



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک پایاننامه کارشناسی ارشد لرزهشناسی

تهیه مدل سرعت به روش توموگرافی موج NIP با در نظر گرفتن انیزوتروپی قائم (VTI)

نگارنده: فريد محمود پاشازاده

اساتيد راهنما

دکتر مهرداد سلیمانی منفرد دکتر امین روشندل کاهو

بهمن ماه ۱۳۹۵

<i>n</i>			
1- R / 95/ 199 0 malico		(Ph)	
all the straight	باسمه تعالى	ل لې ت ې پېروند. د غېښتو پا چرد	
ويرايش:		مديريت تحصيلات تكميلى	

فرم شماره ۲: صور تجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد آقای فرید محمود پاشازاده به شماره دانشجویی ۹۳۱۵۶۰۴ . رشته ژئوفیزیک گرایش لرزه شناسی تحت عنوان تهیه مدل سرعت به روش توموگرافی موج NIP با در نظر گرفتن انیزوتروپی قائم (VTI) که در تاریخ ۱۳۹۵/۱۱/۱۷

; ذیل اعلام می گردد:	برگزار گردید به شرح	اوران در دانشگاه صنعتی شاهرود	۱۳۹۵/۱۱/۱۱ با حضور هیأت محترم د
ود 🗌	د 🗌 مرد	مل غرب الم المرجع مجدد	قبول (با درخه : جمع المتيار نوع تحقيق: نظري 🕅 عملي 🗌
		۲ ـ بسیار خوب (۱۸/۹۹ ـ ۱۸) ۴ ـ قابل قبول (۱۵/۹۹ ـ ۱۴)	۱ ـ عالی (۲۰ ـ ۱۹) ۳ ـ خوب (۱۷/۹۹ ـ ۱۶) ۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول
امضاء	مرتبة علمي	نام ونام خانوادگی	عضو هيأت داوران
$\left\{ \right\}$	استادیار	دکتر مهرداد سلیمانی منفرد	۱_ استادراهنمای اول
A	استادیار	^م دکتر امین روشندل کاهو	۲- استادراهنمای دوم
			۳- استاد مشاور
Apr	استادیار	دکتر آرزو عابدی	۴- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی
U;2:321	استادیار	دکتر ایرج پیروز	۵- استاد ممتحن اول
ted J	دانشيار	دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی	۶-۔ استاد ممتحن دوم

لکدہ: علیرضا عرب امیری نام و نام خا<u>نوادگی رئیس</u> داند QQ, 11, X7-تاريخ و امضاء و مهر دانسکده:

سپس کذار کسانی مهم که سرآخاز تولد من مهتند. از یکی زاده می شوم واز دیگری جاودانه.

اسادی که سپیری را بر تخته ساه زندگیم تکاشت ومادی که تار مونی از او بای من ساه ناند.

تقدیم به : مقدس ترین واژه اد دلغت نامه دلم، مادر حهربانم که زندگیم را مدیون حمر و عطوفت ایثان می دانم،

يدر، مهربانی مثوق، بردبار وحامی.

برادرانم، همرامان تهميمكى و پشوانه ماي زرديم

عزیزانی که بودنشان، نشانه لطف الهی در زمری من است.

سمر وقدرداني

خدای را سپاس می دارم که در این گام نیز مرا بمراه بوده است،

در ابتدا لازم است از زحات و تلاش ای دلتوزانه و کاری اساتید بزرگوار جناب آقایان **دکتر مرداد سلیانی متفرد و دکتر این**

روشدل کابو که امرمدایت این پایان نامه را بر عهده داشتند، محال تشکر و تقدیر را داشته و از خدای منان برای ایثان در تامی مراحل

زندگی، هبروزی و پیروزی را خواسارم.

در نهایت از را بنایی؛ و زحات بی دیغ خانواده، دوستان و اسانید که به هر طریقی پاری کر بنده حقیر بودند، کل تشکر را دارم.

تعهد نامه

اینجانب فرید محمود پاشازاده دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک –گرایش لرزه شناسی دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایاننامه تهیه مدل سرعت به روش توموگرافی موج NIP با در نظر گرفتن انیزو تروپی قائم (VTI) تحت راهنمائی جناب آقایان دکتر مهرداد سلیمانی منفرد و دکتر امین روشندل کاهو متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
 - در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا
 ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد 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 نتایح اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
 - در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و
 اصول اخلاقی رعایت شده است.
 - در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

تا*ر*يخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکىدە

فرض یکسان بودن سرعت در یک افق در نقاط مختلف، همواره درست نمی باشد و اگر با سرعت ناصحیح کوچ انجام گیرد، موقعیت رخدادها به شکل درست به دست نمی آید (به ویژه در کوچ عمقی). بنابراین برای نزدیک شدن به واقعیت در تصویر سازی لرزهای، بهتر است محیط مورد بررسی، ناهمسانگرد در نظر گرفته شود.

در این تحقیق، روش NIP توموگرافی به عنوان یکی از روش هایی که به بهترین وجه زمان سیر رخدادهای بازتابی را مشخص میکند، به عنوان روش تهیه مدل سرعت انتخاب گردید. در این روش اطلاعات زمان سیر به شکل مجموعهای از نشانگرها به نام نشانگرهای جنبشی میدان موج از روی نتایج برانبارش سطح بازتاب مشترک، انتخاب دستی میشوند. این نشانگرهای جنبشی میدان موج از روی نتایج برانبارش سطح بازتاب مشترک، انتخاب دستی میشوند. این نشانگرها، پارامترهایی از دونوع موج، به نام موج نرمال (N) و موج نرمال در نقطه ورود (NI) NOrmal Incidence Point, NIP) هستند. برای تهیه یک مدل سرعت نهایی کوچ، مدل سرعت اولیه نقش به سزایی دارد. در روش NIP توموگرافی برای تعیین مدل سرعت اولیه فرض می شود، سرعت به صورت خطی با عمق افزایش مییابد. به منظور تصویر سازی دقیق لرزهای، پارامترهای ناهمسانگردی VTI نیز به این مدل اضافه شد. بدین ترتیب مدل سرعتی به دست آمد که ناهمسانگردی در آن مدل شده است. در ادامه فرایند کوچ به کمک این مدل سرعت انجام شد. نتایج بهدست آمده نشان داد، که مقطع کوچ با در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم، رخدادهای بازتابی بیشتر و با کیفیت بهتری را در مقایسه با مقطع کوچ بون در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم، آشکارسازی کرده است.

کلمات کلیدی: ناهمسانگردی، همسانگردی عرضی قائم، توموگرافی، نشانگرهای جنبشی میدان موج، موج نرمال در نقطه ورود.

فصل اول: مدل سرعت لرزهای، ناهمسانگردی و انواع آنها
۱–۱– مقدمه
۲-۱- تصویرسازی لرزهای بازتابی۲
۲-۳- تصویرسازی عمقی و نقش مدل سرعت لرزهای۳
۴–۱– انواع مدل سرعت لرزهای۴
۱-۴-۱ مدل سرعت بلوکی یا لایهای۴
۵-۴-۲- مدل سرعت شبکهای یا تدریجی۵
۲-۴-۱- مدل ترکیبی ۶
۱-۵- تعریف ناهمسانگردی۷
۱-۵-۱ عوامل ایجاد ناهمسانگردی۸
۸–۵–۲– ناهمسانگردی در مقابل ناهمگنی۸
۹-۵-۳- انواع ناهمسانگردی لرزهای۹
۱-۶- بیان مساله و ضرورت تحقیق
۱-۷- مروری بر کارهای پیشین
۱–۸- روش انجام تحقيق

۱۹-۱ ساختار پایان نامه۹۰ ساختار پایان نامه
فصل دوم : معادلات و پارامترهای محیط ناهمسانگرد
۱۶- خواص امواج تخت و معادلات حاکم ۱۶
۲-۱-۱- معادله موج و قانون هوک ۱۶
۲-۱-۲- دستگاههای تقارن ناهمسانگردی
۲-۱-۲-۱ محیطهای اور تورومبیک
۲-۱-۲-۲- محیطهای همسانگرد
۲-۱-۲-۳- محیطهای همسانگرد عرضی۲۱
۲-۱-۲- سرعت گروه و سرعت فاز
۲-۱-۲- معادله کریستوفل ۲۶
۲-۱-۵- حل معادله کریستوفل برای محیط همسانگرد عرضی۲۷
۲-۲-تعاریف و معانی پارامترهای تامسن
فصل سوم:تهیه مدل سرعت به روش NIP توموگرافی با اعمال پارامترهای ناهمسانگردی قائم
۳۵(VTI)
۳۶ – ۱ – مقدمه
۳۶- روشهای تهیه مدل سرعت کوچ ۳۶
۳-۲-۲ تهیه مدل سرعت به روش توموگرافی۳۶
۳۷-۲-۲- تهیه مدل سرعت به روش توموگرافی موج NIP۳۷

۳۹- نشانگرهای جنبشی میدان موج۳۹
۳-۴- فرمول بندی کردن توموگرافی توسط نشانگرهای جنبشی میدان موج۴۰
۴۰ - ۱-۴- پارامترهای مشاهدهای۴۰
۳-۴-۲- پارامترهای مدل۴۱
۳-۴-۳- مدلسازی مستقیم۴۳
۳-۴-۳-۱ راه حل فرکانس-بالا برای معادله موج الاستودینامیک۴۴
۳-۴-۳-۲ ماتریس کریستوفل و خواص آن۴۷
۳–۴–۳–۳– تکنیک دنبال کردن پرتو به صورت دینامیک۴۹
۵۴- مساله معکوس
۳-۶- حل مساله معکوس به روش حداقل مربعات۵۵
۳–۷– منظ _م سازی مدل۵۷
فصل چهارم : مثال داده لرزه واقعی۵۹
۴- ۱-۴- مقدمه
۴-۲- جنبههای عملی
۴-۳- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه۴
۴-۴- مشخصات داده لرزهای مورد استفاده۴
۴-۵- نرم کردن نشانگرها

۶۴	۴-۶- دستچین کردن نقاط داده و اصلاح آنها
۶۸	۴-۷- منظمسازی و پارامتری کردن مدل سرعت
۶۸	۴-۸- مقادیر پارامترهای ناهمسانگردی تامسن
۷۰	۴-۹- NIP توموگرافی با تعریف مدل سرعت اولیه
٧۴	۴-۱۰- فرایند کوچ عمقی
۸۱	فصل پنجم : نتیجه گیری و پیشنهاد
۸۲	۵-۱- نتیجه گیری
٨۴	۲-۵- پیشنهادات
٨۵	منابع

شکل ۱-۱: مدل سرعت برای لایه های تخت روی یک مرز گچی با استفاده از مدل لایه ای۵
شکل ۱- ۲: مدل سرعت برای لایههای تخت روی یک مرز گچی با استفاده از مدل شبکهای
شکل ۱- ۳: مدل سرعت برای لایههای تخت روی یک مرز گچی با استفاده از مدل ترکیبی۷
شکل ۲–۱: مدل اور تورومبیک که توسط شکستهای عمودی واقع در یک بستر لایه لایه ایجاد شده است.
در این حالت، یکی از صفحات تقارن، افقی است در حالیکه صفحات دیگر موازی یا عمود بر راستای
شکستها است
شکل ۲-۲: محیط دارای یک محور تقارن چرخشی است و میتواند توسط لایههای نازک افقی ایجاد
شود
شکل ۲- ۳: مدل HTI مربوط به شکافهای موازی، امواج برشی که به طور قائم در محیطهای HTI سیر
می کنند به دو مد موازی و عمود بر وجه شکستگیها قطبیده می شوند
شکل ۲-۴: بردار سرعت گروه، مکان چشمه را به گیرنده وصل می کند.بردار سرعت فاز، عمود بر جبهه موج
است
شکل ۲- ۵: نمودار متقاطع پارامترهای ناهمسانگردی $arepsilon$ و $arepsilon$ برای موج P ، مربوط به نمونههای سنگی
مختلف
شکل ۳- ۱: الف) جبهه موج NIP که در X_0 ظهور کرده است. $k_{\scriptscriptstyle NIP}$ ، انحنای جبهه موج NIP میباشد ب)
۳۹ جبهه موج نرمال که در نقطه X_0 ظهور کرده است و $k_{\scriptscriptstyle N}$ انحنای جبهه موج نرمال میباشد
شکل ۳- ۲: تعریف پارامترهای داده و مدل در توموگرافی موج NIP
شکل۴-۱: دریای خزر و یک نمونه خط لرزهای (نشان داده شده با خط سیاه) و منطقه مورد مطالعه که با
چهارضلعی مشکی مشخص شده است

شکل۴– ۲: عکس ماهوارهای منطقه مورد مطالعه در شمال شرق ایران .گلفشان در نزدیک خط لرزهای نشان
داده شده است
شکل۴- ۳: مقطع برانبارش یافته دور افت صفر، به روش CRS
شکل۴-۴: مقطع هدوسی، که از نتایج برانبارش CRS میباشد
شکل ۴– ۵: مقطع تغییرات شعاع جبهه موج R_{NIP} ، NIP، ما مطح زمین
شکل۴-۶: مقطع زاویه ورود موج NIP به سطح زمین
شکل۴– ۷: مقطع تغییرات γ.
شکل۴– ۸: مقطع تغییرات δ
شکل۴– ۹: مقطع تغییرات ٤
شکل۴- ۱۰: مدل سرعت (۱) حاصل از NIP توموگرافی
شکل۴- ۱۱: مدل سرعت (۲) حاصل از NIP توموگرافی
شکل۴- ۱۲:مدل سرعت (۳) حاصل از NIP توموگرافی
شکل۴- ۱۳: مدل سرعت (۴) حاصل از NIP توموگرافی
شکل۴-۱۴: مقطع کوچ عمقی پس از برانبارش (Post-SDM)، حاصل از مدل سرعت شکل (۴-۱۰)، بدون
در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم ۷۶
شکل۴- ۱۵: مقطع کوچ عمقی پس از برانبارش (Post-SDM)، حاصل از مدل سرعت شکل (۴-۱۰)، با در
نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم ۷۶
شکل۴- ۱۶: مقطع کوچ عمقی پس از برانبارش (Post-SDM)، حاصل از مدل سرعت شکل (۴-۱۱)، بدون
در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم ۷۷

P)، حاصل از مدل سرعت شکل(۴–۱۱)، با در	شکل۴- ۱۷: مقطع کوچ عمقی پس از برانبارش (OST-SDM
٧٧	نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم
P)، حاصل از مدل سرعت شکل (۴-۱۲)، بدون	شکل۴- ۱۸: مقطع کوچ عمقی پس از برانبارش (OST-SDM
٧٨	در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم
P)، حاصل از مدل سرعت شکل (۴-۱۲)، با در	شکل۴- ۱۹: مقطع کوچ عمقی پس از برانبارش (OST-SDM
۷۸	نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم
P)، حاصل از مدل سرعت شکل (۴-۱۳)، بدون	شکل۴- ۲۰: مقطع کوچ عمقی پس از برانبارش (OST-SDM
٧٩	در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم
	OST-SDM) : I I I I I I I I I I I I I I I I I I
۱)، محاصل از مدل سرعت سکل (۱–۱۱)، با در	شكل ٢٠٠٠ ، مقطع کوچ عمعی پس از برادبارش (٥٠١٠ ٥٥٦

شماره صفحه

فهرست جدول

۷١	 <u>گر</u> افے	NIP تومو ً	صل از	ں سرعت حاد	ات مدر	۱: مشخص	-۴	جدول	-
					_			· · ·	

فهرست علائم و اختصارات

CMP: Common Mid Point	نقطه میانی مشترک
CRS: Common Reflection Surface	سطح بازتاب مشترک
NIP wave tomography: Normal Incidence point wave	توموگرافی موج عمود در نقطه ورود e tomography
$ au_0$	زمانسیر یکطرفه؛ یکی از پارامترهای مشاهدهای در
$\underline{M}_{NIP}^{(x)}$	یکی از پارامترهای مشاهدهای در توموگرافی
افى	بردار کندی؛ یکی از پارامترهای مشاهدهای در توموگرا
$(\tau_0, \underline{M}_{NIP}^{(x)}, p^{(x)}, X_0)_i^{obs}$	پارامترهای مشاهدهای
d _{obs}	بردار دادههای مشاهدهای
<i>d</i>	بردار دادەھاى مدلسازى شدە سىسىسىسىسى
£	یکی از پارامترهای ناهمسانگردی بدون بعد تامسن
δ	یکی از پارامترهای ناهمسانگردی بدون بعد تامسن
γ	یکی از پارامترهای ناهمسانگردی بدون بعد تامسن
<i>R</i> _{<i>N</i>}	شعاع انحناي جبهه موج نرمال
<i>R</i> _{<i>NIP</i>}	شعاع انحنای جبهه موج NIP
$ au_{ij}$	تانسور تنش
<i>e</i> _{<i>kl</i>}	تانسور كرنش
C _{ijkl}	تانسور سختی
λ	یکی از ثابتهای لامه
μ	یکی از ثابتهای لامه
σ	نسبت پواسون
<i>E</i>	مدول يانگ
ρ	چگالی جرمی
ω	فركانس زاويەاي
<i>K</i>	عدد موج
<i>G</i> _{ij}	ماتريس كريستوفل
<i>a</i> _{<i>iikl</i>}	ثابت الاستيک چگالى-نرماليزه
G_m	ويژه مقدار ماتريس كريستوفل
$\frac{1}{g}$	ویژه بردار ماتریس کریستوفل
-	

$\overrightarrow{g}^{(r)}$)	مانده	ر باقی	بردا	ويژه
\underline{C}_{D}	ه	س داد	كواريان	يس	ماتر

فصل اول مدل سرعت لرزهای، ناهمسانگردی و انواع آنها

۱–۱– مقدمه

اساسی ترین روش اکتشافات ژئوفیزیکی در صنعت نفت، روش لرزهای است که مبتنی بر ارسال امواج لرزهای به زیر سطح زمین و ثبت زمان یا انرژی بازتاب شده 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 پی برد.

فرض همسانگردی^۱ در محیط مورد بررسی، اساس مطالعه بیشتر مدلها در اکتشافات لرزهای به منظور غلبه بر پیچیدگی محاسبات ناهمسانگردی^۲ میباشد که در آن سرعتهای لرزهای، مستقل از جهت انتشار هستند. از طرف دیگر، در واقعیت، در اکثر موارد، زمین خاصیت ناهمسانگردی از خود نشان میدهد [شیرر^۳، ۲۰۰۹]. این ناهمسانگردی در سنگهای پوسته بالایی [کرامپین^۴، ۱۹۸۱] و تا حدودی بخشهای دیگر زمین [شیرر، ۲۰۰۹] 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 لرزهای است، نیز ناهمسانگردی ایجاد خواهند نمود [تسوانکین^۵، ۲۰۰۱].

۲-۱- تصویرسازی لرزهای ² بازتابی

روش لرزمای بازتابی نقش مهمی در اکتشافات منابع هیدروکربوری درون زمین ایفا میکند. اساس این روش، به دست آوردن اطلاعات و خصوصیات ساختارهای زمینشناسی زیر سطحی از طریق وارد کردن انرژی الاستیک به درون زمین و ثبت پردازش میدان موج لرزمای حاصل از چشمه است. این امواج پس از بازتاب از لایههای زیرین سطح زمین، دوباره به سطح زمین بازگشت کرده و ثبت میشوند. این امواج لرزمای

¹.Isotropy

² .Anisotropy

³ .Shearer

⁴.Crampin

⁵ .Tsvankin

⁶ .Seismic imaging

ثبت شده، امکان به دست آوردن اطلاعات جزئی از محل فضایی لایه او ساختارهای زمین شناسی را می دهند [ماهاداسو^۱، ۲۰۱۵].

۱–۳– تصویرسازی عمقی و نقش مدل سرعت لرزهای

در تفسیر مقاطع لرزهای، برای تعیین ساختارهای زیر زمین، مساله بسیار مهم، قرار گرفتن پدیدههای بازتابی در عمق و زمان حقیقی است. هنگامی که بازتابندهها افقی و بدون شیب باشند، بازتاب از نقطه عمقی وسط چشمه و گیرنده حاصل میشود. در حالیکه در مورد بازتابندههای شیبدار چنین نیست. ولی در ترسیم دادهها روی صفحه افقی، فرض میشود، که بازتاب از نقطه عمقی وسط چشمه و گیرنده صورت گرفته است. این فرض باعث می شود که شکل حاصل در مقطع برانبارش با شکل واقعی ساختمان زمین، کمی متفاوت باشد. برای تصحیح این اثر و تخمین شکل واقعی ساختمان زمین از فرایند کوچ^۲ استفاده میشود. این فرایند را میتوان هم روی داده برانبارش شده^۲ (کوچ پس از برانبارش) و هم روی داده پیش از برانبارش^۴ (کوچ پیش از برانبارش) اعمال کرد[ماریو^۵، ۲۰۱۵].

