



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده مهندسی معدن و ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد ژئوفیزیک - گرایش ژئوالکتریک

پردازش و تحلیل داده های ژئوالکتریک و لرزه ای جهت بررسی  
ذخیره معدن رس اندیکا

محقق:

بنفشه آزرمنش

اساتید راهنما:

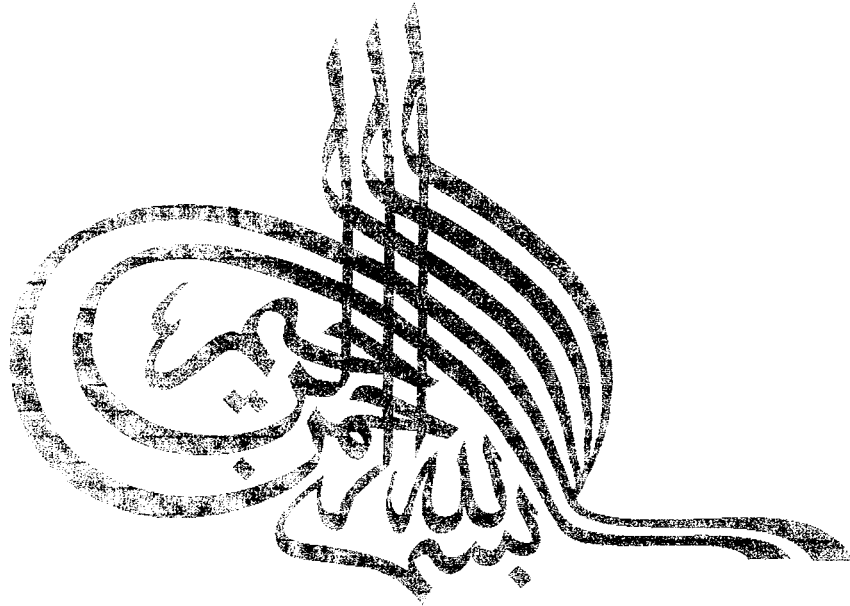
دکتر غلام جوان دولویی

دکتر ایرج پیروز

استاد مشاور:

دکتر علی مرادزاده

زمستان ۱۳۸۲



تقدیم به

پدر و مادر عزیزم

و

برادرم بهنام

## تقدیر و تشکر

سپاس و ستایش خدای را که مرا مورد لطف و عنایتش قرار داد تا به کمک بزرگوارانی که به گونه های مختلف مرا یاری نمودند، این تحقیق انجام شد. از این رو ضمن تقدیر و تشکر از این عزیزان، توفیق روزافزون آنان را از ایزد یکتا خواستارم.

بدین وسیله از زحمات بی دریغ اساتید محترم آقای دکتر پیروز و آقای دکتر جوان دولویی و استاد مشاور ارجمند، آقای دکتر مرادزاده که با رهنمودهای ارزشمندشان مرا در انجام هر چه بهتر این پایان نامه یاری فرمودند، صمیمانه تشکر و سپاسگزاری می نمایم.

همچنین از اساتید محترم آقای دکتر کامکار روحانی و آقای دکتر دولتی که زحمت داوری این پایان نامه را بر عهده داشته اند کمال تشکر و قدردانی را دارم.

از آقای دکتر کاکایی، ریاست محترم دانشکده معدن و ژئوفیزیک، به پاس راهنمایی های ارزشمندشان در طی دوران تحصیل صمیمانه سپاسگزارم. همچنین از آقایان شاه حسینی و مهندس زیاری که در این مدت از هیچ گونه کمکی دریغ نکردند، تشکر می نمایم.

در پایان از کلیه دوستان و عزیزانی که مرا در انجام این پایان نامه یاری نموده اند، صمیمانه سپاسگزارم و برایشان آرزوی موفقیت دارم.

## چکیده

روش های اکتشافی ژئوالکتریک و لرزه نگاری شکست مرزی (انکساری) از مهم ترین روش های ژئوفیزیکی در مطالعات مهندسی می باشند. عواملی چون سهولت، سرعت، دقت زیاد و توان تفکیک بالا موجب کاربرد وسیع این دو روش در محاسبه ذخایر معدنی غیر فلزی در مقایسه با سایر روش های ژئوفیزیکی گردیده است. هدف این پایان نامه برآورد ذخیره رس معدن اندیکا جهت احداث سد مسجدسلیمان بر اساس مطالعات ژئوالکتریک و لرزه نگاری شکست مرزی می باشد.

در این راستا پس از بررسی مبانی نظری روش های ژئوالکتریک و لرزه نگاری شکست مرزی، از نرم افزارهای کامپیوتری مناسب استفاده شده است. این نرم افزارها اصولاً بر اساس مدل سازی مستقیم و معکوس پایه گذاری شده اند. عملیات ژئوالکتریک با روش سونداژ الکتریک در امتداد ۱۷ پروفیل حاوی ۱۵۰ سونداژ الکتریک انجام شد و داده های اندازه گیری شده توسط نرم افزار VES پردازش و مدل نهایی مقطع عمقی هر پروفیل مورد بررسی قرار گرفت. مطالعات لرزه نگاری نیز در راستای ۱۷ خط لرزه نگاری (مشمول بر ۱۰۰ پروفیل) با استفاده از یک دستگاه ۲۴ کاناله انجام گرفت. به کمک نرم افزار Geoflex زمان رسید اولین رویداد از روی هر لرزه نگاشت قرائت و پردازش شد. سپس منحنی زمان - مسافت مربوط به هر خط لرزه نگاری رسم و تفسیر گردید. با محاسبه ضخامت لایه ها در زیر هر ژئوفون، مقطع عمقی هر خط لرزه نگاری نیز رسم گردید. با توجه به محدوده تغییرات مقاومت ویژه رس، لایه های محتوی رس در مقاطع ترسیم شده ژئوالکتریک در امتداد ۱۷ پروفیل مشخص شد. بر اساس روابط ریاضی مناسب، حجم ذخیره رس در حد فاصل پروفیل های متوالی محاسبه گردید. از طرف دیگر بر اساس جداول تجربی و محدوده تغییرات سرعت انتشار امواج تراکمی  $P$  در محیط های رسی، لایه های محتوی رس در امتداد ۱۷ خط لرزه نگاری کاملاً مشخص و تفکیک گردید. بعد از بررسی نتایج و تعیین نقاط مناسب جهت استحصال رس خالص، حجم رس از هر دو روش ژئوفیزیکی، جداگانه محاسبه شد. حجم محاسبه شده با استفاده از روش ژئوالکتریک ۴۱۰۰۰۰۰ متر مکعب، با روش لرزه نگاری شکست مرزی ۴۵۴۳۳۶۰ متر مکعب و میانگین حجم به دست آمده از هر دو روش ۴۳۲۱۶۸۰ متر مکعب می باشد که ۲۰۰۰۰۰۰

متر مکعب آن برای ساخت سد مسجد سلیمان مورد استفاده قرار گرفته است. با توجه به نزدیک بودن مقادیر به دست آمده می توان نتیجه گرفت که دقت پردازش، تفسیر و مدل سازی مناسب، باعث افزایش دقت در تشخیص لایه های رس و نزدیک شدن جواب ها در هر دو روش می باشد.

## فهرست مطالب

عنوان	صفحه
تقدیم .....	الف
تشکر و قدردانی .....	ب
چکیده .....	ج
فهرست مطالب .....	ه
فهرست علائم و اختصارات .....	ح
فهرست جداول .....	ی
فهرست اشکال .....	ل
فصل اول - مقدمه .....	۱
فصل دوم - بررسی روش های مقاومت ویژه الکتریکی و تعبیر و تفسیر داده ها .....	۶
۱-۲- مقدمه .....	۷
۲-۲- تاریخچه .....	۸
۳-۲- مقادیر مقاومت ویژه الکتریکی برای عناصر و توده های درون زمین .....	۱۰
۱-۳-۲- مقاومت ویژه الکتریکی و هدایت ویژه الکتریکی .....	۱۰
۲-۳-۲- قابلیت هدایت الکتریکی .....	۱۰
۳-۳-۲- حدود تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی .....	۱۲
۴-۲- اصول روش مقاومت ویژه الکتریکی .....	۱۳
۵-۲- برخی از کاربردهای مهندسی روش مقاومت ویژه الکتریکی .....	۱۴
۶-۲- آرایش های الکترودی و روش های صحرائی .....	۱۵
۱-۶-۲- آرایش های الکترودی متداول .....	۱۵
۲-۶-۲- سونداژ نسبت به پروفیل زنی .....	۱۶
۷-۲- مزایا و معایب آرایش شلومبرژه .....	۱۷
۸-۲- نمایش داده های صحرائی .....	۱۸

۱۹	۹-۲- تفسیر داده‌های سونداژ مقاومت ویژه
۱۹	۱-۹-۲- مدل های زمینی ژئو الکتریکی
۲۱	۲-۹-۲- تفسیر با استفاده از تطبیق منحنی ها
۲۳	۳-۹-۲- اصول حاکم بر تفسیر سونداژهای الکتریکی قائم (VES)
۲۴	۱۰-۲- ضریب ناهمسانگري مقاومت ویژه
۲۵	<b>فصل سوم - روش لرزه نگاری شکست مرزی</b>
۲۶	۱-۳- مقدمه
۲۶	۱-۱-۳- اهمیت روش های اکتشافات لرزه ای
۲۷	۲-۱-۳- کلیات
۲۹	۲-۳- هندسه مسيرهای پرتو شکست مرزی - فصل مشترک های صفحه ای
۳۰	۱-۲-۳- زمین دو لایه‌ای با فصل مشترک افقی
۳۳	۲-۲-۳- زمین سه لایه‌ای با فصل مشترک افقی
۳۵	۳-۲-۳- مدل چند لایه‌ای با فصل مشترک های افقی
۳۵	۴-۲-۳- مدل لایه شیبدار با فصل مشترک های تخت
۳۹	۳-۳- گسترش هندسی نمودار شکست مرزی برای بررسی یک لایه تخت
۴۲	۴-۳- هندسه مسيرهای پرتو شکست مرزی: فصل مشترک های نا منظم ( غیر تخت)
۴۳	۱-۴-۳- زمان تأخیر
۴۶	۵-۳- بررسی پروفیل زنی شکست مرزی
۴۶	۱-۵-۳- روش ثبت
۴۸	۲-۵-۳- نمایش لرزه نگاشت های شکست مرزی
۴۹	۶-۳- روش های دیگر برداشت شکست مرزی
۵۰	۷-۳- کاربردهای روش لرزه نگاری شکست مرزی
۵۲	<b>فصل چهارم - کاربرد مدل سازی مستقیم و معکوس در تحلیل داده های ژئوفیزیکی</b>
۵۳	۱-۴- کلیات
۵۶	۲-۴- میدان الکتریکی



۵۸	۱-۲-۴- تفسیر منحنی مقاومت ویژه از طریق مدل سازی
۵۹	۳-۴- میدان امواج لرزه ای
۶۱	۴-۴- مدل سازی داده های صحرایی اندازه گیری شده
۶۴	فصل پنجم - برداشت داده های ژئوفیزیکی در منطقه اندیکا
۶۵	۱-۵- موقعیت جغرافیایی منطقه
۶۵	۲-۵- زمین شناسی منطقه
۶۷	۱-۲-۵- زمین شناسی ناحیه معدن رس اندیکا
۶۹	۳-۵- برداشت های ژئوالکتریکی
۷۳	۴-۵- برداشت های لرزه ای شکست مرزی
۷۷	فصل ششم - پردازش و تفسیر داده های ژئوفیزیکی
۷۸	۱-۶- پردازش و تفسیر داده های ژئوالکتریک
۹۰	۲-۶- پردازش و تفسیر نتایج حاصل از پردازش داده های لرزه ای شکست مرزی
۹۹	۳-۶- محاسبه حجم ذخیره رس معدن اندیکا
۱۰۳	فصل هفتم - نتیجه گیری و پیشنهادات
۱۰۷	منابع
۱۱۰	ضمائم
۱۱۱	ضمیمه الف - نتایج حاصل از پردازش و تفسیر داده های الکتریک
۱۲۷	ضمیمه ب - نتایج حاصل از پردازش و تفسیر داده های لرزه ای شکست مرزی
	ضمیمه ج - نتایج حاصل از پردازش و تفسیر داده های لرزه ای شکست مرزی
۱۴۲	(در راستای شرقی - غربی)

## فهرست علائم و اختصارات

Audio Frequency Magnetic Fields (AFMAG)	میدان های مغناطیسی فرکانس شنوایی
Combined Sounding and Profiling (CSP)	ترکیب سونداژ زنی و پروفیل زنی
Root Mean Squares (RMS)	ریشه میانگین مربعات
Vertical Electrical Sounding (VES)	سونداژ زنی الکتریکی قائم
$\rho_t$	مقاومت ویژه واقعی
$C_1$	الکترو د جریان اول
$C_2$	الکترو د جریان دوم
$P_1$	الکترو د پتانسیل اول
$P_2$	الکترو د پتانسیل دوم
$r_1$	فاصله بین الکترو د $C_1$ و الکترو د $P_1$
$r_2$	فاصله بین الکترو د $C_2$ و الکترو د $P_1$
$r_3$	فاصله بین الکترو د $C_1$ و الکترو د $P_2$
$r_4$	فاصله بین الکترو د $C_2$ و الکترو د $P_2$
$\rho_a$	مقاومت ویژه ظاهری
K	فاکتور هندسی
$\Delta V$	اختلاف پتانسیل الکتریکی
I	شدت جریان الکتریکی
k	ضریب بازتاب
$T_t$	مقاومت عرضی
$S_t$	هدایت کلی
$\rho_L$	مقاومت ویژه در جهت طولی
$\rho_t$	مقاومت ویژه در جهت عمقی
$V_p$	سرعت انتشار موج طولی

$V_s$	سرعت انتشار موج عرضی
$\mu$	مدول برشی
$\sigma$	نسبت پواسون
$\theta$	زاویه حد
$J_0(\lambda x)$	تابع بسل درجه اول مرتبه صفر
$J_0'$	مشتق اول $J_0$
$J_1(\lambda x)$	تابع بسل درجه اول مرتبه اول
$\rho_a^{OBS}(x_i)$	مقاومت ویژه اندازه گیری شده در مکان $x_i$
$\rho_a^{CAL}(x_i)$	مقاومت ویژه محاسبه شده در مکان $x_i$
S	مجموع حداقل مربعات وزنی
$\Delta x_i$	اختلاف بین مسافت های ژئوفون $i$ از دو نقطه انفجار متقابل
$\Delta t_i$	اختلاف زمانی بین زمان های سیر موج لرزه ای از دو نقطه انفجار متقابل تا ژئوفون $i$

- جدول ض - الف - ۱۰ - نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۱۰)..... ۱۲۲
- جدول ض - الف - ۱۱ - نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۱۴)..... ۱۲۳
- جدول ض - الف - ۱۲ - نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۱۵)..... ۱۲۴
- جدول ض - الف - ۱۳ - نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۱۶)..... ۱۲۵
- جدول ض - الف - ۱۴ - نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۱۷)..... ۱۲۶

## فهرست اشکال

صفحه

عنوان

### فصل دوم

- شکل ۱-۲- دو الکتروود جریان و دو الکتروود پتانسیل روی زمین همسانگرد همگن با مقاومت ویژه  $\rho$  ۱۳
- شکل ۲-۲- آرایش الکتروودی شلومبرژه..... ۱۵
- شکل ۳-۲- الف- سونداژزنی مقاومت ویژه ب- پروفیل زنی مقاومت ویژه ..... ۱۷
- شکل ۴-۲- مدل های منحنی مقاومت ویژه ظاهری برای ساختارهای با مقاومت ویژه مختلف ..... ۲۰
- شکل ۵-۲- منحنی اصلی در آرایش ونر برای دو لایه افقی ..... ۲۲
- شکل ۶-۲- لایه های مجزا با ضخامت ها و مقاومت ویژه های مختلف یک بلوک ..... ۲۴

### فصل سوم

- شکل ۱-۳- وضعیت پرتوهای مستقیم و شکست مرزی در یک مدل دو لایه ای ..... ۳۰
- شکل ۲-۳- منحنی های زمان - مسافت موج مستقیم و موج سر از یک فصل مشترک افقی ساده ..... ۳۲
- شکل ۳-۳- مسیر موج برای پرتو شکست مرزی دو لایه پائینی یک مدل سه لایه ای ..... ۳۳
- شکل ۴-۳- منحنی های زمان - مسافت موج مستقیم و موج های سر از دو فصل مشترک افقی ..... ۳۴
- شکل ۵-۳- الف - هندسه مسیر پرتو ب - منحنی های زمان - مسافت برای ورودی های موج سر از یک فصل مشترک شیب دار ..... ۳۷
- شکل ۶-۳- هندسه مسیر پرتو شکست مرزی از یک مدل شیب دار چند لایه ای ..... ۳۷
- شکل ۷-۳- انواع مختلف هندسه پروفیلی که در برداشت شکست مرزی استفاده می شوند ..... ۴۰
- شکل ۸-۳- تفسیر شکست مرزی با استفاده از روش پروفیل تک انتهایی ..... ۴۲
- شکل ۹-۳- تصویر کلی از زمان تأخیر ..... ۴۴
- شکل ۱۰-۳- مسیرهای پرتو شکست مرزی الف - فصل مشترک شیب دار ب - فصل مشترک نامنظم ..... ۴۵
- شکل ۱۱-۳- تغییرات زمان سیر همراه با تغییرات ضخامت در یک لایه سطحی ..... ۴۶
- شکل ۱۲-۳- طرح تعیین پوشش شکست مرزی کم عمق و عمیق تر در طول خط برداشت ..... ۴۷
- شکل ۱۳-۳- قسمتی از یک مقطع زمانی پروفیل شکست مرزی ..... ۴۹

## فصل پنجم

- شکل ۵-۱- نقشه موقعیت جغرافیایی معدن رس اندیکا ..... ۶۶
- شکل ۵-۲- نقشه زمین شناسی معدن رس اندیکا ..... ۶۷
- شکل ۵-۳- نقشه موقعیت سونداژها و پروفیل های ژئوالکتریک ناحیه اندیکا ..... ۶۹
- شکل ۵-۴- نقشه موقعیت پروفیل های لرزه ای در ناحیه اندیکا ..... ۷۵
- شکل ۵-۵- نمایش موقعیت ژئوفون ها و نقاط انفجار در امتداد یک پروفیل شکست مرزی ..... ۷۵

## فصل ششم

- شکل ۶-۱- (الف) مدل منطبق شده بر داده های سونداژ شماره ۸۳ ..... ۷۹
- (ب) مدل منطبق شده بر داده های سونداژ شماره ۸۴ ..... ۷۹
- شکل ۶-۲- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۱۱) ..... ۸۱
- شکل ۶-۳- (الف) مدل منطبق شده بر داده های سونداژ شماره ۸۹ ..... ۸۳
- (ب) مدل منطبق شده بر داده های سونداژ شماره ۹۳ ..... ۸۳
- شکل ۶-۴- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۱۲) ..... ۸۵
- شکل ۶-۵- (الف) مدل منطبق شده بر داده های سونداژ شماره ۹۹ ..... ۸۷
- (ب) مدل منطبق شده بر داده های سونداژ شماره ۱۰۲ ..... ۸۷
- شکل ۶-۶- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۱۳) ..... ۸۹
- شکل ۶-۷- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه نگاری شماره (۱۱) ..... ۹۲
- شکل ۶-۸- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه نگاری شماره (۱۲) ..... ۹۴
- شکل ۶-۹- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه نگاری شماره (۱۳) ..... ۹۶
- شکل ۶-۱۰- مقطع عمقی سنگ بستر در روش ژئوالکتریک ..... ۱۰۱
- شکل ۶-۱۱- مقطع عمقی سنگ بستر در روش لرزه ای شکست مرزی ..... ۱۰۲

## ضمائم

### ضمیمه (الف)

- شکل ض الف ۱- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۱) ..... ۱۱۳
- شکل ض الف ۲- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۲) ..... ۱۱۴
- شکل ض الف ۳- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۳) ..... ۱۱۵

- شکل ض - الف - ۴- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۴)..... ۱۱۶
- شکل ض - الف - ۵- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۵)..... ۱۱۷
- شکل ض - الف - ۶- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۶)..... ۱۱۸
- شکل ض - الف - ۷- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۷)..... ۱۱۹
- شکل ض - الف - ۸- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۸)..... ۱۲۰
- شکل ض - الف - ۹- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۹)..... ۱۲۱
- شکل ض - الف - ۱۰- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۱۰)..... ۱۲۲
- شکل ض - الف - ۱۱- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۱۴)..... ۱۲۳
- شکل ض - الف - ۱۲- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۱۵)..... ۱۲۴
- شکل ض - الف - ۱۳- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۱۶)..... ۱۲۵
- شکل ض - الف - ۱۴- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۱۷)..... ۱۲۶

ضمیمه (ب)

- شکل ض - ب - ۱- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۱)..... ۱۲۸
- شکل ض - ب - ۲- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۲)..... ۱۲۹
- شکل ض - ب - ۳- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۳)..... ۱۳۰
- شکل ض - ب - ۴- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۴)..... ۱۳۱
- شکل ض - ب - ۵- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۵)..... ۱۳۲
- شکل ض - ب - ۶- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۶)..... ۱۳۳
- شکل ض - ب - ۷- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۷)..... ۱۳۴
- شکل ض - ب - ۸- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۸)..... ۱۳۵
- شکل ض - ب - ۹- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۹)..... ۱۳۶
- شکل ض - ب - ۱۰- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۱۰)..... ۱۳۷
- شکل ض - ب - ۱۱- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۱۴)..... ۱۳۸
- شکل ض - ب - ۱۲- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۱۵)..... ۱۳۹
- شکل ض - ب - ۱۳- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۱۶)..... ۱۴۰
- شکل ض - ب - ۱۴- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۱۷)..... ۱۴۱

ضمیمه (ج)

- شکل ض - ج - ۱- نقشه موقعیت پروفیل های لرزه ای در ناحیه اندیکا (راستای شرقی - غربی) ..... ۱۴۳
- شکل ض - ج - ۲- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه نگاری شماره (۵) ..... ۱۴۴
- شکل ض - ج - ۳- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه نگاری شماره (۶) ..... ۱۴۵
- شکل ض - ج - ۴- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه نگاری شماره (۷) ..... ۱۴۶
- شکل ض - ج - ۵- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه نگاری شماره (۸) ..... ۱۴۷
- شکل ض - ج - ۶- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه نگاری شماره (۹) ..... ۱۴۸
- شکل ض - ج - ۷- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه نگاری شماره (۱۰) ..... ۱۴۹



# فصل اول

## مقدمه

## فصل اول: مقدمه

روش های متداول در کاوش های ژئوفیزیکی بر مبنای مطالعه برخی از ویژگی های فیزیکی مواد تشکیل دهنده زمین ابداع شده‌اند. اندازه گیری این ویژگی ها، امکان شناسایی و تعیین موقعیت ساختمان های مختلف زمین شناسی، معادن و مخازن حاوی مواد گوناگون در زیر سطح زمین را فراهم می‌کند. با آنکه از آغاز کاربردهای عملی روش های ژئوفیزیکی مدت چندانی نمی‌گذرد، گسترش و تنوع روز افزون کاربرد آن ها موجب رشد و توسعه قابل ملاحظه‌ای در زمینه‌های مختلف مطالعات ژئوفیزیکی شده است.

روش های معمول در کاوش های ژئوفیزیکی بر اساس یک تقسیم بندی کلی در دو گروه عمده قابل بررسی هستند. گروه اول شامل روش هایی می‌شود که برای اندازه گیری ویژگی های فیزیکی مورد نظر در آن ها، از میدان های پتانسیلی که به طور طبیعی در داخل و یا در خارج زمین وجود دارند، استفاده می‌گردد. کمیاتی از قبیل شدت میدان مغناطیسی و پارامترهای وابسته آن، شتاب جاذبه گرانی، پتانسیل الکتریکی خودزا<sup>1</sup> و رادیواکتیویته طبیعی و غیره مبنای تشکیل این گروه از روش های ژئوفیزیکی است. روش هایی مثل روش *AFMAG*<sup>2</sup> که در آن چشمه انرژی، میدان های الکترومغناطیسی ناشی از رعد و برق هستند، روش های تلوریک و مگنتوتلوریک که منبع انرژی در آن ها، میدان های متأثر از تحولاتی است که در یونسفر صورت می‌گیرد و موجب القاء میدان های الکتریکی و مغناطیسی در زمین می‌شوند، نیز از این نوع هستند. همچنین انرژی مکانیکی عظیمی که به هنگام وقوع زلزله در زمین آزاد می‌شود، به صورت امواج الاستیک در زمین منتشر می‌شود که بررسی آن ها می‌تواند در شناسایی لایه‌های زمین در ابعاد وسیع، مورد استفاده قرار گیرد. گروه دوم روش هایی را در بر می‌گیرد که اندازه‌گیری

<sup>1</sup>-Self-potential

<sup>2</sup>-Audio Frequency Magnetic Fields (AFMAG)

کمیات فیزیکی مورد بررسی در آن ها مستلزم وجود چشمه‌های انرژی متناسب با ویژگی های فیزیکی مورد نظر می‌باشند. سرعت و نحوه انتشار امواج الاستیک در لایه‌های زمین، مقاومت ویژه الکتریکی لایه‌ها، پارامترهای پلاریزاسیون القایی<sup>1</sup> و قابلیت هدایت الکتریکی از جمله کمیاتی هستند که برای اندازه‌گیری آن ها از چشمه‌های انرژی مصنوعی که در شرایط خاص در زمین ایجاد می‌شوند، استفاده می‌شود. در تقسیم بندی دیگری که بر مبنای نوع کمیت های فیزیکی مورد استفاده در کاوش های ژئوفیزیکی صورت می‌گیرد، روش های مختلفی وجود دارند که عبارتند از: روش های گرانی سنجی، روش های مغناطیس سنجی، روش های الکتریکی، روش های الکترومغناطیسی، روش های لرزه‌ای، روش های رادیو اکتیو، روش های چاه نگاری و روش های زمین گرمایی.

