflectors in anisotropic media", *Geophysics*, 60, 268-284.
46. Tsvankin, I. and Thomsen, L., (1994), "Nonhyperbolic reflection moveout in anisotropic media", *Geophysics*, 59, 1290-1304.
47. White J.E., Martineau-Nicoletis, L., and Monash, C., (1983), "Measured anisotropy in Pierre shale", *Geophysics Prosp.*, 31, 709-723..
48. White, J. E. Sengbush (1953). "Velocity measurements in near surface formations", *Geophysics* , 18, 54- 69.
49. Wynd G. A. James and J.G. (1965), "Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium area", *Bulletin of the Am. Assoc. Petrol. Geol. Memior*, 12, Vol. 49.
50. Wynd J.G. (1965), "Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement area", Tehran, Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division, 1082.
51. Van der Baan, M., and Kendall, J. M., (2002), "Estimating anisotropy parameters and traveltimes in the τ -p domain", *Geophysics*, 67, 1076-1086.
52. Van Buchem. F.S.P Razin. P, Homewood. P.W, Philip. J.M, Eberli. G.P, Platel. J-P, Roger. J, Eschard. R, Desaubliaux. G.M.J, Boisseau. T, Leduc. J-P, Labourdette. J And Cantaloube. S (1996), "High resolution sequence stratigraphy of the Natih Formation (Cenomanian–Turonian) in northern man: distribution of source rocks and reservoir facies", *GeoArabia*, Vol. 1.
53. Vestrum, R.W., (1994), "Group- and phase-velocity inversion for the general anisotropic stiffness tensor", M. Sc. thesis, Univ. of Calgary.
54. Ziegler M.A. (2001), "Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences", *GeoArabia*, Vol. 3.

پیوست

پیوست

گد متلب برای

تعیین زاویه فاز و گندی‌های مدل شده

کد متلب مورد استفاده برای تعیین زاویه فاز و گندی های مدل شده در ذیل آورده می شود:

```
clear
Sx[];
Sy[];
Alpha=;
Betha=;
Deltaanswer=;
Epsilonanswer=;
for l=1:length(Sx);
    phase(l,1)=atan(Sx(l,1)/(Sy(l,1)));
end
for i=1:length(Sx);
    deltastar=(2*deltaanswer-epsilonanswer)*(1-((betha)^2/(alpha)^2));

    VP(i,1)=(alpha)*sqrt(1+epsilonanswer*(sin(phase(i)))^2+
    ((0.5)*(1-((betha)^2/(alpha)^2))*(sqrt((1+((4*deltastar)/(1-
    ((betha)^2/(alpha)^2))^2*(sin(phase(i)))^2*(cos(phase(i)))^2+
    ((4*(1((betha)^2/(alpha)^2)+epsilonanswer)*epsilonanswer)/((1-
    ((betha)^2/(alpha)^2))^2*(sin(phase(i)))^4))-1)))));

    SXT(i,1)=(sin(phase(i))/VP(i));
    SZT(i,1)=(cos(phase(i))/VP(i));
End
```

Abstract

Seismic wave velocity in an anisotropic medium varies in different directions. The velocity anisotropy represents a distinct structure in the scale of seismic wavelengths that is attributed to physical variations. The anisotropy phenomenon in a formation influences different factors such as deviation in the drilling, the production rate and other reservoir quantities. Thus, the determination of anisotropy parameters in order to recognize the above-mentioned factors is necessary. Beside this, in many applications of elastic theory in the reservoir geophysics, the elastic medium is considered to be isotropic. However, the most of rocks in the earth crust are weakly anisotropic. The governing equations in weakly anisotropic media are much easier than the governing equations in strongly anisotropic media. In these equations, the important parameter δ , which is one of three anisotropy parameters introduced by Thomson, controls the most important anisotropy factors in exploration geophysics. The Thomson anisotropy parameters that include ϵ , δ and γ , are determined from the walkaway vertical seismic profiling (VSP) data.

In this thesis, the Thomson anisotropy parameters in an oil field, located west of Iran, was determined from the VSP data and DSI well log using phase slowness method (for the VSP data) and Alford's rotation technique (for the DSI well log). The determination of the anisotropy parameters from the VSP data in two synthetic and real models was made. The synthetic model was constructed using NORSAR2D software. The results of the phase slowness method in the synthetic model were confirmed by the observations in the oil field. Using the synthetic model with a dipping overburden of maximum 6 degrees, an accuracy of 0.05 for the anisotropy parameter of ϵ was obtained. For synthetic models with more dipping overburden, the phase slowness method does not lead to acceptable accuracies in the determination of the anisotropy parameter ϵ . Considering the results of the synthetic horizontal and semi-horizontal models with overburdens of maximum dip of 3 degrees, the determination of the anisotropy parameter δ with an acceptable accuracy was possible. However, the synthetic models with a 6-degree dipping overburden do not yield acceptable results for the anisotropy parameter δ . Therefore, considering the assumption of horizontal overburdens in the determination of the anisotropy parameters using the phase slowness method is essential. After determining the Thomson anisotropy parameters, the velocity in the

anisotropic medium can be calculated using the mathematical relations, the calculated velocity can be compared with the measured velocity in the field.

During the transmission of the shear waves from the anisotropic formation, the shear waves are travelled faster in the direction of more compact materials of the formation, and slower in the direction perpendicular to the more compact direction. Therefore, the shear waves are decomposed (or polarized) into two fast and slow components. The basis of determination of the anisotropy using the DSI well log is to recognize the shear wave components and their directions. For this, the DSI well log data should be rotated in order to be aligned with the anisotropy principal components. The rotation of the components is carried out using the Alford's rotation technique. In this method, if the two directions x and y are aligned with the formation anisotropy axes (x and y), the two vertical receivers in the same directions have the same energy level. After applying the rotation, the energy contents of the two fast and slow wave components are compared, and the difference are demonstrated as the anisotropy map and anisotropy log in the investigated borehole. The anisotropy map representing the maximum stress is used for the determination of anisotropy axis or direction, and the anisotropy log indicates the anisotropy values in different depths of the investigated borehole. Considering the obtained results, the anisotropy axis, which is in the direction of the the maximum stress, was determined about 50 degrees and the anisotropy value of the arrival wave time was determined as 23.2 percent.

Considering the above-mentioned points, the time difference between the results of the VSP data and anisotropy log obtained from the DSI well log can be compared. However, in this thesis, this comparison was not possible due to the difference in the depths of the two sets of the data (i.e. VSP and well log data).

Keywords: Anisotropy parameters, Vertical seismic profiling (VSP) data, DSI well log, Phase slowness method, Alford's rotation technique.



Shahrood University of Technology

Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering

Determination of seismic anisotropy parameters using vertical seismic profiling (VSP) and DSI log

Marzieh hajimohamadi

Supervisors:

Dr. Abolghasem Kamkar rouhani

Dr. Hossein Hashmi

March 2013