الگوریتمهای مهاجرت، علاوه بر جابجابی فضایی و متمرکزسازی، تنظیمات دامنه و فاز را به منظور تصحیح تأثیرات واگرایی مسیرهای پرتو، هنگام انتشار موج، اعمال میکنند. هنگامی که در مقطع برانبارش، بازتابندههای شیبدار وجود دارند، به مهاجرت زمانی^۶ نیاز است. مهاجرت زمانی تا هنگامی که تغییرات جانبی سرعت، کم تا متوسط باشد، مناسب است. در این پایاننامه نیز فرض بر این است، که تغییرات جانبی سرعت بسیار کم بوده (همسانگردی عرضی قائم^۲) و سرعت به صورت قائم تغییر میکند[چن^۸، ۲۰۱۵].

- ⁵. Maraio
- ⁶.Time migration
- ⁷.Vertical transverse isotropy
- ⁸. Chen

¹. Mahadasu

².Migration

³.Post stack

⁴ .Pre stack

روش کوچ عمقی را میتوان بر مبنای حل انتگرالی معادله موج بکار برد، که به عنوان کوچ کیرشهف^۱ شناخته میشود [روبین^۲، ۲۰۱۰]. در این روش، از الگوریتم جمع پراشها^۳ که بر پایه اصل هویگنس^۴ استوار است، استفاده میشود. اصل هویگنس فرض میکند، که یک بازتابنده از مجموعهای از نقاط پراش تشکیل شده است و کوچ با فرونشاندن هر هذلولی پراش به نقطه آغازین آن حاصل میشود.

مدل سرعتی که برای کوچ استفاده میشود باید صحیح بوده تا انرژی موجود در دادهها به طور کامل متمرکز شده و در نتیجه بازتابندهها در موقعیت صحیحشان قرار گیرند. دانش زمینشناسی زیر سطحی ممکن است برخی اطلاعات در مورد نحوه انتشار سرعت موج ارایه دهد، اما اطلاعات دقیق تنها از طریق دادهها فراهم میشود. مدل سرعتی که از دادههای لرزهای به دست میآید مدل سرعت کلی^۵ نامیده میشود، زیرا این مدل صرفا برای انجام کوچ لرزهای بهینه شده است و برای تفسیر ساختارهای ظریف زمینشناسی مناسب نیستند [گونزالز^ع، ۲۰۱۶].

۱–۴– انواع مدل سرعت لرزهای

از نکات مهم در هنگام تعیین مدل سرعت برای کوچ، پارامتری کردن مدل است. پارامتری کردن مدل شامل تعیین پارامترهایی است، که به طور کامل مدل مذکور را تعریف می کنند. بسته به نوع پارامتری کردن مدل، انواع مختلف شرایط و محدودیتها، اعمال می شوند که به طور کلی به سه دسته تقسیم می شوند:

۱–۴–۱– مدل سرعت بلوکی یا لایهای^۷

در این مدل، سرعت در هر بلوک یا هر لایه ثابت است و یا طبق روابط سادهای (در جهت افقی یا قائم) تغییر می کند. سرعت در مرز بلوکها و یا لایهها ناپیوسته است. این مدل در مناطق دارای لایههای با رژیم

⁷ .Layer base models

¹.Kirchhoff migration

².Robbein

³. Diffraction summation

⁵ .Macro velocity models

⁶. Gonzalez

سرعت و ضخامت بسیار متفاوت که روی یکدیگر را می پوشانند، استفاده می شود [جونز^۱، ۲۰۱۰]. به عنوان مثال، می توان به لایه های گچ در مقابل شیل یا نمک اشاره کرد (شکل ۱-۱).



شکل ۱- ۱: مدل سرعت برای لایه های تخت روی یک مرز گچی با استفاده از مدل لایه ای [جونز، ۲۰۱۰].

۱–۴–۲– مدل سرعت شبکهای^۲ یا تدریجی

این نوع مدل، هیچگونه ناپیوستگی سرعت ندارد. میزان سرعت روی شبکهای متراکم از نقاط زیر سطح، که به طور تدریجی از نقطهای به نقطه دیگر تغییر میکند، یا توسط توابع تدریجی در هر نقطه از مدل، تعریف میشود. [جونز، ۲۰۱۰]. این مدل برای محیطهای دریایی با رژیمهای سرعتی که گرادیان فشردگی بر آنها حاکم است، مناسب میباشد (شکل ۱–۲).

².Gridded models

¹.Jones



شکل ۱-۲: مدل سرعت برای لایه های تخت روی یک مرز گچی با استفاده از مدل شبکهای [جونز، ۲۰۱۰].

۱-۴-۳ مدل ترکیبی^۱

این مدل شامل یک توده با شکل نامنظم است و با اختلاف سرعتی بالا در یک زمینه از مدل شبکهای قرار دارد. از این مدل در مناطقی که گرادیان سرعت متوسط از رسوبات به دلیل همراهی درصدی از تودههای نمک یا شیل به یک قالب پیچیده درآمده است، استفاده می شود، [جونز، ۲۰۱۰]، (شکل ۱–۳).

¹.Hybrid Models



شکل ۱- ۳: مدل سرعت برای لایه های تخت روی یک مرز گچی با استفاده از مدل ترکیبی [جونز، ۲۰۱۰].

۱-۵- تعریف ناهمسانگردی

یک محیط با یک خاصیت (ویژگی) فیزیکی معین را ناهمسانگرد گویند، چنانچه این پارامتر با جهت اندازه گیری تغییر کند. به عنوان مثال اگر یک محیط کشسان^۱، ناهمسانگرد باشد، امواج لرزهای همنوع، در جهات مختلف با سرعتهای متفاوت منتشر میشوند. این ناهمسانگردی سرعت، بیانگر حضور ساختاری مشخص در مقیاس طول موج^۲ لرزهای است که به تغییرات فیزیکی نسبت داده میشود. در سازندهای زیر سطحی متعارف، سرعت هم با موقعیت مکانی و هم با جهت انتشار تغییر می کند، که باعث میشود تا محیط ناهمگن و ناهمسانگرد گردد.[هلبیگ^۳، ۱۹۹۴].

³.Helbig

¹.Elastic

 $^{^{2}}$.Wavelength

1-0-1 عوامل ایجاد ناهمسانگردی

به طور کلی ناهمسانگردی در سریهای رسوبی با عوامل مهم زیر ایجاد میشود [تامسن^۱، ۱۹۸۶]: ۱- ناهمسانگردی مربوط به جهتگیری ترجیحی دانههای رسوبات ۲- لایههای نازک همسانگرد و یا ناهمسانگرد با ضخامت کمتر از طول موج ۳- شکستگیها یا ترکهای ریز (گسلها، دایکها، سیلها و ...) ۴- سیمان شدگی و فشردگی دانهها

به طور معمول ناهمسانگردی با حضور یک یا ترکیب سه عامل مذکور ایجاد می شود. برای مثال دسته ای از شکستگیهای عمودی در لایه های رسوبی و یا لایه های نازکی که به صورت ذاتی ناهمسانگرد هستند، باعث ایجاد ناهمسانگردی می شوند.

۱–۵–۲– ناهمسانگردی در مقابل ناهمگنی^۲

اکثرا ناهمسانگردی و ناهمگنی با هم اشتباه گرفته میشوند. ناهمگنی به عنوان تغییرات خاصیت فیزیکی از نقطهای به نقطه دیگر و ناهمسانگردی به معنی تغییرات جهتی یک ویژگی خاص فیزیکی در یک نقطه میباشد. ناهمگنی با استفاده ار مقیاسهای مختلفی به ناهمسانگردی مربوط میشود. برای مثال ماسه سنگ 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 به این معنی است که زمانی که طول موج لرزهای

². Heterogeneous

¹.Thomsen

بزرگتر از ناهمگنی و یا ضخامت لایه باشد، آن را همگن اما ناهمسانگرد مینامیم. در این حالت امواج از قوانین موج ناهمسانگرد پیروی میکنند [تامسن، ۲۰۰۲].

۱-۵-۳ انواع ناهمسانگردی لرزهای

معمول ترین مدل ناهمسانگردی، محیطهای با تقارن تریکلینیک هستند که بعضی از سازندهای زيرسطحي (مخصوصا آنهايي كه داراي شكست هستند)، داراي اين نوع تقارن ميباشند، ولي تعداد زياد پارامترهای مستقل آن باعث می شود تا استفاده از این مدل در لرزهشناسی با مشکل (در حل معادلات مربوطه) مواجه شود. مدل مونو کلینیک ۲ که از روی اندازه گیریهای لرزهای به دست می آید دارای یک صفحه تقارن آینهای با جهت گیری خاص میباشد که با مدل فیزیکی زیرین معین می شود. در حالت خاص که دو دسته شکست عمودی متعامد یا همانند داشته باشیم، تقارن اورتورومبیک^۳ حاصل می شود. متداول ترین نوع ناهمسانگردی لرزهای، ناهمسانگردی قائم^۴ است، بنابراین، تحقیقات انجام شده، اغلب در خصوص ناهمسانگردی قائم صورت می گیرد. وقتی محور تقارن موازی با محور قائم باشد، همسانگردی عرضی قائم (VTI) مطرح می شود که ناهمسانگردی جهتدار قائم است. وقتی محور تقارن افقی است محیط همسانگرد عرضی افقی⁶ (HTI) نامیده می شود [لی^۶ و همکاران، ۲۰۱۶]. همسانگردی عرضی در محیطی رخ می دهد که شکافهای قائم توسعه یافتهاند. محیطهای HTI سادهترین نوع ناهمسانگردی جهتدار محسوب می شوند که می توان آنها را در توصیف مخازن شکافدار قائم به کار برد[تامسن^۷، ۱۹۸۸]. در محیطهای تنشی، امتداد لغزشی و جایی که تنش قائم حداقل است، همسانگردی عرضی افقی رخ میدهد. تشکیلات شیلی که به شکل افقی لایهبندی شدهاند، دارای تقارن VTI هستند. اگر لایهها شیبدار باشند محور تقارن می تواند

². monoclinic

- ⁵ .Horizontal transverse isotropy
- ⁶ .Li ⁷ .Thomsen
- · . I nomsei

¹. Triclinic

³. Orthorhombic

⁴.Vertical anisotropy

نسبت به محور افقی انحراف داشته باشند. بنابراین چنین محیطی را به دلیل تقارن مایل، TTI^۱ مینامند. مدلهای TTI در نزدیکی گنبدهای نمکی دیده میشوند. در فصل بعد در مورد برخی از این تقارنها بحث خواهد شد.

۱-۶- بیان مساله و ضرورت تحقیق

مخازن نفت و گاز، ذخایر زمین گرمایی و لایههای بالایی، معمولا از سنگهای ناهمسانگرد تشکیل شده است. در حین پردازش دادههای لرزهای بازتابی در اینگونه ساختارها، در نظر گرفتن ناهمسانگردی، مانع از ایجاد پراکندگی^۲ در فرایند تصویرسازی از مخازن میشود. تخمین صحیح مدل سرعت یکی از مشکل *ت*رین مراحل در تصویرسازی دادههای لرزهای از محیط ناهمسانگرد می باشد. فرض یکسان بودن سرعت در یک افق در نقاط مختلف همواره درست نمی باشد و اگر با سرعت ناصحیح کوچ انجام گیرد، موقعیت رخدادها به شکل درست به دست نمی آید (به ویژه در کوچ عمقی^۳). بنابراین برای نزدیک شدن به واقعیت در تصویرسازی لرزهای، 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 شده و در تصویرسازی لرزهای اعمال برشد. پارامترهای ناهمسانگردی برای اولین بار به منظور بررسی اثر آنها در پردازش دادههای لرزهای اعمال شوند. پارامترهای ناهمسانگردی برای اولین بار به منظور بررسی اثر آنها در پردازش دادههای لرزهای در نظر شوند. پارامترهای ناهمسانگردی برای اولین بار به منظور بررسی اثر آنها در پردازش دادههای لرزهای در نظر پارامترهای 3 , δ بیانگرترکیبی از ناهمسانگردی امواج طولی (P) و امواج عرضی قائم (SN) و پارامتر γ ناهمسانگردی موج عرضی افتی (SH) را توصیف می کند.

¹. Tilted transversely isotropy

³.Depth migration

². Dispersion

۱-۷- مروری بر کارهای پیشین

بریمن^۱(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 پس از نوشته شدن یک مقاله بنیادی درباره ناهمسانگردی توسط تامسن (۱۹۸۶) رخ داد. ابتدا چنین به نظر می سید که روش تامسن تنها یک روش جایگزین برای معادلات موجود است که سرعت سیر امواج در محیطهای همسانگرد عرضی را با محور تقارن قائم (VTI) بررسی مینماید، اما امروزه مشخص شده است که پارامترهای معروف او (γ,δ,ε)، ترکیبی از ضرایب الاستیک مربوط به کمیتهای سرعت NMO (سرعت برونراند نرمال^۲) و دامنه بر حسب دور افت^۳(AVO) می باشد. اندازه گیریهای ناهمسانگردی سرعت امواج لرزهای P و S نشان میدهد که سنگهای رسوبی ناهمسانگردند [مارتین و دیویس^۲،۱۹۸۷]. مطالعات و بررسیهای آزمایشگاهی زامورا^۵ و همکاران (۱۹۹۰) نشان دادهاند که اکثر مواد زمین رفتار همسانگردی عرضی از خود نشان میدهند. لایههای متناوب با سرعتهای بالا و پایین در جایی که ضخامت لایهها کمتر از طول موج لرزهای است، باعث ایجاد ناهمسانگردی در زمین می شوند [تسوانکین، ۲۰۰۱]. ناهمسانگردی لرزهای، با تغییر سرعت، تابعی از جهت انتشار امواج است [مائو²، ۲۰۰۵]. خوشبخت و همکاران (۱۳۹۰) ناهمسانگردی یک مخزن کربناته را با استفاده از لاگ دوقطبی – برشی (DSI) مورد ارزیابی قرار دادند. حاجی محمدی (۱۳۹۱) ناهمسانگردی را با استفاده از دادههای لرزه نگاری قائم و نمودارهای چاه پیمایی تعیین کرد. ایبانز^۷ و همکاران (۲۰۱۴) به بررسی تاثیر ناهمسانگردی اورتورومبیک روی میدان موج ير داختند.

⁵ .Zamora ⁶ . Mao

¹. Berryman

². Normal moveout

^{3.} Amplitude versus offset

⁴ .Martin, Davis

⁷. Ibanez

۱-۸- روش انجام تحقیق

در این تحقیق، روش NIP توموگرافی^۱ به عنوان یکی از روشهایی که به بهترین وجه، زمان سیر^۲ رخدادهای بازتابی را مشخص میکند، به عنوان روش تهیه مدل سرعت انتخاب گردید. در این روش اطلاعات زمان سیر از روی مجموعهای از نشانگرها^۳ به نام نشانگرهای جنبشی میدان موج^۴ به عنوان نتایج برانبارش سطح بازتاب مشترک⁶(CRS)، انتخاب دستی میشود. این نشانگرها، پارامترهایی از دونوع موج، به نام موج نرمال ^۹ (N) و موج نرمال در نقطه ورود (NIP میشود. این نشانگرها، پارامترهایی از دونوع موج، به نام موج نرمال ^۶ (N) و موج نرمال در نقطه ورود (NIP NIP) هستند. از آنجا که در این روش، انتخاب دستی رخدادهای بازتابی روی مقاطع پس از برانبارش صورت میگیرد، تعداد نقاط لازم برای انتخاب دستی رخدادهای بازتابی روی مقاطع پس از برانبارش صورت میگیرد، تعداد نقاط لازم برای توموگرافی کاهش چشمگیری مییابد. نکته مهمتر، دستچین^۷ کردن نقاط به صورت خودکار، در نقاطی است استفاده میشود که در این روش، از خواص موج رای می توموگرافی می و موج رای در این موگرافی است موج در این روش، از خواص موج کار، در نقاطی است توموگرافی می مود که در این روش، از خواص موج در ای توموگرافی می کویند. برای استفاده میشود که بدین علت، آن را توموگرافی موج نرمال در نقاط به صورت خودکار، در نقاطی است توموگرافی می در تعلوی است می گیرد، تعداد نقاط لازم برای مود ترموگرافی کاهش چشمگیری مییابد. نکته مهمتر، دستچین^۷ کردن نقاط به صورت خودکار، در نقاطی است توموگرافی کاهش چشمگیری می میتاید. در این روش، از خواص موج گرافی می گویند. برای استفاده میشود که بدین علت، آن را توموگرافی موج نرمال در نقطه ورود یا NIP توموگرافی می گویند. برای توموگرافی می گویند. برای تومو توله یو می می مدل سرعت نولیه می می می می موز مرمال در نقطه ورود یا NIP توموگرافی می گویند. برای استفاده می مود نرمال در نقطه ورود یا می موج توله می توموگرافی می گویند. برای تومو تولوی می می تولویه، مدی مدل سرعت اولیه معلوب، مدل سرعت اولیه می مور می می می می مدل سرعت اولیه، استفاده از رابطه خطی تغییرات سرعت لحظه ای با عمق است:

$$v_{inst}(z) = v_0 + k.z \tag{1-1}$$

تغییر سرعت لحظهای با عمق را نشان میدهد، v_0 درحکم سرعت لحظهای انتشار موج در $v_{inst}(Z)$ تغییر سرعت لحظهای به منزله گرادیان تراکم است که به صورت یک ضریب، آهنگ افزایش سرعت با عمق را تعیین میکند. همچنین تابعهای سرعت استانداردی را افراد گوناگون عرضه کردهاند که

⁵ .Common reflection surface stack

¹.Tomography

² .Traveltime

³. Attributes

⁴. Kinematic wavefield attributes

⁶ .Normal wave

^{7 .}Piking

⁸.Coherence

می توان از آن ها برای توصیف نحوه تغییرات سرعت لحظهای با عمق استفاده کرد. از بین این مدل ها، می توان به موارد زیر اشاره کرد [روبین، ۲۰۰۳]:

$$v_{inst}(z) = v_0 (1 + a. z)^b$$
 (Y-1)

$$v_{inst}(z) = v_0 e^{k.z} \tag{(-1)}$$

$$v_{inst}(z) = v_0 a. z^b \tag{(f-1)}$$

که $a \ e \ d$ پارامترهای وابسته به محیط هستند. این توابع، ما را قادر می سازند که فرضهای کلی افزایش سرعت با عمق ناشی از تراکم رسوبات را در نظر بگیریم. با این حال، ملاحظاتی در استفاده از این روابط وجود دارد که باید هنگام استفاده از آن ها در نظر گرفته شود. اما طی تحقیقی که درمورد توابع سرعت اولیه در تومو گرافی، در منطقه برداشت داده های این پایان نامه صورت گرفت [وحیدهاشمی و سلیمانی، ۱۳۹۳]، مشخص شد، که از بین این توابع، تابع سرعت خطی (رابطه ۱–۱)، ساختارهای بیشتر و با کیفیت بهتری را مشخص شد، که از بین این توابع، تابع سرعت خطی (رابطه ۱–۱)، ساختارهای بیشتر و با کیفیت بهتری را در مقطع کوچ پس از برانبارش آشکار سازی می کند. لذا در این پایان نامه نیز، در روش NIP تومو گرافی، برای در مقطع کوچ پس از برانبارش آشکار سازی می کند. لذا در این پایان نامه نیز، در روش NIP تومو گرافی، برای در مقطع کوچ پس از برانبارش آشکار سازی می کند. لذا در این پایان نامه نیز، در روش NIP تومو گرافی، برای در مقطع کوچ پس از برانبارش آشکار سازی می کند. لذا در این پایان نامه نیز، در روش NIP تومو گرافی، برای در مقطع کوچ پس از برانبارش آشکار سازی می کند. لذا در این پایان نامه نیز، در روش NIP تومو گرافی، برای در مقطع کوچ پس از برانبارش آشکار سازی می کند. لذا در این پایان نامه نیز، در روش NIP تومو گرافی، برای در مقطع کوچ پس از برانبارش آشکار سازی می کند. لذا در این پایان نامه نیز، در روش NIP تومو گرافی، برای دقیق لرزه ای، پارامترهای ناهمسانگردی ITV که از مطالعات قبلی به دست آمده اند نیز به این مدل اضافه خواهند شد. بدین تر تیب مدل سرعتی به دست خواهد آمد که ناهمسانگردی در آن مدل شده است.

در این تحقیق ابتدا دادهها توسط نرم افزار Seismic Unix پردازش شده و توسط CRS برانبارش می شوند. نتیجه این برانبارش، نشانگرهای جنبشی میدان موج است که برای تهیه مدل سرعت به روش معکوس سازی زمان سیر ^۱ یا توموگرافی مورد استفاده قرار خواهند گرفت. در این مرحله است که کدهای نوشته شده،

¹ .Traveltime inversion velocity analysis

پارامترهای ناهمسانگردی را به مدل وارد می کند. سپس مدل سرعت ناهمسانگرد تهیه شده و در ادامه فرایند کوچ به کمک این مدل سرعت انجام می شود. همچنین نتایج به دست آمده با نتیجه کوچ بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی مقایسه میشود. نتایج بهدست آمده نشان می دهد، که مقطع کوچ با در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم، رخدادهای بازتابی بیشتر و با کیفیت بهتری را در مقایسه با مقطع کوچ بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم، آشکارسازی کرده است.