روش های اکتشافی الکتریکی بیش از تمام روش های دیگر ژئوفیزیکی متنوع و گوناگون می باشد. مهمترین این روش ها، روش مقاومت ویژه الکتریکی است. این روش عمدتاً بر اساس عدم توزیع یکسان مقاومت ویژه الکتریکی مواد واقع در زیر سطح زمین استوار می باشد. مواردی چون سهولت، سرعت و هزینه کمتر موجب کاربرد روزافزون روش های مقاومت ویژه در مطالعات مهندسی شده است. از جمله کاربردهای این روش می توان به موارد زیر اشاره کرد: تعیین فصل مشترک لایه ها و مرز آب های شور و شیرین، بررسی تغییرات ناحیه ای در افق های خاک، تعیین عمق سطح آب های زیر زمینی، اکتشاف کانسارهای فلزی، اکتشاف گسل های پنهان، تعیین مقاومت سنگ و تعیین عمق سنگ بستر. روش مقاومت ویژه الکتریکی نسبت به سایر روش های مورد استفاده در ژئوفیزیک، سریع تر انجام می شود، از طرفی تفسیر کیفی نتایج حاصل از آن نیز آسان تر می باشد.

روش لرزه ای یکی از مهم ترین روش های ژئوفیزیکی است. عواملی چون دقت زیاد، توان تفکیک بالا و عمق نفوذ زیاد موجب شده تا این روش نسبت به سایر روش های ژئوفیزیکی برتری داشته باشد. روش لرزه ای به دو شاخه لرزه نگاری بازتابی<sup>2</sup> (انعکاسی) و لرزه نگاری شکست مرزی<sup>3</sup> (انکساری) تقسیم می شود.

<sup>1</sup>-Induced Polarization

<sup>2</sup>- Seismic Reflection Method

<sup>3</sup>- Seismic Refraction Method

روش لرزه نگاری شکست مرزی یکی از مهم ترین شاخه های مهندسی ژئوفیزیک می باشد که کاربرد بسیار زیادی در مطالعات سد سازی، تونل و ساختگاه تاسیسات عظیم صنعتی دارد. در این روش از این خاصیت استفاده می گردد که امواجی که تحت زاویه حدی به سطح مشترک دو لایه می تابند، نخست در امتداد این سطح انتشار یافته و سپس تحت زاویه حدی از این سطح به سطح زمین بازگشت می نمایند. از این طریق می توان سرعت، ضخامت و شیب را در هر لایه محاسبه نمود. به عبارت دیگر هدف برداشت های لرزه نگاری شکست مرزی تعیین جنس و ضخامت لایه ها می باشد. روش های شکست مرزی اغلب برای اکتشافات مقدماتی نفت در مناطق دست نخورده به کار می رود. این روش وقتی بیشتر مفید واقع می شود که لایه مورد نظر زیر سطحی دارای سرعتی بیشتر از لایه های فوقانی و همچنین گستره کافی در یک منطقه داشته باشد. اغلب سنگ های رسوبی موجود در یک حوضه رسوبی دارای سرعتی کمتر از سنگ بستر می باشند که در این حالت روش فوق برای تعیین ضخامت مقطع حوضه رسوبی و یا عمق سنگ بستر بسیار مفید واقع می شود. در هیدروژئولوژی نیز برای تعیین ضخامت رسوبات روی سنگ های بستر و همچنین برای تعیین توپوگرافی سطح سنگ های بستر از روش شکست مرزی بهره می گیرند.

با توجه به محدودیت هایی که هر کدام از روش های ژئوفیزیکی دارا می باشند، کاربرد همزمان دو روش در یک برداشت ژئوفیزیکی در رفع ابهامات موجود بسیار موثر خواهد بود. یکی از موارد کاربردی روش های ژئوالکتریک و لرزه نگاری شکست مرزی در امور سد سازی برآورد ذخیره رس به منظور تامین منبع قرضه رسی سدها می باشد. در مورد سابقه مطالعات انجام شده توسط دو روش فوق می توان به موارد زیر اشاره نمود:

مطالعات ژئوالکتریک در مسیر تونل آزاد راه تهران - چالوس، مطالعات ژئوالکتریک و لرزه نگاری در ساختگاه نیروگاه رامین اهواز، مطالعات ژئوالکتریک و لرزه نگاری در ساختگاه نیروگاه اتمی اصفهان، مطالعات ژئوالکتریک در ساختگاه سد کارون ۱، سد کارون ۲ و سد کارون ۳.

هدف اصلی این پروژه کاربردی نمودن روابط ریاضی موجود در روش های ژئوالکتریک و روش لرزه‌ای شکست مرزی به منظور محاسبه ذخیره رس معدن اندیکا می‌باشد. در این راستا پس از مطالعات نظری روش های ژئوالکتریک و لرزه‌ای، از نرم افزارهای مناسب جهت تعبیر و تفسیر استفاده شده است. پردازش و تعبیر و تفسیر ۱۵۰ سونداژ الکتریک و ۱۰۰ پروفیل لرزه‌ای با توانمندی ۲۴ ژئوفون که در محل معدن رس اندیکا انجام شده‌اند، مرحله بعدی این پروژه را شامل می‌شود. در خاتمه، پس از محاسبه پارامترهای فیزیکی لایه‌های زمین به کمک داده‌های موجود از دو روش ژئوفیزیکی فوق الذکر در محدوده معدن اندیکا، حجم و ذخیره رس آن تعیین گردیده است. موفقیت بکارگیری روش های الکتریک و لرزه‌ای شکست مرزی در تعیین کیفیت توده‌های خاک و سنگ، ضرورت استفاده از هر دو روش را به منظور تخمین منبع رس خصوصاً برای ساخت هسته رسی سدها و موارد مشابه ایجاب می‌نماید.

تعیین کیفیت توده‌های رسی با اندازه‌گیری تغییرات سرعت انتشار امواج لرزه‌ای و مقاومت ویژه ظاهری توسط روش های لرزه‌ای و ژئوالکتریک، روشی فراگیر در طی چندین سال اخیر بوده است. روش های جدید در مدل سازی باعث شده تا دقت برآورد سرعت انتشار امواج لرزه‌ای و مقاومت ویژه ظاهری لایه‌های زمین افزایش یابد به طوری که اکتشاف معادن رس و برآورد دقیق ذخایر آن ها را سبب گردیده است.

در این راستا، در فصل‌های دوم و سوم به ترتیب اصول و مبانی نظری روش های ژئوالکتریک و لرزه‌ای شکست مرزی مورد مطالعه قرار گرفته است. کاربرد مدل سازی مستقیم و معکوس در تحلیل داده های ژئوفیزیکی در فصل چهارم مورد بررسی قرار می گیرد. در فصل پنجم پیشینه زمین شناسی منطقه و برداشت داده های ژئوفیزیکی با استفاده از دو روش ژئوالکتریک و لرزه ای شکست مرزی در منطقه اندیکا توضیح داده شده است. در فصل ششم تفسیر نتایج حاصل از این برداشت ها، همراه با رسم پروفیل ها، مقاطع و نقشه‌ها جهت تلفیق اطلاعات بدست آمده از مدل سازی های فوق، انجام شده است. سپس حجم رس خالص از هر دو روش محاسبه و میانگین حجم رس به دست آمده از هر دو روش نیز در این بخش محاسبه شده است. در خاتمه نتیجه‌گیری کلی از انجام تحقیقات فوق در قالب فصل هفتم ارائه گردیده است.

## فصل دوم

بررسی روش های مقاومت ویژه الکتریکی

و

تعبیر و تفسیر داده ها

## فصل دوم: بررسی روش های مقاومت ویژه الکتریکی و تعبیر و تفسیر داده ها

۲-۱- مقدمه

روش های اکتشافی الکتریکی بیش از تمام روش های دیگر ژئوفیزیکی متنوع و گوناگون می باشند. بعضی از این روش ها، همچون روش پتانسیل خودزا و روش تلوریک از میدان الکتریکی طبیعی زمین استفاده می کنند، در حالی که انجام روش های دیگر الکتریکی مستلزم آنست که جریانی به طور مصنوعی به زمین فرستاده شود. متداول ترین این نوع روش ها، روش های مقاومت ویژه الکتریکی هستند که معمولاً با استفاده از جریان الکتریکی مستقیم انجام می شوند. مواردی چون سهولت، سرعت، صرف هزینه کمتر موجب کاربرد بیشتر روش های مقاومت ویژه در بررسی های کمی و کیفی آب های زیر زمینی و مطالعات مهندسی در محدوده ساختگاه تأسیسات و سازه های بزرگ و مهم از قبیل سدها، نیروگاه ها و مجتمع های بزرگ صنعتی و مسکونی شده است.

مهمترین کاربردهای روش های مقاومت ویژه عبارتند از: تعیین ویژگی ها و ضخامت لایه ها و رسوبات آبرفتی و توپوگرافی سنگ کف، تشخیص و تعیین موقعیت شکستگی ها و ناپیوستگی های جانبی در لایه ها، تعیین موقعیت و بررسی ابعاد حفره های زیرزمینی و قنات ها، بررسی زمین سفره ها در زمینه احتمال لغزش و همچنین تعیین سطح لغزش در آن ها، بررسی و تعیین گسل ها، درزه ها و شکاف ها، بررسی های کمی و کیفی سفره های آب زیرزمینی که شامل مواردی از قبیل تشخیص سطح ایستابی، تعیین مرز آب شور و شیرین، تشخیص جهت جریان های آب زیرزمینی، تشخیص آلودگی های زیست محیطی و همچنین اکتشاف کانسارهای فلزی می باشد.

روش های مقاومت ویژه در ایران در مقایسه با دیگر روش های ژئوفیزیکی کاربرد بیشتر و پیشینه استفاده طولانی تری دارند. به ویژه در مطالعه آب های زیرزمینی که در سطح وسیعی انجام شده و می شوند.

## ۲-۲- تاریخچه

روش الکتریکی نخستین بار توسط کنراد شلومبرژه<sup>۱</sup> سرمهندس معدن و استاد فیزیک مدرسه معدن پاریس در سال ۱۹۱۲ میلادی بنیان گذاری شد [۱]. در سال ۱۹۱۸ اولین نقشه پتانسیل توسط شلومبرژه برای ذخایر پیریت معدن ساین بل<sup>۲</sup> در ناحیه رن فرانسه تهیه گردید. در واقع وی اولین کسی بود که استفاده از جریان مستقیم را پیشنهاد نمود و عملاً این پیشنهاد تا زمان حاضر اساس کلیه روش های اکتشافی می باشد که از جریان مستقیم استفاده می نمایند. نظریه شلومبرژه براساس مقایسه چگونگی توزیع پتانسیل در زمین حقیقی و یک زمین همگن قرار گرفته است، به طوری که از اختلاف موجود بین این دو حالت می توان خصوصیات واقعی زمین را به دست آورد و موضوع مقاومت ویژه ظاهری که بعداً توضیح داده خواهد شد، از این مقایسه نتیجه می شود.

گر چه اصول اولیه روش اکتشاف الکتریکی قبل از جنگ جهانی اول مشخص گردید ولی کاربرد عملی این روش اصولاً در فاصله جنگ های اول و دوم جهانی توسعه یافت. روش الکتریکی از بدو پیدایش تاکنون در دو مورد اساسی به کار رفته است: الف - اکتشاف مستقیم جهت کشف منابع معدنی زیرزمینی خصوصاً مواد فلزی ب - اکتشافات غیر مستقیم جهت مطالعه شکل و جنس تشکیلات زمین شناسی. این روش علاوه بر اکتشاف مواد معدنی فلزی در اکتشاف مواد نفتی و منابع آب های زیرزمینی نیز به مقیاس وسیعی به کار رفته است. تاریخ استفاده از این روش به ۱۹۲۰ و به کشور فرانسه مربوط می شود. در شمال آفریقا از این روش برای مطالعه محل سدها و مطالعه منابع آب های زیرزمینی استفاده شد. کاربرد این روش تا آخر جنگ جهانی دوم با مقیاس وسیعی ادامه داشت و در همین زمان در روسیه شوروی مورد استفاده قرار گرفت.

در اثر فعالیت های محققین فرانسوی برای اولین بار در ۱۵ سپتامبر ۱۹۲۵ اندازه گیری عمق تشکیلات لایه ها به ثبت رسید و به این ترتیب این روش به سوی مطالعات تکتونیکی هدایت گردید. در

<sup>۱</sup> - Conrad Schlumberger

<sup>۲</sup> - Sain Bel



فاصله سال های ۳۶-۱۹۳۳ منحنی سونداژهای الکتریکی سه لایه توسط CGG<sup>۱</sup> به صورت تئوری محاسبه شد. به تدریج روش الکتریکی در کشورهای مختلف شناخته شد و به طور وسیعی مورد استفاده قرار گرفت.

در طول جنگ دوم جهانی نوع دیگری از این روش ( به نام تلوریک) در مکتب شلومبرژه توسعه یافت. در این روش جدید از جریان طبیعی زمین به عنوان منبع انرژی الکتریکی استفاده می‌گردید. اهمیت این روش در عمق نفوذ زیاد جریان است که باعث می‌شود به منبع انرژی الکتریکی احتیاجی نباشد و این امر کار صحرایی را آسان تر می‌کند. بعد از جنگ جهانی دوم این روش در هر دو جنبه اکتشاف در اعماق کم (اکتشاف مواد معدنی، آب، ژئوفیزیک مهندسی) و همچنین مطالعات تکتونیکی با مقیاس وسیع در کار اکتشافات نفتی توسعه یافت.

در حال حاضر بیش از چند ده سال از تاریخ استفاده از روش الکتریک در مطالعه منابع آب های زیرزمینی ایران نمی‌گذرد. این مطالعات از سال ۱۳۴۲ با مقیاس وسیعی به همت بنگاه مستقل آبیاری و با همکاری شرکت های ژئوفیزیک خارجی از جمله CGG در ایران آغاز گردید. این مطالعات پس از تشکیل وزارت آب و برق در سال ۱۳۴۴ ادامه یافت و در طی این مدت تعداد زیادی از دشت های ایران از جمله دشت های قزوین، کرج، تهران، ورامین، مشهد، تبریز، مراغه، مهاباد، میاندوآب، رضائیه، اصفهان، جهرم، بندرعباس، کرمان . . . با این روش مطالعه گردیده‌اند. لازم به ذکر است که شرکت های جوان ایرانی در راه انجام این گونه مطالعات آمادگی کافی پیدا نموده‌اند به طوری که بر خلاف سال های گذشته به کار شرکت های خارجی جهت اکتشاف منابع آب های زیرزمینی نیازی احساس نمی‌شود.

---

<sup>۱</sup> - Compagnie Général de Géophysique

## ۲-۳- مقادیر مقاومت ویژه الکتریکی برای عناصر و توده‌های درون زمین

### ۲-۳-۱- مقاومت ویژه الکتریکی و هدایت ویژه الکتریکی

مقاومت ویژه یک هادی از رابطه  $R = \rho \frac{l}{A}$  یا  $\rho = \frac{R.A}{l}$  به دست می‌آید که در آن  $\rho$  مقاومت ویژه،  $R$  مقاومت،  $A$  سطح مقطع و  $l$  طول هادی می‌باشد. در صورتی که مقاومت بر حسب اهم ( $\Omega$ )، سطح مقطع بر حسب متر مربع و طول بر حسب متر باشد، مقاومت ویژه بر حسب اهم متر ( $\Omega m$ ) بیان خواهد گردید [۶]. به عبارت دیگر یک اهم متر مقاومت ویژه یک هادی به طول یک متر، به سطح مقطع یک متر مربع و به مقاومت یک اهم می‌باشد و یک خاصیت ظاهری ساده می‌باشد.

عکس مقاومت ویژه را هدایت ویژه نامند و با  $\sigma$  نمایش می‌دهند. به عبارت دیگر  $\sigma = \frac{1}{\rho}$

می‌باشد. هدایت ویژه را بر حسب  $\frac{mho}{m} = \frac{1}{\Omega m}$  اندازه‌گیری می‌کنند.

### ۲-۳-۲- قابلیت هدایت الکتریکی

جریان پیوسته در یک هادی به دو طریق کاملاً مشخص می‌تواند جریان یابد:

الف- قابلیت هدایت الکترونیکی یا فلزی: در این حالت ماده تشکیل دهنده جسم هادی در جریان دخالت ندارد، بلکه الکترون‌های موجود در آن جابجا می‌شوند. این نوع قابلیت هدایت در مورد غالب سولفورهای فلزی مانند پیریت<sup>۱</sup>، کالکوپیریت<sup>۲</sup>، گالن<sup>۳</sup> و در بعضی حالات در مورد اجسام ساده یا اکسیدها مانند گرافیت<sup>۴</sup> و مگنتیت<sup>۵</sup> وجود دارد.

ب- قابلیت هدایت یونی یا الکترولیتی: زمین قابلیت هدایت فلزی نداشته و فقط دارای قابلیت هدایت یونی است. در این موارد سنگ‌ها جریان را تنها از طریق آب موجود در خود و یا دقیق‌تر از طریق یون‌های

<sup>۱</sup> - Pyrite ( $FeS_2$ )

<sup>۲</sup> - Chalcopyrite ( $cu,Fe$ ) $S^2$

<sup>۳</sup> - Galene (pbs)

<sup>۴</sup> - Graphite (c)

<sup>۵</sup> - Magnetite ( $Fe_3O_4$ )

درون آب انتقال می‌دهند، یون های درون آب از تجزیه نمک هایی از قبیل کلرید سدیم و کلرید منیزیم ایجاد می‌شوند.

مقاومت ویژه یک سنگ به عوامل مختلفی بستگی دارد. چهار عامل مهم که با افزایش هر یک از این موارد مقاومت ویژه سنگ چا یا لایه های آب دار کاهش می‌یابد عبارتند از:

- درصد حجمی از سنگ که توسط آب پر شده است.
- درجه شوری یا مقدار یون آزاد آب درون سنگ
- خلل و فرج سنگ و نحوه ارتباط آن ها با یکدیگر (نفوذ پذیری)
- درجه حرارت

از ارتباط مقاومت ویژه با عوامل ذکر شده می‌توان چنین نتیجه گرفت:

(۱) سنگ هایی که خلل و فرج ندارند یا اینکه دارای خلل و فرج بسیار کمی هستند دارای مقاومت ویژه بالایی می‌باشند. اکثر سنگ های آذرین و دگرگونی همچون بازالت و گرانیت و همچنین سنگ آهک توده‌ای از این نوع هستند.

(۲) سنگ هایی که مانند دسته اول مقاومت ویژه بالایی دارند، اما نسبت به آن ها خلل و فرج بیشتری دارند. این خلل و فرج می‌تواند خالی و از آب پر نشده باشد. شن و ماسه خشک و یخ از این نوع می‌باشند.

(۳) سنگ هایی که دارای آب شیرین هستند. این دسته از سنگ ها مقاومت ویژه‌ای در حد متوسط تا زیاد را دارا می‌باشند. مانند شن و ماسه همراه با آب شیرین، حتی اگر از آب اشباع شده باشند.

(۴) مواد معدنی یا سنگ هایی که مقاومت ویژه متوسط یا کمی دارند، به خصوص اگر رس در داخل آن ها وجود داشته باشد مقاومت ویژه پایین‌تر آورده می‌شود. خاک های رسی، سنگ های هوازده مثال هایی از این گروه‌ها هستند.

### ۲-۳-۳- حدود تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی

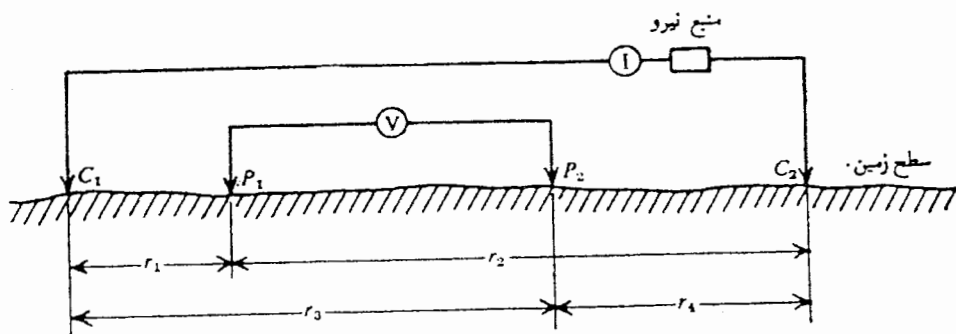
همان طور که قبلاً توضیح داده شد مقاومت ویژه سنگ ها به چهار عامل مهم بستگی دارد و چون این عوامل از یک ناحیه به ناحیه دیگر و حتی از یک نقطه به نقطه دیگر تغییر می نمایند، از این رو باید به ذکر اعدادی به عنوان حدود تغییرات این مقاومت ویژهها اکتفا کرد. در جدول (۱-۲) حدود تغییرات مقاومت ویژه چند نمونه سنگ و کانی مختلف ارائه شده است. لازم به ذکر است که مقاومت ویژه تشکیلات زمین شناسی موجود در یک منطقه باید به طور جداگانه تعیین شود و از مقاومت ویژههای تشکیلات مشابه در سایر نقاط استفاده نشود تا تعبیر و تفسیرهایی که براساس این مقاومت ویژه انجام می شود به طور دقیق صورت پذیرد.

جدول ۱-۲- مقادیر مقاومت ویژه سنگ های رسوبی [ ۱ ] .

گستره مقاومت ویژه ( $\Omega m$ )	نوع سنگ
$2.0 - 2 \times 10^2$	Consolidated shales شیل‌های متراکم
$1.0 - 8 \times 10^2$	Argillites آرژیلیت
$2 \times 10^2 - 10^4$	Conglomerates کنگلوسرا
$1 - 6 \times 10^4$	Sandstones ماسه سنگ
$5.0 - 10^7$	Limestones سنگ آهک
$3 \times 10^2 - 5 \times 10^2$	Dolomite دولومیت
۲۰	Unconsolidated wet clay رس مرطوب غیر متراکم
۳-۷۰	Marls مارن
۱-۱۰۰	Clays رس
۱۰-۸۰۰	Alluvium and sands آبرفت و ماسه
۴-۸۰۰	Oil sands ماسه نفتی

## ۲-۴- اصول روش مقاومت ویژه الکتریکی

سیستم اندازه‌گیری مقاومت ویژه شامل منبع مولد جریان (باتری)، آمپرسنج و ولت سنج می‌باشد. همان طور که در شکل (۱-۲) دیده می‌شود به کمک دو الکتروود، جریان به زمین ارسال و توسط دو الکتروود دیگر اختلاف پتانسیل اندازه‌گیری می‌شود.



شکل ۱-۲- دو الکتروود پتانسیل بر روی سطح زمین همسانگرد همگن با مقاومت ویژه  $\rho$  [۱].

برای ساده نمودن مطلب، می‌توان استوانه‌ای در نظر گرفت که در امتداد سطح زمین بین الکتروودهای پتانسیل قرار گرفته است. این استوانه دارای طول  $a$  و سطح مقطع  $A$  می‌باشد. مقدار پتانسیل قرائت شده مربوط به اختلاف پتانسیل در دو سر استوانه است. مقدار  $R$ ، مقاومت، با استفاده از رابطه اهم  $(V=IR)$  به دست می‌آید.

با استفاده از رابطه بین مقاومت ویژه و مقاومت (بخش ۲-۳-۱) می‌توان نوشت [۷]:

$$R = \rho_V \frac{a}{A} \quad (۱-۲)$$

$\rho_V$  مقاومت ویژه واقعی استوانه است. به دست آمده از رابطه فوق مربوط به زمین همگن و ایزوتوپ می‌باشد. از آن جا که در عمل زمین همگن و ایزوتوپ وجود ندارد، پس مقدار مقاومت ویژه،  $\rho_V$ ، واقعی نبوده و مقدار مقاومت ویژه اندازه‌گیری شده را مقاومت ویژه ظاهری<sup>۱</sup> می‌نامند و طبق رابطه (۲-۲) با

<sup>۱</sup> - Apparent Resistivity

$\rho_a$  نشان می‌دهند. در این رابطه،  $K$  فاکتور هندسی می باشد که برای وضعیت الکترودهای نشان داده شده در شکل (۱-۲) محاسبه شده است [ ۱ ] .

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} , K = \frac{1}{\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)} \quad (۲-۲)$$

## ۲-۵- برخی از کاربردهای مهندسی روش مقاومت ویژه الکتریکی

به طور کلی روش مقاومت ویژه الکتریکی به دو صورت انجام می‌شود:

الف- بررسی تغییرات عمقی<sup>۱</sup> مقاومت ویژه، جهت تعیین ضخامت و جنس لایه های افقی.

ب- بررسی تغییرات جانبی<sup>۲</sup> مقاومت ویژه، جهت تعیین مرز قائم لایه‌های مختلف و مشخص نمودن جنس آن‌ها.

برخی کاربردهای روش مقاومت ویژه عبارتند از: برداشت و بررسی یک محل جهت تعیین و کشف ذخایر شن و ماسه، تعیین عمق سطح آب زیرزمینی در افق های حاوی آب، تعیین عمق سنگ بستر و ضخامت خاک رویی، تشخیص کانال های رودخانه‌ای مدفون، تعیین مناطق گسل خورده، تعیین فصل مشترک و مرز آب شور و شیرین، تشخیص آلودگی های زیست محیطی، تعیین مناطق ارزشمند از دیدگاه باستان شناسی، اکتشاف کانسارهای فلزی و غیره.