۹-۱- ساختار پایان نامه

این پایاننامه به لحاظ ساختاری در پنج فصل تنظیم و نگارش شده است. در فصل اول، انواع مدل سرعت لرزهای، ناهمسانگردی و انواع محیطهای ناهمسانگرد معرفی شدند. در فصل دوم، معادلات حاکم بر محیط ناهمسانگرد بیان شده و همسانگردی عرضی، مورد بررسی قرار می گیرد. همچنین پارامترهای تامسن به تفصیل تشریح و معادلات سرعت فاز بیان میشوند. در فصل سوم، پس از مختصری توضیح در مورد نشانگرهای لرزهای و روش استفاده شده در این پایاننامه برای تهیه مدل سرعت، در مورد نحوه اعمال پارامترهای ناهمسانگردی قائم (VTI)، در تصویرسازی لرزهای بحث میشود. در نهایت هم، نتایج به دست آمده پس از انجام این مطالعات در فصل چهارم بیان شده و در فصل پنجم، پس از نتیجه گیری، پیشنهاداتی جهت بهبود کار ارائه می گردد.

فصل دوم معادلات و پارامترهای محیط ناهمسانگرد

۲-۱- خواص امواج تخت^۱ و معادلات حاکم

۲-۱-۱- معادله موج و قانون هوک^۲

در حالت کلی معادله موج برای محیط ناهمسانگرد از قانون دوم نیوتون^۳ که نیروی اعمال شده بر حجم ۷ درون یک محیط را بیان می کند، پیروی می کند. بنابراین، برای توصیف اموج در محیط ناهمسانگرد می توان نوشت [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

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

که در آن،
$$\rho$$
 چگالی، $(u_1, u_2, u_3) = \overline{U}$ بردار جابجایی، $(f_1, f_2, f_3) = f_1$ نیروی خارجی وارد بر جسم بر
واحد حجم، τ_{ij} تانسور تنش ، t زمان و x_j مختصات کارتزین است. جمع روی اندیس $f_i = 1, 2, 3$ و
دیگر اندیسهای تکرار که در زیر آمده است، صورت می گیرد. $i = 1, 2, 3$ یک اندیس اختیاری است.

برای یک محیط با چگالی مفروض، توزیع نیروی حجمی معین اعمال شده f(x) در معادله شامل دو f(x) . مجهول است: ۱- میدان جابجایی ۲- تانسور تنش^۹. بنابراین برای حل معادله موج لازم است تا معادله (۲-۱) با معادله مشخصه بین تنش و کرنش^۵ تکمیل شود. با استفاده از قانون عمومی هوک داریم [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

$$\tau_{ij} = c_{ijkl} e_{kl} \tag{Y-Y}$$

¹. Plane waves

 $^{^{\}rm 2}$. Hooke's law

³. Newton's second law

⁴. Stress

⁵ . Strain

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

، تانسور کرنش، به صورت زیر قابل محاسبه است [تسوانکین، ۲۰۰۱]: $e_{_{kl}}$

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

با فرض اینکه ضرایب سختی ثابت هستند یا به آهستگی در فضا تغییر می کنند، می توان از مشتقات مربوط به آن صرف نظر کرد. با جاگذاری روابط (۲-۲) و (۲-۳) در معادله عمومی موج، (معادله۲-۱)، داریم:

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

معادله (۲-۴) برای محیطهای کشسان خطی، هر محیط ناهمسانگرد، همگن یا ناهمگن ضعیف برقرار است [تسوانکین، ۲۰۰۱].

۲–۱–۲– دستگاههای تقارن ناهمسانگردی

نوع تقارن محیط در معادله (۲–۴)، توسط تانسور سختی کنترل میشود، که ساختار آن، سرعت و قطبش^۲ امواج تخت را برای هر جهت انتشار مشخص می کند.

در حالت کلی، یک تانسور مرتبه چهار، $8^{4} = 81$ مولفه دارد، که ماتریس C_{ijkl} به علت دارا بودن چندین تقارن، مولفههای مستقل آن کاهش مییابد. ابتدا با توجه به تقارن تانسورهای تنش و کرنش، اندیسهای i, j, k, l

$$C_{ijkl} = C_{klij} = C_{ijlk} = C_{jilk}$$
 (Δ -Y)

². Polarization

¹. Stiffness tensor

در این صورت تعداد مولفهها از ۸۱ به ۳۶ کاهش می یابد، از طرف دیگر، چون تنش و کرنش همزمان کار می کنند، ارتباط تنش و کرنش از یک تابع چگالی انرژی مشتق می شود [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

$$\sigma_{ij} = \frac{\partial U}{\partial \varepsilon_{ij}} \to \sigma_{ijkl} = \frac{\partial^2 U}{\partial \varepsilon_{ij} \partial \varepsilon_{kl}}$$
(9-7)

با توجه به معادله (۲–۶) دستور مشتق گیری دلالت بر $C_{ijkl} = C_{ijkl}$ خواهد داشت. بنابراین تعداد مولفهها از ۳۶ به ۲۱ کاهش می یابد. همان طور که از معادلات بالا برمی آید، محیط با حداقل تقارن ممکن با ۲۱ ضریب ۳۶ به ۳۶ کاهش می یابد. همان طور که از معادلات بالا برمی آید، محیط با حداقل تقارن ممکن با ۲۱ ضریب سختی بیان می شود و تانسور T_{ijkl} می تواند با یک ماتریس نمایش داده شود. این عملگر با جابجا کردن هر جفت از اندیس ها با یک اندیس منفرد شکل می گیرد، که به آن «روش ویگت'» گفته می شود که در آن چون اندیس ها با یک اندیس منفرد ماتریس سختی به دست آمده، متقارن است [تامسن، ۱۹۸۶]:

$\begin{bmatrix} c_{1111} \\ c_{2211} \\ c_{3311} \\ c_{2311} \\ c_{1311} \\ c_{1211} \end{bmatrix}$	C ₁₁₂₂ C ₂₂₂₂ C ₃₃₂₂ C ₂₃₂₂ C ₁₃₂₂ C ₁₂₂₂	C ₁₁₃₃ C ₂₂₃₃ C ₃₃₃₃ C ₂₃₃₃ C ₁₃₃₃ C ₁₂₃₃	C ₁₁₂₃ C ₂₂₂₃ C ₃₃₂₃ C ₂₃₂₃ C ₁₃₂₃ C ₁₂₂₃	$\begin{array}{c} c_{1113} \\ c_{2213} \\ c_{3313} \\ c_{2313} \\ c_{1313} \\ c_{1231} \end{array}$	$\begin{array}{c} c_{1112} \\ c_{2212} \\ c_{3312} \\ c_{2312} \\ c_{1312} \\ c_{1212} \end{array}$	Ξ	C_{11} C_{21} C_{31} C_{41} C_{51} C_{61}	C ₁₂ C ₂₂ C ₃₂ C ₄₂ C ₅₂ C ₆₂	C ₁₃ C ₂₃ C ₃₃ C ₄₃ C ₅₃ C ₆₃	C ₁₄ C ₂₄ C ₃₄ C ₄₄ C ₅₄ C ₆₄	C ₁₅ C ₂₅ C ₃₅ C ₄₅ C ₅₅ C ₆₅	C_{16} C_{26} C_{36} C_{46} C_{56} C_{66}	(Y-Y)
LC_{1211}	c_{1222}	C_{1233}	c_{1223}	c_{1231}	c_{1212}		LC ₆₁	<i>C</i> ₆₂	<i>C</i> ₆₃	C_{64}	C ₆₅	<i>c</i> ₆₆ J	

هر تقارن ناهمسانگرد با ساختار معینی از ماتریس سختی مشخص می شود که تعداد مولفههای مستقل آن، برای سیستمهای با تقارن بیشتر، کاهش می یابند [تسوانکین، ۲۰۰۱].

در اینجا چند تقارن، از تقارنهای مهم در کاربردهای لرزهشناسی تشریح می شود:

۲-۱-۲-۱ محیطهای اور تورومبیک

محیطهای اورتورومبیک با سه صفحه متعامد از تقارن آینهای دو جانبه^۲، شناخته میشود.

¹. Voigt recipe

² . Mutually orthogonal planes of mirror symmetry
در دستگاه مختصات مربوط به صفحه تقارن، محیطهای اورتورومبیک دارای ۹ ضریب سختی مستقل هستند. از دلایل وجود ناهمسانگردی اورتورومبیک در حوضههای رسوبی، ترکیبی از شکستهای عمودی با حضور همسانگردی عرضی عمودی در زمینه محیط است (شکل ۲–۱)، 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 [تسوانکین، ۲۰۰۱].



شکل ۲- ۱: 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 حالیکه صفحات دیگر موازی یا عمود بر راستای شکستها است [تسوانکین، ۲۰۰۱].

ماتریس سختی محیط اورتورومبیک در دستگاه مختصات کارتزین ایجاد شده توسط صفحه تقارن به صورت زیر نوشته می شود [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

$$C^{(Ortho)} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & 0 & 0 & 0\\ c_{12} & c_{22} & c_{23} & 0 & 0 & 0\\ c_{13} & c_{23} & c_{33} & 0 & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66} \end{bmatrix}$$
(A-Y)

۲-۱-۲-۲ محیطهای همسانگرد

برای محیط همسانگرد (انتشار موج در تمام جهات یکسان است)، c_{ijkl} به تانسور مرتبه چهار تبدیل شده و به صورت زیر نشان داده می شود [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

$$c_{ijkl}^{(iso)} = \lambda \ \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}) \tag{9-7}$$

یا با نماد گذاری دو اندیس:

$$C^{(iso)} = \begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 2\mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 2\mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 2\mu \end{bmatrix}$$
(1.-7)

د μ ثابتهای لامه هستند که از روابط زیر به دست میآیند [تسوانکین، ۲۰۰۱]: λ

$$\lambda = \frac{\sigma E}{(1+\sigma)(1-2\sigma)} \tag{11-T}$$

$$\mu = \frac{E}{2(1+\sigma)} \tag{17-7}$$

¹. Lamé parameters

,پارامترهای E و σ به ترتیب مدول یانگ و نسبت پواسون میباشند E

با جایگذاری تانسور $C^{(iso)}$ در معادله عمومی موج، به معادله حرکت برای محیط همسانگرد میرسیم [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

۲-۱-۲-۳- محیطهای همسانگرد عرضی

مهم ترین بخش مطالعات لرزهای در ناهمسانگردی لرزهای، در زمینه محیطهای همسانگرد عرضی (TI) که دارای یک محور تقارن چرخشی هستند صورت می گیرد. هر صفحه شامل محور تقارن، معرف صفحهای با تقارن آینهای است، صفحه دیگر تقارن صفحه ناهمسانگردی است که عمود بر محور تقارن میباشد. چون زاویه بین بردار کندی^۳ و محور تقارن ثابت باقی میماند، بنابراین سرعتهای فاز برای سه موج در صفحه همسانگرد، مستقل از جهت انتشار هستند[تسوانکین، ۲۰۰۱].

بیشتر سازندهای شیلی، لایههای افقی هستند که یک محیط همسانگرد عرضی با محور تقارن عمودی (VTI) را میسازند. دلیل دیگر برای تقارن TI، لایههای نازک متناوبی است که ضخامت آنها در مقایسه با طول موج کوچک هستند (شکل۲-۲):

³. Slowness

¹. Young's modulus

². Poisson's ratio



شکل ۲- ۲: محیط دارای یک محور تقارن چرخشی است و میتواند توسط لایههای نازک افقی ایجاد شود [تسوانکین،

ماتریس سختی برای محیط VTI به صورت زیر تعریف می شود [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

$$C^{(VTI)} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{11} - 2c_{66} & c_{13} & 0 & 0 & 0\\ c_{11} - 2c_{66} & c_{11} & c_{13} & 0 & 0 & 0\\ c_{13} & c_{13} & c_{33} & 0 & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66} \end{bmatrix}$$
(14-7)

ماتریس سختی برای محیط VTI ، دارای مولفههای غیر صفر مشابه با ماتریس سختی در محیطهای اورتورومبیک است. ولی ارتباط بین ضرایب c_{ij} در محیط VTI، باعث کاهش تعداد مولفههای سختی از ۹ به ۵ شده است.

دارند ایجاد می شوند. بنابراین محیط همسانگرد عرضی ساده ترین مدل ممکن برای یک سازند با شکستهای عمودی است.

عواملی مثل انحراف شکستها از حالت حلقوی، ناموازی بودن صفحات شکست و حضور ناهمسانگردی در ز زمینه، باعث می شود تقارن غالب محیط به اور تورومبیک یا کمتر کاهش یابد.



شکل ۲- ۳: مدل HTI مربوط به شکافهای موازی، امواج برشی که به طور قائم در محیطهای HTI سیر میکنند به دو مد موازی و عمود بر وجه شکستگیها قطبیده میشوند [تسوانکین، ۲۰۰۱].

محیط HTI دارای دو صفحه تقارن عمود بر هم است: صفحه محور تقارن و صفحه همسانگردی (شکل . ۲-۲).

$$C^{(HTI)} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{13} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{33} & c_{33} - 2c_{44} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{33} - 2c_{44} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} \end{bmatrix}$$
(10-17)

در خصوص امواج در محیط ناهمسانگرد، ابتدا باید سرعت فاز^۱ و سرعت گروه^۲ را از یکدیگر متمایز کرد، بنابراین به تعریف این دو سرعت و روابط آنها میپردازیم.

۲-۱-۲- سرعت گروه و سرعت فاز

بردار سرعت گروه، جهت و سرعت انتشار انرژی موج را بیان میکند. بنابراین تعیین آن در مدلسازی زمانسیر و روشهای معکوسسازی حائز اهمیت میباشد. تفاوت بین سرعت گروه و سرعت فاز احتمالا به دلیل تغییرات سرعت با فرکانس^۳ (پاشیدگی^۴) یا زاویه (ناهمسانگردی) باشد.



شکل ۲- ۴: بردار سرعت گروه، مکان چشمه را به گیرنده وصل می کند.بردار سرعت فاز، عمود بر جبهه موج است [وستروم^۵، ۱۹۹۴].

- ⁴. Dissemination
- ⁵. Vestrum

¹. Phase velocity

². Group velocity

³. Frequence

همان طور که در شکل (۲-۴) مشاهده می شود بردار سرعت گروه در یک محیط همگن با جهت چشمه-گیرنده^۱ در یک راستا قرار می گیرد، در حالیکه بردار سرعت فاز (یا کندی)، عمود بر جبهه موج^۲ می باشد. باید توجه داشت، هنگام وجود ناهمسانگردی جبهه موج کروی نیست و بردارهای سرعت فاز و گروه متفاوت هستند.

برای یک موج تخت، سرعت فاز با رابطه زیر تعریف می شود [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

$$V(\theta) = \frac{\omega}{K} \tag{19-7}$$

که درآن abla سرعت فاز، artheta فرکانس زاویهای و $oldsymbol{K}$ عدد موج میباشد که به صورت زیر تعریف میشود:

$$\vec{K} = K(\sin\theta \hat{x}_1 + \cos\theta \hat{x}_3) \tag{14-7}$$

$$K(\theta) = \sqrt{K_X^2 + K_Z^2} = \frac{\omega}{V(\theta)}$$
(1A-Y)

$$K_{x} = K(\theta)\sin\theta \tag{19-1}$$

$$K_z = K(\theta) \cos \theta \tag{(Y - Y)}$$

بردارهای
$$\hat{x}_1$$
 و Z ، بردارهای واحد به ترتیب در جهت محورهای X و Z میباشند. \hat{x}_1 می

با جاگذاری دو معادله (۲–۱۹) و (۲–۲۰) در معادله (۲–۱۸) سرعت فاز بر حسب زاویه فاز به دست می آید:

$$V(\theta) = \frac{\omega}{K} (\sin \theta \hat{x}_1 + \cos \theta \hat{x}_3)$$
(1)-7)

سرعت گروه نیز وابسته به سرعت فاز میباشد و به صورت رابطه زیر تعریف میشود [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

¹. Source-receiver

². Wavefront

$$V(\varphi) = \frac{d\omega}{dK}$$
(11-7)

با توجه به اینکه سرعت گروه در ارتباط با مسیر پرتو است، لذا به عنوان سرعت پرتو نیز، شناخته می شود به طور مشابه، سرعت فاز نیز، به عنوان سرعت جبهه موج نامیده می شود.

۲–۱–۴ معادله کریستوفل'

برای ارائه توصیف تحلیلی از امواج تخت در محیط ناهمسانگرد، معادله (۲-۴) همگن می شود [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

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

که در آن، ρ چگالی محیط، u_i بردار جابجایی، t زمان و x_i ها مختصات دستگاه کارتزین میباشند. برای حل آزمایشی معادله (۲–۲۳)، از یک موج تخت هارمونیک^۲ به صورت زیر استفاده می شود:

$$u_k = U_k \exp(i \, \omega (n_j x_j / V - t)) \tag{14-7}$$

که U_k تابعی هموار بر حسب x_j ، x_j جهت بردار انتشار موج و $i = \sqrt{-1}$. با جاگذاری معادله موج تخت U_k که روج تعدی می از ایر تعریف می شود (ماسگریو، ۱۹۷۰]:

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

که در آن، G_{ij} ماتریس کریستوفل است که به خواص محیط (سختی) و جهت انتشار موج وابسته است و به صورت زیر تعریف می شود [ماسگریو، ۱۹۷۰]:

$$G_{ij} = C_{ijkl} n_j n_i \tag{19-1}$$

¹ . Christoffel

². Harmonic plane wave

که در آن، n_i جهت بردار انتشار موج است. در حالت فشرده، ماتریس کریستوفل به صورت زیر نوشته می شود:

$$\left[G_{ij} - \rho V^2 \delta_{ik}\right] U_k = 0 \tag{YV-Y}$$

که $_{ij}$ تابع دلتای کرونیکر میباشد. همچنین بردار کندی به صورت عکس سرعت تعریف میشود:

$$P_i = \frac{n_i}{V} \tag{YA-Y}$$

معادله کریستوفل دارای مقدار ویژه ۳×۳ است که با استفاده از معادله زیر به دست می آید [ماسگریو، ۱۹۷۰]:

$$\det \left[G_{ij} - \rho V^2 \delta_{ij} \right] = 0 \tag{(Y9-Y)}$$

برای هر جهت دلخواه داده شده n، در محیط ناهمسانگرد، معادله کریستوفل سه مقدار ویژه ممکن برای سرعت فاز V به دست میآید که شامل یک موج P و دو موج S افقی و قائم میباشد. بنابراین ناهمسانگردی باعث میشود تا موج برشی (S) به دو بخش با سرعت ها و قطبش های متفاوت تقسیم شود [تسوانکین، ۲۰۰۱].

۲-۱-۵- حل معادله کریستوفل برای محیط همسانگرد عرضی

سرعت فاز و قطبش موج در محیط همسانگرد عرضی با استفاده از معادله کریستوفل و تانسور سختی محیط TI به دست میآید. ماتریس کریستوفل برای محیط VTI به صورت زیر تعریف میشود [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

$$G_{11} = C_{11}n_1^2 + C_{66}n_2^2 + C_{55}n_3^2 \tag{(\bar{v} - \bar{v})}$$

$$G_{22} = C_{66}n_1^2 + C_{11}n_2^2 + C_{55}n_3^2 \tag{(11-1)}$$

$$G_{33} = C_{55}(n_1^2 + n_2^2) + C_{33}n_3^2$$
(٣٢-٢)

$$G_{12} = (C_{11} + C_{66})n_1n_2 \tag{(WT-T)}$$

$$G_{13} = (C_{13} + C_{55})n_1n_3 \tag{(147-7)}$$

$$G_{23} = (C_{13} + C_{55})n_2n_3 \tag{(a)}$$

به علت تقارن چرخشی در محیط VTI، برای آنالیز صفحه قائم که شامل محور تقارن است، مناسب میباشد. با انتخاب صفحه $[x_1,x_3]$ و $n_2 = 0$ ، همچنین با جاگذاری معادلات (۲–۳۰) تا (۲–۳۵) در معادله کریستوفل (۲–۲۵) به معادله زیر میرسیم [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

$$\begin{bmatrix} C_{11}n_1^2 + C_{55}n_3^2 - \rho V^2 & 0 & (C_{13} + C_{55})n_1n_3 \\ 0 & C_{66}n_1^2 + C_{55}n_3^2 - \rho V^2 & 0 \\ (C_{13} + C_{55})n_1n_3 & 0 & C_{55}n_1^2 + C_{33}n_3^2 - \rho V^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} U_1 \\ U_2 \\ U_3 \end{bmatrix} = 0 \quad (\Upsilon 9 - \Upsilon)$$

چون در صفحه
$$[x_1, x_3]$$
، $G_{12} = G_{23} = 0$ میباشد، دستگاه معالات (۲-۳۶) به دو بخش تقسیم میشود:

معادلات مستقل برای حرکت عرضی خالص به صورت (
$$u_1 = u_3 = 0$$
) و حرکت درون صفحه ($u_2 = 0$).

با تعریف بردار واحد
$$n_i$$
 بر حسب زاویه فاز $heta$ به صورت $n_1 = \sin heta$ و $n_3 = \cos heta$ و مساوی صفر قرار
دادن دترمینان معادله (۲–۳۶)، سرعت فاز مد قطبیده عرضی به دست میآید [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

$$V_{SH} = \sqrt{\frac{C_{66}\sin^2\theta + C_{55}\cos^2\theta}{\rho}}$$
(٣٧-٢)

به طور مشابه برای حرکت درون صفحه داریم [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

$$2\rho V_P^2(\theta) = (C_{11} + C_{55})\sin^2 \theta + (C_{33} + C_{55})\cos^2 \theta + M$$
(°\lambda-\cong)

$$2\rho V_P^2(\theta) = (C_{11} + C_{55})\sin^2 \theta + (C_{33} + C_{55})\cos^2 \theta - M$$
(39-7)

و

$$M = \sqrt{((C_{11} + C_{55})\sin^2\theta - (C_{33} + C_{55})\cos^2\theta)^2 + 4(C_{13} + C_{55})^2\sin^2\theta\cos^2\theta}$$

اگر موج در راستای
$$x_3$$
 سیر کند ($heta=0$)، به سه مد زیر میرسیم [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

$$V_P(0) = V_{33} = \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}} \tag{(f - 1)}$$

$$V_{SV}(0) = V_{31} = \sqrt{\frac{C_{55}}{\rho}}$$
(41-7)

$$V_{SH}(0) = V_{32} = \sqrt{\frac{C_{55}}{\rho}}$$
(47-7)

حال فرض می کنیم موج در راستای
$$x_1$$
، ($heta=90$) منتشر شود [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

$$V_{P}(90) = V_{11} = \sqrt{\frac{C_{11}}{\rho}}$$
 (47-7)

$$V_{SV}(90) = V_{13} = \sqrt{\frac{C_{55}}{\rho}}$$
(44-7)

$$V_{SH}(90) = V_{12} = \sqrt{\frac{C_{66}}{\rho}}$$
(46-1)

به دلیل تقارن چرخشی، سرعت های مربوطه در جهت x_2 به صورت زیر تعریف میشوند [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

$$V_{P}(90) = V_{22} = \sqrt{\frac{C_{11}}{\rho}}$$
 (49-1)

$$V_{SV}(90) = V_{23} = \sqrt{\frac{C_{55}}{\rho}}$$
 (44-7)

$$V_{SH}(90) = V_{21} = \sqrt{\frac{C_{66}}{\rho}}$$
(4A-7)

ما ۹ سرعت را فرمول بندی کردیم که تنها در صورتی که، سرعتهای یک نمونه VTI در مختصات متعامد، اندازه گیری شوند و محور تقارن آن، با محورهای مختصات اندازه گیری، موازی گردند، قابل مشاهده خواهند بود [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

$$\begin{bmatrix} V_{11} & V_{12} & V_{13} \\ V_{21} & V_{22} & V_{32} \\ V_{31} & V_{32} & V_{33} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sqrt{\frac{C_{11}}{\rho}} & \sqrt{\frac{C_{66}}{\rho}} & \sqrt{\frac{C_{11}}{\rho}} \\ \sqrt{\frac{C_{66}}{\rho}} & \sqrt{\frac{C_{11}}{\rho}} & \sqrt{\frac{C_{55}}{\rho}} \\ \sqrt{\frac{C_{55}}{\rho}} & \sqrt{\frac{C_{55}}{\rho}} & \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}} \end{bmatrix}$$
((*9-Y))

۲-۲-تعاریف و معانی پارامترهای تامسن

برای بهبود نمادگذاری رایج، میتوان از مناسبترین ترکیب ثابتهای کشسانی برای توصیف میدانهای لرزهای استفاده کرد. رایجترین پارامترسازی بر این اساس، توسط تامسن (۱۹۸۶) پیشنهاد شد. تئوری نامگذاری تامسن برا این اصل استوار است که کمیتهای ناهمسانگرد را از همسانگرد با انتخاب سرعتهای نامگذاری تامسن برا این اصل استوار است که کمیتهای ناهمسانگرد را از همسانگرد با سرعتهای المگذاری تامین و S و P در طول محور تقارن جدا میکنند. پنج ضریب کشسانی محیطهای TTI میتوانند با سرعتهای عمودی امواج P و S و سه پارامتر ناهمسانگردی بدون بعد a و δ و γ به صورت زیر تعریف شوند [ایلماز¹، ۲۰۰۱]:

$$V_{P0} = \sqrt{\frac{c_{33}}{\rho}} \tag{(\Delta \cdot - Y)}$$

$$V_{S0} = \sqrt{\frac{c_{55}}{\rho}} \tag{(a)-t}$$

$$\varepsilon = \frac{c_{11} - c_{33}}{2c_{33}}$$
(\Delta Y-Y)

¹. Yilmaz

$$\delta = \frac{(c_{13} + c_{55})^2 - (c_{33} - c_{55})^2}{2c_{33}(c_{33} - c_{55})}$$
(Δ ^{T-T})

$$\gamma = \frac{c_{66} - c_{55}}{2c_{55}} \tag{(\Delta F-T)}$$

که درآن $V_{g_0} = V_{g_0}$ به ترتیب سرعتهای عمودی موج طولی (P) و موج عرضی (S) حول محور تقارن و ρ چگالی محیط است.

مقادیر پارامترهای تامسن برای ناهمسانگردی ضعیف^۱، کمتر از یک بوده و این در حالی است که اعمال ناهمسانگردی در آنالیز دادههای لرزهای، اصولا بر پایهی ناهمسانگردی ضعیف استوار میباشد [اسریپانیچ و فومل^۲، ۲۰۱۶]. در حالت خاص که $\mathcal{E} = \mathcal{F}$ ، (ناهمسانگردی بیضوی)، [دلی و رون^۳، ۱۹۷۹]، حالت بیضی، با شکلی از جبهه موج همراه است که از یک منبع نقطهای گسترش مییابد. هر چند که تئوری آن سادهتر از تئوری ناهمسانگردی است، اما حالت بیضوی در طبیعت به ندرت روی میدهد.

شکل (۲–۵) نمودار متقاطع پارامترهای $\Im \in \mathcal{S}$ برای انواع مختلف رسوبات و سنگهای بلورین، که حاصل مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است، را نشان میدهد. با توجه به این نمودار تعداد کمی از نمونههای سنگی در شرایط حالت بیضوی صدق می کنند. همچنین برای بیشتر انواع سنگها، پارامترهای $\Im \in \mathcal{S}$ هر دو مثبت و کمتر از ۲/۲ میباشند، بنابراین شرایط «ناهمسانگردی ضعیف»، برقرار است [تامسن، ۱۹۸۶].

¹.Weak anisotropy

³ .Daley and Hron

². Sripanich and Fomel



شکل ۲- ۵: نمودار متقاطع پارامترهای ناهمسانگردی \mathcal{E} و \mathcal{S} برای موج P ، مربوط به نمونههای سنگی مختلف[تامسن، شکل ۲- ۵) از معنا (۱۹۸۶).

برای محیطی با ناهمسانگردی ضعیف، سرعتهای فاز امواج
$$V_P$$
 و V_{SH} و V_{SH} به صورت زیر قابل تعریف
است [تامسن، ۱۹۸۶]:

$$V_{P}(\theta) = V_{P0}(1 + \delta \sin^{2} \theta \cos^{2} \theta + \varepsilon \sin^{4} \theta)$$
 ($\Delta \Delta - \Upsilon$)

$$V_{SV}(\theta) = V_{S0}(1 + \frac{V_{P0}^2}{V_{S0}^2}(\varepsilon - \delta)\sin^2\theta\cos^2\theta)$$
 (ΔF -T)

$$V_{SH}(\theta) = V_{S0}(1 + \gamma \sin^2 \theta)$$
 ($\Delta V - T$)

($\theta = 90$)، برای موج تخت P که به ترتیب در راستای x_3 ، ($\theta = 0$) و x_1 ، ($\theta = 90$) و x_1 ، ($\theta = 90$) با توجه به معادله (۲–۵۵)، برای موج تخت P که به ترتیب در راستای میشود داریم [تامسن، ۱۹۸۶]:

$$V_{P}(\theta=0) = V_{P0} \tag{(\Delta \lambda - \Upsilon)}$$

$$V_{P}(\theta = 90) = V_{P0}(1 + \varepsilon) \tag{29-1}$$

پارامترهای ناهمسانگردی بدون بعد \mathcal{F} و \mathcal{F} و γ برای محیط همسانگرد به صفر میل می کنند. بنابراین به آسانی مقدار ناهمسانگردی را تعیین می کنند. پارامتر \mathcal{F} ، با استفاده از اختلاف نسبی سرعتهای افقی و عمودی موج P (معادلات ۲–۵۸ و ۲–۵۹)، ناهمسانگردی موج P را تعیین می کنند، به طور مشابه، γ ناهمسانگردی را برای موج \mathcal{F}_H نشان می دهد.

اگرچه تعریف \mathcal{E} به روشنی \mathcal{F} و γ نیست، ولی این پارامتر هم دارای معنی مشخصی است. این پارامتر، تابع مشتق دوم سرعت فاز موج p را در تابش عمودی تعیین می کند [تسوانکین، ۲۰۰۱]:

$$\frac{d^2 V_P}{d \theta^2} |_{\theta=0} = 2 V_{P0} \delta$$

معادله (۲- ۶۰) نشان میدهد که سرعت موج P با افزایش θ ، افزایش مییابد اگر δ مثبت باشد و کاهش
مییابد اگر δ منفی باشد.

در این فصل سعی شد، پس از توضیح برخی از انواع مدلهای ناهمسانگردی، به تعریف پارامترهای ناهمسانگردی و تاثیر آنها در سرعت فاز پرداخته شود. در فصل سه پس از ارائه روش تهیه مدل سرعت در این پایاننامه، در مورد نحوه اعمال پارامترهای ناهمسانگردی قائم در تصویرسازی لرزهای، که هدف اصلی این پروژه میباشد، بحث میشود.

فصل سوم تهیه مدل سرعت به روش NIP توموگرافی، با اعمال پارامترهای ناهمسانگردی قائم (VTI)

۳–۱– مقدمه

عموما تهیه مدل سرعت انتشار موج در داخل زمین فرایندی بسیار پیچیده است. لذا تمام روشهای تهیه مدل سرعت از یک سری فرضیات و ساده سازیها درباره محیط انتشار موج استفاده می کنند. از آنجایی که خصوصیات جنبشی انتشار امواج لرزهای، توابعی غیرخطی از سرعت انتشار امواج هستند، بنابراین تمام روشهای تهیه مدل سرعت، مبتنی بر تکرار هستند، یعنی با استفاده از یک مدل اولیه، سعی می شود اطلاعات زمانسیر ورودی، مدلسازی شوند، سپس با کمینه کردن اختلاف مقادیر مدلسازی و مقادیر اندازه گیری شده، طی هر تکرار، مدل سرعت اولیه بهبود می یابد تا جایی که این اختلاف به کمتر از یک حد مشخص برسد.

در این فصل پس از معرفی روش استفاده شده در این پایاننامه برای تهیه مدل سرعت، در مورد پارامترهای ناهمسانگردی گفته شده در فصل دوم و نحوه اعمال آنها در مدل سرعت بحث می شود.

۲-۳- روشهای تهیه مدل سرعت کوچ

۳-۲-۱ تهیه مدل سرعت به روش توموگرافی

یک راه برای ارزیابی همخوانی مدل ایجاد شده نسبت به دادههای لرزهای، محاسبه زمانسیر رخدادهای بازتابی است، که در دادههای قبل از برانبارش، دستچین شدهاند. از مشکلات این روش تعداد زیاد نقاطی است که برای انجام عمل توموگرافی باید دستچین شوند. این نقاط، به عنوان نقاط تشکیل دهنده بازتابنده در مدل، در نظر گرفته میشوند. در این روش به دنبال مدلی هستیم که به بهترین وجه زمانسیر رخدادهای بازتابی مشخص شده در دادهها را توجیه کند. پس از تهیه مدل سرعت اولیه، مرزهای مدل در عمق باید

¹.Spline

مرحله مقاطع دورافت مشترک^۱ دادههای پیش پردازش شده، تهیه می شود. سپس روی این مقاطع یک رخداد پیوسته مشخص و دستچین می شود. نقاط دستچین شده دادههای ورودی این روش را تشکیل می دهند.

در مرحله بعد، با استفاده از تکنیک دنبال کردن پرتو^۲ روی مدل سرعت اولیه، زمانسیر رخدادها مدلسازی میشوند. زمانسیرهای حاصله با T_{mod} نشان داده میشود. با کمینه سازی اختلاف بین زمان سیرهای اندازه گیری شده و زمانسیرهای مدلسازی شده، میتوان مدل اولیه را بهبود بخشید و پس از چند تکرار، به یک مدل سرعت بهینه دست یافت. در این روش، اگر نسبت سیگنال به نوفه در دادهی لرزهای پایین باشد، مشخص کردن و دستچین کردن زمانسیرها به مشکل بر میخورد و یا حتی غیر ممکن میشود. در این حرای در این باشد، میتوان مدل اولیه را بهبود بخشید و پس از چند تکرار، به یک مدل سرعت بهینه دست یافت. در این روش، اگر نسبت سیگنال به نوفه در دادهی لرزهای در این باشد، مشخص کردن و دستچین کردن زمانسیرها به مشکل بر میخورد و یا حتی غیر ممکن میشود. در این حالت، مدل اولیه نقش مهمی دارد. بدین منظور، معمولاً مدل اولیه از منابع اطلاعاتی دیگری مثل نگارههای چاه با میزان دقت قابل قبول تعیین میشود [ژانگ⁷ و همکاران، ۲۰۱۶].

NIP -۲-۲- تهیه مدل سرعت به روش توموگرافی موج

دوونک (۲۰۰۴) برای تهیه مدل سرعت کوچ، روشی ارائه داد، که تا حد زیادی مشکلات روش توموگرافی را رفع می کند. در این روش، اطلاعات زمانسیر به شکل نشانگرهای جنبشی میدان موج از روی نتایج برانبارش سطح بازتاب مشترک، استخراج می شوند. در روش برانبارش CRS از رابطه زمانسیر درجه دو به عنوان عملگر برانبارش به صورت زیر استفاده می شود:

$$t^{2}(x_{m},h) = (t_{0} + 2p^{(x)}\Delta x)^{2} + 2t_{0}(M_{N}^{(x)}\Delta x^{2} + M_{NIP}^{(x)}h^{2})$$
(1- \mathfrak{r})

¹.Common-offset

².Ray tracing

³ .Zhang

 $\Delta x = x_m - x_0$ محل آشکار شدن جبهه موج را با $x_0 = x_0 = x_0$ و محل نقطه میانی را با $x_m = x_m$ نشان دهیم، آنگاه $x_0 = x_0$ میباشد. معنای نمادهای $M_N^{(x)} = M_N^{(x)}$ و $M_N^{(x)} = M_N^{(x)}$ برای ضرایب مرتبه دوم در معادله (۳–۱) در ادامه این فصل تشریح می شود.

رابطه (۳-۱) رخدادهای بازتابی را به صورت معناداری، پارامتربندی می کند و حتی در مکانهایی با نسبت سیگنال به نوفه پایین، مقادیر دقیقی را برای زمانسیر به دست می دهد. این عمل توسط آنالیز همدوسی بر روی دادههای قبل از برانبارش صورت می گیرد. در این روش، برای هر نمونه دورافت صفر، چندین پارامتر به دست می آید که به این پارامترها، نشانگرهای جنبشی میدان موج می گویند. این نشانگرها، پارامترهایی از دو نوع موج به نام موج عمود، (N) و موج عمود در نقطه ورود، (NIP)، را بیان می کنند. از آنجایی که فرایند دستچین کردن رخدادهای بازتابی روی مقاطع پس از برانبارش صورت می گیرد. بنابراین تعداد نقاط فرایند دستچین کردن رخدادهای بازتابی روی مقاطع پس از برانبارش صورت می گیرد، بنابراین تعداد نقاط فرایند دستچین کردن رخدادهای بازتابی می بالایی می باشند. در این روش، از خواص موج NIP برای تقاطی است که در آنالیز همدوسی دارای مقادیر بالایی می باشند. در این روش، از خواص موج NIP برای مقاطی است که در آنالیز همدوسی دارای مقادیر بالایی می باشند. در این روش، از خواص موج NIP برای مورگرافی استفاده می شود، به همین دلیل، آن را توموگرافی موج عمود در نقطه ورود راین روش، از خواص موج NIP برای می کند. در این روش، از خواص موج NIP برای مورگرافی است که در آنالیز همدوسی دارای مقادیر بالایی می باشند. در این روش، از خواص موج NIP برای توموگرافی استفاده می شود، به همین دلیل، آن را توموگرافی موج عمود در نقطه ورود یا توموگرافی موج مود در نقطه ورود یا توموگرافی موج مود در نقطه ورود یا می گویند [دوونک ۲۰۰۴].

مزیت روش NIP توموگرافی نسبت به سایر روشهای معکوسسازی زمانسیر، این است که تهیه مدل سرعت کوچ برای دادههایی که نسبت سیگنال به نوفه در آنها پایین است و دنبال کردن یک رخداد بازتابی، به صورت پیوسته، روی آن مشکل است، نیز ممکن میباشد. البته در مقاطعی که نسبت سیگنال به نوفه پایین باشد به طوری که نتوان مقادیر قابل اعتمادی برای نشانگرها پیدا کرد و یا اینکه چگالی نقاط دستچین شده در طول مقطع پایین باشد، دقت این روش کاهش مییابد و یا غیر قابل قبول میشود [دل^۱، ۲۰۱۴].

¹. Dell

۳-۳- نشانگرهای جنبشی میدان موج

برای محاسبه عملگر برانبارش نیاز به سه نشانگر است که عبارتاند از: α ، زاویه ورود پرتو مرکزی به سطح زمین، R_N ، شعاع انحنای موج عمود و R_{NIP} ، شعاع انحنای موج عمود در نقطه ورود. طبق تعریف، جبهه موج عمود، جبهه موج فرضی است که از یک سطح انفجاری ناشی شده و به طور محلی بر پرتوهای دورافت صفر عمود است. به عبارت دیگر موج عمود، موجی است که جبهه موج اولیه تشکیل دهنده آن بر سطح بازتاب منطبق بوده، با نصف سرعت محیط به سمت بالا انتشار می یابد و در زمان t_0 به نقطه N، نقطه وازی که G=2)، در سطح زمین می رسد (شکل π -۱). موج MI نیز، بنا به تعریف، موجی است که از نقطه MIP واقع بر روی سطح بازتابنده آغاز شده و با نصف سرعت محیط در زمان t_0 به محل انطباق چشمه و گیرنده می رسد [خای1,3,1,1].



شکل ۳- ۱: الف) جبهه موج NIP که در X_0 که در X_0 ظهور کرده است. k_{NIP} ، انحنای جبهه موج NIP میباشد ب) جبهه موج نرمال که در نقطه X_0 که در است و X_N انحنای جبهه موج نرمال میباشد [دوونک، ۲۰۰۴].

¹. Xie

۳-۴- فرمول بندی کردن توموگرافی توسط نشانگرهای جنبشی میدان موج

در این بخش، از نشانگرهای جنبشی میدان موج مربوط به جبهه موج NIP فرضی، برای تعیین رابطه فرایند توموگرافی جهت برآورد مدل سرعت تدریجی و ناهمسانگرد، استفاده می شود.

۳-۴-۲- پارامترهای مشاهدهای

موج NIP مربوط به یک نمونه دورافت صفر (X_0 و X_0) که بر روی یک رخداد بازتابی مشخص شده است، با پارامترهای داده (پارامترهای مشاهدهای) مشخص می شود. این پارامترها عبارتاند از :

محل ظهور موج NIP ، مشتق مکانی اول زمان سیر، p، و مشتق مکانی دوم x_0 ، NIP محل ظهور موج $M_{_{NIP}}$.