روش مقاومت ویژه الکتریکی را می‌توان در هر مرحله‌ای از عملیات همچون شناسایی اولیه، تعیین جزئیات و همچنین تفکیک عمقی به کار برد و این به خاطر انعطاف پذیری روش فوق می‌باشد. از طرف دیگر نسبت به سایر روش های اکتشافی سریع تر انجام می‌شود، البته هر چه هدف در عمق بیشتری قرار داشته باشد زمان برداشت طولانی‌تر خواهد شد. هزینه‌های صحرائی و همچنین افراد مورد نیاز این روش نسبتاً کم می باشد. وسایل و ابزار مورد استفاده در این روش سبک و قابل حمل هستند، تفسیر کیفی

<sup>۱</sup> - Sounding

<sup>۲</sup> - Profiling

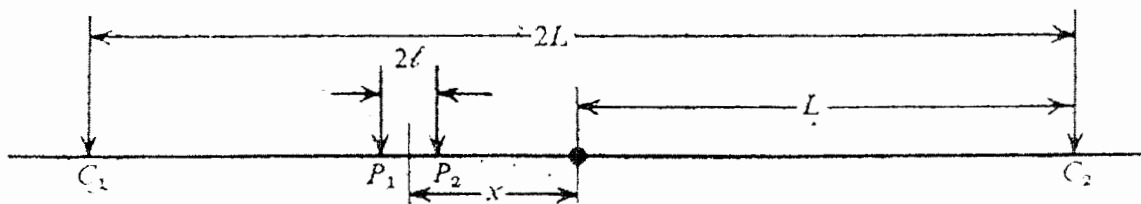
نتایج حاصل از این روش آسان می‌باشد و بالاخره در مقابل خواص مختلف مواد معدنی به خصوص مقدار آب و شوری آن عکس‌العمل نشان می‌دهد و این مهمترین ویژگی این روش می‌باشد.

در کنار محاسن و ویژگی های خوب این روش محدودیت هایی نیز به چشم می‌خورد. در برخی موارد، مدل های ژئوفیزیکی حاصل با مدل زمین شناسی مربوطه بسیار تفاوت دارد. از طرفی ابهام در تفسیر داده‌های مقاومت ویژه سبب می‌شود که ضمن تفسیر، چندین مدل وجود داشته باشد.

## ۲-۶- آرایش های الکترودی و روش های صحرائی

### ۲-۶-۱- آرایش های الکترودی متداول

آرایش های الکترودی مختلفی برای اکتشافات مقاومت ویژه مورد استفاده قرار می‌گیرند. آرایش هایی که معمولا مورد استفاده قرار می‌گیرند عبارتند از: آرایش ونر<sup>۱</sup>، آرایش شلومبرژه، آرایش سه نقطه (گرادیان)<sup>۲</sup>، آرایش دوقطبی - دو قطبی<sup>۳</sup>، آرایش لی<sup>۴</sup>. این آرایش ها برای بیشتر کاربردهای مهندسی، اکتشاف آب های زیرزمینی و همچنین توده‌های معدنی در عمق کم مناسب هستند. با توجه به استفاده از آرایش شلومبرژه در این پایان نامه، تنها به شرح این آرایش پرداخته می‌شود.



شکل ۲-۲- آرایش الکترودی شلومبرژه [۹].

- <sup>۱</sup>- Wenner array
- <sup>۲</sup>- Gradient array
- <sup>۳</sup>- Dipole-dipole array
- <sup>۴</sup>- Lee array

با توجه به شکل (۲-۲)، در این آرایش الکترودهای جریان خیلی بیشتر از الکترودهای پتانسیل از هم فاصله دارند. مقدار مقاومت ویژه ظاهری را با کمک رابطه (۲-۲) می‌توان به صورت زیر نوشت [۹]:

$$\rho_a = \frac{\pi (L^2 - x^2)^2}{2l (L^2 + x^2)} \left( \frac{\Delta V}{I} \right) \quad (۳-۲)$$

از آن جا که این آرایش غالباً قرینه‌ای به کار می‌رود، یعنی  $x = 0$  می‌باشد، رابطه (۳-۲) به صورت زیر خلاصه می‌شود [۹]:

$$\rho_a = \frac{\pi L^2}{2l} \left( \frac{\Delta V}{I} \right) \quad (۴-۲)$$

#### ۲-۶-۲- سونداژ نسبت به پروفیل‌زنی

همان طور که در بخش (۵-۲) ذکر گردید، معمولاً دو روش اصلی و پایه در برداشت های صحرائی مورد استفاده قرار می‌گیرد: سونداژزنی مقاومت ویژه و پروفیل‌زنی مقاومت ویژه. گاهی اوقات به سونداژزنی مقاومت ویژه سونداژزنی الکتریکی قائم<sup>۱</sup> نیز گفته می‌شود (شکل ۳-۲).

در سونداژزنی مقاومت ویژه، مرکز فاصله الکترودها، در یک محل مشخص، ثابت می‌ماند و فواصل الکترودی تغییر می‌کند. از آن جا که با افزایش فاصله الکترودی عمق بررسی افزایش پیدا می‌کند از این رو می‌توان تغییرات مقاومت ویژه با عمق و عمق سنگ بستر را بررسی کرد. در سونداژ فواصل الکترودی، متغیر مستقل و مقادیر مقاومت ویژه ظاهری،  $\rho_a$ ، متغیر وابسته می‌باشد.

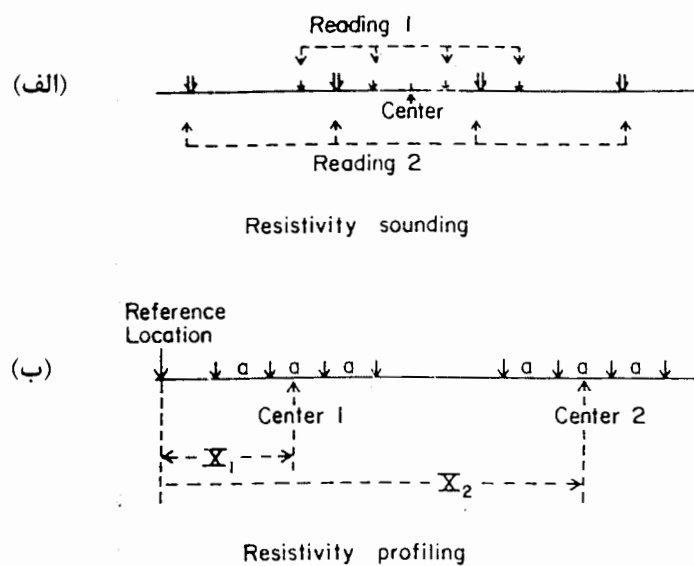
در پروفیل‌زنی مقاومت ویژه، فواصل الکترودی ثابت می‌ماند ولی محل آرایش تغییر می‌کند. از آن جا که عمق بررسی برای تمام قرائت ها ثابت می‌ماند، می‌توان نتیجه گرفت که پروفیل‌زنی وقتی انجام می‌شود که تغییرات جانبی مقاومت ویژه مورد نظر باشد. به عنوان مثال، می‌توان حدود رسوبات شنی را تعیین کرد. در پروفیل‌زنی فواصل، مرکز آرایش نسبت به یک نقطه مرجع، متغیر مستقل و مقادیر مقاومت ویژه ظاهری،  $\rho_a$ ، متغیر وابسته می‌باشد. گسترش روش پروفیل‌زنی با یک یا چند مقدار مختلف برای

<sup>۱</sup> - Vertical Electrical Sounding (VES)



فواصل الکترودی انجام می‌شود. مقایسه نتایج باعث می‌شود که بتوان روی عمق کنترل مناسبی انجام داد. علاوه بر این می‌توان پروفیل‌ها را در امتداد خطوط موازی حرکت داد. این عمل باعث می‌شود که یک سطح را به جای یک خط پوشش داد. در نهایت مقاومت ویژه‌های ظاهری بدست آمده می‌توانند به صورت منحنی‌های پربندی رسم شوند.

با ترکیب سونداژزنی و پروفیل‌زنی دقت کار را می‌توان بالا برد. در این صورت نقشه دوبعدی دقیق‌تری می‌توان بدست آورد. آرایش حاصل از ترکیب دو روش فوق‌الذکر <sup>1</sup>CSP نامیده می‌شود.



شکل ۲-۳- الف- سونداژزنی مقاومت ویژه ب- پروفیل‌زنی مقاومت ویژه [۷].

## ۲-۷- مزایا و معایب آرایش شلومبرژه (نسبت به آرایش ونر)

مزایای آرایش شلومبرژه عبارتند از:

الف- آرایش شلومبرژه به تغییرات جانبی مقاومت ویژه زیر سطحی کمتر حساس است و به کمک آن می‌توان برخی آنومالی‌ها را در عمق مشخص کرد. از این رو آرایش مناسبی برای سونداژ می‌باشد.

<sup>1</sup> - Combined Sounding and Profiling (CSP)

ب- آرایش شلومبرژه تا حدی در عملیات صحرائی سریع تر می‌باشد، چون ضمن قرائت، محل الکترودهای جریان تغییر می‌کند.

ج- عمق تجسس آن بهتر از برخی آرایش‌ها مانند ونر است، اما از آرایش‌هایی مثل دو قطبی - دو قطبی، قطبی - قطبی کمتر می‌باشد.

از معایب آرایش شلومبرژه می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

الف- چون فاصله الکترودهای پتانسیل نسبت به آرایش ونر کم است ولتاژ قرائت شده کوچک تر خواهد بود. در نتیجه اگر دستگاه دقت زیادی نداشته باشد به نتایج قرائت دستگاه در این آرایش نمی‌توان اعتماد کرد.

ب - در برداشت سونداز به ازاء چند بار اندازه گیری با یک فاصله الکترودی دو تا  $MN$  ایجاد می‌شود. در این حالت باید فاصله الکترودهای پتانسیل تغییر داده شود و تصحیح انجام شود تا در نهایت یک منحنی هموار به دست آید.

## ۲-۸- نمایش داده‌های صحرائی

بعد از محاسبه مقاومت ویژه ظاهری برای هر قرائت، معمولاً داده‌ها به صورت نمودار نشان داده می‌شوند. در منحنی پروفیل زنی محور افقی همیشه خطی است ولی محور قائم آن گاهی خطی و گاهی لگاریتمی است. بسته به این که کدام نوع روند منحنی را بهتر نشان دهد و تفسیر منحنی را راحت تر کند، محور قائم تعیین می‌شود. برای استفاده از منحنی‌های تئوری<sup>۱</sup> لازم است که تمام منحنی به خطی تبدیل شوند. نکته مهم در رسم منحنی پروفیل زنی این است که اتصال بین نقاط مختلف باید براساس قانون همواری<sup>۲</sup> باشد.

---

<sup>۱</sup> - Master curves

<sup>۲</sup> - Smoothness

## ۲-۹- تفسیر داده‌های سونداژ مقاومت ویژه

### ۲-۹-۱- مدل های زمینی ژئوالکتریکی

اصول اساسی تفسیر داده‌های سونداژ مقاومت ویژه به چهار بخش تقسیم می شوند:

الف- فرض مدل زمینی آزمون، ب- محاسبه منحنی تئوری برای مدل زمینی آزمون مورد نظر، ج- مقایسه منحنی تئوری با منحنی صحرایی برای تعیین درصد خطای  $RMS$ ، د- تصحیح مدل زمینی آزمون تا بدست آوردن کمترین خطای ممکن و ارائه جواب مدل. در سونداژهای مقاومت ویژه، زمین به صورت لایه‌های مجزای غیر یکنواخت با فصل مشترک های افقی در نظر گرفته می‌شود. مدل های زمینی موجود برای زمین های دو لایه، سه لایه، چهار لایه، ... و  $N$  لایه به کار برده می‌شوند. شکل (۲-۴) مدل های زمینی مورد استفاده برای زمین سه و چهار لایه‌ای را نشان می‌دهد. به طور کلی می‌توان از روی مدل در نظر گرفته شده، تعداد لایه‌ها را مشخص کرد.

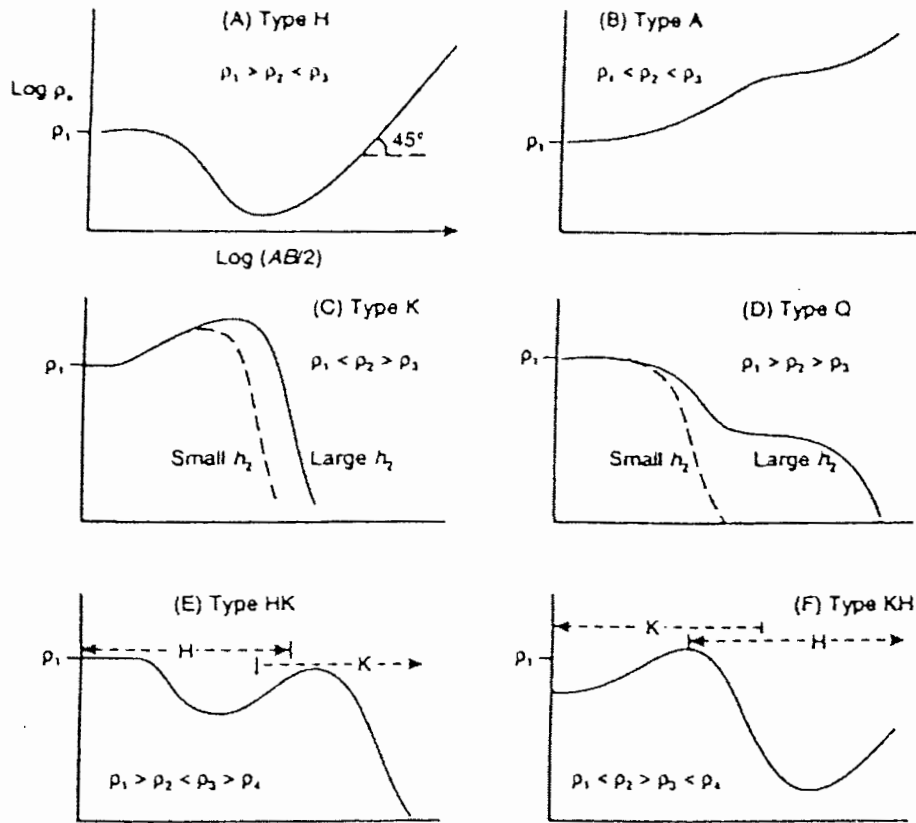
پارامترهای مربوط به این دسته از مدل ها عبارتند از: تعداد لایه‌ها، ( $N$ )، مقادیر مقاومت ویژه برای هر لایه، ( $\rho$ )، ضخامت ( $h$ ) یا عمق ( $D$ ) برای هر لایه. مراحل تفسیر شامل تعیین مقادیر عددی این پارامترها می‌باشد که حاصل از بهترین انطباق (کمترین درصد خطای  $RMS$ )<sup>۱</sup> بین منحنی‌های صحرایی و تئوری است. خطای  $RMS$  تفاوت بین منحنی تئوری و صحرایی است و به صورت درصد بیان می‌شود. مقدار قابل قبول برای خطای  $RMS$  کوچکتر یا مساوی ۲٪ یا ۵٪ است [۳۳].

$$\%RMS\ error = 100 \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (\rho_a(j)_m - \rho_a(j)_f)^2} \quad (2-5)$$

$\rho_a(j)_m$  = مقدار مقاومت ویژه ظاهری در نقطه  $j$ ام مربوط به منحنی مدل

$\rho_a(j)_f$  = مقدار مقاومت ویژه ظاهری در نقطه  $j$ ام روی منحنی صحرایی

<sup>۱</sup>- Root Mean Square (RMS)



شکل ۲-۴- مدل های منحنی مقاومت ویژه ظاهری برای ساختارهای با مقاومت ویژه مختلف: اشکال (A) تا (D) مربوط به مدل سه لایه و (E) و (F) مربوط به مدل چهار لایه ای می باشند [۶].

برای تفسیر سونداژهای ژئوالکتریکی فرضیاتی به کار برده می شوند که عبارتند از:

- الف - لایه ها افقی باشند. ب - هریک از لایه ها به طور مجزا همگن باشد. ج - ضخامت لایه آخر (N ام) بینهایت باشد. د - فقط تغییرات عمقی مقاومت ویژه وجود داشته باشد.

مدل آزمون قابل قبولی که به عنوان جواب سونداژ صحرائی یا مدل زمینی مورد نظر به دست می آید دو نکته مورد بررسی دارد: اولاً- تفسیر انجام شده تفسیر ژئوالکتریکی است نه تفسیر زمین شناسی. در مواردی لایه های ژئوالکتریکی با لایه های زمین شناسی مطابقت نمی کند. ثانیاً- در مواردی خاص، بعد از حفاری معلوم می شود که تفسیر اشتباه بوده است. یک دلیل این است که فرضیات

در نظر گرفته شده در سونداژ صادق نبوده است. مورد مهم بعدی مسأله ابهام در تفسیر است. ابهام در تفسیر سونداژ الکتریکی به این معناست که یک مدل ژئوالکتریکی خاص فقط و فقط یک منحنی سونداژ مقاومت ویژه دارد ولی عکس آن صحیح نیست، یعنی به یک منحنی سونداژ مقاومت ویژه فقط یک مدل ژئوالکتریک را نمی‌توان نسبت داد.

## ۲-۹-۲- تفسیر با استفاده از تطبیق منحنی‌ها<sup>۱</sup>

هدف از این مرحله به دست آوردن مدل زمینی آزمون می‌باشد. این تفسیر بدو شکل انجام می‌شود:

الف- روش تطبیق کامل منحنی،<sup>۲</sup> ب- روش تطبیق جزئی منحنی<sup>۳</sup>

در استفاده از روش اول (الف) نیاز به کاتالوگ‌هایی است که تعداد لایه‌ها، ضخامت‌ها و مقاومت ویژه‌های لایه‌های مختلف در آن وجود داشته باشد. منحنی بدست آمده از اندازه‌گیری‌های صحرائی با این کاتالوگ‌ها تطبیق داده می‌شود. در عمل این کاتالوگ‌ها مربوط به تعداد کمی از لایه‌ها هستند (حداکثر سه یا چهار لایه). روش تطبیق منحنی‌ها، یک تقریب اولیه را فراهم می‌کند نه یک تفسیر دقیق را. سپس توسط نرم افزارهای کامپیوتری یا روش‌های دیگر باید تفسیر بهبود پیدا کند.

معمولاً از روش دوم (ب) در تفسیر استفاده می‌شود. یک منحنی صحرائی به دست آمده را با استفاده از منحنی اصلی<sup>۴</sup> و منحنی‌های فرعی<sup>۵</sup> دو لایه‌ای، مرحله به مرحله تفسیر می‌کنند. در نظر گرفتن محدوده دو لایه‌ای‌ها تا حدودی به قضاوت شخصی و خطای دید بستگی دارد. به این ترتیب  $N$ ،  $\rho_i$ ،  $h_i$  تعیین و یک تفسیر اولیه انجام می‌شود. به این نوع تفسیر، تفسیر دستی هم می‌گویند.

در کاتالوگ‌ها یک منحنی اصلی و چهار منحنی فرعی وجود دارد. این منحنی‌های فرعی با منحنی‌های  $H$ ،  $K$ ،  $Q$  و  $A$  متناظر هستند (بخش ۲-۹-۱). در نهایت با انجام تصحیحات مربوط به خطای

<sup>۱</sup> - Curves matching

<sup>۲</sup> - Full curve matching

<sup>۳</sup> - Partial curve matching

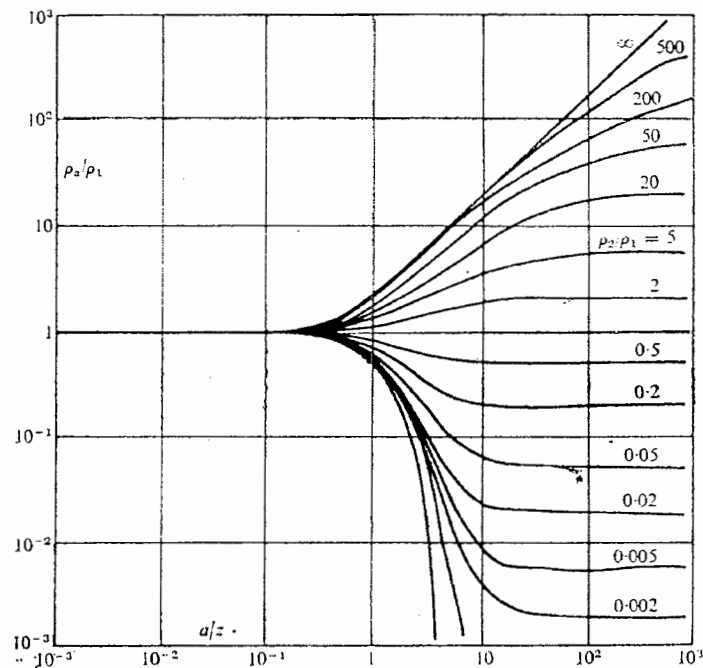
<sup>۴</sup> - Master curve

<sup>۵</sup> - Auxillary curves

$RMS$  و محاسبه کمترین مقدار خطا می‌توان مدل را انتخاب کرد. ضریب بازتاب  $k$  نشان دهنده اختلاف مقاومت ویژه بین دو لایه مجاور است [۸].

$$k = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (۶-۲)$$

شکل (۵-۲) منحنی اصلی در آرایش ونر برای دو لایه افقی را نشان می‌دهد. حداکثر شیب منحنی‌ها  $45^\circ$  است ( $k = \pm 1$ ). اگر شیب منحنی اصلی از  $45^\circ$  بیشتر باشد نمی‌توان آن را با منحنی‌های موجود در کاتالوگ‌ها وفق داد. فرض اولیه، افقی بودن لایه‌ها می‌باشد و برای انجام انطباق نباید شیب منحنی خیلی زیاد یا خیلی کم باشد.



شکل ۵-۲- منحنی اصلی در آرایش ونر برای دو لایه افقی [۱].

## ۲-۹-۳- اصول حاکم بر تفسیر سونداژهای الکتریکی قائم (VES)

دو اصل مهم برای رفع ابهام در سونداژهای الکتریکی وجود دارند:

الف - اصل هم ارزی<sup>۱</sup>: این اصل برای منحنی‌های نوع  $K$  یا  $Q$  و نوع  $A$  یا  $H$  به طور جداگانه وجود دارد. در منحنی‌های نوع  $K$  و  $Q$  از پارامتری به نام مقاومت عرضی<sup>۲</sup> استفاده می‌شود. دامنه تغییرات مقادیر مقاومت ویژه و همچنین ضخامت خیلی زیاد می‌باشد. حاصل ضرب مقاومت ویژه و ضخامت به عنوان مقاومت عرضی،  $T_i$ ، معرفی می‌شود و واحد آن اهم-متر مربع ( $\Omega \cdot m^2$ ) است. اندیس  $i$  مربوط به شماره لایه می‌باشد [۶].

$$T_i = \rho_i \times h_i \quad (۷-۲)$$

در منحنی‌های نوع  $A$  و  $H$  از هدایت کلی استفاده می‌شود. هدایت کلی را با  $S_i$  نشان داده و واحد آن موهو یا زیمنس ( $simens, mho, \Omega^{-1}$ ) می‌باشد [۶].

$$S_i = \sigma_i \times h_i = \frac{h_i}{\rho_i} \quad (۸-۲)$$

در مواقعی که هیچ اطلاعی از زمین شناسی منطقه یا حفاری وجود ندارد نمی‌توان از اصل هم ارزی استفاده کرد.

ب- اصل اختفاء<sup>۳</sup>: این اصل برای لایه‌های با ضخامت کم صادق است. در شرایطی که یک لایه نازک در زیر زمین وجود داشته باشد، ممکن است اثر مقاومت این لایه قابل آشکارسازی نباشد و این مسأله یکی از محدودیت‌های روش ژئوالکتریک است. بنابراین اصل اختفاء در صورتی مطرح می‌شود که لایه نازک در منحنی‌های صحرائی قابل آشکارسازی نباشد، در این حالت پارامترهای لایه نازک به داخل لایه بالا و پایین آن متوسط‌گیری می‌شود.

<sup>1</sup> - Equivalence Principle

<sup>2</sup> - Transverse Resistance

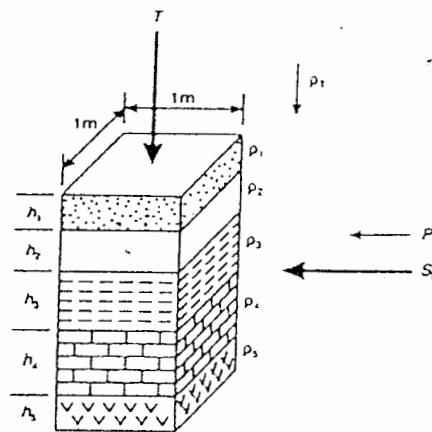
<sup>3</sup> - Suppressia Principle

یک قاعده تجربی توسط فلات<sup>۱</sup> ارائه شده است که طبق آن یک لایه نازک در روی منحنی‌های سونداژ الکتریکی به صورت یک لایه مجزا قابل آشکارسازی است، و آن در صورتی است که اختلاف مقاومت ویژه لایه مذکور با لایه‌های اطراف حداقل ۳-۵ برابر باشد و ضخامت آن برابر کل ضخامت مواد روباره باشد.

## ۲-۱۰- ضریب ناهمسانگردی مقاومت ویژه<sup>۲</sup>

ناهمسانگردی مقاومت ویژه بدین معنی است که مقاومت ویژه در نقاط مختلف یک لایه متفاوت است. مطابق شکل (۲-۶) مقاومت ویژه در جهت طولی ( $\rho_L$ ) و در جهت عمقی ( $\rho_t$ ) متغیر می‌باشد. با توجه به این دو مقاومت ویژه ضریب ناهمسانگردی را می‌توان طبق رابطه زیر محاسبه کرد [۶]:

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_t}{\rho_L}} \quad (۲-۹)$$



شکل ۲-۶- لایه‌های مجزا با ضخامت‌ها و مقاومت ویژه‌های مختلف یک بلوک [۶].

عوامل مختلفی چون شیب‌توزتیه، وجود درزه و شکاف در سنگ‌ها و جهت این شکستگی‌ها باعث می‌شود تا مقاومت ویژه در جهت عمقی بیشتر از مقاومت ویژه در جهت طولی باشد.

<sup>۱</sup> - Flathe (1974)

<sup>۲</sup> - Resistivity Anisotropy Coefficient



## فصل سوم

روش لرزه نگاری شکست مرزی

## فصل سوم : روش لرزه نگاری شکست مرزی

### ۳-۱- مقدمه

#### ۳-۱-۱- اهمیت روش های اکتشافات لرزه‌ای

روش های اکتشافات لرزه‌ای از مهمترین روش های ژئوفیزیکی محسوب می شوند. برتری این روش ها بر سایر روش های ژئوفیزیکی از عوامل گوناگونی ناشی می‌شود که مهمترین آن ها دقت زیاد، توان تفکیک بالا و عمق نفوذ زیاد آن ها می باشد..