این پارامترها با استفاده از مفهوم برانبارش CRS تعیین می شوند. در نتیجه داده ورودی برای تومو گرافی موج NIP در داده پس از برانبارش به صورت زیر تعریف می شود [دومونگ و همکاران، ۲۰۰۷]:

$$d_{obs} = (\tau_0, \underline{M}_{NIP}^{(x)}, p^{(x)}, X_0)_i^{obs}, i = 1, 2, 3, ..., n_{data}$$
 (۲-۳)
اگر سرعت نزدیک سطح، V_0 ، در نقطه X_0 ، مشخص و به طور محلی ثابت باشد، این پارامترها را می توان
به طور مستقیم از محصولات برانبارش CRS با استفاده از روابط زیر به دست آورد [دومونگ و همکاران،
۲۰۰۷]:

$$p = \frac{\sin \alpha}{v_0} \tag{(--)}$$

$$M_{N} = \frac{\cos^{2} \alpha}{v_{0}} K_{N}$$
 (۴-۳)

¹. Dummong

$$M_{NIP} = \frac{\cos^2 \alpha}{v_0} K_{NIP} \tag{(\Delta-T)}$$

در اینجا α زاویه ورود پرتو نرمال در X_0 ، X_N انحنای جبهه موج مربوط به موج نرمال و K_{NIP} انحنای جبهه موج مربوط به موج $K_{NIP} = R_{NIP}$ و $k_N = R_N$ و $k_N = R_N$ انحناهای جبهه موج نرمال و NIP به ترتیب به شعاع انحنای موج نرمال و NIP مربوط می شوند.

برای به دست آوردن M_{NIP} بر حسب مشتق دوم مکانی موج NIP، لازم است از قضیه موج NIP استفاده شود. بر طبق این قضیه، حداقل تا تقریب درجه دوم زمان سیر در مختصات دورافت-نقطه میانی-زمان سیر مربوط به پرتو دورافت صفر در یک CMP، با زمان سیر مربوط به دورافت صفر گذرنده از NIP، یکسان هستند.

یک راه مستقیم برای تهیه یک مدل سرعت تدریجی، انتشار جبهه موج NIP متناظر با هر نقطه داده به زیر سطح زمین و بررسی متمرکز شدن این جبهه موج پس از زمان τ_0 میباشد. متمرکز شدن انرژی جبهه موج، بیانگر این است که شعاع انحنای جبهه موج NIP در لحظه $\tau = 0$ ، صفر می شود.

در یک مدل سرعت صحیح، تمام پارامترهای داده مربوط به تمام امواج NIP به درستی مدلسازی می شوند. درستی پارامترهای به دست آمده از مدل سازی مستقیم را با کمینه سازی اختلاف بین آنها و پارامترهای داده بررسی می کنند، اختلاف مذکور باید به کمتر از یک حد مشخص برسد، که چنین مدل بهینهای، هدف فرایند معکوس سازی می باشد.

۳-۴-۳ پارامترهای مدل

موقعیت مکانی NIP ها (X, z) و شیب محلی بازتابنده در محل NIP ها، θ ، در ابتدا ناشناختهاند. این کمیتها را باید به عنوان پارامترهای اضافی مدل در نظر گرفت، که طی فرایند معکوس سازی به همراه نحوه پراکندگی سرعت، تعیین می شوند. در حالت کلی سه بعدی یک موج NIP در زیر سطح زمین توسط سه پارامتر مربوط به مکان آن و دو پارامتر که شیب محلی بازتابنده را در NIP نشان میدهند، مشخص می شود. این دو پارامتر را می توان به صورت دو مولفه یک بردار یکه عمود بر بازتابنده در NIP و یا به صورت دو زاویه نشان داد. در این فصل، دستگاه مختصات کارتزین با (x, y, z) نشان داده می شود که جهت مثبت محور z را به سمت بالا در نظر می گیریم [دوونک، ۲۰۰۴].

نقاط روی سطح برداشت را با بردار دو مولفهای X نشان میدهیم. بنابراین، کمیتهایی که یک NIP را در زیر سطح زمین مشخص می کنند، به صورت زیر مینویسیم [دوونک، ۲۰۰۴]:

$$(x, y, z, e_x, e_y)^{(NIP)}$$
(8-T)

که $\hat{e}_{x}^{(NP)}$ ، $y^{(NP)}$ ، $y^{(NP)}$ ، $y^{(NP)}$ و $\hat{e}_{x}^{(NP)}$ و $\hat{e}_{x}^{(NP)}$ مولفههای افقی بردار یکه $\hat{e}_{x}^{(NP)}$ هستند، $\hat{e}_{x}^{(NP)}$ ، $y^{(NP)}$ ، $x^{(NP)}$ $x^{(NP)}$ که این بردار به طور محلی عمود بر بازتابنده است. باید در نظر داشت که $0 > z^{(NP)}$ میباشد، چرا که تمام NIP ها در زیر سطح اندازه گیری قرار دارند. شکل (۲–۲) نحوه تعریف پارامترهای داده و مدل را به صورت شماتیک نشان میدهد.



شکل ۳- ۲: تعریف پارامترهای داده و مدل در توموگرافی موج NIP، (دوونک، ۲۰۰۴).

برای تعریف مدل سرعت تدریجی از مفهوم بیاسپلاینها [دی بور^۱، ۱۹۸۷] استفاده می شود. با استفاده از این توابع، اگر یک شبکه سه بعدی تعریف کنیم که محل گرههای این شبکه مذکور، در جهتهای مختلف، مطلقا افزایشی باشد، مدل سرعت را می توان به کمک بی اسپلاین ها به صورت زیر نوشت:

$$V(x, y, z) = \sum_{j=1}^{n_x} \sum_{k=1}^{n_y} \sum_{l=1}^{n_z} v_{jkl} \beta_j(x) \beta_k(y) \beta_l(-z)$$
(Y-Y)

که (x) که (y) و (y) م و ((-z)) توابع پایهای بی اسپلاین از درجه m و m_{ℓ} و m و y ضرایب بی اسپلاین می باشند. در این فصل، حالت دو بعدی روش NIP توموگرافی بحث می شود که برای انجام این امر، مدل سرعت باید تا مرتبه ۳ مشتق پذیر و پیوسته باشد. از این رو بی اسپلاینهای درجه ۴ برای این حالت، استفاده خواهد تا مرتبه ۳ مشتق پذیر و پیوسته باشد. از این رو بی اسپلاینهای درجه ۴ برای این حالت، استفاده خواهد شد. در نتیجه برای حالت دو بعدی پارامترهای مدل را می توان به صورت زیر نوشت [دوونک، ۲۰۰۴]: $m = [[x, z, \theta_{NIP}]_{i=1}^{N}, [v_{i,j}]_{i,j=1}^{n_x, n_z}$

۳-۴-۳ مدلسازی مستقیم

برای حل یک مساله معکوس، ابتدا باید، با استفاده از یک مدل اولیه، پارامترهای داده را مدلسازی کرد. سپس با استفاده از اختلاف بین مقادیر مدلسازی شده و مقادیر داده، یک بردار به نام بردار اختلافات، به دست میآید. با اعمال بردار مذکور روی مدل اولیه، مدل جدید با پارامترهای جدید به وجود میآید. این فرایند تا زمانی که اختلاف بین پارامترهای مشاهدهای و پارامترهای مدلسازی شده به کمتر از یک حد

¹.De boor

مشخص برسد، ادامه دارد و زمانی که اختلاف مذکور به یک مقدار کمینه برسد، مدل سرعت نهایی حاصل میشود.

فرایند مدلسازی پارامترهای داده، با استفاده از تکنیک دنبال کردن پرتو صورت می گیرد، که در ادامه به بررسی آن می پردازیم.

۳-۴-۳) راه حل فركانس-بالا براى معادله موج الاستوديناميك

در لرزهشناسی معمولا فرض می شود، جابجایی های کوچک دامنه در زمین می تواند، بر حسب مکانیک پیوسته، به عنوان محیط الاستیک، توصیف شود. انتشار موج در چنین محیطی، توسط معادله الاستودینامیک کنترل می شود [آکی و ریچاردز^۱، ۲۰۰۲]. در مورد حالت ناهمسانگردی، معادله الاستودینامیک یا معادله موج برای مولفه بردار جابجایی _ن در غیاب نیروی خارجی به صورت زیر تعریف می شود [دوونک، ۲۰۰۴]:

$$(C_{ijkl}u_{k,l})_{,j} = \rho \ddot{u}_{i} \tag{9-T}$$

$$u_{k,l}=rac{\partial u_k}{\partial x_l}$$
 كه در آن C_{ijkl} تانسور الاستيك (در بيشتر موارد شامل ۲۱ ثابت مستقل مىباشد)، ho چگالى،

و
$$C_{ijkl} = C_{ijkl}(x_m)$$
 میباشد. تانسور الاستیک و چگالی هر دو تابعی از مکان میباشند: $\ddot{u}_i = \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2}$ و $\dot{u}_i = \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2}$.

$$C_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk})$$
(1.-Y)

که شامل دو ثابت مستقل λ و μ (ثابتهای لامه) میباشد و δ_{ij} ، تابع دلتای کرونیکر میباشد.

¹. Aki and Richards

$$(\lambda + \mu)u_{j,ij} + \mu u_{i,jj} + \lambda_{,i}u_{j,j} + \mu_{,j}(u_{i,j} + u_{j,i}) = \rho \ddot{u}_i$$
(1)-٣)

در محیط ناهمگن، میدان موج در حالت کلی نمیتواند به امواج مستقل تفکیک شود و حل معادله (۳–۱۱) مشکل خواهد بود. برای حل مشکل توصیف و تفسیر میدانهای اندازه گیری شده در لرزهشناسی بازتابی، اغلب فرض انتشار موج فرکانس بالا اعمال میشود، که اجازه میدهد، تا راه حل تقریبی برای معادله پیدا شود. منظور از فرکانس بالا در این حالت، این است، که فرض میشود، طول موج غالب در مقایسه با ابعاد مشخصه محیط ناهمگن، کوچک باشد. این فرض با این واقیت توجیه میشود، که رخداد بازتابی با زمان سیر معین، در اطلاعات ثبت شده در لرزهشناسی مشاهده میشود. همان طور که در ادامه نشان داده خواهد شد، در محدوده فرکانس بالا، موجهای فشاری و برشی میتوانند مستقل از یکدیگر انتشار یابند، مثل حالتی که در محدوده فرکانس بالا، موجهای فشاری و برشی میتوانند مستقل از یکدیگر انتشار یابند، مثل حالتی که

$$u_i(x_j,t) = U_i(x_j) \exp[-i\omega(t - \tau(x_j))]$$
(1Y-Y)

که $U_i(x_j)$ و $T(x_j)$ توابعی هموار بر حسب x_j است. فرکانس زاویهای ω فرض می شود، بالا باشد. $U_i(x_j)$

$$u_i(x_j,t) = U_i(x_j)F(t - \tau(x_j))$$
(1\mathbf{T}-\mathbf{T})

که در آن، سیگنال تحلیلی F، [چرونی^۱، ۲۰۰۱] فرض می شود، برای فرکانس های پایین ϖ ، به صفر میل میکند. با جا گذاری (۳–۱۲) در (۳–۱۱) به معادله زیر می سیم [دوونک، ۲۰۰۴]:

¹. Cerveny

$$(i\omega)^{2}N_{i}(U_{j}) + i\omega M_{i}(U_{j}) + L_{i}(U_{j}) = 0$$
(14-7)

کە:

$$N_{i}(U_{j}) = (\lambda + \mu)U_{j}\tau_{,i}\tau_{,j} + \mu U_{i}\tau_{,j}\tau_{,j} - \rho U_{i}$$

$$(1\Delta - \Psi)$$

$$M_{i}(U_{j}) = (\lambda + \mu)[U_{j,i}\tau_{,j} + U_{j,j}\tau_{,i} + U_{j}\tau_{,ij}]$$

$$+\mu[2U_{i,j}\tau_{,j} + U_{i}\tau_{,jj}] + \lambda_{i}U_{j}\tau_{,j} + \mu_{,j}(U_{i}\tau_{,j} + U_{j}\tau_{,i})$$

$$L_{i}(U_{j}) = (\lambda + \mu)U_{j,ij} + \mu U_{i,jj} + \lambda_{,i}U_{j,j} + \mu_{,j}(U_{i,j} + U_{j,i})$$
(19-Y)

با مساوی صفر قرار دادن $N_i(U_j)$ در معادلات (۳–۱۵) ، (۳–۱۶) و (۳–۱۷) و با تعریف بردار کندی به $p_i = \tau_{,i}$ صورت $p_i = \tau_{,i}$ به معادله زیر میرسیم [دوونک، ۲۰۰۴]:

$$(\Gamma_{ij} - \delta_{ij})U_j = 0, \quad \Gamma_{ij} = \left[\frac{(\lambda + \mu)}{\rho}p_ip_j + \frac{\mu}{\rho}p_kp_k\delta_{ij}\right]$$
(1A-Y)

معادله (۳–۱۸) یک مساله ویژه مقدار برای ماتریس Γ_{ij} میباشد و راه حل غیر بدیهی دارد اگر:

$$\det(\Gamma_{ij} - \delta_{ij}) = 0 \tag{19-T}$$

که به جوابهای زیر میرسیم [دوونک، ۲۰۰۴]:

$$p_k p_k = \frac{\rho}{\mu} = v_s^{-2} \tag{(Y - Y)}$$

$$p_k p_k = \frac{\rho}{\lambda + 2\mu} = v_p^{-2} \tag{(Y1-W)}$$

معادلات (۳–۲۰) و (۳–۲۱) معادلات آیکونال^۱ نامیده میشوند. این معادلات، انتشار ناپیوسته میدان موج، که به عنوان جبهههای موج تفسیر میشوند، را نشان میدهند. برای حل معادله آیکونال باید آن را به فرم

¹.Eikonal

هامیلتونین^۱ بنویسیم، روش مذکور شامل حل یک سری معادلات دیفرانسیل میباشد، که در ادامه، این روش برای محیط ناهمسانگرد استفاده می شود.

با استفاده از معادله الاستودینامیک برای محیط ناهمسانگرد (رابطه ۳–۹)، و با تعریف کردن ثابت الاستیک چگالی- نرمالیزه^۲ به صورت $a_{ijkl} = c_{ijkl} /
ho$ ، به معادله زیر میرسیم [چرونی، ۲۰۰۱]:

$$a_{ijkl}u_{k,lj} = \ddot{u}_i, \quad i = 1, 2, 3$$
 (YY-T)

برای محیط ناهمسانگرد، در برخی موارد (محیطهایی با تقارن بیشتر، مثل محیط VTI) روابط ریاضی که فرموله می شوند ساده تر از محیط همسانگرد می باشند.

$$a_{ijkl}p_{j}p_{l}U_{k} - U_{i} = 0, \quad i = 1,2,3$$
 (۲۳-۳)
عبارت (۱۳-۳) یک راه حل الاستودینامیک برای معادله (۳-۲۲) بوده و نشان دهنده موج تخت الاستیک
گذرا میباشد [چرونی، ۲۰۰۱].

۳-۴-۳-۲- ماتریس کریستوفل و خواص آن

رابطه (۲-۲۶) می تواند به صورت زیر نوشته شود (هلبیگ، ۱۹۹۴):

$$\Gamma_{ik} = a_{ijkl} p_j p_l \tag{YF-Y}$$

معادله (۳–۲۳) با در نظر گرفتن معادله (۳–۲۴)، به صورت زیر سادهسازی می شود:

$$\Gamma_{ik}U_{k} - U_{i} = 0, \quad i = 1, 2, 3$$
 (Ya-Y)

¹. Hamiltonian

². Density-normalized

معادله (۳–۲۴) که شامل مولفههای بردار کندی
$$\vec{p}$$
، می باشد، به طور گسترده در روش پرتو در انتشار امواج
لرزهای در محیط ناهمگن و ناهمسانگرد (برای استفاده در فرم هامیلتونین) به کار میرود.
برخی از خواص ماتریس کریستوفل به صورت زیر می باشند [چرونی، ۲۰۰۱]:
۱- ماتریس کریستوفل متقارن است:

۲ - مناصر ماتریس
$$\Gamma$$
، Γ_{ij} ، Γ_{ij} ، Γ_{ij} میباشند.
۲- عناصر ماتریس Γ ، آز درجه همگن درجه دو بر حسب p_i میباشند.
برای تابع همگن (x_i) از درجه لما م بر حسب x داریم:
 $f(ax_i) = a^k f(x_i)$
(۲۶-۳)
که در آن a ثابت غیر صفر میباشد. با استفاده از این قضیه و معادله (۳–۱۳)، داریم [چرونی، ۲۰۰۱]:

$$\Gamma_{ik}(ap_j) = a^2 \Gamma_{ik}(p_j) \tag{Y-Y}$$

به طوری که p_i تابع همگن درجه دو بر حسب p_i میباشد.

- ماتریس
$$arGamma$$
 در رابطه زیر صدق می کند:

$$p_{j} \partial \Gamma_{ik} / \partial p_{j} = 2 \Gamma_{ik}$$
(YA-Y)

این رابطه از نتایج قضیه اولر $^{\prime}$ برای توابع همگن ($f(x_i)$ از درجه k ام، به صورت زیر میباشد:

$$x_{j} \partial f(x_{i}) / \partial x_{j} = k f(x_{i})$$
(Y9-W)

¹.Euler

-۴ ماتریس Γ مطلقا مثبت است، به این معنی که Γ_{ik} در نامعادله زیر صدق می کند:

 $\Gamma_{ik}a_ia_k > 0$ (۳۰-۳) که در آن a مولفه غیر صفر و حقیقی بردار \vec{a} می باشد.

۳-۴-۳- تکنیک دنبال کردن پرتو به صورت دینامیک

از آن جا که تفکیک معادله حرکت برای یک محیط ناهمگن و ناهمسانگرد شناخته شده نیست، لذا برای حل اینگونه مسایل، نیاز است، تا از روشهای تقریب زنی، مثل روش پرتو، استفاده کنیم. همان طور که در بخش (۲–۱–۲–۲) دیدیم، عناصر ماتریس سختی محیط همسانگرد، فقط وابسته به دو ضریب Λ و μ بخش (۲–۱–۲–۲) دیدیم، عناصر ماتریس سختی محیط همسانگرد، فقط وابسته به دو ضریب Λ و μ (ثابتهای لامه) میباشد، اما برای تعیین عناصر ماتریس ($^{(VTI)}$ نیاز است، تا ۵ ثابت الاستیک، تعیین شود، که طی روابطی که در ادامه توضیح میدهیم، این ۵ عنصر را، به سه پارامتر ناهمسانگردی $F(\delta, \gamma)$ و دو سرعت فاز $_{0} v = \delta, \delta, \gamma$ و روابطی که در ادامه توضیح میدهیم، این ۵ عنصر را، به سه پارامتر ناهمسانگردی $F(\delta, \gamma)$ و دو سرعت فاز $_{0} v = \delta, v$ ارتباط دادیم، بدین ترتیب ماتریس ($^{(VTI)}$ و سپس $_{0} \mu_{ijk}$ را تعیین و وارد معادلات محیط ناهمسانگرد کردیم، بنابراین مدل سرعتی که به دست میآید، مدلی است که ناهمسانگردی در آن محیط ناهمسانگرد کردیم، بنابراین مدل سرعتی که به دست میآید، مدلی است که ناهمسانگردی در آن محیط ناهمسانگرد کردیم، بنابراین مدل سرعتی که به دست میآید، مدلی است که ناهمسانگردی در آن محیط ناهمسانگرد کردیم، بنابراین مدل سرعتی که به دست میآید، مدلی است که ناهمسانگرد در آن مدل شده است، بدین منظور نیاز بود تا کد نویسی به زبان C در محیط لینوکس انجام دهیم، که در مورد مدل شده است، بدین منظور نیاز بود تا کد نویسی به زبان C در محیط لینوکس انجام دهیم، که در مورد مدل شده است، بدین منظور نیاز بود تا که نویسی به زبان C در محیط لینوکس انجام دهیم، که در مورد مدل شده است، بدین منظور نیاز بود تا که نویسی به زبان C در محیط لینوکس انجام دهیم، که در مورد مدل شده است، بدین منظور نیاز بود تا که نویسی به زبان C در محیط لینوکس انجام دهیم، که در مورد مدور از آن در فصل چوار بحث می شده است به زبان C در محیط لینوکس انجام دهیم، که در مورد ان داد مرد

¹.Dynamic

³.Eigenvalues

².Ray theory

$$c_{33} = \rho V_{p0}^2$$
 (٣1-٣)

$$c_{44} = c_{55} = \rho V_{s0}^2 \tag{(TT-T)}$$

$$c_{11} = c_{22} = c_{33}(2\varepsilon + 1) \tag{(mm-m)}$$

$$c_{66} = c_{44}(1+2\gamma)$$
 (3.1)

$$c_{12} = c_{21} = c_{11} - 2c_{66} \tag{4.1}$$

$$c_{13} = c_{31} = c_{23} = c_{32} = \sqrt{(c_{33} - c_{55})(c_{33} - c_{55} + 2\delta c_{33})} - c_{55}$$
(37)

:و با در نظر گرفتن $a_{ijkl} = c_{ijkl} /
ho$ داریم

$$a_{3333} = v_{p0}^2$$
 (٣٧-٣)

$$a_{2323} = a_{1313} = v_{s0}^2 \tag{(\% - \%)}$$

$$a_{1111} = a_{2222} = a_{3333}(2\varepsilon + 1) \tag{49-7}$$

$$a_{1212} = a_{2323}(1+2\gamma) \tag{(f.-r)}$$

$$a_{1122} = a_{2211} = a_{1111} - 2a_{1212} \tag{(f)}$$

$$a_{1133} = a_{2233} = a_{3311} = a_{3322} = \sqrt{(a_{3333} - a_{2323})(a_{3333} - a_{2323} + 2\delta a_{3333})} - a_{2323}$$
(FT-T)

¹. Schoenberg

ویژه مقدار و ویژه بردار' ماتریس
$$\Gamma_{ik}(x_i, p_i)$$
 را به ترتیب با $G_m = (x_i, p_i)$ و $G_m = (x_i, p_i)$ و $m = 1, 2, 3$

فرض کنید سه ویژه مقدار مختلف برای ماتریس Γ_{ik} داشته باشیم:

$$G_1(x_i, p_i) \neq G_2(x_i, p_i) \neq G_3(x_i, p_i)$$
(FT-T)

در اینصورت، معادله آیکونال به صورت زیر نوشته میشود:

$$G_m(x_i, p_i) = 1, \qquad m = 1, 2, 3$$
 (44-4)

همان طور که گفته شد، برای حل معادله آیکونال باید آن را به فرم هامیلتونین بنویسیم [چرونی، ۲۰۰۱] :

$$H(x_i, p_i) = \frac{1}{2}(G_m(x_i, p_i) - 1) = 0, \quad m = 1, 2, 3$$
(fa-r)

که در آن، G_m مقادیر ویژه ماتریس کریستوفل با مولفههای $\Gamma_{ik} = a_{ijkl} p_j^{(x)} p_l^{(x)}$ میباشد، که میتواند به G_m

$$G_{m} = \Gamma_{ik} g_{i}^{(m)} g_{k}^{(m)} = a_{ijkl} p_{j}^{(x)} p_{l}^{(x)} g_{i}^{(m)} g_{k}^{(m)}$$
((49-4))

ویژه بردارهای ماتریس کریستوفل نیز، با حل معادله زیر حاصل میشوند:

$$(\Gamma_{ik} - G_m \delta_{ik}) g_k^{(m)} = 0, \qquad i = 1, 2, 3$$
 (44-47)

پارامتر یکنواخت u در طول پرتو، طبق هامیلتونین (معادله π - ϵ) برابر زمان سیر پرتو، T می باشد. بنابراین سیستم دنبال کردن پرتو به صورت دینامیک، به صورت زیر در می آید:

$$\frac{dx_n}{dT} = \frac{\partial H^{(x)}}{\partial p_n^{(x)}}, \qquad \frac{dp_n^{(x)}}{dT} = -\frac{\partial H^{(x)}}{\partial x_n}, \qquad n = 1, 2, 3$$
(FA-T)

¹.Eigenvector

حال قرار میدهیم:

$$Q_n^{(x)} = (\partial x_n / \partial \gamma)_{T=const}, \qquad P_n^{(x)} = (\partial p_n^{(x)} / \partial \gamma)_{T=const}, \qquad n = 1, 2, 3$$
(49-7)

که درآن، γ بعضی پارامتر اولیه، مثل پارامتر پرتو میباشد. بنابراین سیستم معادلات (۳–۴۸)، به صورت زیر در میآید:

$$\frac{dQ_{n}^{(x)}}{dT} = A_{nq}^{(x)}Q_{q}^{(x)} + B_{nq}^{(x)}P_{q}^{(x)}, \quad \frac{dP_{n}^{(x)}}{dT} = -C_{nq}^{(x)}Q_{q}^{(x)} - D_{nq}^{(x)}P_{q}^{(x)} \qquad (\Delta \cdot - \Gamma)$$

$$Q_{n}^{(x)} = 1, 2, 3, \quad n = 1, 2, \quad$$

 $Q_n^{(x)}$ و $P_n^{(x)}$ و $P_n^{(x)}$ و معادلات (۳–۵۰)، شامل ۶ معادله دیفرانسیل مرتبه اول با کمیتهای مجهول (-0.5) و (-0.5) را به صورت کاربردی بیان کنیم، نیاز به میباشد. برای اینکه بتوانیم سیستم معادلات (۳–۴۸) و (۳–۵۰) را به صورت کاربردی بیان کنیم، نیاز به تعیین مشتقات اول و دوم هامیلتونین داریم. برای مشتقات اول داریم [چرونی، ۲۰۰۱] :

$$\frac{\partial H^{(x)}}{\partial p_n^{(x)}} = \frac{1}{2} \frac{\partial \Gamma_{ik}}{\partial p_n^{(x)}} g_i^{(m)} g_k^{(m)}, \qquad \frac{\partial H^{(x)}}{\partial x_n} = \frac{1}{2} \frac{\partial \Gamma_{ik}}{\partial x_n} g_i^{(m)} g_k^{(m)}$$
(۵)-۳)

$$: [7 \cdot \cdot \cdot]$$

$$: [7 \cdot \cdot \cdot]$$

$$: [7 \cdot \cdot \cdot]$$

$$A_{nq}^{(x)} = \frac{\partial^2 H^{(x)}}{\partial p_n^{(x)} \partial x_q} = \frac{1}{2} \frac{\partial^2 \Gamma_{ik}}{\partial p_n^{(x)} \partial x_q} g_i^{(m)} g_k^{(m)} + \frac{\partial \Gamma_{ik}}{\partial p_n^{(x)}} g_i^{(m)} \frac{\partial g_k^{(m)}}{\partial x_q}$$
(\DeltaY-\mathbf{Y})

$$B_{nq}^{(x)} = \frac{\partial^2 H^{(x)}}{\partial p_n^{(x)} \partial p_q^{(x)}} = \frac{1}{2} \frac{\partial^2 \Gamma_{ik}}{\partial p_n^{(x)} \partial p_q^{(x)}} g_i^{(m)} g_k^{(m)} + \frac{\partial \Gamma_{ik}}{\partial p_n^{(x)}} g_i^{(m)} \frac{\partial g_k^{(m)}}{\partial p_q^{(x)}}$$
($\Delta \Upsilon - \Upsilon$)

$$C_{nq}^{(x)} = \frac{\partial^2 H^{(x)}}{\partial x_n \partial x_q} = \frac{1}{2} \frac{\partial^2 \Gamma_{ik}}{\partial x_n \partial x_q} g_i^{(m)} g_k^{(m)} + \frac{\partial \Gamma_{ik}}{\partial x_n} g_i^{(m)} \frac{\partial g_k^{(m)}}{\partial x_q}$$
($\Delta \mathfrak{F} - \mathfrak{T}$)

$$D_{nq}^{(x)} = \frac{\partial^2 H^{(x)}}{\partial x_n \partial p_q^{(x)}} = \frac{1}{2} \frac{\partial^2 \Gamma_{ik}}{\partial x_n \partial p_q^{(x)}} g_i^{(m)} g_k^{(m)} + \frac{\partial \Gamma_{ik}}{\partial x_n} g_i^{(m)} \frac{\partial g_k^{(m)}}{\partial p_q^{(x)}}$$
($\Delta\Delta-\Upsilon$)

با توجه به معادلات بالا، نیاز است تا مشتقات اول و دوم Γ_{ik} ، همچنین مشتقات مرتبه اول مولفههای ویژه بر دار $\overrightarrow{g}^{(m)}$ را محاسبه کنیم.

برای مشتقات
$$\Gamma_{ik}$$
 داریم [چرونی، ۲۰۰۱] :

$$\frac{\partial \Gamma_{ik}}{\partial p_n^{(x)}} = (a_{inkl} + a_{ilkn}) p_l^{(x)}, \qquad \frac{\partial \Gamma_{ik}}{\partial x_n} = \frac{\partial a_{ijkl}}{\partial x_n} p_j^{(x)} p_k^{(x)}$$
($\Delta F - \Psi$)

$$\frac{\partial^2 \Gamma_{ik}}{\partial p_n^{(x)} \partial p_q^{(x)}} = a_{inkq} + a_{iqkn}, \qquad \frac{\partial^2 \Gamma_{ik}}{\partial x_n \partial p_q^{(x)}} = \left(\frac{\partial a_{iqkl}}{\partial x_n} + \frac{\partial a_{ilkq}}{\partial x_n}\right) p_l^{(x)} \tag{\Delta V-W}$$

$$\frac{\partial^2 \Gamma_{ik}}{\partial p_n^{(x)} \partial x_q} = \left(\frac{\partial a_{inkl}}{\partial x_q} + \frac{\partial a_{ilkn}}{\partial x_q}\right) p_l^{(x)}, \qquad \frac{\partial^2 \Gamma_{ik}}{\partial x_n \partial x_q} = \frac{\partial^2 a_{ijkl}}{\partial x_n \partial x_q} p_j^{(x)} p_l^{(x)}$$
($\Delta A-\Upsilon$)

مشتقات مولفههای ویژه بردار
$$\stackrel{\longrightarrow}{g}^{(m)}_{R}$$
 میتواند به صورت دو ویژه بردار باقیمانده $\stackrel{\longrightarrow}{g}^{(r)}_{R}$ بیان شود. که در آن $r
eq m$

ما تمایل داریم تا
$$\frac{\partial g_k^{(1)}}{\partial a}$$
 را تعیین کنیم، که در آن a ممکن است x_q و $x_q^{(r)}$ یا بعضی دیگر از کمیات $\vec{g}^{(1)}$ ما تمایل داریم تا $g_q^{(1)}$ ∂a ا $g_k^{(1)}$ را $\vec{g}_q^{(1)}$ باشد. از آنجایی که 1 = $g_k^{(1)}g_k^{(1)}$ و $\partial a = 0$ ، بنابراین، میتوان نتیجه گرفت: $\partial a = 0$ بر $\partial g_k^{(1)} = 1$ مود بوده و:

$$\partial g_{k}^{(1)} / \partial a = A_{2} g_{k}^{(2)} + A_{3} g_{k}^{(3)}$$
 (29-7)

با گرفتن مشتق معادله (۳–۴۷) بر حسب a به معادله زیر میرسیم:

$$(\partial \Gamma_{ik} / \partial a - \delta_{ik} \partial G_1 / \partial a) g_k^{(1)} + (\partial \Gamma_{ik} - G_1 \delta_{ik}) (A_2 g_k^{(2)} + A_3 g_k^{(3)}) = 0$$
(\$.-7)

$$= 0$$
(\$.-7)

$$= O_2 g_i^{(2)} = O_$$

$$(\partial \Gamma_{ik} / \partial a - \delta_{ik} \partial G_1 / \partial a) g_k^{(1)} + (G_2 - G_1) A_2 g_i^{(2)} + (G_3 - G_1) A_3 g_i^{(3)} = 0$$
(\$1-7)

اگر این معادله را در
$$g_i^{(2)}(g_i^{(2)})$$
 (یا $g_i^{(3)}(g_i^{(3)})$) ضرب کنیم و با احتساب اینکه $0 = g_i^{(1)}g_i^{(2)}g_i^{(2)}(\partial G_1/\partial a)g_i^{(1)}g_i^{(3)} = 0$

$$A_{2} = \frac{1}{G_{1} - G_{2}} \frac{\partial \Gamma_{ik}}{\partial a} g_{k}^{(1)} g_{i}^{(2)}, \quad A_{3} = \frac{1}{G_{1} - G_{3}} \frac{\partial \Gamma_{ik}}{\partial a} g_{k}^{(1)} g_{i}^{(3)}$$
(FY-Y)

در طول پرتو مورد بررسی،
$$G_1 = 1$$
 ، نشان دهنده این است که: $G_2 = (C^{(2)}/C^{(1)})^2$ و
 $G_3 = (C^{(3)}/C^{(1)})^2$ ها، سرعتهای فاز میباشند. بنایراین معادلات به فرم زیر تبدیل $G_3 = (C^{(3)}/C^{(1)})^2$ می شوند:

رابطهای که باید استفاده کنیم شامل بردار سرعت گروه
$$\vec{\mu} = d\, ec{x}/dT$$
 و بردار $\vec{\eta} = d\, ec{p}/dT$ میباشد. در
محیط ناهمسانگرد، مولفههای کارتزین بردارهای $ec{u}$ و $ec{\eta}$ با استفاده از روابط زیر تعیین میشوند:

$$u_{i}^{(x)} = dx_{i}/dT = \partial H^{(x)}/\partial p_{i}^{(x)} = a_{ijkl} p_{l}^{(x)} g_{j}^{(m)} g_{k}^{(m)}$$
(94-47)

$$\eta_{i}^{(x)} = dp_{i}^{(x)}/dT = -\partial H^{(x)}/\partial x_{i} = \frac{1}{2}(\partial a_{jk\ln}/\partial x_{i})p_{k}^{(x)}p_{n}^{(x)}g_{j}^{(m)}g_{l}^{(m)}$$
(9Δ-٣)

۳-۵- مساله معکوس

با استفاده از پارامترهای داده و مدل، میتوان مساله معکوس را فرمول بندی کرد. که برای حالت کلی سه بعدی، به صورت زیر است [دوونک، ۲۰۰۴]:

با داشتن تعداد n_{data} نقطه داده:

$$(au_{0}, \underline{M}_{NIP}^{(x)}, p^{(x)}, X_{0})_{i}^{obs}, \qquad i = 1, ..., n_{data}$$
 (۶۶-۳)
این پارامترها را میتوان ار نتایج روش برانبارش CRS به دست آورد، سپس یک مدل از ساختار
زمینشناسی زیر سطحی که با پارامترهای زیر مشخص میشود، تعریف می کنیم:
$$(x, y, z, e_x, e_y)_i^{(NIP)}, \qquad i = 1, ..., n_{data}$$
 (FV-T)

$$v_{jkl}, \quad j = 1, ..., n_x, \quad k = 1, ..., n_y, \quad l = 1, ..., n_z$$
 (9A-T)

آنگاه، با استفاده از مدلسازی مستقیم، سعی میشود پارامترهای داده را از مدل جاری به دست آورد. پارامترهای مدلسازی شده را به صورت زیر نشان میدهیم:

$$(\tau_0, \underline{M}_{NIP}^{(x)}, p^{(x)}, X_0)_i^{\text{mod}}, \quad i = 1, ..., n_{data}$$
 (99-T)

در مرحله بعد، باید تفاوت میان این پارامترها و پارامترهای مشاهدهای (۳-۶۶) کمینه شوند. هدف از کمینهسازی این تفاوت، بهبود پارامترهای مدل میباشد. در یک مدل سرعت بهینه، تفاوت میان پارامترهای مدلسازی شده (۳-۶۹) و پارامترهای مشاهدهای (۳-۶۶) به کمتر از یک حد مشخص میرسد. این حد توسط نسبت سیگنال به نوفه در دادههای لرزهای، الگوریتم مورد استفاده و سایر محدودیتها، کنترل می شود.

۳-۶- حل مساله معکوس به روش حداقل مربعات'

طی فرایند معکوسسازی، یک بردار مدل m تعیین میشود، به طوری که اختلاف بین پارامترهای f مشاهدهای و دادههای مدلسازی شده، (m) = f(m)، را به یک مقدار کمینه برساند. عملگر غیر خطی f، مشاهدهای و دادههای مدلسازی شده، (m) = f(m)، را به یک مقدار کمینه برساند. عملگر غیر خطی f، معرف مدلسازی مستقیم با تکنیک دنبال کردن پرتو، جهت به دست آوردن مقادیر (۳–۶۹) میباشد. در روش NIP توموگرافی، برای اندازه گیری میزان اختلاف بین پارامترهای مشاهدهای و مدلسازی شده از نرم حمد معرف مدلسازی شده از از مروش معاد می میزان اندازه گیری میزان اختلاف بین پارامترهای مشاهدهای و مدلسازی شده از نرم مداقل مربعات یا نرم L_2 وزندهی شده [تارنتولا⁷، ۱۹۸۷] استفاده میشود، که به صورت معادله زیر فرموله میشود. و مدل بهینه با کمینه سازی اختلاف مذکور به دست میآید [دوونک، ۲۰۰۴]:

$$S(m) = \frac{1}{2} ||d - f(m)||_{D}^{2} = \frac{1}{2} ||\Delta d(m)||_{D}^{2} = \frac{1}{2} \Delta d^{T}(m) \underline{C}_{D} \Delta d(m)$$
(Y - T)

¹. Least squares

².Tarantola

که در آن ∆d (m) = d − f (m) یک ماتریس متقارن مثبت میباشد که عناصر آن ضرایب وزنی پارامترهای
مختلف داده در هنگام محاسبه S میباشند. ماتریس C به عنوان ماتریس کواریانس داده تعبیر میشود
که عناصر قطری آن ((_C =
$$\sigma_i^2)$$
)، واریانس پارامترهای مشاهداهای و عناصر غیر قطری نیز همبستگی
خطا در داده ها (نحوه تغییرات خطا در دادههای مختلف) را نشان میدهند.

$$\nabla_m S = 0 \tag{(Y)-T}$$

اگر مشتقات پارامترهای داده نسبت به پارامترهای مدل با $\frac{F}{2}$ نشان داده شوند، آنگاه گرادیان تابع هدف، S، نسبت به بردار مدل m به صورت زیر است (تارنتولا، ۱۹۸۷):

$$\nabla_{m}S = -\underline{F}^{T}\underline{C}_{D}^{-1}\Delta d(m) = -\underline{F}^{T}\underline{C}_{D}^{-1}(d-f(m)) = -\underline{F}^{T}\underline{C}_{D}^{-1}(\Delta d(m_{n}) - \underline{F}\Delta m)$$
(YY-Y)

با قرار دادن
$$abla_m S$$
 برابر با صفر، رابطه زیر به دست می آید:

$$\underline{F}^{T} \underline{C}_{D}^{-1} \underline{F} \Delta m = \underline{F}^{T} \underline{C}_{D}^{-1} \Delta d(m_{n})$$
(YT-T)

که با سادهسازی، خواهیم داشت:

$$\underline{C}_{D}^{-1/2} \underline{F} \Delta m = \underline{C}_{D}^{-1/2} \Delta d(m_{n}) \tag{YF-T}$$

معادله (۳–۷۴) را به شرطی که معکوس $E^{-1} C_D^{-1} \overline{P}$ وجود داشته باشد، میتوان برای (Δm) حل کرد. برای حل معادله (۳–۷۴)، الگوریتمهای متعددی وجود دارد، که دوونک (۲۰۰۴) روش حداقل مربعات را به عنوان کارآمدترین روش معرفی کرد.

۲-۷- منظم سازی ۱ مدل

دادههای موجود برای تعیین جواب یکتا، برای تمام پارامترهای مدل، کافی نیستند. یعنی، تعداد پارامترهایی که مدل را تعریف می کنند بیشتر از تعداد پارامترهایی است که دادههای مشاهدهای را تعریف می کنند. به چنین مسایلی، مسایل بدوضع^۲ گفته میشود. راه حل این مشکل، اعمال یک سری محدودیت می کنند. به چنین مسایلی، مسایل بدوضع^۲ گفته میشود. راه حل این مشکل، اعمال یک سری محدودیت روی مدل است. یک روش معمول برای وارد کردن محدودیتها به مدل، برای منظم سازی آن، این است که روی محدل است. یک روش معمول برای وارد کردن محدودیتها به مدل، برای منظم سازی آن، این است که بردار مدل (یا بردار اختلافات) حداقل طول را داشته باشد [چارلتی^۳، ۲۰۱۳]، این امر با اضافه کردن یک عبارت اضافی به تابع هزینه، فاکتور مدل خرب در یک فاکتور میرا کننده است. اضافه کردن این عبارت اضافی شامل مجذور نرم L_2 بردار مدل ضرب در یک فاکتور میرا کننده است. اضافه کردن این عبارت اضافی به تابع هزینه، فاکتور میرا کننده مذکور را به تمام عناصر قطری ماتریس $\frac{T}{D}$ اضافه می کند. از این رو معکوس سازی این ماتریس را تضمین می کند آمام عناصر قطری ماتریس را تضافه می کند. از این رو معکوس سازی این ماتریس را تضمین می کند آمام عناصر قطری ماتریس را تضمین می کند آر این تا می آین می می از این می می می از آن این می می می از آن می می کند. آمام عناصر قطری ماتریس را تضمین می کند. از این رو معکوس سازی این ماتریس را تضمین می کند آمام عناصر قطری ماتریس را تضمین می کند آمام عناصر قطری ماتریس به عنوان روش حداقل مربعات میرا شده شناخته می شود.

در این فصل، سعی شد، پس از معرفی روش NIP توموگرافی برای تهیه مدل سرعت کوچ، در مورد پارامترهای ناهمسانگردی قائم و در نظر گرفتن آن در مدل سرعت بحث شود. همچنین در مورد نتایج به دست آمده در دو حالت با و بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم روی داده واقعی، در فصل بعد، به طور مفصل بحث می شود.