اکتشافات لرزه‌ای عبارت است از ایجاد امواج لرزه‌ای و اندازه‌گیری زمان لازم برای رسیدن این امواج از چشمه موج به یک سری از ژئوفون ها که معمولاً در امتداد یک خط مستقیم به سوی چشمه‌ها چیده می‌شوند. با معلوم بودن زمان سیر موج تا ژئوفون های مختلف و سرعت امواج، مسیر امواج لرزه‌ای را می‌توان شناسایی کرد.

استفاده گسترده از روش های اکتشافات لرزه‌ای اصولاً در اکتشافات نفت است. چاه های اکتشافی بندرت بدون اطلاعات لرزه‌ای تعیین محل می‌شوند. روش های اکتشافات لرزه‌ای همچنین در جستجوی آب های زیر زمینی و در مهندسی ساختمان، به ویژه در تعیین عمق پی سنگ در ارتباط با بنای ساختمان های بزرگ، سدها، بزرگراه ها و مساحی بندرگاه ها اهمیت دارند.

### ۳-۱-۲- کلیات

از بررسی لرزه نگاشت ها<sup>۱</sup> این نتیجه به دست می‌آید که امواج لرزه‌ای را می‌توان به دو گروه عمده زیر تقسیم نمود:

الف- امواج درونی<sup>۲</sup>: این امواج در کانون زلزله و یا در چشمه موج ایجاد و در درون زمین منتشر می‌گردند. این امواج، به دو دسته امواج طولی<sup>۳</sup> و امواج برشی<sup>۴</sup> تقسیم می‌شوند.

ب- امواج سطحی<sup>۵</sup>: این امواج در سطح مشترک دو محیط الاستیک و در لایه های سطحی زمین منتشر می‌شوند و متداول ترین آن ها عبارتند از: امواج ریلی<sup>۶</sup> و امواج لایو<sup>۷</sup>.

سرعت انتشار امواج طولی و برشی به ثابت های کشسانی<sup>۸</sup> و چگالی محیط انتشار بستگی دارد. سرعت انتشار امواج طولی با  $V_p$  و سرعت انتشار امواج برشی با  $V_s$  نشان داده می‌شود. سرعت انتشار یک موج طولی که به صورت سه بعدی منتشر می‌شود، از رابطه زیر قابل محاسبه است [۸]:

$$V_p = \sqrt{(K + \frac{4}{3}\mu) / \rho} \quad (۱-۳)$$

در این رابطه  $K$  مدول تراکم<sup>۹</sup>،  $\mu$  مدول برشی<sup>۱۰</sup> و  $\rho$  چگالی محیط انتشار می‌باشد.

سرعت انتشار یک موج برشی که به صورت سه بعدی منتشر می‌شود نیز از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (۲-۳)$$

از تقسیم دو رابطه اخیر می‌توان مقدار  $\sigma$ ، نسبت پواسون را محاسبه کرد [۳]:

- 
- <sup>۱</sup> - Seismograms
  - <sup>۲</sup> - Body waves
  - <sup>۳</sup> - Compressional waves
  - <sup>۴</sup> - Shear waves
  - <sup>۵</sup> - Surface waves
  - <sup>۶</sup> - Rayleigh waves
  - <sup>۷</sup> - Love waves
  - <sup>۸</sup> - Elastic Constants
  - <sup>۹</sup> - Bulk Modulus
  - <sup>۱۰</sup> - Rigidity Modulus

$$\sigma = \frac{1 - 2(V_S / V_P)^2}{2 - 2(V_S / V_P)^2} \quad (3-3)$$

با توجه به اینکه برای اجسام الاستیک جامدات نسبت پواسون حدود ۰/۲۵ می‌باشد با قرار دادن این مقدار در رابطه فوق رابطه زیر بدست می‌آید:

$$V_P = \sqrt{3} \times V_S \quad (4-3)$$

طبق این رابطه سرعت موج طولی در یک محیط بیشتر از سرعت موج برشی در همان محیط می‌باشد.

در روش لرزه نگاری، زمان انتشار موج لرزه‌ای را بین یک نقطه انفجار و یک سری ژئوفون<sup>۱</sup> (آشکار ساز) که به طریقه مناسبی در سطح زمین گسترش یافته‌اند، اندازه‌گیری می‌نمایند، این زمان از یک طرف به مسیری که موج طی می‌کند و از طرف دیگر به سرعت انتشار موج در لایه‌هایی که موج از آن‌ها عبور می‌کند، بستگی دارد، این روش خود به دو شاخه زیر تقسیم می‌شود: الف - روش لرزه نگاری بازتابی ب - روش لرزه نگاری شکست مرزی (انکساری).

در برداشت های لرزه نگاری شکست مرزی، از امواجی استفاده می‌گردد که تحت زاویه حد به فصل مشترک های لایه های درون زمین برخورد می‌نمایند و در امتداد مسیرهای پرتو شکست مرزی انتشار می‌یابند و سپس به سطح زمین برمی‌گردند. اولین ورودی<sup>۲</sup> موج لرزه‌ای به ژئوفون یا پرتو مستقیم یا پرتو شکست مرزی می‌باشد. در واقع این امکان فراهم می‌شود که برداشت های لرزه نگاری شکست مرزی، برای اولین ورودی موج لرزه‌ای استفاده شوند و منحنی های زمان - مسافت<sup>۳</sup> این ورودی ها برای تعیین عمق فصل مشترک های شکست مرزی تفسیر شوند. شایان ذکر است که هر یک از لایه‌ها دارای سرعت معینی می‌باشند. در مواردی که سرعت به صورت جانبی یا عمقی تغییر می‌کند، این روش کاربرد دارد.

<sup>۱</sup> - geophone  
<sup>۲</sup> - First arrival  
<sup>۳</sup> - time-distance plots

برداشت های شکست مرزی در امتداد خطوط پروفیلی انجام می‌شوند که به اندازه کافی طویل هستند تا این اطمینان حاصل شود که ورودی های شکست مرزی، از لایه‌های مورد نظر به عنوان اولین ورودی ها، برای حداقل نیمی از طول خط پروفیلی ثبت می‌شوند. طول پروفیل های شکست مرزی معمولاً باید ۵ تا ۱۰ برابر عمق بررسی مورد نظر باشند. با توجه به این مطالب می‌توان نتیجه گرفت که چشمه‌های لرزه‌ای بزرگی برای اکتشاف فصل مشترک های عمیق مورد نیاز است تا انرژی کافی در محدوده وسیعی برای ثبت فازهای شکست مرزی عمیق به عنوان ورودی های اولیه وجود داشته باشد. طول پروفیل مورد نیاز در هر مرحله از برداشت به چگونگی توزیع سرعت ها با عمق در محل مورد نظر بستگی دارد.

روش لرزه نگاری شکست مرزی در محدوده وسیعی از مسائل علمی و تکنیکی، از برداشت های تحقیقات مهندسی تا آزمایش های مربوط به مطالعه ساختار کلی سنگ کره زمین<sup>۱</sup> به کار برده می‌شود. اندازه‌گیری های شکست مرزی اطلاعات با ارزشی برای تفسیر در اختیار قرار می‌دهند و ورودی های شکست مرزی ثبت شده در طول برداشت های بازتابی، برای مساحی لایه هوازده استفاده می‌شوند. این نوع در کاربردها منجر به تنوع وسیعی در روش های برداشت صحرائی و تفسیر داده‌ای می‌شود.

### ۳-۲- هندسه مسیرهای پرتو شکست مرزی - فصل مشترک های صفحه‌ای

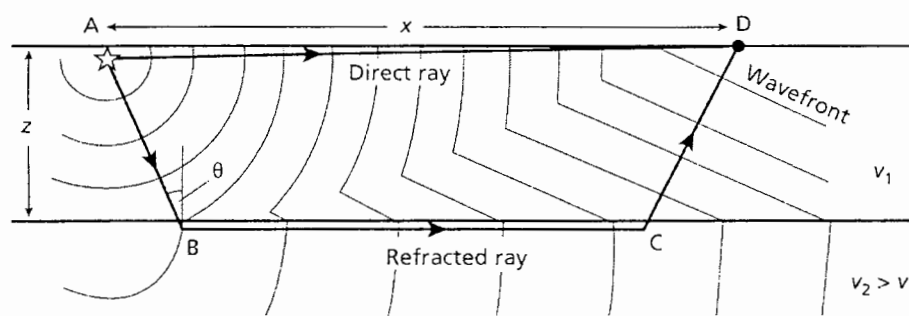
برای بررسی هندسه مسیر پرتوهای شکست مرزی فرض می‌شود که زیر سطح زمین از یک سری لایه تشکیل شده که به صورت صفحه‌ای از یکدیگر جدا شده‌اند و فصل مشترک ها ممکن است شیب دار باشند. سرعت در هر لایه ثابت است و با افزایش عمق لایه سرعت افزایش پیدا می‌کند.

---

<sup>۱</sup> - Lithospher

### ۳-۲-۱- زمین دو لایه‌ای با فصل مشترک افقی

شکل (۳-۱) وضعیت های تدریجی جبهه موج یک چشمه لرزه‌ای در نقطه  $A$ ، موجی که به طور مستقیم از لایه بالایی عبور کرده و موجی که در لایه پایینی شکسته شده را نشان می‌دهد. مسیرهای پرتو مستقیم و شکست مرزی که در نقطه  $D$  به ژئوفون می‌رسند و این نقطه ( $D$ ) به فاصله  $x$  از چشمه موج قرار دارد، نیز در شکل معلوم می‌باشد. لایه‌ها دارای سرعت  $V_1, V_2 (> V_1)$  می‌باشند و فصل مشترک دو لایه در عمق  $Z$  قرار دارد.



شکل ۳-۱- وضعیت های متوالی جبهه‌های موج گسترده برای پرتوهای مستقیم و شکست مرزی در یک مدل دو لایه‌ای. جبهه موج اولین ورودی نشان داده شده است. مسیرهای پرتو از چشمه  $A$  تا ژئوفون  $D$  با خطوط پر مشخص شده است [۱۲].

پرتو مستقیم، به طور افقی، از بالای لایه اول با سرعت  $V_1$  از  $A$  به  $D$  حرکت می‌کند. پرتو شکست مرزی در امتداد مسیر  $AB$  تحت زاویه حد  $(\theta)$ ، با سرعت  $V_1$  به طرف فصل مشترک حرکت کرده، در فاصله  $B$  تا  $C$  با سرعت  $V_2$  در امتداد فصل مشترک حرکت می‌کند و سپس تحت زاویه  $\theta$  و در امتداد مسیر  $CD$  با سرعت  $V_1$  به سطح زمین برمی‌گردد. زمان سیر کلی در امتداد مسیر موج شکسته شده  $ABCD$  برابر است با [۱۲]:

$$t = t_{AB} + t_{BC} + t_{CD}$$

$$t = \frac{z}{V_1 \cos \theta} + \frac{(x - 2z \tan \theta)}{V_2} + \frac{z}{V_1 \cos \theta}$$

لازم به ذکر است که طبق قانون اسنل،  $\sin \theta = \frac{V_1}{V_2}$ ،  $\cos \theta = (1 - \frac{V_1^2}{V_2^2})^{\frac{1}{2}}$  می‌باشد، معادله

زمان - مسافت را به صورت های مختلفی می‌توان نشان داد. فرم مناسب آن به صورت زیر می‌باشد [۱۲]:

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2z \cos \theta}{V_1} \quad (5-3)$$

به عبارت دیگر،

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2z(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_1 V_2} \quad (6-3)$$

یا

$$t = \frac{x}{V_2} + t_i \quad (7-3)$$

همان طور که در شکل (۳-۲) دیده می‌شود،  $t_i$  زمان تقاطع<sup>۱</sup> روی محور زمان منحنی زمان - مسافت با

شیب  $\frac{1}{V_2}$  می‌باشد. زمان تقاطع  $t_i$ ، با استفاده از معادله زیر محاسبه می‌شود (رابطه (۳-۶)) [۱۲]:

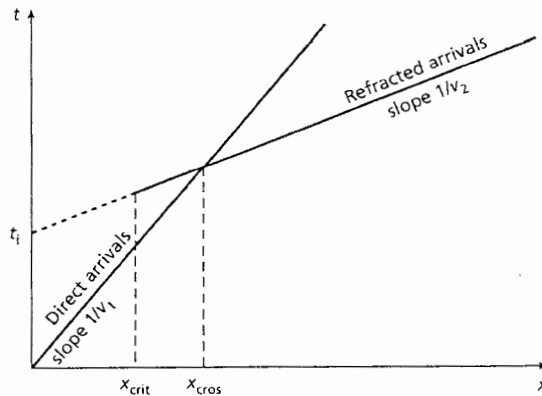
$$t_i = \frac{2z(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_1 V_2}$$

با استفاده از معادله فوق، عمق  $Z$  مربوط به فصل مشترک را می‌توان محاسبه کرد:

$$z = \frac{t_i V_1 V_2}{2(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}$$

---

<sup>۱</sup> - intercept time



شکل ۳-۲- منحنی‌های زمان - مسافت موج مستقیم و موج سر از یک فصل مشترک افقی ساده.

از معادلات (۳-۵)، (۳-۶) و (۳-۷) معلوم می‌شود که زمان سیر کلی زمانی است که موج مسیر  $BC$  را روی فصل مشترک با سرعت  $V_2$  طی کند ( $BC/V_2$ )، به اضافه زمانی که موج از چشمه به فصل مشترک رفته و سپس به ژئوفون برمی‌گردد.

پارامترهای مدل لایه‌ای صفحه‌ای با بهترین برازش، براساس تجزیه و تحلیل منحنی‌های

زمان - مسافت مربوط به ورودی‌های پرتو مستقیم و پرتو شکست مرزی تعیین می‌شوند:

$V_1, V_2$  به ترتیب از طریق معکوس نمودن شیب خطوط مربوط به موج مستقیم و موج سر تعیین می‌شوند (شکل (۳-۲)).

- عمق فصل مشترک یا به عبارتی عمق سطح شکنای<sup>۱</sup>،  $Z$ ، از زمان تقاطع  $t_i$  قابل محاسبه است.

در فاصله<sup>۲</sup> فرا گذر<sup>۲</sup>،  $x_{cros}$ ، زمان‌های سیر مربوط به پرتوهای مستقیم و شکست مرزی برابر است

با [۱۲]:

$$\frac{x_{cros}}{V_1} = \frac{x_{cros}}{V_2} + \frac{2Z(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_1 V_2}$$

<sup>۱</sup> - refractor

<sup>۲</sup> -crossover distance



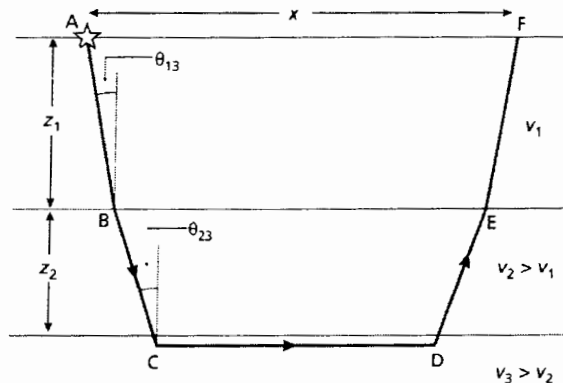
به صورت زیر محاسبه می شود:

$$x_{cross} = 2z \left[ \frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (۸-۳)$$

از این رابطه معلوم می شود که فاصله فراگذر تقریباً دو برابر عمق فصل مشترک است. معادله فاصله فراگذر (۸-۳) روش دیگری برای تعیین  $z$  فراهم می کند.

### ۲-۲-۳- زمین سه لایه ای با فصل مشترک افقی

مسیر موج برای پرتو شکست مرزی تحت زاویه حد در فصل مشترک دوم در شکل (۳-۳) نشان داده شده است. سرعت لایه ها  $V_1$ ،  $V_2 (> V_1)$  و  $V_3 (> V_2)$  می باشد. زاویه برخورد موج با فصل مشترک بالایی  $\theta_{13}$  و با فصل مشترک پائینی  $\theta_{23}$  (زاویه حد) می باشد. ضخامت لایه ها به ترتیب  $z_1$  و  $z_2$  است.



شکل ۳-۳- مسیر موج برای پرتو شکست مرزی دو لایه پائینی یک مدل سه لایه ای [۱۲].

مشابه معادله (۵-۳) برای زمین دولایه ای، زمان سیر در امتداد مسیر موج شکست مرزی  $ABCDEF$ ، در فاصله  $x$  شامل شکست تحت زاویه حد در فصل مشترک دوم، به صورت زیر می باشد [۱۲]:

$$t = \frac{x}{V_3} + \frac{2z_1 \cos \theta_{13}}{V_1} + \frac{2z_2 \cos \theta_{23}}{V_2} \quad (۹-۳)$$

به طوری که

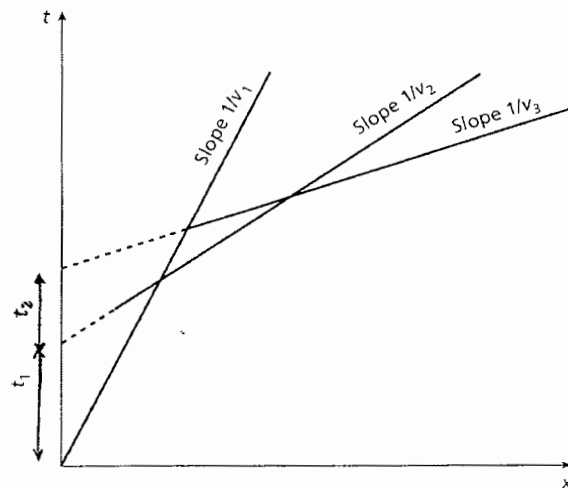
$$\theta_{13} = \sin^{-1}(V_1/V_3); \theta_{23} = \sin^{-1}(V_2/V_3)$$

با توجه به اندیس زوایا معلوم می‌شود که زوایا به طور مستقیم به سرعت لایه‌هایی که موج در آن‌ها حرکت می‌کند، بستگی دارد ( $\theta_{13}$  زاویه موج تابشی در لایه اول است که تحت زاویه حد در لایه سوم شکسته شده است).

معادله (۳-۹) را می‌توان به فرم دیگری نیز نوشت:

$$t = \frac{x}{V_3} + t_1 + t_2 \quad (3-10)$$

$t_1$  و  $t_2$  به ترتیب در شکل (۳-۴) نشان داده شده‌اند.



شکل ۳-۴ - منحنی‌های زمان - مسافت موج مستقیم و موج‌های سر از دو فصل مشترک افقی.

با استفاده از منحنی زمان - مسافت برای موج‌هایی که تحت زاویه حد در فصل مشترک بالایی شکسته شده‌اند مقادیر  $t_1$  و  $t_2$  و با استفاده از منحنی زمان - مسافت برای موج‌هایی که در فصل مشترک پائینی

شکسته شده‌اند مقادیر  $z_2$  و  $V_3$  را می‌توان با استفاده از معادلات (۳-۹) ، (۳-۱۰) یا معادلات به دست آمده از آن‌ها تعیین کرد.

### ۳-۲-۳- مدل چند لایه‌ای با فصل مشترک های افقی

در حالت کلی زمان سیر  $t_n$  مربوط به یک موج که تحت زاویه حد در امتداد سطح فوقانی لایه  $n$  ام شکسته شده است، طبق فرمول زیر می‌باشد [۹] :

$$t_n = \frac{x}{V_n} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2z_i \cos \theta_{in}}{V_i} \quad (۳-۱۱)$$

به طوری که  $\theta_{in} = \sin^{-1} \left( \frac{V_i}{V_n} \right)$  می‌باشد.

معادله (۳-۱۱) می‌تواند برای محاسبه ضخامت های لایه‌ای یک سری لایه افقی که توسط منحنی های زمان - مسافت ورودی های شکست مرزی نشان داده شده است، مورد استفاده قرار بگیرد. در عمل افزایش تعداد لایه‌ها شناسایی قسمت های خطی<sup>۱</sup> منحنی زمان - مسافت را به طور جداگانه مشکل می‌سازد. علاوه براین، با افزایش تعداد لایه‌ها، احتمال کمتری وجود خواهد داشت که هر لایه توسط فصل مشترک های افقی تخت محدود شود. در این صورت مدل پیچیده‌تری لازم است و از آن برای تفسیر بیش از چهار لایه نمی‌توان استفاده کرد.

### ۳-۲-۴- مدل لایه شیب دار با فصل مشترک های تخت

روش متداول برای مشخص نمودن شیب فصل مشترک این است که طبق شکل (۳-۵-الف)، برداشت شکست مرزی را دوبار انجام می‌دهند. یک بار انفجار در نقطه  $A$  انجام می‌شود که به انفجار در جهت رو به پایین شیب<sup>۲</sup> معروف است و بار دیگر انفجار را در نقطه  $D$  انجام می‌دهند که به انفجار در جهت رو به بالای شیب<sup>۳</sup> معروف است. در صورتی که فصل مشترک شیب دار باشد، از طریق معکوس

<sup>۱</sup> - straight-line segments

<sup>۲</sup> -down dip

<sup>۳</sup> -up dip

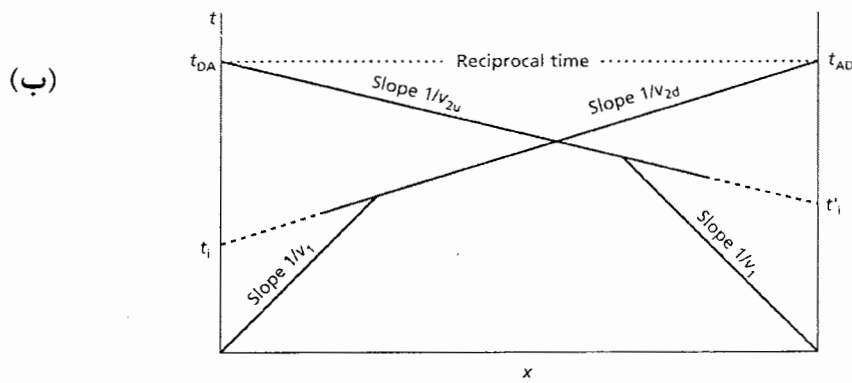
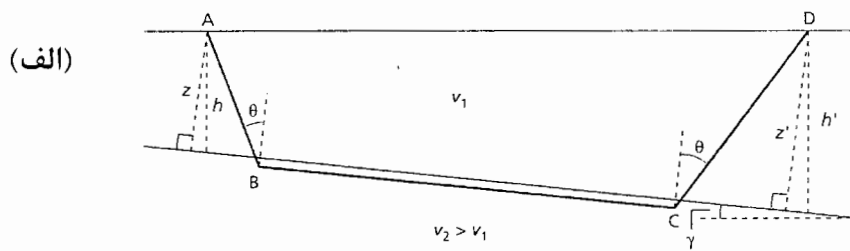
نمودن شیب خطوط مربوط به موج‌های سر که در شکل (۳۳-۵-ب) نشان داده شده اند، دیگر نمی‌توان سرعت در زیر فصل مشترک دو لایه را بدست آورد. شیب این خطوط برای حالتی که انفجار در جهت رو به پایین شیب باشد، بیشتر و برای حالتی که انفجار در جهت رو به بالای شیب باشد، کمتر از شیب خط مربوط به موج سر برای فصل مشترک افقی می‌باشد. لازم به ذکر است که نمودارهای زمان - مسافت حاصل از انفجار در طرف چپ و راست یک خط پروفیل را به ترتیب نمودار زمان - مسافت مستقیم<sup>۱</sup> و معکوس<sup>۲</sup> می‌گویند.

حالت کلی معادله زمان سیر،  $t_n$ ، برای موجی که در  $n$  امین فصل مشترک شیب دار تحت زاویه حد شکسته شده است به صورت زیر می‌باشد (شکل (۳-۶)) [۱۲]:

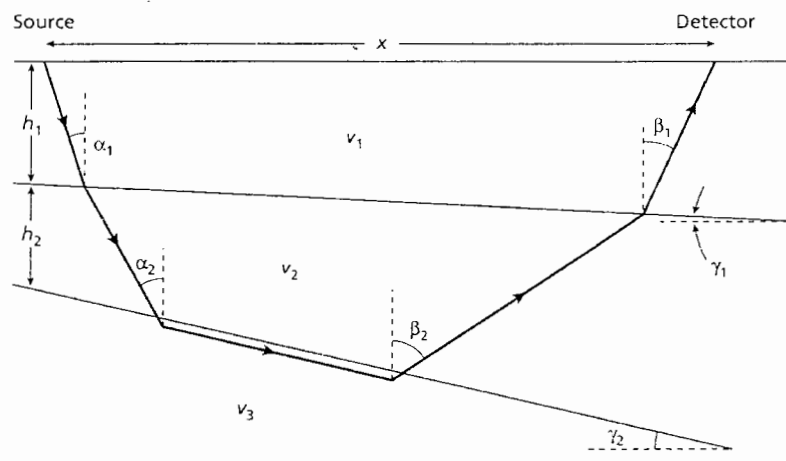
$$t_n = \frac{x \sin \beta_1}{V_1} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{h_i (\cos \alpha_i + \cos \beta_i)}{V_i} \quad (۳-۱۲)$$

$h_i$  ضخامت لایه  $i$  ام (عمود بر نقطه انفجار<sup>۳</sup>)،  $V_i$  سرعت موج در لایه  $i$  ام،  $\alpha_i$  زاویه موج با محور قائم که در لایه  $i$  ام به سمت پایین می‌رود،  $\beta_i$  زاویه موج با محور قائم که در لایه  $i$  ام به سمت بالا می‌رود و  $x$  فاصله چشمه تا ژئوفون است. از مقایسه معادلات (۳-۱۱) و (۳-۱۲) معلوم می‌شود که تنها تفاوت این دو معادله در جایگزینی زاویه  $\theta$  با زوایای  $\alpha$  و  $\beta$  است که شامل زاویه شیب نیز می‌باشد. وقتی اجرای انفجار در جهت رو به پایین شیب انجام می‌شود، به عنوان مثال در شکل (۳-۶) می‌توان نشان داد که  $\alpha_i = \theta_m - \gamma_i$  و  $\beta_i = \theta_m + \gamma_i$ ، که  $\gamma_i$  شیب لایه  $i$  ام و  $\theta_m = \sin^{-1}(\frac{V_1}{V_n})$  می‌باشد. لازم به ذکر است که ضخامت  $h$  از ضخامت  $z$  بیشتر می‌باشد.