³. Charléty ⁴.Menke

¹.Regularization

².Ill-posed

فصل چهارم

مثال داده لرزهاي واقعى

۴–۱– مقدمه

در فصل سه در مورد تهیه مدل سرعت کوچ به روش NIP توموگرافی و نحوه اعمال پارامترهای ناهمسانگردی قائم، در مدل سرعت، بحث شد. داده ورودی برای انجام این روش از استخراج نشانگرهای جنبشی میدان موج، که از نتایج برانبارش به روش CRS میباشند، به دست میآیند. در این فصل جنبههای عملی تهیه مدل سرعت به روش NIP توموگرافی با در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم و بدون در نظر گرفتن آن، بحث شده و مقاطع کوچ عمقی پس از برانبارش حاصل از مدلهای سرعت مذکور، باهم مقایسه میشوند.

۲-۴- جنبههای عملی

اساسا زمین واقعی، ناهمگن و ناهمسانگرد میباشد. جهت افزایش وضوح مقاطع لرزهای و تعیین صحیحتر محل بازتابندهها و شیب آنها، تاثیر ناهمسانگردی در آنالیز دادههای لرزهای بدیهی به نظر میسد. بنابراین، جهت در نظر گرفتن ناهمسانگردی، نیاز به تهیه مدل سرعت میباشد، که در این تحقیق، روش NIP توموگرافی به عنوان یکی از روشهایی که به بهترین وجه، زمانسیر رخدادهای بازتابی را مشخص میکند، به عنوان روش تهیه مدل سرعت کوچ، انتخاب گردید.

۴-۳- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه کپه داغ به طول ۷۳۳ کیلومتر از شمال غرب دریای مازندران شروع شده و با عبور از شمال شرق ایران به سمت شمال غرب ترکمنستان امتداد مییابد. این منطقه صفحه توران را از ایران مرکزی جدا می کند. ارتفاع منطقه متغیر بوده و به ۹۳۳۳ متر در بعضی نقاط می سد. کربناتهای دریایی ژوراسیک-میوسن و رسوبات تبخیری نهشته شده در منطقه، مجموعهای از گسلها و راندگیها را تشکیل دادهاند. تحدب این نهشته ها به سمت شمال می باشد و به صورت یک روند موازی با گسل راست گرد عشق آباد در حاشیه شمالی این ناحیه، خم می شوند. چینها در خط ساحلی خزر امتداد شمالی –جنوبی دارد که بیانگر مولفه کوتاه شدگی شرقی-غربی میباشد. ساز و کار مرکزی در این منطقه روراندگی شدید شمالی-جنوبی روی صفحات با شیب شمالی را نشان میدهد. این کوتاه شدگیها، بر اساس نهشتههای ۱/۵ کیلومتری آواریهای پلیوکواترنری روی یک توالی دریایی الیگوسن پایینی -میوسن، اصولا سنی معادل با پلیوکواترنری دارند. بالا آمدگی براساس اینکه واحدهای چینهای پلیوسن در سمت غرب، نهشتههای دریایی اما در سمت شرق غیر دریایی بودند ظاهرا از سمت شرق به غرب غیر همزمان هستند [توویق^۱، ۲۰۱۳].

منطقه گرگان بخشی از محدوده کپه داغ واقع در شمال شرق ایران است که در دو ناحیه زمینشناسی متفاوت قرار دارد. این دو ناحیه در بین چند حوزه رسوبی مختلف قرار دارند که بین ایران و ترکمنستان توزیع شدهاند. این منطقه از رسوبات ضخیمی به سن ژوراسیک تا میوسن به وجود آمده است. این رسوبات، شیل، سنگ آهک، مارن، ماسه سنگ و گاهی کنگلومرا و رسوبات تبخیری را شامل میشود. این توالی پایینتر از یک ناپیوستگی کنگلومرای پالئوسن قرار دارد.

در بالای ناپیوستگی، رسوبات کواترنری، حاصل از رودخانه، ساحل و همچنین رسوبات دلتایی وجود دارد. در منطقه گرگان که با یک چهارضلعی در شکل (۴–۱) مشخص شده، گلفشانها نقش مهمی در تعیین محل برداشتهای لرزهای جهت اکتشاف گاز دارند. شکل (۴–۲) خط لرزهای در شمال منطقه مورد مطالعه و گلفشان مجاور آن را نشان میدهد.

¹. Twigg



شکل۴- ۱: دریای خزر و یک نمونه خط لرزهای (نشان داده شده با خط سیاه) و منطقه مورد مطالعه که با چهارضلعی مشکی مشخص شده است [توویق، ۲۰۱۳].



شکل۴- ۲: عکس ماهوارهای منطقه مورد مطالعه در شمال شرق ایران .گلفشان در نزدیک خط لرزهای نشان داده شده است [توویق، ۲۰۱۳].

۴-۴– مشخصات داده لرزهای مورد استفاده

طول پروفیل این برداشت که هدف آن کشف مخازن گاز بوده است، ۳۵ کیلومتر میباشد و ۴۶۵ چشمه از نوع دینامیت در امتداد این خط وجود داشته که هر چشمه انفجاری به وسیله ۹۶ کانال گیرنده به ثبت رسیده است. کمترین دورافت ۱۴۰ متر و بیشترین دورافت ۳۵۰۰ متر میباشد. فاصله گیرندهها از هم ۳۵ متر و فاصله چشمههای انفجاری از هم ۷۰ متر میباشد. این داده با نرخ نمونه برداری ۴ میلی ثانیه و طول کل زمانی ۷/۵ ثانیه برداشت شده است. تمام مراحل پیشپردازشی قبلا انجام شده و در این پایاننامه از داده پیش از برانبارش پیش پردازش شده استفاده شده است.

۴–۵– نرم کردن نشانگرها

از عوامل مختلفی که بر روی دقت و کیفیت نشانگرها تاثیر گذار هستند، میتوان به موارد زیر اشاره کرد:

۱- طول پروفیل لرزهای ۲- تعداد ردلرزه به ازای هر CMP ۳- نسبت سیگنال به نوفه در داده لرزهای ۴ طول پنجره زمانی برای آنالیز همدوسی ۵- نرخ نمونه برداری از سرعت ۶- نحوه محاسبه همدوسی ۷ انحراف رخدادهای بازتابی از حالت هذلولی.

از عوامل مذکور، انحراف رخدادهای بازتابی از حالت هذلولی به عنوان مهمترین عامل، شناخته می شود. چنانچه این انحراف خیلی بزرگ باشد، که نشان دهنده پیچیدگی بسیار زیاد ساختارهای زیر سطحی است، تعیین دقیق نشانگرهای میدان موج، غیر ممکن خواهد بود، بنابراین، نتایج توموگرافی بر اساس این نشانگرها دور از واقعیت می باشد.

در طول فرایند برانبارش CRS، عملگر برانبارش بهینه برای هر نمونه دورافت صفر به صورت جداگانه تعیین می شود، که باعث به دست آمدن نشانگرهای با کیفیت بالا می شود، اما از طرف دیگر تعیین نمونه به نمونه پارامترهای برانبارش به صورت مجزا باعث نوسانات ناخواسته می شود، این نوسانات باعث اثرات مخرب در نتیجه برانبارش و استفاده از نشانگرها برای پردازشهای بعدی مثل تخمین مدل سرعت نیز می شود. با اعمال فرایند نرم کردن نشانگرهای جنبشی میدان موج، پیش از استفاده از این نشانگرها برای پردازشهای بعدی، می توان این اثرات مخرب را از بین برد.

۴-۶- دستچین کردن نقاط داده و اصلاح آنها

پس از انجام فرایند اصلاح کردن نشانگرهای حاصل از برانبارش CRS، برای هر نشانگر یک مقطع به دست میآید، سپس عمل دستچین کردن نقاط داده از روی این مقاطع دورافت صفر انجام میشود، که به عنوان ورودی روش NIP توموگرافی میباشند. این نقاط دستچین شده مستقل از هم میباشند و لزومی ندارد که روی یک رخداد پیوسته انجام شوند.

عمل دستچین کردن نشانگرها روی مقطع همدوسی CRS، امکان تشخیص مستقیم رخدادها را فراهم می سازد، که با همدوسی بالایی مشخص می شوند و بنابراین نشانگرهای قابل اعتمادتری حاصل می شود. عمل دستچین کردن نقاط داده ورودی برای فرایند توموگرافی به این صورت انجام می گیرد، که نقاطی که در مقطع همدوسی دارای مقادیر بیشینه هستند، با در نظر گرفتن یک حد آستانه برای مقدار همدوسی و همچنین فاصله مکانی و زمانی بین نقاط دستچین می شوند. فاصله مکانی و زمانی بین نقاط دستچین شده به نحوه پارامتری کردن مدل سرعت، یعنی به فاصله افقی و عمودی گرههای بی اسپلاینها بستگی دارد، در بهت افقی باید حداقل دو نقطه روی رخداد بازتابی در فاصله بین دو گرههای بی اسپلاینها بستگی دارد، در این صورت، ضرایب وزنی که برای منظم سازی فرایند معکوس سازی استفاده می شوند، باید طی هر مرحله تکرار افزایش یابند، که این باعث به موجود آمدن یک مدل سرعت غیر واقعی می شود، به عبارت دیگر هر زمان محاسبات میشود. با این وجود، برای محاسبه نفاوت بین دادههای مشاهدهای و دادههای مدلسازی L_2 منده از نرم L_2 که در فصل سه توضیح داده شد، استفاده میشود، که به دادههای غیر مطمئن، که باعث شده از نرم یا که در فصل سه توضیح داده شد، استفاده میشود، که به دادههای غیر مطمئن، که باعث ایجاد تفاوت بسیار زیاد، بین دادههای مشاهدهای و مدلسازی شده میشود، حساس است، بنابراین برای جلوگیری از تاثیر منفی این دادهها روی فرایند توموگرافی، نقاط داده باید با دقت بسیار بالا، انتخاب شوند. در جهت محور زمان، حداقل فاصله بین نقاط دستچین شده، باید از طول سیگنال مربوط به یک رخداد انعکاسی بیشتر باشد، در این صورت میتوان گفت؛ که دو نقطه دستچین شده در یک مکان مشخص، در حقیقت مربوط به رخدادهای بازتابی مجزایی هستند.

پس از انجام فرایند دستچین کردن نقاط از روی مقطع همدوسی CRS، صحت و دقت این نقاط باید مورد ارزیابی قرار گیرند و در صورت نیاز اصلاح شوند. طی این مرحله نقاط داده غیر قابل اعتماد، شناسایی و حذف می شوند. از نظر تئوری، نشانگرهای جنبشی باید به نرمی در طول رخداد بازتابی تغییر کنند، بنابراین پارامترهای داده مربوط به نقاطی که روی یک رخداد بازتابی مشترک واقعاند، الزاما باید پیوستگی از خود نشان دهند.

نتایج نهایی حاصل از برانبارش CRS که برای انجام فرایند NIP توموگرافی، مورد استفاده قرار می گیرند، در شکلهای (۴–۳) تا (۴–۶) آمدهاند. شکل (۴–۴) مقطع همدوسی CRS، شکل (۴–۵) مقطع شعاع جبهه موج NIP و شکل (۴–۶) مقطع زاویه ورود موج NIP به سطح زمین میباشد. مقطع همدوسی شامل مقدار تشابه برای هر نمونه دور افت صفر میباشد، جایی که نشانگرهای قابل اعتماد تعیین شده است. مقدار همدوسی باید به حد کافی بالا باشد تا وجود نشانگرهای قابل اعتماد را تضمین کند. زاویه ورود موج NIP در شکل (۴–۶) و مقدار شعاع جبهه موج NIP در شکل (۴–۵) رفتاری مطابق با انتظار دارند، زوایا به طور محلی با شیب محلی بازتابندهها در مقطع دور افت صفر ارتباط دارند، مقدار R_{NIP} نیز طبق الگوی معینی با زمانسیر افزایش مییابد.



شکل۴- ۳: مقطع برانبارش یافته دور افت صفر، به روش CRS.



شکل۴- ۴: مقطع هدوسی، که از نتایج برانبارش CRS میباشد.



شکل۴- ۵: مقطع تغییرات شعاع جبهه موج NIP ، NIP، در سطح زمین.



شکل۴- ۶: مقطع زاویه ورود موج NIP به سطح زمین.

۴-۷- منظم سازی و پارامتری کردن مدل سرعت

همان طور که قبلا گفته شد، پیش از شروع فرایند توموگرافی باید مدل سرعت تعریف شود، که شامل انتخاب گرههای بی اسپلاین در جهت افقی و قائم و مشخص کردن مدل سرعت اولیه می باشد. انتخاب مناسب فاصله افقی و قائم بین گرههای بی اسپلاین ها، به میزان پیچیدگی ساختار سرعت در زمین بستگی دارد. مقادیر $M_{NIP}^{(x)}$ که از داده لرزهای توسط روش برانبارش CRS به دست آمده را می توان به مقادیری که توسط روش دنبال کردن پر تو به صورت دینامیکی، مدل سازی می شوند، ار تباط داد، که این امر نیازمند یک مدل سرعت با نرمی مشخص در جهت افقی است. برای اهداف اکتشافی با عمق ۲ تا ۴ کیلومتر چنان چه بازه دورافت در برانبارش CRS، ۲ کیلومتر یا بیشتر استفاده شود، فاصله بی اسپلاین های افقی باید حداقل مدل متر باشد [دوونک، ۲۰۰۴].

در بیشتر موارد، قسمتهای کم عمق محدوده اکتشافی شامل رخدادهای بازتابی فراوانی می شود، در حالی که رخدادهای بازتابی کمی در زمان سیرهای بالا قابل مشاهدهاند، بنابراین برای قسمتهای کم عمق، فاصله بین گرهها در جهت قائم کمتر از نواحی عمیق تر در نظر گرفته می شود [دوونک، ۲۰۰۴].

۴–۸– مقادیر پارامترهای ناهمسانگردی تامسن

اصولا تعیین دقیق پارامترهای ناهمسانگردی تامسن، با استفاده از دادههای لرزهنگاری قائم و نمودارهای چاهپیمایی (به خصوص نمودارهای مقاومت ویژه) صورت می گیرد. در محیطهای همسانگرد عرضی، به دلیل چاهپیمایی (به خصوص نمودارهای مقاومت ویژه) صورت می گیرد. در محیطهای همسانگرد عرضی، به دلیل لایههای همسانگرد نازک، پارامتر \mathcal{F} بزرگتر از \mathcal{F} می باشد [بریمن، ۱۹۷۹]، شرط مهم دیگر برای این مدل، $\mathcal{O} < \gamma$ است. با توجه به این توضیحات و آزمایشهای انجام شده [استوکول، ۲۰۰۵] ، مقادیر رایج پارامترهای \mathcal{F} , \mathcal{F} می کند،

(ناهمسانگردی قائم)، به صورت صورت [0.0, 0.5] = 3، $[0.0, -0.2] = \delta$ و $[0.0, -0.3] = \gamma$ میباشد، که در شکلهای (۴-۲) تا (۴-۹) نشان داده شده است.



شکل۴-۷: مقطع تغییرات ۶.



شکل۴-۸: مقطع تغییراتδ.



شكل۴- ٩: مقطع تغييرات ٤.

NIP -۹-۴ توموگرافی با تعریف مدل سرعت اولیه

دادههای ورودی روش NIP توموگرافی از روی مقطع همدوسی CRS، با در نظر گرفتن یک فاصله مکانی و زمانی، نقاطی که دارای بیشترین شباهت هستند، دستچین می شوند، سپس با استفاده از مختصات این نقاط از روی مقطع نشانگرها، دادههای مورد نیاز برای انجام NIP توموگرافی استخراج می شوند. در روش NIP توموگرافی، دقت مدل سرعت نهایی به تعداد، تراکم و دقت نقاط دستچین شده از مقاطع برانبارش CRS بستگی دارد. چنانچه به هر دلیلی در قسمتی از مقاطع نشانگرها، نسبت سیگنال به نوفه، پایین باشد، به طوری که تعداد کمی از این نقطه از این محلها دستچین شود و یا دقت نقاط دستچین شده، پایین باشد، باشد، اثرات نامطلوبی روی مدل سرعت نهایی خواهد داشت. چرا که از این نواحی، تعداد کمی نقاط داده برداشت شده و بنابراین سرعتی هم که از این نواحی تعیین می شود، خطای بیشتری داشته و قابل اعتماد نمی باشد. در چنین شرایطی، برای تهیه یک مدل سرعت نهایی کوچ، مدل سرعت اولیه نقش به سزایی دارد. مدل سرعت اولیه مطلوب، مدلی است، که بتواند تغییرات کلی سرعت را چه در جهت قائم و چه در جهت افقی نشان دهد. سادهترین راه تهیه مدل سرعت اولیه، استفاده از رابطه خطی تغییرات سرعت لحفای با معق است [روبین، ۲۰۰۳]:

$$v_{inst} = v_0 + k.z \tag{1-f}$$

این رابطه، نحوه افزایش سرعت با عمق را نشان میدهد، که در آن v_0 سرعت لحظهای انتشار موج در نزدیک سطح زمین و k گرادیان تراکم که به صورت یک ضریب، نرخ افزایش سرعت با عمق را تعیین میکند.

طی انجام فرایند NIP تومو گرافی، انواع مختلف محدودیتها که در بخش (۳–۷) معرفی شدند، روی داده ورودی اعمال میشوند. به منظور جلوگیری از ایجاد نوسانات غیر واقعی سرعت، در قسمتهای کم عمق مدل، که به علت همدوسی پایین، هیچ نقطهای در آن نواحی دستچین نشدهاند، باید سرعت نزدیک به سطح

برای مدل تعریف کرد، برای این منظور، سرعت ۱۸۰۰ متر بر ثانیه انتخاب گردید و گرادیان قائم سرعت،
$$k = 0.6 \mathrm{s}^{-1}$$
 ، در نظر گرفته شد. در نهایت چهار مدل سرعت تهیه کردیم، که مشخصات آنها به صورت جدول (۴–۱) میباشد.

مدل سرعت (۴)	مدل سرعت (۳)	مدل سرعت (۲)	مدل سرعت (۱)	مدل سرعت
شکل (۴–۱۳)	شکل (۴–۱۲)	شکل (۴–۱۱)	شکل (۴–۱۰)	
۷۰×۴۰	۷۰×۴۰	۵۰×۳۰	۳۵×۳۰	$(n_x imes n_z)$ شبکه بیاسپلاین ($n_x imes n_z$)
۵۰۰ متر	۵۰۰ متر	۷۰۰ متر	۱۰۰۰ متر	فاصله افقی بین گرههای بی اسپلاین
۱۵۰ متر	۱۵۰ متر	۲۰۰ متر	۲۰۰ متر	فاصله قائ _م بین گرههای بی اسپلاین
۳۵۰۰۰- متر	۳۵۰۰۰ متر	۳۵۰۰۰ متر	۳۵۰۰۰- متر	محل گرههای مربوط به بیاسپلاین در جهت افقی
۶۰۰۰–۰ متر	۶۰۰۰–۰ متر	۶۰۰۰–۰ متر	۶۰۰۰–۰ متر	محل گرههای مربوط به بیاسپلاین در جهت قائم
• / ۶	• /۵	۰ /٣	• / Y	حد آستانه برای مقدار همدوسی

جدول ۴- ۱: مشخصات مدل سرعت حاصل از NIP توموگرافی.

با مقایسه مقاطع کوچ به دست آمده از مدلهای سرعت جدول (۴–۱)، نتیجه می شود مدلهای سرعت شکلهای (۴–۱۲) و (۴–۱۳)، (که تقریبا شبیه هم بوده و روند تغییرات یکسانی دارند) توانسته اند، رخدادهای بیشتر و با کیفیت بهتری را نسبت به مدلهای سرعت (۴–۱۰) و (۴–۱۱)، در مقاطع کوچ آشکار کنند، که مطابق با انتظار است، چرا که با توجه به جدول بالا، هم فاصله افقی و هم فاصله قائم بین گرههای بی اسپلاین در مدلهای سرعت شکل (۴–۱۲) و (۴–۱۳) کمتر از فاصله افقی و قائم بین گرههای بی اسپلاین در مدلهای سرعت (۴–۱۰) و (۴–۱۲) می باشد، که این امر باعث متراکمتر شدن گرهها در شبکه بی اسپلاین شده و مدل سرعتی که به دست می آید، بالطبع دقیقتر و با کیفیتتر خواهد بود.



شکل۴- ۱۰: مدل سرعت (۱) حاصل از NIP توموگرافی.



شکل۴- ۱۱: مدل سرعت (۲) حاصل از NIP توموگرافی.



شکل۴- ۱۲:مدل سرعت (۳) حاصل از NIP توموگرافی.



شکل۴- ۱۳: مدل سرعت (۴) حاصل از NIP توموگرافی.

۴-۱۰- فرایند کوچ عمقی

طی فرایند کوچ لرزهای، شیبهای موجود در دادههای لرزهای به محل واقعیشان در زیر سطح زمین منتقل میشوند. بهترین مدل سرعت کوچ، مدلی است، که بهترین نتیجه را از یک الگوریتم کوچ لرزهای به وجود میآورد. در این مرحله است که کیفیت و تاثیر در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم در مدل سرعت، با حالت بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی، مورد ارزیابی قرار می گیرد. در ادامه، مدل های سرعت و مقاطع کوچ حاصل از آنها، با و بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم بررسی میشود، که برای انجام آن از الگوریتم کوچ عمقی کیرشهف استفاده شده است.