<sup>۱</sup>-Forward  
<sup>۲</sup>-Inverse  
<sup>۳</sup>- shot point



شکل ۳-۵- الف - هندسه مسیر پرتو ب - منحنی های زمان - مسافت برای ورودی های موج سر از یک فصل مشترک شیب دار در جهت های مستقیم و معکوس در طول یک خط پروفیل شکست مرزی [۱۲].



شکل ۳-۶- هندسه مسیر پرتو شکست مرزی از یک مدل شیب دار چند لایه ای [۱۲].

با استفاده از معادله (۱۲-۳) در تفسیر منحنی های زمان - مسافت ، شکل (۵-۳) می توان مثال زیر را مطرح کرد. اگر انفجار در جهت رو به پایین شیب و در امتداد پروفیل مستقیم فرض شود در آن صورت می توان نوشت [۱۲]:

$$t_2 = \frac{x \sin(\theta_{12} + \gamma_1)}{V_1} + \frac{2z \cos \theta_{12}}{V_1} \quad (13-3)$$

$z$  فاصله نقطه چشمه تا فصل مشترک (عمود بر فصل مشترک) و  $\theta_{12} = \sin^{-1}(\frac{V_1}{V_2})$  می باشد.

معادله (۱۳-۳) یک منحنی خطی با شیب  $\sin(\theta_{12} + \gamma_1)/V_1$  و زمان تقاطع  $2t \cos \theta_{12}/V_1$  را مشخص می کند.

با انجام انفجار در جهت رو به بالای شیب، در امتداد پروفیل معکوس، رابطه زیر برقرار خواهد بود:

$$t'_2 = \frac{x \sin(\theta_{12} - \gamma_1)}{V_1} + \frac{2z' \cos \theta_{12}}{V_1} \quad (14-3)$$

$z'$  فاصله عمود بر فصل مشترک در زیر نقطه چشمه دوم می باشد.

شیب های منحنی های فاصله - زمان مربوط به ورودی های شکست مرزی در امتداد خطوط پروفیل مستقیم و معکوس به ترتیب سرعت های ظاهری شیب رو به پایین و شیب رو به بالا  $V_{2u}$  و  $V_{2d}$  را مشخص می کنند [۱۲]. در جهت مستقیم

$$1/V_{2d} = \sin(\theta_{12} + \gamma_1)/V_1 \quad (15-3)$$

و در جهت معکوس رابطه زیر برقرار است:

$$1/V_{2u} = \sin(\theta_{12} - \gamma_1)/V_1 \quad (16-3)$$

$$\theta_{12} + \gamma_1 = \sin^{-1}(V_1/V_{2d}) \quad \text{بنابراین}$$

$$\theta_{12} - \gamma_1 = \sin^{-1}(V_1/V_{2u})$$

با حل معادلات بالا برای  $\theta$  و  $\gamma$  روابط زیر حاصل می شوند:

$$\theta_{12} = \frac{1}{2} [\sin^{-1}(V_1/V_{2d}) + \sin^{-1}(V_1/V_{2u})]$$

$$\gamma_1 = \frac{1}{2} [\sin^{-1}(V_1/V_{2d}) - \sin^{-1}(V_1/V_{2u})]$$

با معلوم بودن  $V_1$  از شیب موج مستقیم منحنی زمان - مسافت و  $\theta_{12}$ ، سرعت واقعی فصل مشترک با استفاده از قانون اسنل محاسبه می‌شود:

$$V_2 = V_1 / \sin \theta_{12}$$

فواصل  $z$  و  $z'$  عمود بر فصل مشترک در زیر دو انتهای خط پروفیلی از زمان های تقاطع  $t_i$  و  $t'_i$  منحنی های زمان - مسافت در جهات مستقیم و معکوس تعیین می‌شوند.

$$t_i = 2z \cos \theta_{12} / V_1 \Rightarrow z = V_1 t_i / 2 \cos \theta_{12}$$

و به طور مشابه

$$z' = V_1 t'_i / 2 \cos \theta_{12}$$

با استفاده از شیب  $\gamma_1$  محاسبه شده برای فصل مشترک، عمق های  $z$  و  $z'$  را می‌توان برحسب نوشت:

$$h = z / \cos \gamma_1 \quad ; \quad h' = z' / \cos \gamma_1$$

زمان سیر فاز لرزه‌ای از یک طرف خط پروفیل شکست مرزی تا طرف دیگر (به عبارتی از یک چشمه تا چشمه دیگر) برای اندازه‌گیری در جهت مستقیم و معکوس باید یکسان باشد. با مراجعه به شکل (۳-۵ ب)، نتیجه می‌شود که  $t_{AD}$  باید با  $t_{DA}$  برابر باشد. به این ترتیب می‌توان با داشتن مجموعه‌ای از زمان های رسید موج شکست مرزی منحنی های زمان - مسافت صحیحی را بدست آورد.

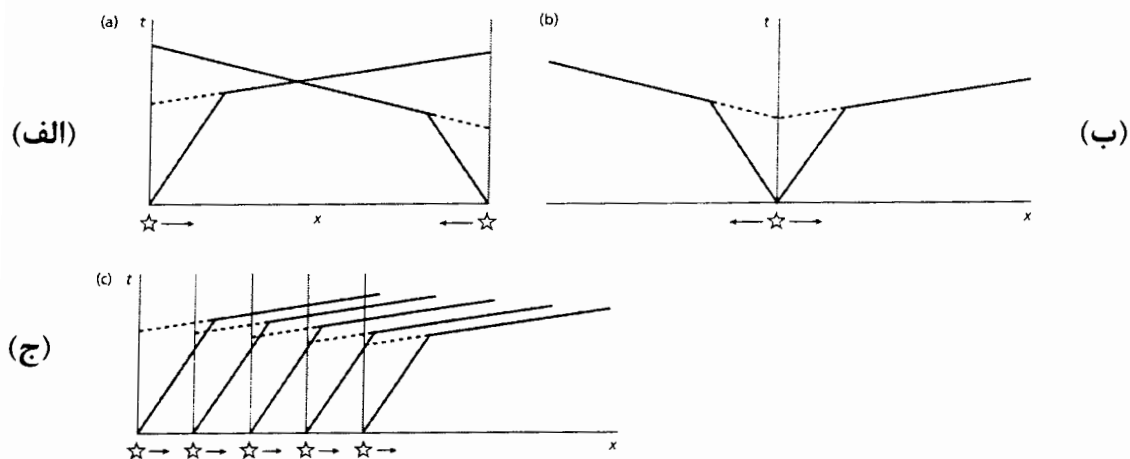
### ۳-۳- گسترش هندسی نمودار شکست مرزی برای بررسی یک لایه تخت

اساس کار صحرائی متداول، برای بدست آوردن یک نمودار شکست مرزی، عبارت از انفجار در هر انتهای خط پروفیل و ثبت ورودی های لرزه‌ای برای هر انفجار می‌باشد. با توجه به شکل (۳-۵ الف)، تنها بخش میانی فصل مشترک (از  $B$  تا  $C$ ) توسط پرتو های شکست مرزی در طول خط پروفیل نشان داده می‌شود. نقاطی از فصل مشترک که در زیر نقاط انتهایی هر خط پروفیل واقع می‌باشند، با استفاده از معادلات بالا مستقیماً اندازه‌گیری نمی‌شوند. وقتی که پوشش پیوسته‌ای از فصل مشترک در طول یک

سری نمودار های معکوس مورد نیاز است، خطوط پروفیل مجزا باید طوری قرار بگیرند تا همپوشانی داشته باشند، به طوری که تمام قسمت های فصل مشترک توسط موج های شکست مرزی به طور مستقیم مشخص شوند.

علاوه بر نمودار مستقیم و معکوس متداول، مطابق شکل (۷-۳ الف)، روش های دیگری برای تعیین تفسیرهای لایه‌ای تخت شیب دار معرفی شده اند، مانند روش نمودار شکافتی<sup>۱</sup> [۱۵] و روش نمودار تک انتهایی<sup>۲</sup> [۱۶]. روش نمودار شکافتی (شکل ۷-۳ ب) شامل ثبت خروجی ها در دو طرف نقطه انفجار مرکزی است. اگر چه روش تفسیر نسبت به نمودار مستقیم و معکوس بکار گرفته شده، در جزئیات تفاوت دارد، ولیکن بر مبنای همان معادله زمان - مسافت (۳-۱۲) می‌باشد.

روش نمودار تک انتهایی (شکل ۷-۳ ج) برای تفسیر لایه‌های سطحی با سرعت کم، توسط ورودی های شکست مرزی در داده‌های بازتابی تک انتهایی جهت انجام تصحیحات ایستایی بکار برده می‌شوند.



شکل ۷-۳- انواع مختلف هندسه پروفیلی که در برداشت شکست مرزی استفاده می‌شوند. (الف) نمودار مستقیم معکوس با نقطه انفجار در دو انتها (ب) پروفیل شکافتی با نقطه انفجار مرکزی (ج) پروفیل تک انتهایی با نقاط انفجار متوالی.

<sup>۱</sup> - Spilt-profile method

<sup>۲</sup> - Single-ended profile method



برای تعیین مقدار شیب فصل مشترک لازم است سرعت ظاهری در هر دو جهت مستقیم و معکوس تعیین شود. با تکرار انفجار برای حالت مستقیم روش نمودار تک انتهای این امکان فراهم می‌شود که سرعت ظاهری در این حالت از شیب منحنی های زمان - مسافت محاسبه شود. برای محاسبه سرعت ظاهری در حالت معکوس، دو مسیر پرتو شکست مرزی از چشمه‌های سطحی  $S_1$  و  $S_2$  تا ژئوفون های سطحی  $D_1, D_2$  در نظر گرفته می‌شود (شکل ۳-۸).  $x$  فاصله چشمه‌ها تا گیرنده‌ها است و  $\Delta x$  فاصله دو چشمه یا فاصله دو ژئوفون می‌باشد.

از آنجا که  $D_1$  در طرف شیب پایین  $S_1$  قرار دارد زمان سیر یک موج شکست مرزی از  $S_1$  به  $D_1$  توسط معادله (۳-۱۳) داده می‌شود و اندیس های  $\theta, \gamma$  در این مدل دو لایه‌ای حذف می‌شوند.

$$t_1 = \frac{x \sin(\theta + \gamma)}{V_1} + \frac{2z_1 \cos \theta}{V_1} \quad (3-17)$$

زمان سیر برای حرکت از  $S_2$  به  $D_2$  به صورت زیر می‌باشد:

$$t_2 = \frac{x \sin(\theta + \gamma)}{V_1} + \frac{2z_2 \cos \theta}{V_1} \quad (3-18)$$

$z_1$  و  $z_2$  به ترتیب عمق های عمود بر فصل مشترک از چشمه‌های  $S_1$  و  $S_2$  هستند:

$$\begin{aligned} z_2 - z_1 &= \Delta x \sin \gamma \\ z_2 &= z_1 + \Delta x \sin \gamma \end{aligned} \quad (3-19)$$

با جایگزینی معادله (۳-۱۹) در (۳-۱۸) و سپس کم کردن معادله (۳-۱۷) از (۳-۱۸) رابطه زیر

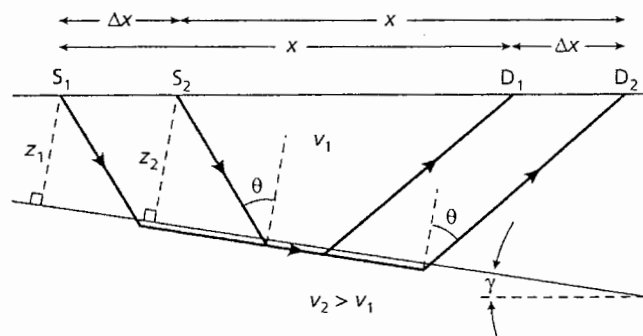
حاصل می‌شود:

$$t_2 - t_1 = \Delta t = \frac{\Delta x}{V_1} (2 \sin \gamma \cos \theta) = \frac{\Delta x \sin(\theta + \gamma)}{V_1} - \frac{\Delta x \sin(\theta - \gamma)}{V_1}$$

با جایگزینی معادلات (۳-۱۵) و (۳-۱۶) در معادله بالا و مرتب کردن آن‌ها رابطه زیر بدست می‌آید:

$$\frac{\Delta t}{\Delta x} = \frac{1}{V_{2d}} - \frac{1}{V_{2u}}$$

زمان - مسافت تک انتهایی حاصل می‌شود،  $V_{2u}$  از اختلاف در زمان سیر موج های شکست مرزی انفجار های مجاور، ثبت شده در فاصله  $x$  قابل محاسبه است.



شکل ۳-۸- تفسیر شکست مرزی با استفاده از روش پروفیل تک انتهایی [۱۲].

### ۳-۴- هندسه مسیرهای پرتو شکست مرزی: فصل مشترک های نامنظم (غیر تخت)

فرض فصل مشترک های تخت اغلب منجر به خطاهایی در تفسیر داده‌های ثبت شده می‌شود. برای مثال، یک برداشت ممکن است برای مطالعه شکل سطح سنگ بستر پنهان در زیر یک دره پر از آبرفت یا یخرفت بکار برده شود. چنین سطحی بعید است که توسط یک سطح شکنای (فصل مشترک) تخت به صورت درستی مدل سازی شود. در بعضی موارد فرض تخت بودن فصل مشترک باید کنار گذاشته شود و روش های تفسیری دیگری به کار برده شود.

نمودار زمان - مسافت به دست آمده از یک برداشت، اولین راه حل برای مشخص کردن هندسه فصل مشترک می‌باشد. یک سری فصل مشترک های تخت، نمودار زمان - مسافت را ایجاد می‌کنند که شامل بخش های خطی مستقیمی است، به طوری که هر بخش فاز خاصی را معرفی می‌کند که توسط شیب و زمان تقاطع معینی مشخص می‌شود. نمودارهای زمان - مسافت نامنظم نشانه فصل مشترک های

نامنظم هستند. روش های تفسیر نمودارهای زمان - مسافت نامنظم، جهت تعیین هندسه فصل مشترک های غیر تخت بر مبنای زمان تأخیر<sup>۱</sup> انجام می شوند.

### ۳-۴-۱- زمان تأخیر

فصل مشترک افقی دارای لایه هایی با سرعت  $V_1$  و  $V_2 (> V_1)$  فرض می شود (شکل ۳-۱). زمان سیر ورودی موج سر در فاصله  $x$  طبق رابطه زیر بیان می شود (معادله ۳-۷) [۱۳]:

$$t = \frac{x}{V_2} + t_i$$

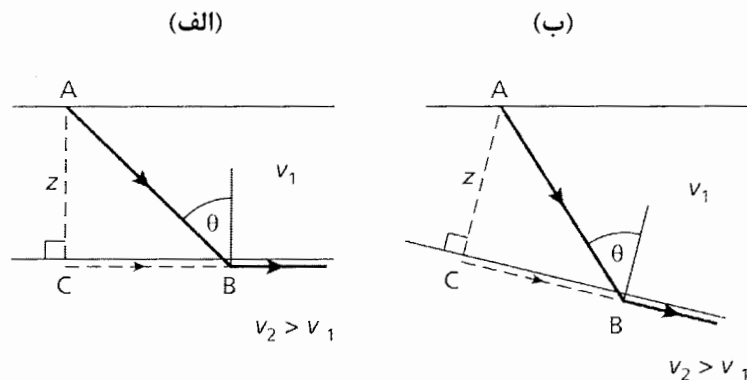
زمان تقاطع  $t_i$  به صورت ترکیبی از دو زمان تأخیر حاصل از حضور لایه بالایی در هر انتهای مسیر موج قابل محاسبه است. با مراجعه به شکل (۳-۹ الف)، زمان تأخیر در نقطه انفجار (یا عبارت زمانی<sup>۲</sup>)  $\delta_i$  به عنوان اختلاف زمانی بین مسیر شیب دار  $AB$  از درون لایه بالایی و زمانی که لازم است تا موج مسیر  $BC$  را طی کند، تعیین می شود. معادله فوق به وضوح نشان می دهد که زمان سیر کلی می تواند به عنوان زمانی که موج لازم دارد تا فاصله  $x$  را با سرعت  $V_2$  طی نماید به اضافه زمان  $t_i$  که موج از چشمه به فصل مشترک رفته و از فصل مشترک به گیرنده برگردد، در نظر گرفته شود. این دو مؤلفه زمان های تأخیر در نقطه انفجار و گیرنده هستند. هر کدام از زمان های تأخیر به روشی مشابه، با توجه به شکل (۳-۹) قابل محاسبه است [۱۲].

$$\delta_i = t_{AB} - t_{BC} = \frac{AB}{V_1} - \frac{BC}{V_2} = \frac{z}{V_1 \cos \theta} - \frac{z \sin \theta}{V_1 \cos \theta}$$

$$\delta_i = \frac{z(1 - \sin^2 \theta)}{V_1 \cos \theta} = \frac{z \cos \theta}{V_1} = \frac{z(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_1 V_2} \quad (3-20)$$

<sup>۱</sup> -delay times

<sup>۲</sup> - time term



شکل ۳-۹- تصویر کلی از زمان تأخیر.

با حل معادله (۳-۲۰) برای عمق  $z$  رابطه زیر حاصل می‌شود:

$$z = \delta_i V_1 / \cos \theta = \delta_i V_1 V_2 / (V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}} \quad (۳-۲۱)$$

اگر  $V_1$  و  $V_2$  معلوم باشند، عمق فصل مشترک را می‌توان بر حسب زمان تأخیر بدست آورد.

زمان تقاطع  $t_i$  در معادله (۳-۱۰) را می‌توان به دو زمان تأخیر تفکیک کرد:

$$t = x/V_2 + \delta_{is} + \delta_{id} \quad (۳-۲۲)$$

$\delta_{is}$  و  $\delta_{id}$  زمان های تأخیر در نقطه انفجار و ژئوفون از مسیر موج شکست مرزی هستند. در

فصل مشترک افقی رابطه زیر بر قرار است :

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{z \cos \theta}{V_1} + \frac{z \cos \theta}{V_1} = \frac{x}{V_2} + \frac{2z \cos \theta}{V_1}$$

این همان نتیجه‌ای است که در معادله (۳-۵) به دست آمد و نشان می‌دهد که زمان تأخیر حتی

در روش های تفسیر افقی - جانبی ساده مطرح شده است.

اگر فصل مشترک شیب دار باشد، زمان تأخیر به طور مشابه تعیین می‌شود با این تفاوت که مثلث

$ABC$  با فصل مشترک می‌چرخد. زمان تأخیر، با توجه به رابطه (۳-۲۱) به عمق بستگی دارد، به طوری که

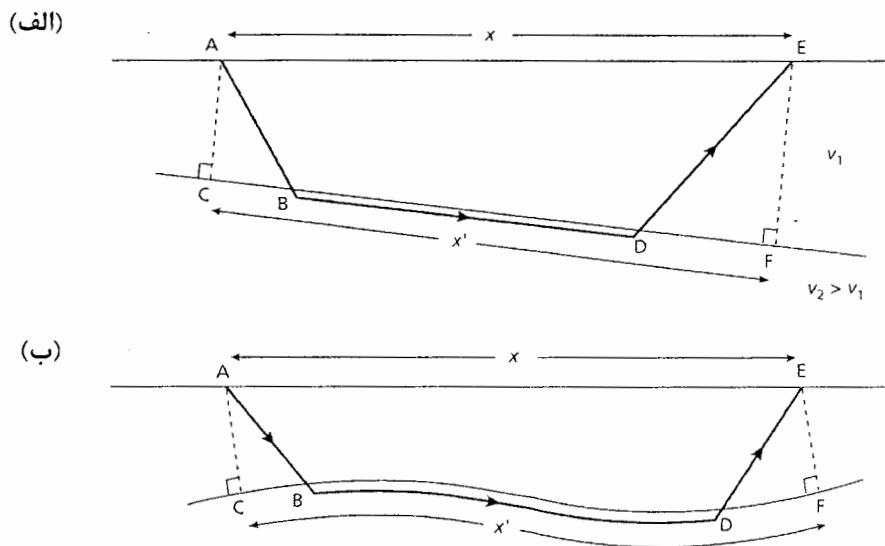
$z$  عمق فصل مشترک از نقطه  $A$  تا فصل مشترک می‌باشد. با استفاده از این تعریف زمان سیر یک موج که

در امتداد فصل مشترک شیب دار تحت زاویه حد شکسته شده به صورت زیر می‌باشد (شکل ۳-۱۰ الف):

$$t = x'/V_2 + \delta_{is} + \delta_{id} \quad (۳-۲۳)$$

به طوری که  $\delta_{id} = t_{DE} - t_{DF}$ ,  $\delta_{is} = t_{AB} - t_{BC}$  می‌باشد.

برای شیب های کم، مجهول  $x'$  خیلی شبیه فاصله معلوم  $x$  در معادله (۳-۲۲) است و به جای معادله (۳-۲۳) برای فصل مشترک افقی می‌تواند به کار برده شود. این تقریب برای یک فصل مشترک نامنظم هم صحیح می‌باشد با این شرط که فصل مشترک در مقایسه با عمق متوسط آن دارای تغییرات دامنه‌ای کوچکی باشد (شکل ۳-۱۰ ب).



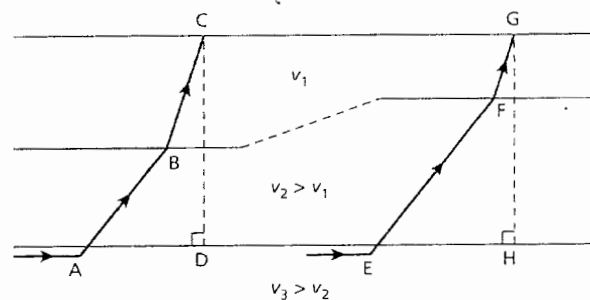
شکل ۳-۱۰- مسیره‌های پرتو شکست مرزی برای الف - فصل مشترک شیب دار ب - فصل مشترک نامنظم [۱۲].

### ۳-۵- بررسی پروفیل زنی شکست مرزی

اصول کلی برداشت شکست مرزی در قسمت (۳-۱-۳) بررسی شده، در این قسمت چند مدل از طراحی خطوط پروفیل شکست مرزی با توجه به هدف برداشت ارائه می‌شوند.

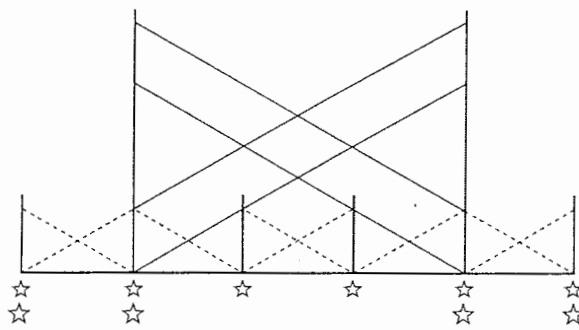
#### ۳-۵-۱- روش ثبت

برای تکمیل نقشه برداری فصل مشترک های زیر یک خط پروفیل لرزه‌ای باید ورودی های موج سر از تمام فصل مشترک های مورد نظر قسمت مشخصی از پروفیل ثبت شوند. همان طور که در شکل (۳-۱۱) دیده می‌شود، تغییر در ضخامت لایه سطحی با سرعت کم، منجر به تغییر در زمان تأخیر ورودی های فصل مشترک عمیق تر می‌شود و ممکن است اشتباهاً به صورت تغییر در عمق فصل مشترک تفسیر شود. هندسه واقعی فصل مشترک با عمق کم با استفاده از پروفیل های معکوس در امتداد پروفیل اصلی نقشه برداری می‌شوند. در نتیجه این اطمینان حاصل می‌شود که موج های سر مربوط به فصل مشترک در عمق کم در جاهائی که تا عمق فصل مشترک اصلی لازم است، ثبت شوند. اطلاعات مربوط به فصل مشترک کم عمق از پروفیل های کوتاه تر به دست می‌آید و امکان تصحیح زمان های سیر ورودی های مربوط به فصل مشترک عمیق را فراهم می‌سازد.



شکل ۳-۱۱- تغییرات زمان سیر همراه با تغییرات ضخامت دریک لایه سطحی.

طرح کلی مطابق شکل (۳-۱۲) می‌باشد. چنین طرحی ممکن است شامل نقاط انفجار دور در خطوط پروفیل معکوس مجزا باشد. نقاط انفجار دور طول عبوری فصل مشترک را برای موج های سر افزایش می‌دهند و اطلاعاتی از علل ساختاری هر پیچیدگی مشاهده شده در منحنی های زمان - مسافت فراهم می‌کنند. انتخاب فاصله ژئوفون ها در طول خطوط پروفیل مطابق با جزئیات مورد نیاز از فصل مشترک انجام می‌شود. فاصله مورد تفسیر روی فصل مشترک تقریباً برابر فاصله گذاری ژئوفون است. در نتیجه تفکیک افقی این روش معادل با فاصله گذاری ژئوفون می‌باشد.



شکل ۳-۱۲- طرح مورد مطالعه برای تعیین پوشش شکست مرزی کم عمق و عمیق تر در طول خط برداشت.

اغلب این مشکل وجود دارد که ژئوفون هایی که تمام طول پروفیل را با فاصله مناسب بپوشانند، در دسترس نیستند. برای این منظور ژئوفون ها، یک قسمت از خط پروفیل با فاصله گذاری مورد نظر را پوشش می‌دهد، سپس عمل انفجار در تمام نقاط مورد نظر انجام می‌شود. سپس ژئوفون ها به قسمت دیگری از خط پروفیلی منتقل و تمام مراحل دوباره تکرار می‌شوند. این عمل تا جایی ادامه می‌یابد که تمام داده‌ها برای کل پروفیل ثبت شوند. با تکرار انفجار، برای طول دلخواهی از پروفیل با ابزار و تجهیزات محدودی می‌توان برداشت را انجام داد. این اصول در مسائل نفوذ سطحی، برداشت های شکست مرزی جزئی، کاربردهای محیطی و هیدرولوژیکی و مطالعات پوسته‌ای حاکم می‌باشند.