با مقایسه مقاطع کوچ حاصل از مدلهای سرعت به دست آمده به روش توموگرافی موج NIP، با و بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم، که در شکلهای زیر نشان داده شده است، میتوان نتیجه گرفت، که در نظر گرفتن ناهمسانگردی باعث افزایش کیفیت در کل مقطع کوچ شده و رخدادهای بازتابی بیشتر و با وضوح بهتری را در مقایسه با حالت بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی، نمایش میدهد. اما با مقایسه دقیق تر این مقاطع مشاهده میشود، تغییرات عمده با در نظر گرفتن ناهمسانگردی، نمایش میدهد. اما با مقایسه دقیق تر متر به بعد شروع میشود، نواحی که درآن، بازتابندههای بیشتر و با کیفیت بالاتری در مقطع کوچ آشکارسازی شده و حتی در بعضی قسمتها، بازتابندهها دچار تغییر شیب شدهاند، بنابراین میتوان گفت از این عمق به بعد، شاهد ناهمسانگردی بیشتری در مقایسه با نواحی کمتر از این عمق هستیم. در ادامه برای تفسیر نقسیر مقاطع کوچ، با و بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی، با هم مقایسه شده و تاثیر در نظر گرفتن ناهمسانگردی در مدل سرعت، بیان میشود.

با توجه به مقاطع کوچ شکلهای (۴–۱۴) و (۴–۱۵)، مقطع کوچ شکل (۴–۱۵) در نواحی که در شکل مشخص شده است، توانسته رخدادهای بازتابی را با کیفیت بهتری نسبت به مقطع کوچ بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی، آشکارسازی کند، بنابراین میتوان گفت ناهمسانگردی این قسمتها بیشتر از قسمتهای دیگر بوده و در نظر گرفتن ناهمسانگردی در مدل سرعت باعث شده، تا این نواحی در مقطع کوچ مربوطه آشکارسازی شوند، همچنین در سمت راست مقطع شکل (۴–۱۵) نسبت به مقطع شکل (۴–۱۴) رخدادهای بازتابی با کیفیت نسبتا بهتری آشکارسازی شدهاند.

در مورد مقاطع کوچ شکلهای (۴–۱۶) و (۴–۱۷) نیز میتوان گفت، در نظر گرفتن ناهمسانگردی باعث شده تا مقطع کوچ با کیفیتتری نسبت به حالت بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی به دست آید. تفاوت این دو مقطع در قسمتهایی که با کادر سیاه مشخص شدهاند، بیشتر قابل مشاهده است، نواحی که در آن، در مقطع شکل (۴–۱۶)، (بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی)، هیچ رخداد پیوستهای قابل مشاهده نیست، اما مقطع شکل (۴–۱۲)، توانسته رخدادهای پیوستهای را در این نواحی آشکارسازی کند. همچنین در قسمتی که با نوار زرد رنگ مشخص شده، شیب لایهها دچار تغییر شده است، پس در نظر گرفتن ناهمسانگردی علاوه بر اینکه میتواند بازتابندههای بیشتر و با کیفیت بهتری را در مقطع کوچ، آشکارسازی کند، بلکه همچنین میتواند، شیب بازتابندهها را نیز دستخوش تغییر قرار دهد.

در مورد مقاطع کوچ شکلهای (۴–۱۸) و (۴–۱۹) نیز میتوان گفت در مقطع کوچ شکل (۴–۱۸) در قسمتهایی که در شکل مشخص شدهاند، تقریبا هیچ لایهای قابل مشاهده نیست و این مقطع در آشکارسازی این لایهها دچار ضعف است، ولی همین قسمتها در مقطع کوچ شکل (۴–۱۹)، با کیفیت قابل قبولی، قابل مشاهده است، این مقطع بالا آمدگی لایههایی که با نوار آبی رنگ مشخص شدهاند و جزو ساختارهای پیچیده مقطع میباشند، را با کیفیت خوبی آشکارسازی کرده است، اما همین قسمتها در مقطع شکل (۴–۱۸)،

با مقایسه مقاطع کوچ شکلهای (۴–۲۰) و (۴–۲۱) مشاهده می شود، که مقطع شکل (۴–۲۰) در نواحی که با کادر زرد رنگ مشخص شدهاند، در آشکارسازی بازتابندهها دچار نقص است و می توان گفت هیچ رخداد پیوستهای قابل مشاهده نیست، اما همین قسمتها در مقطع شکل (۴–۲۱)، (با در نظر گرفتن ناهمسانگردی)، با کیفیت خوبی آشکار شدهاند، همچنین بالا آمدگی لایهها که با نوار آبی رنگ مشخص شدهاند، در مقطع شکل (۴–۲۰) با کیفیت خیلی پایینی قابل مشاهده است، اما همین قسمت در مقطع شکل (۴–۲۱) با کیفیت خوبی آشکار شده است. با مقایسه سمت راست این دو مقطع که با کادر سیاه مشخص شده است، مشاهده می شود، که شیب لایهها نیز تغییر کرده است.



شکل۴- ۱۴: مقطع کوچ عمقی پس از برانبارش (Post-SDM)، حاصل از مدل سرعت شکل (۴-۱۰)، بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم.



شکل۴– ۱۵: مقطع کوچ عمقی پس از برانبارش (Post-SDM)، حاصل از مدل سرعت شکل (۴–۱۰)، با در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم.



شکل۴- ۱۶: مقطع کوچ عمقی پس از برانبارش (Post-SDM)، حاصل از مدل سرعت شکل (۴-۱۱)، بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم.



شکل۴– ۱۷: مقطع کوچ عمقی پس از برانبارش (Post-SDM)، حاصل از مدل سرعت شکل(۴–۱۱)، با در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم.



شکل۴– ۱۸: مقطع کوچ عمقی پس از برانبارش (Post-SDM)، حاصل از مدل سرعت شکل (۴–۱۲)، بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم.



شکل۴- ۱۹: مقطع کوچ عمقی پس از برانبارش (Post-SDM)، حاصل از مدل سرعت شکل (۴-۱۲)، با در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم.



شکل۴- ۲۰: مقطع کوچ عمقی پس از برانبارش (Post-SDM)، حاصل از مدل سرعت شکل (۴-۱۳)، بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم.



شکل۴- ۲۱: مقطع کوچ عمقی پس از برانبارش (Post-SDM)، حاصل از مدل سرعت شکل (۴-۱۳)، با در نظر گرفتن ناهمسانگردی قائم.

فصل پنجم نتیجهگیری و پیشنهاد

۵–۱– نتیجه گیری

در این تحقیق، از روش NIP توموگرافی برای تهیه مدل سرعت کوچ استفاده شد، که تا حد زیادی مشکلات روش توموگرافی را رفع کرده است. دراین روش اطلاعات زمانسیر به شکل مجموعهای از نشانگرها، به نام نشانگرهای جنبشی میدان موج از روی نتایج CRS به صورت خودکار استخراج شدند. خودکار بودن فرایند استخراج نقاط، از بزرگترین مزیتهای این روش نسبت به سایر روشهای توموگرافی میباشد. در روش NIP توموگرافی اطلاعات زمانسیر به شکل یک سری نشانگرها، به نام نشانگرهای جنبشی میدان موج از روی نتایج برانبارش سطح بازتاب مشترک، استخراج می شوند. از آنجایی که فرایند دستچین کردن رخدادهای بازتابی روی مقاطع پس از برانبارش انجام می شود، بنابراین تعداد نقاط لازم برای توموگرافی کاهش چشم گیری می یابد. برای تهیه یک مدل سرعت کوچ، مدل سرعت اولیه نقش به سزایی دارد. مدل سرعت اولیه مطلوب، مدلی است، که بتواند تغییرات کلی سرعت را چه در جهت قائم و چه در جهت افقی نشان دهد، که در این پایاننامه از رابطه خطی برای تهیه مدل سرعت اولیه استفاده شد، که فقط تغییرات سرعت با عمق را نشان میدهد، اما باتوجه به اینکه، ناهمسانگردی قائم (سرعت به صورت قائم تغییر می کند)، در این پایاننامه مد نظر بود، لذا استفاده از رابطه خطی برای مدل سرعت اولیه، انتخابی مناسب بود. برای اینکه بتوانیم پارامترهای ناهمسانگردی قائم را وارد مدل سرعت کنیم، نیاز بود تا عناصر ماتریس سختی محیط VTI تعیین شود، بدین منظور ابتدا باید پارامترهای ناهمسانگردی ع, β, β را تعیین می کردیم، که با توجه به مطالعات انجام شده و آزمایشهایی که توسط افراد مختلف انجام شده بود، در نهایت مقادیر ذکر شده در فصل چهار، برای این پارامترها استفاده شد. بنابراین عناصر ماتریس سختی محیط VTI تعیین شد و برای وارد شدن در مدل سرعت نیاز بود تا کد نویسی به زبان C در محیط لینوکس انجام شود، نتیجه مدل سرعتی بود، که ناهمسانگردی قائم در آن مدل شده است. در ادامه فرایند کوچ عمقی به کمک این مدل سرعت انجام شد و نتیجه با کوچ عمقی بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی مقایسه شد.

همانطور که در فصل چهار دیدیم، چهار مدل سرعت با پارامترهای متفاوت از هم به دست آمد. در این شکلها سعی شد، از یک مقیاس برای نشان دادن مدلهای سرعت استفاده شود، تا بتوان تفاوت بین این مدلها را بهتر مشاهده کرد، سپس مقاطع کوچ، با و بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی به نمایش درآمد. با توجه به این مقاطع تغییرات عمده با در نظر گرفتن ناهمسانگردی در مدل سرعت، از عمق ۴۰۰۰ متر به بعد شروع می شود، به طوری که از این عمق به بعد، بازتابنده های بیشتر و با کیفیت بهتری در مقطع کوچ آشکارسازی شده و حتی در بعضی قسمتها، که در شکل با نوار آبی رنگ مشخص شده، لایهها دچار تغییر شیب شدهاند، بنابراین می توان نتیجه گرفت، سنگهای از این عمق به بعد، ناهمسانگردتر از نواحی کمتر از این عمق می باشند، چرا که تا عمق حدود ۴۰۰۰ متر، مقاطع کوچ، با و بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی، تقریبا کیفیت یکسانی داشته و بازتابندههای یکسانی را آشکارسازی کردهاند. بیشترین تفاوت بین مقاطع کوچ، بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی و با در نظر گرفتن آن، در مقاطع کوچ شکلهای (۴–۲۰) و (۴– ۲۱) مشاهده می شود، که مقطع (۴–۲۰) در نواحی که با نوار زرد رنگ مشخص شده است، در آشکارسازی بازتابندهها دچار نقص است، اما همین قسمت در مقطع شکل (۴–۲۱)، (با در نظر گرفتن ناهمسانگردی)، با کیفیت خوبی آشکار شدهاند، همچنین بالا آمدگی لایهها، که با نوار آبی رنگ مشخص شدهاند و جزو ساختارهای ریز و نسبتا پیچیده در این مقطع می باشند، در مقطع شکل (۴-۲۱) با کیفیت خوبی آشکار شده است. با مقایسه این دو مقطع مشاهده می شود، در سمت راست مقطع شیب لایه ها تغییر کرده است.

پس همان طور که دیدیم، در نظر گرفتن ناهمسانگردی در مدل سرعت میتواند باعث دقیق تر شدن و بالا رفتن کیفیت مقطع کوچ شود، این تغییرات در مناطقی که ناهمسانگردی بیشتری را شامل میشوند، بیشتر بوده و میتوان گفت، بدون در نظر گرفتن ناهمسانگردی در این مناطق، تفسیر دقیق و کامل از مقطع کوچ، میسر نخواهد بود.

۲-۵- پیشنهادات

در این پایاننامه موارد زیر را میتوان به عنوان پیشنهادات برای مطالعات بعدی در این زمینه مطرح کرد: ۱- برای به دست آوردن مدل سرعت اولیه با دقت بالا، پیشنهاد میشود از دادههای چاهنگاری که در آن، سرعت با دقت بالایی به دست میآید، در کنار رابطه خطی استفاده شود.

۲- استفاده از مقادیر تجربی پارامترهای ناهمسانگردی ۶, δ, ۶ باعث بهبود کیفیت و آشکارسازی بیشتر رخدادهای بازتابی شد، اما برای بهتر شدن نتیجه کار و نزدیکتر شدن به واقیت، بهتر است، با استفاده از روشهایی مثل استفاده از دادههای لرزهنگاری قائم و نمودارهای چاهپیمایی، مقادیر دقیق این پارامترها تعیین شده و در مدل سرعت اعمال گردد.

منابع فارسى

م. حاجی محمدی، (۱۳۹۱)، پایاننامه ارشد: " تعیین ناهمسانگردی با استفاده از دادههای لرزهنگاری قائم و نمودارهای چاه پیمایی (به ویژه نمودارهای مقاومت ویژه) "، دانشکده نفت، معدن و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

ف. خوشبخت و م. محمدنیا و م. زینلی، (۱۳۹۰)، " ارزیابی آنیزوتروپی یک مخزن کربناته با استفاده از لاگ دوقطبی- برشی"، سیامین گردهمایی علوم زمین.

م. وحیدهاشمی و م. سلیمانی (۱۳۹۳)،" مدلسازی ناهمگنی سرعت در توموگرافی لرزهای با تعریف تابعهای سرعت اولیه متفاوت"، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۸، شماره ۴، صفحه ۱۳۲–۱۶۷.

منابع انگلیسی

- Aki, K. and P.G. Richards. (2002), "Quantitative Seismology", University Science Books, Sausalito, CA.
- Berryman, J. G. (1979), "Long-wave elastic anisotropy in transversely isotropic media", **Geophysics**, **44**, 896-917.
- Berryman, J. G. (2007), "Seismic waves in rocks with fluids and fractures", **Geophysical Journal International**, **171**, 954-974.

Cerveny, V. (2001), "Seismic ray theory", Cambridge university press.

Charléty, J., S. Voronin, G. Nolet, I. Loris, F. J. Simons, K. Sigloch, and I. C. Daubechies. (2013), "Global seismic tomography with sparsity constraints: Comparison with smoothing and damping regularization", Journal of Geophysical Research, 118, 4887-4899.

- Chen, Y., J. Yuan, S. Zu, S. Qu, and S. Gan, (2015), "Seismic imaging of simultaneous-source data using constrained least-squares reverse time migration" Journal of Applied Geophysics, 114, 32-35.
- Crampin, S. (1981), "A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media: Wave motion", **3**, 343-391.
- Daley, P., and F. Hron. (1979), "Reflection and transmission coefficients for seismic waves in ellipsoidally anisotropic media", Geophysics, 44, 27-38.
- De Boor, C. (**1978**), "A practical guide to splines", Springer-Verlag New York.
- Dell, S., D. Gajewski, and M. Tygel,(2014), "Image-ray Tomography": Geophysical Prospecting, 62, 413-426.
- Dümmong, S., Meier, K., Hübscher, C., Gajewski, D, (2007), "Velocity model building: A comparison between prestack stereotomography and NIP-wave tomography", SEG Technical Program Expanded Abstracts, 3034-3038.
- Duveneck, E. (2004), "Tomographic determination of seismic velocity models with kinematic wavefield attributes", Logos Verlag Berlin.
- Gonzalez, J. A., J. J. de Figueiredo, T. A. Coimbra, J. Schleicher, and A. Novais, (2016), "Migration velocity analysis using residual diffraction moveout: a real-data example", Journal of Geophysics and Engineering, 13, 622.
- Helbig, K. (**1994**), "**Foundations of anisotropy for exploration seismics**", Oxford, England and Tarrytown, N.Y., U.S.A
- Helbig, K., and M. Schoenberg. (1987), "Anomalous polarization of elastic waves in transversely isotropic media", The Journal of the Acoustical Society of America, 81, 1235-1245.

- Ibanez-Jacome, W., T. Alkhalifah, and U. bin Waheed, (2014), "Effective orthorhombic anisotropic models for wavefield extrapolation", **Geophysical Journal International**, **198**, 1653-1661.
- Jones, I., (**2010**), "**An introduction to velocity model building**", EAGE publications bv.
- Li, V., I. Tsvankin, and T. Alkhalifah, (2016), "Anisotropy Signature in Pwave Extended Images for VTI Media", 78th EAGE Conference and Exhibition.
- Mahadasu, P., and K. H. Singh (2015), "Improved Seismic Imaging through Prestack Depth Migration using Synthetic Seismic Data", Journal of Geological Sciences (JGS), 2.
- Mao, Y. (2005), "Understanding the Anisotropy", Journal of Applied Sciences", 5, 207-214.
- Martin, M. A., and T. L. Davis. (1987), "Shear-wave birefringence: A new tool for evaluating fractured reservoirs", The Leading Edge, 6, 22-28.
- Menke, W. (1984), "Geophysical Data Analysis", Discrete Inverse Theory Academic, New York.
- Musgrave, M. J., (1970), "Crystal acoustics", Holden-Day, San Francisco.
- Robbein E. (2003), "Velocities, time imaging and depth imaging in reflection seismics-Principles and methods", EAGE publications bv.
- Robbein E. (2010), "Seismic imaging. A review of the techniques, their principles, merits and limitations", EAGE publications bv.
- Shearer, P. M., (**1999**), "**Introduction to Seismology**", Cambridge University Press, Cambridge, UK.

- Sripanich, Y., and S. Fomel. (2016), "Theory of interval traveltime parameter estimation in layered anisotropic media", **Geophysics**, **81**, C253-C263.
- Tarantola, A., (1987), "Inverse problem theory", Methods for data fitting and parameter estimation", **Elsevier**, Amsterdam.

Thomsen, L., (1986), "Weak elastic anisotropy", Geophysics, 51, 1954-1966.

- Thomsen, L., (1988), "Reflection seismology over azimuthally anisotropic media", **Geophysics**, **53**, 304-313.
- Thomsen, L., (2002), "Understanding seismic anisotropy in exploration and exploitation", Society of Exploration Geophysicist.
- Tsvankin, I., (2001), "Seismic signatures and analysis of reflection data in anisotropic media", Elsevier.
- Tsvankin, I., and V. Grechka, (2001), "Parameter estimation for VTI media using PP and PS reflection data", 71st Ann. Internat. Mtg: Soc. of Expl. Geophys, 857-860.
- Twigg C. and Baki A. (2013) "What has happened in recent years in the Caspian region, how has it changed and what is preventing companies from operating here?" **Geo. Expro.**, 10, 5.
- Vestrum, R. W., (1994), "Group and phase-velocity inversions for the general anisotropic stiffness tensor", **Geology and Geophysics**, University of Calgary.
- Xie, Y., and D. Gajewski, (2016), "Automatic Estimation of the 3D CRS Attributes by a Metaheuristic-based Optimization", 78th EAGE Conference and Exhibition.
- Yilmaz, Ö., (**2001**), "**Seismic data analysis**",vol. 1, Society of exploration geophysicists.

- Zamora, M., and J. Poirier, (1990), "Experimental study of acoustic anisotropy and birefringence in dry and saturated Fontainebleau sandstone", **Geophysics**, **55**, 1455-1465.
- Zhang, J., Q. Yang, X. Meng, and J. Li, (2016), "Reflection tomography based on a velocity model with implicitly described structure information", Journal of Geophysics and Engineering, 13, 721.

Abstract

Accurate estimation of the velocity model is one of the challenging steps in seismic data imaging from anisotropic media. Constant velocity assumption on a horizon in different parts is not always correct and if a migration with incorrect velocity happens, position of the events, especially in depth migration, are not achieved properly. Therefore, in order to get closer to reality in seismic imaging it is better studied media to be considered anisotropic. In current study, NIP tomography method as one of the methods that best define the travel time of reflected events, was chosen to estimate the velocity model. In this technique, travel time information are automatically extracted from the Common Reflection Surface Stack, as a form of attributes, called kinematic wave field attributes. These indicators are parameters of two types of waves, called the normal wave and normal-incidence point wave.

The initial velocity model plays a significant role in preparation of a final velocity model of migration. In NIP tomography technique in order to determine initial velocity model, it is assumed that velocity increases linearly with depth.

Anisotropic parameters of VTI media will also be added to the model so as to do a accurate seismic imaging. The result was a velocity model in which anisotropy was included. Then the migration velocity was don using this velocity model. The achieved result showed that migration section with considering vertical anisotropy has manifested more reflection events with higher resolution than the migration section without considering vertical anisotropy.

Key words:

Anisotropy, Vertical transverse isotropy, Tomography, Kinematic wave field attributes, Normal-incidence point wave.


Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering

M.Sc.Thesis in Seismic Exploration

NIP tomography velocity inversion with considering VTI anisotropy

By: Farid Mahmoud Pashazadeh

Supervisors

Dr.Mehrdad Soleimani Monfared Dr.Amin Roshandel Kahoo

February 2017