### ۳-۵-۲- نمایش لرزه نگاشت های شکست مرزی

در برداشت های شکست مرزی با مقیاس کوچک لرزه نگاشت های مجزا در نسبت های زمانی حقیقی، درست مشابه نمایش ردهای لرزه ای مربوط به آرایش های بازتابی به نقشه در می آیند. به این طریق زمان های رسید موج های شکست مرزی انتخاب و بعد از انجام تصحیح مناسب، نقشه های زمان - مسافت که مبنای اصلی تفسیر شکست مرزی هستند، رسم می شوند. جهت شناسایی فازهای همبسته ضعیف، لرزه نگاشت های مجزا برای تمام قسمت های ثبت تهیه می شوند، به طوری که فازهای لرزه ای مختلف می توانند از یک لرزه نگاشت به لرزه نگاشت دیگری ارتباط پیدا کند. بهترین روش نمایش با استفاده از مقیاس زمان کاهش<sup>۱</sup> حاصل می شود، به طوری که هر رویداد در زمان  $t$  و به فاصله  $x$  در زمان کاهش  $T$  مشخص می شود. برای چنین حالتی رابطه زیر برقرار می باشد:

$$T = t - x/V_R$$

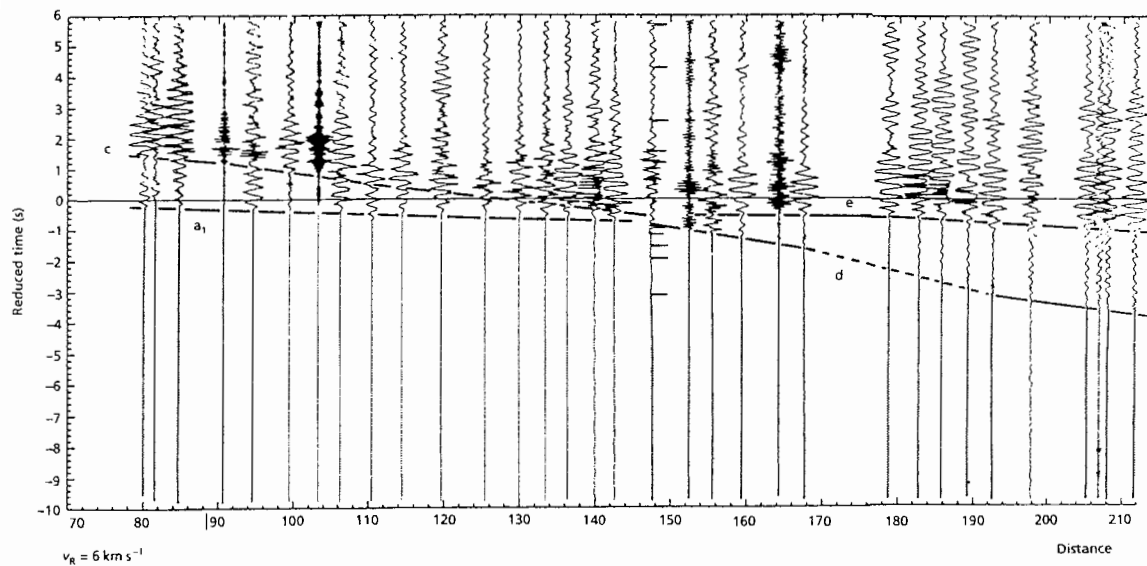
$V_R$  فاکتور مقیاس است که تحت عنوان سرعت کاهش معرفی می شود. به عنوان مثال، یک ورودی لرزه ای از ناحیه عمیق در پوسته زمین با زمان سیر  $30 \text{ sec}$  و به فاصله  $150 \text{ km}$  با سرعت کاهش  $6 \text{ kms}^{-1}$  دارای زمان کاهش  $5 \text{ sec}$  می باشد.

ترسیم بر حسب زمان کاهش باعث می شود تا به تدریج منحنی زمان - مسافت به صورت تابعی از جابجایی کاهش پیدا کند، در نتیجه منحنی های زمان - مسافت مربوطه را به صورت افقی می چرخاند. برای مثال، منحنی زمان - مسافت با شیب متقابل  $6 \text{ kms}^{-1}$  روی منحنی  $t-x$ ، به صورت یک خط افقی روی منحنی  $T-x$  با استفاده از سرعت کاهش  $6 \text{ kms}^{-1}$  به نقشه در آورده می شود. با انتخاب مناسب سرعت کاهش، ورودی های لرزه ای از یک فصل مشترک مشخص تحت یک مبنای افقی به صورت مرتب نقشه برداری می شوند. بنابراین پستی و بلندی فصل مشترک به صورت انحراف ورودی ها از خط افقی نمایش داده می شوند. استفاده از زمان کاهش، نمایش لرزه نگاشت های کامل با مقیاس زمانی گسترده را قادر می سازد تا تجزیه و تحلیل فازهای ورودی بعدی نیز انجام شود. مثالی از نگاشت مربوط

<sup>۱</sup> - reduced time



به لرزه نگاری پوسته که در زمان کاهشی به صورت نقشه درآمده، در شکل (۳-۱۳) نشان داده شده است.



شکل ۳-۱۳- قسمتی از یک مقطع زمانی پروفیل شکست مرزی در مقیاس بزرگ که با استفاده از سرعت کاهشی  $6 \text{ km s}^{-1}$  برای زمان کاهشی بصورت نقشه درآمده است [۱۲].

### ۳-۶- روش های دیگر برداشت شکست مرزی

با وجود این که تعداد زیادی از برداشت های شکست مرزی در امتداد خط پروفیلی انجام می شوند، روش های دیگری برای اهداف خاصی نیز به کار برده می شوند که تنها به ذکر عناوین آنها اکتفا می شود. بعضی از این آرایش ها عبارتند از انفجار بادبزی<sup>۱</sup>، توزیع نامنظم نقاط انفجار و ژئوفون ها و توموگرافی لرزه ای.

<sup>۱</sup> - Fan-shooting

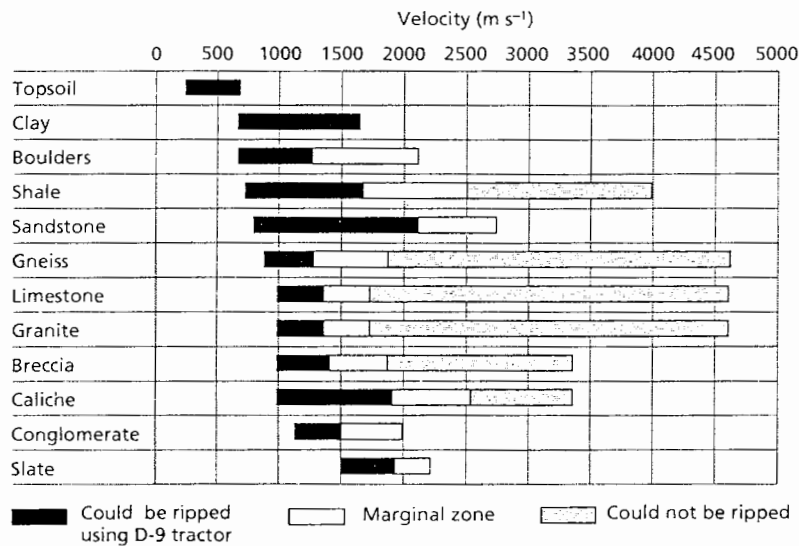
### ۳-۷- کاربردهای روش لرزه نگاری شکست مرزی

اکتشاف با استفاده از روش های شکست مرزی محدوده وسیعی از کاربردها را تحت پوشش قرار می دهد. برداشت های شکست مرزی برآوردهایی از ثابت های الاستیکی مربوط به انواع سنگ محلی را ایجاد می کند: استفاده از چشمه ها و ژئوفون های خاص امکان ثبت جداگانه ورودی های موج عرضی ( $S$ ) را امکان پذیر می سازد و ترکیب اطلاعات سرعت موج  $S$  و  $P$  محاسبه نسبت پواسون را فراهم می کند. اگر دانسیته موجود باشد، مدول یانگ و مدول برشی را می توان از سرعت های مربوط به امواج  $S$  و  $P$  محاسبه کرد. برآوردهایی از ثابت های الاستیک، بر مبنای انتشار امواج لرزه ای، به صورت دینامیکی با برآوردهای استاتیکی که از آزمایشات بارگذاری نمونه های سنگی در آزمایشگاه به دست می آیند، مقایسه می شوند. در مقیاس محلی، جهت مطالعه ساختگاه ها و تعیین عمق سنگ بستر زیر یک پوشش از مواد سطحی برداشت های شکست مرزی به طور وسیعی استفاده می شود.

سرعت موج  $P$  به ثابت های الاستیک و چگالی مواد بستگی دارد. می توان یک رابطه تجربی بین سرعت لرزه ای و سختی سنگ بدست آورد. پارامتر مهم در سنگ شناسی مقاومت آن سنگ در حفاری است. اگر سنگ توسط دستگاه های مکانیکی از جا کنده شود، در این صورت به آن *rippable* گویند و به شکستگی حاصل از مواد منفجره بستگی دارد. جدول های تجربی در رابطه با قابلیت شکافتی واحد سنگ با استفاده از ابزار خاک برداری بر حسب سرعت موج  $P$  تنظیم شده اند. جدول (۳-۱) جدولی از این نوع را نشان می دهد. محدوده سرعت ها به صورت تغییرات در قابلیت شکافتگی برای سنگ شناسی های مختلف بر مبنای میانگین های تجربی فاکتورهای وابسته همچون درجه سیمان شدگی و فراوانی درزه ها در آن ها در نظر گرفته می شوند. برداشت های شکست مرزی معکوس موج  $P$  برای بررسی ساختمان سازی و استخراج به طریقه روباز مناسب هستند.

در برداشت های زمین شناسی نزدیک سطحی جمع آوری و تفسیر داده ها باید مناسب و سریع باشد و برداشت قابل اجرا و مقرون به صرفه ای را ضمن حفاری ایجاد کند. تفسیر داده های پروفیل لرزه نگاری شکست مرزی با استفاده از بسته های نرم افزاری تجارتي روی کامپیوترهای شخصی انجام می شود. نرم افزارهای زیادی برای نقشه برداری اتوماتیکی رویداد و تفسیر داده ها در دسترس می باشد.

بعضی اوقات انجام حفاری به جای برداشت ژئوفیزیکی مناسب نیست. برداشت های لرزه‌ای جهت تعیین گستردگی و عمق مناطق دفن زباله‌های معدنی یا ساختارهای *brown-field* به کار برده می‌شوند. تقاضاهای زیادی برای انجام این نوع برداشت در مناطق وسیعی از جهان وجود دارد.



جدول ۳-۱- تغییرات *rippability* نسبت به سرعت موج  $P$  در یک محدوده از سنگ شناسی [۱۲].

روش لرزه نگاری شکست مرزی مدل های کلی از ساختار زیر سطحی با اطلاعات سرعتی خوبی در اختیار قرار می‌دهد، اما این روش قادر نیست جزئیات ساختاری و تصویربرداری مستقیم از ساختارهایی که در لرزه نگاری بازتابی مشخص شده‌اند، ارائه کند. برای به دست آوردن اطلاعات سرعتی بهتر نسبت به اطلاعاتی که فقط از تجزیه و تحلیل سرعت داده‌های بازتابی حاصل می‌شوند، همراه برداشت شکست مرزی دور از ساحل، نقش مهمی در برداشت بازتابی جهت اکتشاف هیدروکربن ها در بعضی نواحی ساحلی ارائه می‌دهد.

## فصل چهارم

کاربرد مدل سازی مستقیم و معکوس در  
تحلیل داده های ژئوفیزیکی

## فصل چهارم: کاربرد مدل سازی مستقیم و معکوس در تحلیل داده‌های ژئوفیزیکی

### ۴-۱- کلیات

روش های ژئوفیزیکی بر مبنای مطالعه میدان های فیزیکی مختلفی که منشا آن ها در داخل و یا خارج زمین می باشند، قرار دارد. مهمترین میدان های ژئوفیزیکی عبارتند از: گرانی، مغناطیسی، الکتریکی، الکترومغناطیسی و میدان های امواج لرزه‌ای. از طریق این میدان ها می توان به خصوصیات فیزیکی سنگ ها پی برد. تحلیل داده‌های ژئوفیزیکی، شامل ساخت مدل های زمین‌شناختی مختلف و مقایسه داده‌های تئوری محاسبه شده حاصل از این مدل ها با داده‌های اندازه‌گیری شده می‌باشد. مدل سازی عددی<sup>۱</sup> داده‌های ژئوفیزیکی خود به دو دسته مدل سازی مستقیم<sup>۲</sup> و مدل سازی معکوس<sup>۳</sup> تقسیم می‌شود. در حقیقت مدل سازی مستقیم و معکوس رابطه بین توزیع خواص فیزیکی زمین مورد مطالعه و پاسخ ژئوفیزیکی را بیان می کند. در مدل سازی مستقیم مدل زمین و پارامترهای آن معلوم هستند و جواب های ژئوفیزیکی متناظر تعیین می شود. به عبارت دیگر از توزیع خواص فیزیکی می توان به پاسخ های ژئوفیزیکی رسید. این مدل سازی معمولاً وقتگیر است و به کندی انجام می گیرد. مدل سازی مستقیم امکان پیش‌بینی داده‌های ژئوفیزیکی برای ساختارهای زمین‌شناختی مشخص را فراهم می‌کند.

هدف نهایی از مشاهدات ژئوفیزیکی تعیین ساختارهای زمین‌شناختی به کمک داده‌های ژئوفیزیکی است. این مساله به علت ساختار پیچیده درون زمین بسیار مشکل می‌باشد. از این‌رو زمین‌شناسی واقعی به کمک چند مدل ساده تقریب زده می شود و پارامترهای ژئوفیزیکی از روی داده‌ها

---

<sup>۱</sup>-Numerical modeling

<sup>۲</sup>-Forward modeling

<sup>۳</sup>-Inverse modeling

تعیین می‌شود. این روش مدل سازی، مدل سازی معکوس نامیده می‌شود. به عبارت دیگر توزیع خواص فیزیکی از روی پاسخ ژئوفیزیکی تعیین می‌شود. با در نظر گرفتن ساختارهای زمین‌شناختی واقعی به کمک مدل های معقول و سپس انجام مدل سازی های معکوس مربوط به آن ها می‌توان به تفسیرهای ژئوفیزیکی دقیقی دست یافت.

تئوری مدل سازی معکوس با مسائلی که دارای استنتاج منطقی از پارامترهای فیزیکی سیستم‌ها هستند، سروکار دارد. از آن جا که تمام داده‌های اندازه‌گیری شده فیزیکی تا حدودی نامطمئن هستند، به عبارت دیگر دارای عدم یقین قابل توجهی می‌باشند، این استنتاج ها اغلب آماری هستند. علاوه بر آن چون داده‌های زیادی را به صورت بسیار محدود ثبت می‌نماید (داده ها تکراری نیستند) و پارامترهای فیزیکی سیستم‌ها اغلب به وسیله معادلات پیوسته مدل سازی می‌شوند، بنابراین هیچ کدام از مسائل ژئوفیزیکی به طور معکوس و یکتا<sup>۱</sup> قابل حل نیستند. چنانچه یک مدل واحد وجود داشته باشد که به داده‌ها برازش شود، قطعاً تعداد بی شماری از آن مدل ها یافت خواهند شد. هدف از مطالعه تئوری مدل سازی معکوس در واقع مشخص نمودن مدلی است که با داده‌ها به نحو مطلوب برازش شود. برای کمی نمودن این استنتاج ها باید قبل از هر چیز به سه سوال زیر پاسخ داد:

۱- چقدر داده‌های اندازه‌گیری شده دقیق هستند؟

۲- آیا همه پارامترهای فیزیکی در مدل فرضی گنجانیده شده‌اند؟

۳- اطلاع از عدم وابستگی سیستم به داده‌های اندازه‌گیری شده چقدر می‌باشد؟ این موضوع به اهمیت اطلاعات اولیه به دست آمده از سایر روش های ژئوفیزیکی اشاره می‌نماید و ضرورت بسیار بالایی در تایید یا حذف برخی جواب های مساله دارد. گاهی اوقات مدل هایی غیرقابل قبول وجود دارند که با داده‌های مورد نظر به صورت جالبی برازش می‌شوند، هر چند که از نظر فیزیکی مفهومی ندارند. در این مواقع اطلاعات قبلی به دست آمده از خصوصیات ناحیه مورد نظر که به *Previous Information* معروفند، کمک زیادی برای حذف مدل های غیرواقعی و یا تعدیل آن ها، به محقق می‌نمایند.

---

<sup>۱</sup>-unique

مدل سازی معکوس با توجه به خطی یا غیرخطی در نظر گرفتن سیستم‌های فیزیکی به دو دسته مدل سازی معکوس خطی<sup>۱</sup> و مدل سازی معکوس غیرخطی<sup>۲</sup> تقسیم می‌شوند. علیرغم این که اکثر مسائل ژئوفیزیکی غیرخطی هستند، اما به خاطر ساده‌سازی و افزایش سرعت عمل، خیلی از مسائل ژئوفیزیکی به صورت خطی در نظر گرفته می‌شوند یا این که در ابتدا یک سیستم غیرخطی فرض می‌شود و در عمل آن را به صورت خطی شده تعدیل می‌نمایند.

معمولاً روش حداقل مربعات برای حل مسائل معکوس ژئوفیزیکی به کار گرفته می‌شود. برای این منظور داده‌های اندازه‌گیری شده را به صورت بردار ستونی ( $d$ ) و پارامترهای مجهول سیستم را به صورت بردار ستونی ( $m$ ) در نظر می‌گیرند. رابطه فیزیکی بین بردار داده‌ها و بردار پارامترهای مدل توسط ماتریس  $A$  به صورت زیر بیان می‌شود:

$$d = Am \quad (1-4)$$

در سیستم معادلات (۱-۴) چنانچه تعداد مجهولات کمتر از تعداد معادلات باشد، بردار حاوی پارامترهای مدل به صورت زیر محاسبه می‌شود [۱۹]:

$$m^{est} = [A^T A]^{-1} A^T d \quad (2-4)$$

در رابطه فوق علامت ( $T$ ) بیانگر ترانپوز و عدد (-۱) علامت وارون می‌باشد.

چنانچه تعداد پارامترهای بردار  $m$  (تعداد مجهولات) بیشتر از تعداد معادلات سیستم باشد، حل سیستم معادلات به روش حداقل مربعات به صورت زیر محاسبه می‌گردد [۱۹]:

$$m^{est} = A^T [AA^T]^{-1} d \quad (3-4)$$

اصولاً خطی نمودن پارامتربندی مسائل معکوس همیشه امکان‌پذیر نیست. در این مواقع غیرخطی حل نمودن سیستم به طریقه تکراری<sup>۳</sup> یکی از ضروریات به شمار می‌رود. برای سیستم‌های غیرخطی ژئوفیزیکی رابطه (۱-۴) به صورت زیر بازنویسی می‌گردد:

<sup>۱</sup>-Linear Inverse Modeling

<sup>۲</sup>-Nonlinear Inverse Modeling

<sup>۳</sup>-Iterative method

$$d=A(m) \quad (4-4)$$

حل رابطه (4-4) به روش حداقل مربعات برای سیستم معادلاتی که تعداد مجهولات کمتر از تعداد معادلات باشد، به صورت زیر می‌باشد [۱۹]:

$$m_{n+1}^{est} = [A_n^T A_n]^{-1} A_n^T [d - A(m_n^{est})] + m_n^{est} \quad (5-4)$$

در صورتی که در یک سیستم ژئوفیزیکی غیرخطی تعداد معادلات سیستم کمتر از تعداد مجهولات باشد، در آن صورت حل رابطه غیرخطی (4-4) به صورت زیر بیان می‌شود [۱۹]:

$$m_{n+1}^{est} = A_n^T [A_n A_n^T]^{-1} [d - A(m_n^{est})] + m_n^{est} \quad (6-4)$$

برای آشنایی بیشتر با پارامترهای فیزیکی موثر در اکتشافات ژئوفیزیکی و توصیف آنها در قالب مدل سازی مستقیم و معکوس دو میدان زیر به طور مختصر مورد بررسی قرار می‌گیرند.

#### ۲-۴- میدان الکتریکی

روش الکتریکی بر اساس مطالعه انتشار جریان الکتریکی مستقیم ( $DC$ ) در زمین پایه‌گذاری شده است. روش های  $DC$  یا روش های مقاومت ویژه بر اساس تزریق جریان الکتریکی در زمین به وسیله یک سیستم از الکترودهای جریان و اندازه‌گیری اختلاف پتانسیل بین الکترودهای گیرنده انجام می‌گیرند. در عمل از نظر تکنیکی بسیار راحت‌تر است که از یک جریان فرکانس پایین (کمتر از  $10\text{ Hz}$ ) استفاده شود که به صورت یک جریان مستقیم در داخل زمین توزیع می‌شود.

برداشت‌های  $DC$  معمولاً برای تعیین مقاومت ویژه توده‌های سنگی استفاده می‌شود. خاصیت مقاومت ویژه الکتریکی سنگ‌ها یک پارامتر مهم فیزیکی است که اطلاعات مربوط به محتوی کانی و ساختار فیزیکی سنگ‌ها و میزان سیال موجود در خلل و فرج آن را مشخص می‌کند. معمولاً در برداشت‌های  $DC$  الکترودهای جریان در سطح زمین یا در داخل گمانه قرار داده می‌شوند. در هر دو حالت توزیع پتانسیل الکتریکی ثبت شده به وسیله الکترودهای گیرنده برای به نقشه درآوردن توزیع مقاومت ویژه مکانی سازندهای سنگی، استفاده می‌شود.



همان طور که در فصل دوم توضیح داده شد، مقاومت ویژه واقعی یک زمین همگن و همسانگرد با استفاده از رابطه  $\rho = K \cdot \frac{\Delta V}{I}$  محاسبه می شود. در یک زمین غیر همگن یا غیر همسانگرد، مقاومت ویژه با تغییر موقعیت یا تغییر جهت آرایش الکترونی تغییر خواهد کرد. از این رو در هر اندازه گیری مقاومت ویژه ظاهری،  $\rho_a$ ، اندازه گیری می شود.

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (7-4)$$

پتانسیل مربوط به یک تک الکتروود در زمین دو لایه ای از رابطه زیر محاسبه می شود [۱۷]:

$$V = \frac{I\rho_1}{2\pi x} \left( 1 + 2x \int_0^{\infty} K(\lambda) J_0(\lambda x) d\lambda \right) \quad (8-4)$$

$\rho_1$ ، مقاومت ویژه لایه اول،  $J_0$  تابع بسل درجه اول مرتبه صفر،  $K(\lambda)$  یک تابع از متغیر  $\lambda$  و  $x$  فاصله الکتروود جریان تا محل اندازه گیری پتانسیل در روی سطح زمین می باشد.  $K(\lambda)$  بیانگر مقاومت ویژه و ضخامت هر لایه غیر از ضخامت لایه آخر می باشد. انتگرال، سهم اغتشاش حاصل از مرز لایه ها را نشان می دهد. در یک زمین دو لایه ای مقدار  $K(\lambda)$  از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$K(\lambda) = \frac{-k_1 \exp(-2\lambda t_1)}{1 + k_1 \exp(-2\lambda t_1)} \quad (9-4)$$

$$k_1 = \frac{(\rho_1 - \rho_2)}{(\rho_1 + \rho_2)} \quad (10-4)$$

پارامتر  $t_1$  ضخامت لایه اول می باشد. برای آرایش شلومبرژه، مقاومت ویژه برای حالت دو لایه از رابطه زیر بدست می آید:

$$\rho_a = \rho_1 \left\{ 1 + 2L^2 \int_0^{\infty} K(\lambda) J_1(\lambda L) \lambda d\lambda \right\} \quad (11-4)$$

در این رابطه:  $J_1(\lambda L) = -\left(\frac{1}{L}\right) J_0'(\lambda L)$  می باشد.  $J_0'$  مشتق اول  $J_0$  و  $L$  نصف فاصله الکتروودهای جریان می باشد. حاصلضرب  $K(\lambda) J_1(\lambda L)$  به تابع *Stefanescu* معروف است.

فرمول محاسبه پتانسیل، رابطه (۴-۸)، را می توان به فرم دیگری نیز نوشت [۱۷]:

$$\begin{aligned}
 V &= \frac{I\rho_1}{2\pi} \left( \frac{1}{x} + 2 \int_0^{\infty} K(\lambda) J_0(\lambda x) d\lambda \right) \\
 &= \frac{I\rho_1}{2\pi} \left( \int_0^{\infty} J_0(\lambda x) d\lambda + 2 \int_0^{\infty} K(\lambda) J_0(\lambda x) d\lambda \right) \\
 &= \frac{I}{2\pi} \int_0^{\infty} T(\lambda) J_0(\lambda x) d\lambda \quad (12-4)
 \end{aligned}$$

در رابطه فوق  $T(\lambda) = \rho_1 [1 + 2K(\lambda)]$  است و تابع تبدیلی مقاومت ویژه<sup>۱</sup> نامیده می شود. در یک زمین  $n$  لایه ای، برای لایه  $n-1$  ام روابط زیر برقرار می باشند:

$$T_{n-1}(\lambda) = \rho_{n-1} \frac{1 - k_{n-1} u_{n-1}}{1 + k_{n-1} u_{n-1}} \quad (13-4)$$

$$u_{n-1} = \exp(-2t_{n-1}\lambda) \quad (14-4)$$

$$k_{n-1} = (\rho_{n-1} - \rho_n) / (\rho_{n-1} + \rho_n) \quad (15-4)$$

#### ۴-۲-۱- تفسیر منحنی مقاومت ویژه از طریق مدل سازی

مدل سازی یک بعدی یک منحنی مقاومت ویژه ظاهری ( $\rho_a$ ) برای آرایه سونداژ، منجر به تخمین دقیقی از مقاومت ویژه حقیقی نسبت به عمق،  $\rho(z)$ ، به صورت یک بعدی می شود. این گونه مدل سازی از دو طریق امکان پذیر است:

الف- تبدیل مستقیم ب- برازش منحنی به شیوه تکرار حداقل مربعات

در شیوه مدل سازی مستقیم، از روش مارسدن<sup>۲</sup> استفاده می شود. در این روش از طریق تعدادی الگوریتم کامپیوتری، تلاش می شود تفسیر سونداژهای الکتریکی مستقیماً از داده های مقاومت ویژه ظاهری بر حسب فاصله الکتروودی در صحرا به دست آید.

<sup>۱</sup>-resistivity transform

<sup>۲</sup>-Marsden

اخیرا روش های مدل سازی معکوس با کارایی بسیار بالایی برای تفسیر یک بعدی منحنی های مقاومت ویژه توسعه یافته است. برای این منظور از برازش به شیوه حداقل مربعات بین مقادیر اندازه گیری شده در صحرا،  $\rho_a$ ، و مقادیر مقاومت ویژه محاسبه شده، استفاده می شود. مجموع حداقل مربعات وزنی،  $S$ ، از رابطه زیر تعیین می شود [۲۱]:

$$S = \sum_{i=1}^m [\rho_a^{OBS}(x_i) - \rho_a^{CAL}(x_i, P)]^2 / \text{Var}[\rho_a^{OBS}(x_i)] \quad (۱۶-۴)$$

$\rho_a^{OBS}(x_i)$  مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده در مکان  $x_i$ ،  $\rho_a^{CAL}(x_i, P)$  مقاومت ویژه محاسبه شده است که تابعی از  $x_i$  و  $P$  می باشد. بردار  $n$  بعدی  $P$  با استفاده از ضخامت لایه  $t_i$  و مقاومت ویژه آن،  $\rho_i$ ، معرفی می شود. پارامترهای بردار  $P$  در یک فرایند معکوس سازی تغییر می کنند تا معادله  $S$  کمینه شود. این فرآیند تا زمانی که خطا به مقدار قابل چشم پوشی برسد یا این که داده ها به طور کاملا قابل قبولی برازش شوند، تکرار می شود.

#### ۳-۴- میدان امواج لرزه ای

روش های لرزه ای بر اساس انتشار امواج الاستیک در داخل زمین پایه گذاری شده اند. همان طور که در فصل های قبل گفته شد، امواج لرزه ای توسط چشمه های انفجاری سطحی در اکتشافات لرزه ای و توسط چشمه های طبیعی لرزه ای در داخل پوسته زمین به ترتیب برای مطالعات لرزه شناسی و زلزله شناسی ایجاد می شوند. ساختار مکانی یک سیگنال لرزه ای بستگی به سرعت انتشار امواج لرزه ای دارد که به صورت تابعی از پارامترهای فیزیکی سازندهای سنگی می باشد. با فرض اینکه زمین به صورت لایه های موازی مدل سازی شود، تکنیک ساده گسترش هندسی لرزه ای که بر اساس مطالعه هندسه پرتوهای انتشار موج لرزه ای است، مورد استفاده قرار می گیرد. در حالتی که ساختارهای زمین شناسی حوزه مورد مطالعه پیچیده باشند، استفاده از روش های مدل سازی معکوس برای تحلیل داده های لرزه ای و ارائه تصویرهای جامع و کامل از ساختارهای زمین شناسی کاملا ضروری است. برای توسعه و به کارگیری این روش ها باید فیزیک امواج لرزه ای با دقت مورد مطالعه قرار گیرد.

در روش لرزه ای شکست مرزی جهت محاسبه سرعت در هر لایه روش های مختلفی بکار برده می شود. برای موج هایی که مستقیماً از چشمه به ژئوفون، در لایه اول، می‌رسند سرعت با تقسیم فاصله هر چشمه تا ژئوفون گیرنده همان موج به زمان های رسید مربوط به آن ها به دست می‌آید. سرعت برای لایه های بعدی به دو روش محاسبه می‌شود:

۱- روش رگرسیون: در این روش یک خط مستقیم به روش حداقل مربعات به زمان های رسید برازش می‌شود که شیب این خط سرعت لایه را نشان می‌دهد.

۲- روش هبسون - اورتون<sup>۱</sup>: از این روش هنگامی استفاده می‌شود که برای دو چشمه متقابل حداقل دو زمان رسید متقابل برای ژئوفون ها وجود داشته باشد. به عبارت دیگر برای هر دو نقطه انفجار متقابل دو ژئوفونی که زمان رسید مربوط به این نقاط انفجار را ثبت کرده اند، در نظر گرفته شده، سپس با استفاده از روش حداقل مربعات، سرعت محاسبه می شود. در پایان متوسط سرعت های محاسبه شده و متوسط وزنی سرعت بدست می آید. برای محاسبه سرعت با استفاده از روش هبسون - اورتون، از فرمول زیر استفاده می شود [۲۲]:

$$V = \frac{\sum \Delta x_i^2 - (\sum \Delta x_i)^2 / n}{\sum \Delta x_i \Delta t_i - (\sum \Delta x_i)(\sum \Delta t_i) / n} \quad (17-4)$$

$V$  سرعت،  $\Delta x_i$  اختلاف بین مسافت های ژئوفون  $i$  از دو نقطه انفجار متقابل،  $\Delta t_i$  اختلاف زمانی بین زمان های سیر موج لرزه ای از همان دو نقطه انفجار متقابل تا ژئوفون  $i$  و  $n$  تعداد ژئوفون هایی است که موج لرزه ای شکست مرزی را در محدوده نقاط انفجار مورد نظر دریافت کرده اند.

بعد از محاسبه سرعت لایه ها، عمق هر لایه برای تمام ژئوفون ها و نقاط انفجاری تعیین می شود.

همان طور که در فصل سوم (معادله (۳-۱۲)) توضیح داده شد، حالت کلی معادله زمان سیر،  $t_n$ ، برای موجی که در  $n$  امین فصل مشترک شیب دار تحت زاویه حد شکسته شده است، به صورت زیر می‌باشد:

<sup>۱</sup>-Hobson-Overton

$$t_n = \frac{x \sin \beta_1}{V_1} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{h_i (\cos \alpha_i + \cos \beta_i)}{V_i} \quad (18-4)$$

با استفاده از این رابطه و معلوم بودن سرعت، زمان رسید مربوط به هر ژئوفون و زوایا عمق هر لایه محاسبه می شود.

#### ۴-۴- مدل سازی داده‌های صحرایی اندازه‌گیری شده

مدل سازی داده‌های صحرایی با دو روش ژئوالکتریک و لرزه‌ای شکست مرزی در محدوده معدن اندیکا با استفاده از دو نرم‌افزار صورت گرفته است. داده‌های ژئوالکتریک با نرم‌افزار *VES* و داده‌های لرزه‌ای با نرم‌افزاری به نام *Geoflex* مدل سازی شده‌اند.

*VES* نرم‌افزاری توانمند در تعیین ضخامت و مقاومت ویژه لایه‌های ژئوالکتریکی تشکیل‌دهنده زمین می‌باشد که بر اساس روش حداقل مربعات<sup>۱</sup>، داده‌ها را برازش می‌کند. *VES* مدل سازی مستقیم و معکوس داده‌های سونداژ مقاومت ویژه اندازه‌گیری شده، با استفاده از آرایش شلومبرژه را انجام می‌دهد. این آرایش در زمین‌هایی که به صورت موازی لایه بندی شده‌اند و هر لایه دارای مقاومت ویژه و ضخامت خاصی می‌باشد، استفاده می‌شود، به طوری که لایه‌ها نباید به صورت جانبی (عرضی) ناهمگن (دارای مقاومت ویژه مختلف) باشند. در غیر اینصورت آرایش‌های دیگر نظیر وئر مناسب می‌باشند. این نرم‌افزار امکان مدل سازی بیش از ۱۰ لایه افقی را فراهم می‌کند. در روش معکوس سازی مقادیر مقاومت ویژه اندازه‌گیری شده و مدل فرضی به عنوان ورودی به نرم‌افزار داده شده، سپس نرم‌افزار پارامترهای مدل (مقاومت ویژه و ضخامت) را تغییر می‌دهد تا بهترین برازش حاصل شود. به عبارت دیگر روش معکوس - سازی موجب تصحیح مدل و بهبود بخشیدن به پارامترها می‌شود. برای این منظور نرم‌افزار از تکنیک‌های تجزیه مقادیر تکینه و *Ridge Regression* جهت حصول جواب همگرا و پایدار استفاده می‌کند. لازم به ذکر است که تمام روش‌های معکوس سازی محدودیت‌هایی دارند و پیش‌نیاز یک خروجی منطقی مستلزم استفاده از یک حدس اولیه منطقی می‌باشد [۲۳].

<sup>۱</sup>-Least Square Method

داده های لرزه ای شکست مرزی با استفاده از نرم افزار *Geoflex* پردازش و تفسیر شده اند. پردازش و تفسیر کلی از سه مرحله تشکیل شده است:

۱- انتخاب و قرائت اولین زمان رسیده ها از روی نگاشت های به دست آمده،

۲- ایجاد فایل داده ای به عنوان ورودی به برنامه تفسیر،

۳- تفسیر داده ها با استفاده از مدل سازی و ردیابی پرتو<sup>۱</sup>،

بعد از قرائت اولین زمان رسیده ها، در مرحله دوم تمامی اطلاعات اولیه شامل موقعیت نقاط انفجار و ژئوفون ها و زمان های رسید پرتو های شکست مرزی به عنوان ورودی به برنامه وارد می شوند تا در آخرین مرحله سرعت هر لایه و عمق زیر هر ژئوفون و نقطه انفجار تعیین شود. لازم به ذکر است که مفسر باید لایه های شکست مرزی مربوط به هر زمان رسید را مشخص کند. لایه ها از شماره (۱)، که نزدیکترین لایه به زمین است، شماره گذاری می شوند. به این ترتیب شماره (۲) مربوط به لایه ای است که زیر اولین فصل مشترک قرار گرفته است.

در مرحله سوم نرم افزار به ازاء زمان های رسید اندازه گیری شده که به عنوان ورودی به برنامه وارد می شوند، زمان های مصنوعی تولید می کند. برنامه تفسیر از روش تاخیر زمانی برای به دست آوردن اولین تقریب مدل عمقی استفاده می کند که توسط مجموعه ای از ردیابی پرتو و تکرارهای تطبیق مدل برای به حداقل رساندن اختلاف بین زمان های رسید اندازه گیری شده و مصنوعی انجام می شود [۲۶].

در ردیابی پرتو مدل های ساختاری در نظر گرفته و زمان های سیر پرتو های شکست مرزی به کمک این مدل ها و با استفاده از کامپیوتر جهت مقایسه با زمان های سیر اندازه گیری شده محاسبه می شوند. سپس مدل تعدیل می شود تا زمان های سیر محاسبه شده و اندازه گیری شده با هم مطابقت داشته باشند.

همان طور که در بخش (۳-۴) توضیح داده شد، در این برنامه روش های مختلفی برای تعیین سرعت لایه ها به کار برده می شود. سرعت در لایه اول با تقسیم فاصله هر چشمه تا ژئوفون گیرنده همان

---

<sup>۱</sup>-Ray tracing

موج به زمان های رسید مربوط به آن ها به دست می آید. این سرعت ها برای هر چشمه متوسط گیری شده و سرعت نهایی محاسبه می شود.

بعد از محاسبه سرعت لایه سطحی، تصحیح زمانی انجام می شود. به طوری که با داشتن موقعیت ژئوفون ها و توسط یک خط مستقیم با روش حداقل مربعات برای زمان های سیر اندازه گیری شده، زمان های سیر تصحیح شده تعیین می شوند. سرعت لایه های بعدی با دو روش رگرسیون و هبسون - اورتون محاسبه می شود. سرعت نهایی با متوسط گیری از دو روش فوق محاسبه می شود.

بعد از محاسبه سرعت لایه ها، عمق هر لایه برای تمام ژئوفون ها و نقاط انفجاری با استفاده از فرمول (۴-۱۸) تعیین می شود. اگر بیشتر از یک مقدار عمقی برای یک ژئوفون موجود باشد، مقادیر عمقی متوسط گیری شده و برای نقطه ای در زیر همان ژئوفون منظور می شود. برای ژئوفون هایی که هیچ زمان رسیدی از فصل مشترک توسط آن ها ثبت نشده باشد، عمق به کمک عمق تعیین شده برای نقاط مجاور محاسبه می شود.

اولین تقریب عمقی توسط روش حداقل مربعات با استفاده از فرایند ردیابی پرتو آزمایش می شود. برای این منظور از خطوط مستقیم برای نمایش پرتوها استفاده می کنند. از نقاط عمقی که در مرحله قبل تعیین شده اند، شروع کرده و پرتوها از فصل مشترک تا ژئوفون ها ردیابی می شوند. جهت هر پرتو از قانون اسنل و با در نظر گرفتن شیب فصل مشترک در نقطه واگرایی مشخص می شود. در روشی مشابه پرتوها از نقاط ورودی به فصل مشترک، به سمت نقاط انفجار ردیابی می شوند. پرتوها به صورت تکراری ردیابی می شوند تا یک مکان دقیق با درون یابی تعیین شود.

در پایان سرعت های محاسبه شده از هر دو روش رگرسیون و هبسون - اورتون، سرعت های وزنی و عمق مربوط به هر لایه، در زیر ژئوفون ها و نقاط انفجار در خروجی مشخص می شود.

## فصل پنجم

برداشت داده های ژئوفیزیکی در منطقه

اندیکا



## فصل پنجم : برداشت داده‌های ژئوفیزیکی در منطقه اندیکا

### ۱-۵- موقعیت جغرافیایی منطقه

منطقه مورد مطالعه در محدوده ای به ابعاد  $800 \times 700$  متر مربع در استان خوزستان، تقریباً در ۳۷ کیلومتری شمال شرق مسجد سلیمان در بخش اندیکا، در غرب روستای مخروبه سیم بند، واقع شده است. شکل (۱-۵) نقشه موقعیت جغرافیایی معدن رس اندیکا در مختصات جغرافیایی  $49^{\circ}22'$  طول شرقی و  $32^{\circ}6'$  عرض شمالی را نشان می دهد.

### ۲-۵- زمین شناسی منطقه

در طی دوره نئوژن رسوبات گروه فارس (گچساران - میشان - آغاچاری) متشکل از ماسه سنگ مارن - آهک و رسوبات تبخیری به طور هم شیب روی آهک های آسماری (اولیگومیوسن) تشکیل گردیده اند. در اواخر میوسن، محیط رسوبی تبخیری موجب تشکیل سنگ های تبخیری یعنی تشکیلات گچساران گردیده است. سپس در پلیوسن کنگلومرای بختیاری ایجاد شده است. رسوب گذاری کنگلومرای بختیاری با پیدایش و تشکیل ساختمان های تپه ماهوری در زاگرس همزمان است. بالاخره در پایان دوره پلیوسن تمامی کمربند زاگرس چین خورده و بالازده است. با عقب نشینی دریا در اواخر میوسن رسوبات کولابی و مردابی گسترش پیدا کرده و هزاران متر رخساره های تبخیری - رسی - ماسه سنگی و غیره به وجود آمده است که مجموعاً به نام گروه فارس معروف می باشد. واحدهای معروف گروه فارس را می توان به صورت زیر دسته بندی نمود [۵]:



در ناحیه معدن، تشکیلات کنگلومرای بختیاری به صورت توده‌ای و قطعه قطعه مشاهده می‌شود که شامل قله‌سنگ‌های (گراول‌های) کروی شکل در اندازه‌های مختلف هستند و توسط سیمانی به هم متصل شده‌اند. به نظر می‌رسد سن این کنگلومراها از سن رسوبات رودخانه‌ای موجود در منطقه قدیمی‌تر باشد. این کنگلومراها حاکی از آواری بودن قطعات آن‌ها می‌باشد.

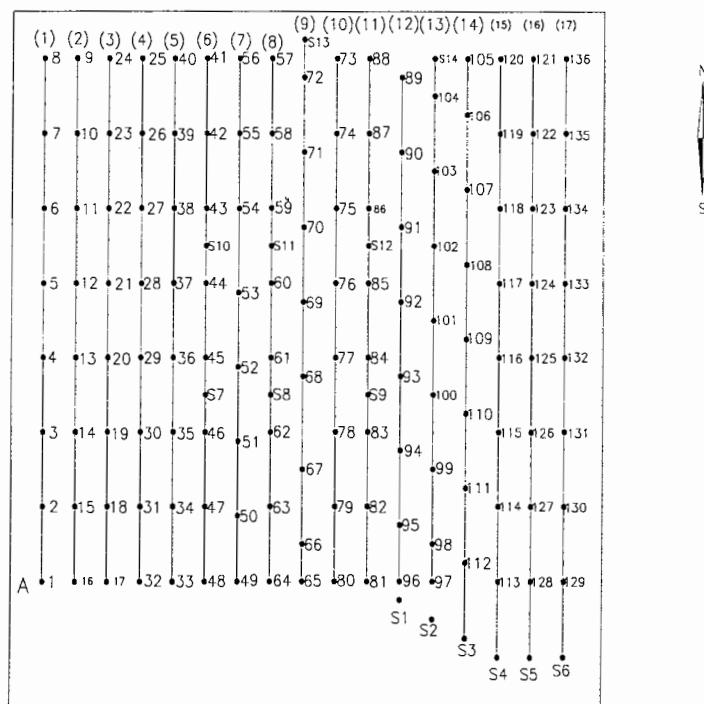
تقریباً در سرتاسر ناحیه اندیکا علاوه بر ژئوپس‌های گچساران، کنگلومرای بختیاری، آهک‌های خاکستری‌رنگ، رسوبات رودخانه‌ای نیز وجود دارد که این رسوبات شامل رسوبات رسی گراول‌دار و رس‌های خالص‌تر می‌باشد. در داخل گراول‌ها فسیل‌های شاخصی نیز به طور وسیعی در این ناحیه دیده می‌شود. روند رسوب‌گذاری به گونه‌ای است که رسوبات رسی گراول‌دار با ضخامت‌های متغیر در ناحیه دیده می‌شود. اندازه و مقدار گراول‌ها در رسوبات رسی گراول‌دار متغیر می‌باشد و در بعضی نواحی تناوبی از رسوبات گراولی با دانه‌های گراولی کمتر و رسوبات گراولی با دانه‌های گراولی بیشتر به چشم می‌خورد. در پاره‌ای از نواحی رسوبات گراولی کم و در نواحی دیگر این ضخامت بیشتر می‌شود. عموماً رس‌های خالص‌تر در زیر لایه‌های رسوبی گراول‌دار یا در بین لایه‌ها مشاهده می‌شود، در بعضی نواحی نیز رس‌های خالص مستقیماً در سطح زمین دیده می‌شوند. در محل‌هایی که رس‌ها خالص‌تر می‌باشد پدیده زمین‌لغزش به صورت جزئی دیده می‌شود [۵].

از نظر ژئومورفولوژیکی آبراهه‌ها با اشکال هندسی مختلف در ناحیه اندیکا دیده می‌شود و از قسمت جنوبی معدن رودخانه‌ای نسبتاً کم آب که آب تلخی حاصل از انحلال ژئوپس‌های گچساران دارد، می‌گذرد. لازم به ذکر است که خطوط توپوگرافی در نقشه موقعیت جغرافیایی (شکل ۵-۲) نشان می‌دهند که این ناحیه دارای توپوگرافی ملایمی می‌باشد، لذا تصحیحات توپوگرافی انجام نشده است.

### ۳-۵- برداشت های ژئوالکتریکی

مطالعات ژئوالکتریکی در محدوده معدن اندیکا با روش سونداژ الکتریکی با استفاده از آرایش شلومبرژه به پیشنهاد یک شرکت ژاپنی و با هزینه شرکت مهندسین مشاور وابسته به وزارت نیرو در سال ۱۳۷۲ صورت گرفته است. برای انجام برداشت از یک دستگاه سنجش پتانسیل و مقاومت ویژه الکتریکی ظاهری به نام *Terrameter* مدل *SAS-300C*، ساخت کارخانه *ABEM* سوئد استفاده شد.

این مطالعات در طول ۱۷ پروفیل در راستای شمال- جنوب، مشتمل بر ۱۵۰ سونداژ الکتریکی انجام شد. پروفیل ها به فاصله ۵۰ متر از یکدیگر قرار دارند. هر خط پروفیلی دارای ۸ سونداژ اصلی می باشد. این سونداژها در اکثر موارد به فاصله ۱۰۰ متر از یکدیگر قرار گرفته اند. شکل (۳-۵) نقشه موقعیت سونداژها و پروفیل های ژئوالکتریک در ناحیه را نشان می دهد.



شکل ۳-۵- نقشه موقعیت سونداژها و پروفیل های ژئوالکتریک ناحیه اندیکا.

با توجه به شکل (۳-۵) نقطه  $A$  نقطه شروع اندازه‌گیری ها می‌باشد و اولین سونداژ در این نقطه قرار گرفته است (با توجه به قرار گرفتن پروفیل های ژئوالکتریک و خطوط لرزه‌نگاری روی یکدیگر، اولین و آخرین سونداژ هر خط پروفیلی تقریباً ۵ متر با نقطه انفجاری همان خط لرزه‌نگاری فاصله دارد). سونداژهای اصلی در روی پروفیل ها از ۱ تا ۱۳۶ شماره‌گذاری شده‌اند. با توجه به نقشه سونداژها، شماره‌گذاری در امتداد اولین پروفیل در راستای جنوب به شمال و در امتداد دومین پروفیل در راستای شمال به جنوب انجام شده است. این روند تا پروفیل هفدهم ادامه دارد. علاوه بر سونداژهای اصلی، به منظور بالا بردن دقت اندازه‌گیری ها و حصول نتایج دقیق‌تر، ۱۴ سونداژ کمکی در امتداد بعضی پروفیل ها صورت گرفته است. این سونداژها با  $S_i$  ( $i=1, \dots, 14$ ) نمایش داده شده‌اند. در بعضی پروفیل ها این سونداژهای کمکی در بین دو سونداژ اصلی و در فاصله ۵۰ متر از یکدیگر قرار دارند (مانند سونداژهای  $S_8$  ,  $S_9$  ,  $S_{10}$  ,  $S_{11}$  ,  $S_7$  , و  $S_{12}$ ). در بعضی پروفیل ها این سونداژها در خارج از خط پروفیلی در فاصله ۱۰۰-۲۵ متری از سونداژ اصلی قرار دارند (مانند سونداژهای  $S_1$  ,  $S_2$  , ... ,  $S_6$  ,  $S_{13}$  و  $S_{14}$ ). با توجه به مطالب فوق طول هر خط پروفیلی بین ۷۰۰ تا ۸۰۰ متر متغیر است. امتداد گسترش الکترودها در طول هر پروفیل متفاوت بوده به طوری که الکترودها همواره در جهتی قرار گرفته‌اند که منطقه دارای کمترین توپوگرافی می‌باشد.

اندازه‌گیری ها برای هر سونداژ با  $\frac{AB}{2} = 1(m)$  تا  $\frac{AB}{2} = 464(m)$  انجام شده است. البته این

مقدار با توجه به توپوگرافی در محل هر سونداژ متغیر می‌باشد. مقادیر اختلاف پتانسیل ( $V$ ) و شدت جریان ( $I$ ) یا نسبت آن ها  $(\frac{V}{I})$  برای هر سونداژ قرائت و مقدار مقاومت ویژه حاصل از این اندازه‌گیری محاسبه شده است. به عنوان نمونه داده‌های صحرائی مربوط به پروفیل‌های شماره ۱۱، ۱۲ و ۱۳ در جداول (۱-۵)، (۲-۵) و (۳-۵) فهرست شده‌اند. لازم به ذکر است که در هر جدول نام سونداژ مربوطه

۱- تشکیلات گچساران: رسوباتی چون شیل های بیتومین دار، انیدریت، ژئپس و نمک های مختلف، آهک های نازک لایه و مارن، لیتولوژی اصلی آن را تشکیل می دهد. این تشکیلات اولین و قدیمی ترین واحد گروه فارس (سنگ پوشش مخازن نفتی دوران سنوزوئیک زاگرس) به شمار می رود که بیشترین ضخامت آن به ۲۰۰۰ متر می رسد.

۲- کنگلومرای بختیاری: آخرین واحد لیتولوژی در دوره پلیوسن زاگرس، کنگلومرای بختیاری است که نام آن از قبیله بختیاری گرفته شده و اولین بار در شمال مسجد سلیمان (گدارلندر) در مجاورت رودخانه کارون مطالعه شده است. کل ضخامت تشکیلات بختیاری حدود ۵۰۰ متر است که بخش قاعده آن متشکل از تناوب کنگلومرای سخت و مقاوم و ماسه سنگ کنگلومرای (میکروکنگلومرا) و بالاخره گریستون (*gritstone*) می باشد. بقیه این تشکیلات شامل کنگلومرای توده ای شکل و لایه های نازک از گریستون است. قلوه سنگ های محتوی در این کنگلومرا اغلب کروی و متعلق به الیگومیوسن - ائوسن و آهک های کرتاسه هستند که توسط سیمانی از ماسه، سیلیس و آهک به هم جوش خورده اند (شکل ۵-۲).

#### ۵-۲-۱- زمین شناسی ناحیه معدن رس اندیکا

این منطقه شامل تپه ماهورهایی می باشد که ژئپس های مربوط به تشکیلات گچساران تقریباً دورتادور تپه ماهورها را در بر گرفته اند، به طوری که در بعضی مناطق از بیرون زدگی مشخص تری برخوردارند. ژئپس های گچساران به دو صورت در منطقه دیده می شود، ژئپس هایی که در سطح دیده می شوند از میزان آب کمتری برخوردارند و تقریباً پودر شده اند و ژئپس های آب دار که متورق می باشند. علاوه بر ژئپس های گچساران در منطقه مورد مطالعه آهک های خاکستری رنگ با تخلخل نسبتاً بالا در مناطقی از اندیکا نیز مشاهده می شوند که اکثراً به صورت توده ای با ابعاد و اندازه مختلف در منطقه پراکنده اند.

داخل پرائنتر ، زیر عبارت *Res.* نوشته شده است. این سه پروفیل روی زمین رسی گراول دار قرار گرفته‌اند. در قسمت شمالی آن‌ها در فاصله ۲۰-۳۰ متری آخرین سونداژ و همچنین در قسمت جنوب معدن بیرون‌زدگی ژئوپس مشاهده می‌شود. به تدریج به سمت جنوب پروفیل‌ها به خصوص در محدوده سونداژهای ۸۵ و ۸۶ کنگلومرا روی سطح زمین مشاهده می‌شود.

با توجه به وضعیت زمین‌شناسی منطقه و رخنمون سازندهای مختلف در اطراف منطقه، سازند گچساران به عنوان لایه مبنا و پایه در نظر گرفته شده که رسوبات آبرفتی نظیر رس همراه با کنگلومرای بختیاری در روی آن قرار دارند. کنگلومرای بختیاری با توجه به درجه تاثیر عوامل مختلف فرسایش، دارای مقادیر مقاومت ویژه الکتریکی متفاوتی است و در بعضی نقاط قرار گرفتن آن روی ژئوپس و سازند گچساران قابل مشاهده می‌باشد. مواد رسی و آبرفتی نیز در نقاط مختلف محدوده مورد مطالعه مستقیماً روی ژئوپس قرار گرفته‌اند. نهشته‌های گچی در سطح زمین، مقاومت الکتریکی بیشتری را نشان می‌دهند. با توجه به نوع رسوبات و تغییرات مقاومت الکتریکی لایه‌ها، تفکیک لایه‌ها در چنین حالتی با استفاده از مطالعات ژئوالکتریکی با احتیاط صورت می‌پذیرد.

جدول ۵-۱- مقادیر مقاومت ویژه مربوط به ۱۰ سونداژ پروفیل شماره (۱۱).

AB/2(m)	MN (m)	const.	Res. (81)	Res. (82)	Res. (83)	Res. (S <sub>9</sub> )	Res. (84)	Res. (85)	Res. (S <sub>12</sub> )	Res. (86)	Res. (87)	Res. (88)
1	0.3	10.24	32	47	223	32.5	48	29	133	74	34	68
1.47	0.3	22.39	38	52	189	29	47	27	135	86	33	43
2.15	0.3	48.17	39	52	121	23	41	20	129	81	32	23.4
3.16	0.3	104.3	38	61	112	23	38	19	143	85	34	17
3.16	1	30.59	36	66	110	18	44	18	128	68	34	18
4.64	0.3	225.2	39	59	74	19.5	32	16.2	129	80	-	14.2
4.64	1	66.85	36	63	72	15	36	14	117	65	28	14.8
6.81	1	144.9	45	58	48	15.6	25	12	77	67	22.5	14.6
10	1	313.4	64	57	28	18.6	21	11	56	72	20	16
10	3	102.4	70	52	31	18.8	21	11.6	59	74	20	15.7
14.7	1	678	18	48	18	-	-	13	48	52	-	15.7
14.7	3	223.9	18.5	44	18	20.5	17	12	49	53	17	15.4
21.5	3	482	10	35	18	22	17.5	13	35	50	16	16.4
31.6	3	1043	10.5	35	21	22.8	19	16	30	38	15.6	16.7
31.6	10	306	12	36	29	22.5	20	14.4	30	40	16.5	16
46.4	3	2252	10	38	15	-	32	16	-	29	15.3	13.5
46.4	10	668.5	12.5	40	20	23	29	15.4	27	34	16	13.2
68.1	10	1449	11.85	24	11.6	28	38	20	21	34	16.2	14.3
68.1	30	462	26	20	13	30	34	19.4	21	38	16	13.7
100	10	3134	16	20	11	30.4	28	25	-	20	16.85	15.3
100	30	1024	27	16	8.8	33	30	26	24	25	17.45	15.3
147	30	22.39	19	15.1	8.3	19.5	26.7	33.5	23	23	24.6	15.8
215	30	4817	24	14	6.7	12.55	21	23	21.7	27	24.1	12.5
316	30	10433	30	16.3	-	-	12.5	17	-	16.5	12.5	-
464	30	22522	34	14.75	-	-	-	-	-	11	-	-

جدول ۵-۲- مقادیر مقاومت ویژه مربوط به ۹ سونداژ پروفیل شماره (۱۲).

AB/2(m)	MN (m)	const.	Res (89)	Res (90)	Res (91)	Res (92)	Res (93)	Res (94)	Res (95)	Res (96)	Res (S <sub>1</sub> )
1	0.3	10.24	51	30	52	68	19.3	53	105	59	58
1.47	0.3	22.39	58	29.5	58	78	21	58	105	74	51
2.15	0.3	48.17	63	28	54	72	23	59	74	89	46
3.16	0.3	104.3	62	28.4	52	81	24	81	40	124	46
3.16	1	30.59	57	29.3	47	92	21	73	40	144	35
4.64	0.3	225.2	45	29	41	57	23.6	83	-	165	34
4.64	1	66.85	41	29	37	65	20.5	123	31	180	25.5
6.81	1	144.9	28	26.4	27	43	20.3	60	31	107	19
10	1	313.4	19	22	22	23	17.3	50	39	102	21
10	3	102.4	18.5	22	22	22	18.2	52	46.5	123	21.6
14.7	1	678	15.7	-	-	13.6	15.5	44	22	107	26
14.7	3	223.9	15.4	15	18	13.8	16.2	45.5	25	129	26
21.5	3	482	14.7	13	16	13	18.2	38	23	36	37
31.6	3	1043	13.8	11.6	15.6	20.5	19.2	37	19	34	49
31.6	10	306	13.5	11.7	18.4	18	20.8	40	24	35.5	49
46.4	3	2252	15	-	12	16	19.6	45	13.3	34	-
46.4	10	668.5	13.8	10.7	12.7	17	21.5	47.5	21.5	34	47
68.1	10	1449	17	12	11.7	21	20	34	21	18.5	26.5
68.1	30	462	15.5	12	13.3	19	20.5	41	24	16.6	28
100	10	3134	17	-	14	23	18	38	20	18.5	20
100	30	1024	15.4	14.7	15.5	22	20	42	23.6	17.8	17
215	30	4817	9.6	15.5	13	16.5	14.25	22.6	20	-	13.5
464	30	22522	-	-	-	-	14.26	-	-	-	-



جدول ۵-۳- مقادیر مقاومت ویژه مربوط به ۱۰ سونداژ پروفیل شماره (۱۳).

AB/2(m)	MN (m)	const.	Res (S <sub>2</sub> )	Res (97)	Res (98)	Res (99)	Res (100)	Res (101)	Res (102)	Res (103)	Res (104)	Res (S <sub>14</sub> )
1	0.3	10.24	31	36	33	150	21	36	108	149	15.3	70
1.47	0.3	22.39	30	35	32	157	22	32	112	166	17.6	80
2.15	0.3	48.17	35	27	25	127	21	24.5	94	136	16.5	86
3.16	0.3	104.3	45	28	24.5	126	22	23	86	112	21	27
3.16	1	30.59	50	33	22.5	112	20	20	100	127	18.4	90
4.64	0.3	225.2	51	22.5	24	89	18	19.2	53	72	23.8	92
4.64	1	66.85	57	24	21	79	16.5	16.6	63	78	19	86
6.81	1	144.9	49	11.6	27	70	14.6	14.3	36	45	18.3	64
10	1	313.4	48	14	35	60	13.7	13.3	20.5	25	15.7	36
10	3	102.4	55	15.5	35	53	14.6	13.3	18.8	25	15.6	33
14.7	1	672	44	16.7	-	56	14.4	-	15.5	-	-	22
14.7	3	223.9	51	21	30	44	14.3	12.7	14.2	14.2	11.5	20
21.5	3	482	44	25	21	31	16	13.2	13.5	11.5	13	21.4
31.6	3	1043	43	28	12.5	22	12.3	14	14.5	11.7	12.5	18
31.6	10	306	43	31.6	13.6	24.5	12	14.4	14	11.1	13.8	12.3
46.4	3	2252	34	31.5	12.8	21	13.3	12.6	14.6	12	11.7	15
46.4	10	668.5	33	33	13.5	22	13.8	13	14.8	11.7	11	15.3
68.1	10	1449	36	30	12	19	15.4	15.2	14.5	11.6	11	14.3
68.1	30	462	37	28	28	16.7	15.3	14.7	13.7	12	11.5	15.3
100	10	3134	33	27.3	13.2	12.5	-	15.9	15.4	13.8	12.2	13
100	30	1024	31	26.6	23	12.5	17.3	15.7	15	13.6	11.8	13.3
147	30	22.39	27	25.7	22.4	11.6	18.8	16	16	13	10.3	11.6
215	30	4817	25	25.5	21.7	11.75	17.8	14	18.3	11	12.75	18
316	30	10433	28	-	18	21	14.6	17.13	12.55	5.5	15.65	-
464	30	22522	43	-	-	-	-	-	7.9	-	-	-

#### ۵-۴- برداشت های لرزه‌ای شکست مرزی

عملیات لرزه‌نگاری در منطقه معدن اندیکا توسط دستگاهی به نام *Geometrics* با ۲۴ کانال ساخت شرکت *Geometrics* آمریکا انجام گرفت. ژئوفون‌ها از نوع قائم با فرکانس طبیعی ۴/۵ هرتز می‌باشد. طراحی پروژه و برداشت داده‌ها توسط یکی از اساتید راهنمای این پایان‌نامه (آقای دکتر جوان)، طراحی پروژه به پیشنهاد یک شرکت ژاپنی و با هزینه شرکت مهندسی مشاور وابسته به وزارت نیرو انجام شده است. اندازه‌گیری پروفیل‌های لرزه‌ای در راستای شمال - جنوب و در امتداد ۱۷ خط لرزه‌نگاری انجام شد. این خطوط همچون پروفیل‌های ژئوالکتریک به فاصله ۵۰ متری از یکدیگر قرار دارند. هر خط لرزه‌نگاری از سه پروفیل تشکیل شده است. به این ترتیب ۵۱ پروفیل در راستای

شمال - جنوب قرار گرفته است. شکل (۴-۵) موقعیت پروفیل‌های لرزه‌ای را روی هر خط لرزه‌نگاری نشان می‌دهد.

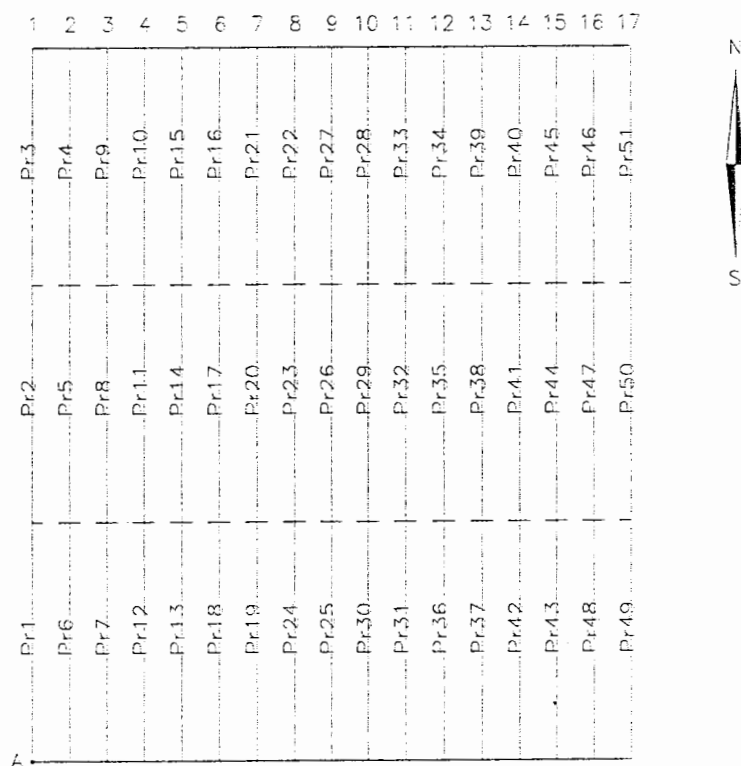
نقطه  $A$  در شکل (۴-۵) بر نقطه  $A$  در شکل (۳-۵) منطبق بوده و محل قرار گرفتن اولین پروفیل لرزه‌ای می‌باشد. هر پروفیل دارای ۷ نقطه انفجار و ۲۴ ژئوفون می‌باشد. ژئوفون‌ها به فاصله ۱۰ متر از یکدیگر قرار گرفته‌اند. شکل (۵-۵) نمایی از یک خط پروفیل همراه با نقاط انفجار و ژئوفون‌های آن را نشان می‌دهد. مطابق شکل نقاط انفجار ابتدا و انتهای (نقاط انفجار ۱ و ۷) در خارج از پروفیل و در دو طرف آن به فاصله تقریبی ۳۰-۵۰ متر قرار دارند که به نقاط انفجار دور<sup>۱</sup> معروفند. شایان ذکر است که بعضی از انفجارهای دور زمان رسید واضحی برای گیرنده‌ها ایجاد نکرده‌اند. از این رو در رسم منحنی-های زمان - مسافت از رسم آن‌ها صرف‌نظر شده است. اطلاعات به دست آمده از نقاط انفجار دور معمولاً مربوط به لایه دوم به بعد می‌باشد. این نقاط انفجار در فواصل مختلفی می‌توانند قرار بگیرند. دومین نقطه انفجار در فاصله ۵ متری اولین ژئوفون و ششمین نقطه انفجار نیز در انتهای پروفیل و در فاصله ۵ متری از آخرین ژئوفون قرار گرفته‌اند به نقاط انفجار نزدیک<sup>۲</sup> معروفند. بقیه نقاط انفجار که بین نقاط انفجار قبلی قرار گرفته‌اند به نقاط انفجار میانی<sup>۳</sup> معروفند. نقاط انفجار ۳، ۲، ۵، ۴ و ۶ به فاصله  $60m$  از یکدیگر قرار گرفته‌اند. با توجه به فواصل گفته شده برای نقاط انفجار و ژئوفون‌ها طول هر پروفیل ۲۴۰ متر می‌باشد. لازم به ذکر است که برداشت به گونه‌ای طراحی شده است که اولین ژئوفون پروفیل دوم منطبق بر آخرین ژئوفون پروفیل اول قرار می‌گیرد، این عمل برای پروفیل سوم هم انجام می‌شود، یعنی اولین ژئوفون آن روی آخرین ژئوفون پروفیل دوم قرار می‌گیرد. به این ترتیب طول هر خط لرزه‌نگاری ۷۰۰ متر خواهد شد.

<sup>۱</sup>-Far shoot

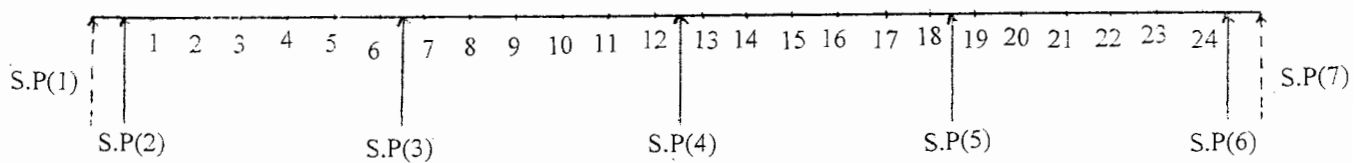
<sup>۲</sup>-Near shoot

<sup>۳</sup>-Middle shoot

اتخاذ چنین تصمیمی در طراحی پروفیل ها با هم پوشانی مناسب به منظور برداشت دقیق تر از لایه های زیرین می باشد.



شکل ۴-۵- نقشه موقعیت پروفیل های لیزه ای در ناحیه اندیکا.



شکل ۵-۵- نمایش موقعیت ژئوفون ها و نقاط انفجار در امتداد یک پروفیل شکست مرزی.

با توجه به نقشه پروفیل‌ها (شکل ۴-۵) شماره‌گذاری آن‌ها طوری است که پروفیل‌های مربوط به اولین خط لرزه‌نگاری در راستای جنوب به شمال و پروفیل‌های مربوط به خط دوم در راستای شمال به جنوب شماره‌گذاری شده‌اند. این عمل تا آخرین خط لرزه‌نگاری صرفاً به جهت صرفه‌جویی در هزینه عملیات و کاهش زمان اندازه‌گیری انجام شده است.

به منظور بالا بردن دقت، اندازه‌گیری‌ها در روش لرزه‌ای شکست مرزی، اندازه‌گیری در راستای شرقی - غربی، در امتداد ۱۵ خط لرزه‌نگاری (مشمول بر ۴۹ پروفیل) انجام شده است. نقشه پروفیل‌های مربوطه، منحنی‌های زمان - مسافت و مقاطع عمقی مربوط به شش خط لرزه‌نگاری شماره (۵)، (۶)، (۷)، (۸)، (۹) و (۱۰) در ضمیمه (ج) ارائه شده است.

از آن‌جا که مطالعات ژئوالکتریک و لرزه‌ای در این منطقه همزمان صورت گرفته است و پروفیل‌های ژئوالکتریک و خطوط لرزه‌نگاری با یکدیگر انطباق دارند، این دو روش مکمل یکدیگر بوده و در رفع ابهامات ناشی از تفسیر مجزای داده‌های ژئوالکتریک و لرزه‌ای شکست مرزی بسیار موثر می‌باشد. موفقیت روش‌های الکتریک و لرزه‌ای شکست مرزی در تعیین کیفیت توده‌های خاک و سنگ، ضرورت به کارگیری این روش‌ها به منظور تخمین منبع رسی خصوصاً برای ساخت هسته رسی سدها را ایجاب می‌نماید.

در فصل بعد به تفسیر نتایج حاصل از مقاطع ژئوالکتریکی و لرزه‌ای شکست مرزی پرداخته و نقاط مناسب برای استحصال رس با استفاده از داده‌های مربوط به آن‌ها معرفی می‌شود. در خاتمه حجم رس خالص از روش ژئوالکتریک و لرزه‌ای شکست مرزی محاسبه و میانگین آن تعیین می‌شود. لازم به ذکر است که هیچ اطلاعاتی از نتایج قبلی این پروژه در دسترس نمی‌باشد و صرفاً نتایج بدست آمده از روش ژئوالکتریک و لرزه‌ای شکست مرزی با یکدیگر مقایسه شده‌اند.

## فصل ششم

پردازش و تفسیر داده های ژئوفیزیکی

## فصل ششم: پردازش و تفسیر داده های ژئوفیزیکی

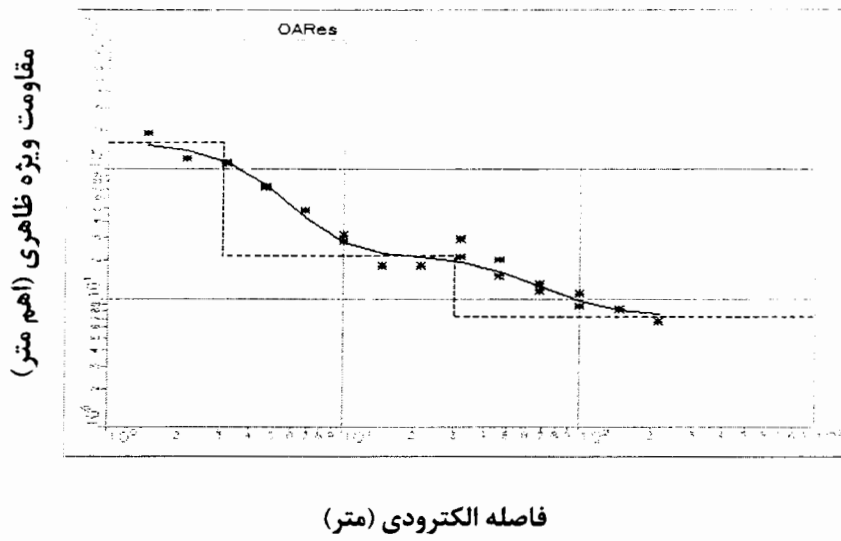
### ۶-۱. پردازش و تفسیر داده های ژئوالکتریکی

داده های حاصل از برداشت های ژئوالکتریکی با استفاده از نرم افزار *VES* پردازش و مدل سازی شده اند. در مرحله تفسیر با استفاده از نتایج مدل سازی عددی حاصل از پردازش داده های سونداژهای الکتریکی، مدل نهایی مقطع عمقی هر پروفیل مورد بررسی قرار گرفته است. به عنوان نمونه، نتایج حاصل از پردازش داده های سونداژهای مربوط به پروفیل های شماره ۱۱، ۱۲ و ۱۳ در این فصل ارائه می شود که تفسیر نتایج حاصل از مدل سازی سونداژها و مقاطع عمقی آن ها، با جزئیات بیشتر مورد بررسی قرار می گیرد.

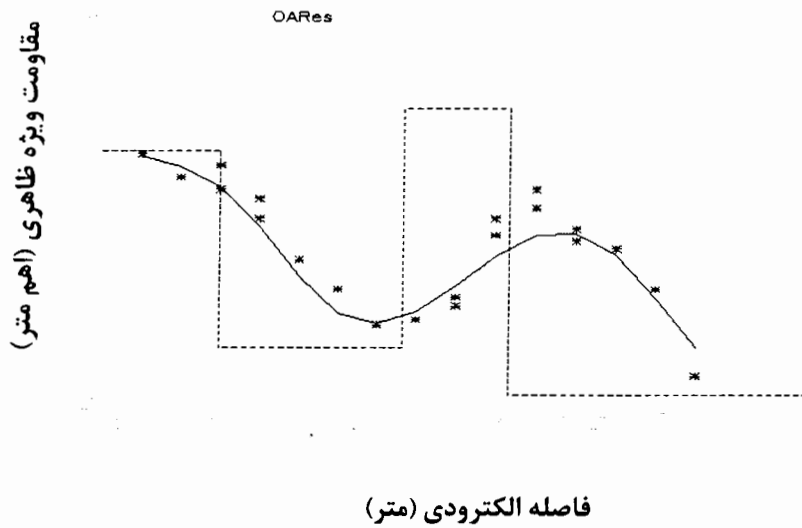
پروفیل شماره ۱۱ مشتمل بر ۱۰ سونداژ الکتریک می باشد که در شکل (۳-۵) نشان داده شده است. فاصله سونداژها ۱۰۰ متر انتخاب شده است. شایان ذکر است سونداژ الکتریک  $S_9$  در فاصله ۵۰ متری سونداژهای ۸۳ و ۸۴ و سونداژ  $S_{12}$  در فاصله ۵۰ متری سونداژهای ۸۵ و ۸۶ به صورت کمکی اندازه گیری شده اند.

از پردازش داده های مربوط به هر سونداژ، مقاومت ویژه ظاهری و ضخامت هر لایه مشخص شده است. مدل های منطبق شده بر داده های سونداژهای شماره ۸۳ و ۸۴ پروفیل ۱۱ در شکل (۶-۱) و نتایج حاصل از مدل سازی کلیه سونداژهای این پروفیل به صورت رقمی در جدول (۶-۱) ارائه شده است.

(الف)



(ب)



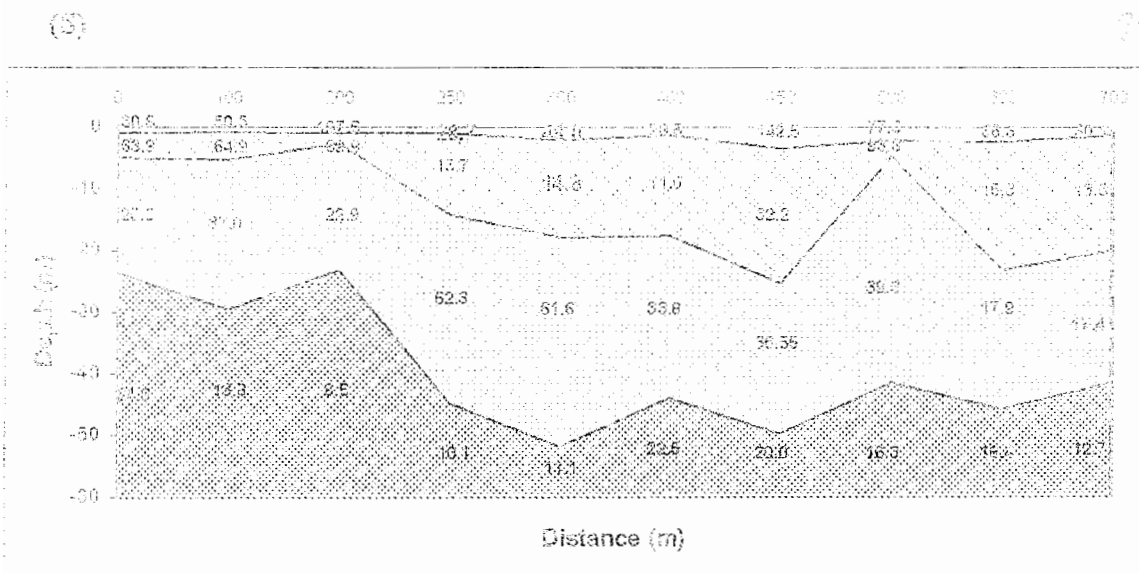
شکل ۶-۱- (الف) مدل منطبق شده بر داده‌های سونداژ شماره ۸۳، (ب) مدل منطبق شده بر داده‌های سونداژ شماره ۸۴ پروفیل شماره (۱۱). خط پر و خط چین به ترتیب پاسخ مدل، مدل لایه ای و نقاط بیانگر داده‌ها می‌باشند.

جدول ۶-۱- نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۱۱).

شماره سونداژ	لایه	ضخامت (متر)	مقاومت ویژه (اهم-متر)
81	1	1.08	30.8
	2	4.05	63.8
	3	18.71	6.6
	4	Infinite	34.6
82	1	0.88	50.5
	2	4.38	64.9
	3	24.3	37.0
	4	Infinite	13.8
83	1	1.12	197.6
	2	1.57	89.9
	3	20.52	22.9
	4	Infinite	8.6
S <sub>9</sub>	1	1.04	28.7
	2	13.22	15.7
	3	30.51	52.3
	4	Infinite	10.1
84	1	2.15	48.0
	2	15.83	14.8
	3	33.8	61.6
	4	Infinite	11.1
85	1	1.27	28.5
	2	16.31	11.0
	3	26.32	33.8
	4	Infinite	22.5
S <sub>12</sub>	1	3.49	142.5
	2	21.88	32.2
	3	24.45	36.55
	4	Infinite	20.0
86	1	2.15	77.3
	2	2.66	93.8
	3	36.78	39.3
	4	Infinite	16.3
87	1	2.46	36.3
	2	20.85	15.3
	3	22.48	17.9
	4	Infinite	18.4
88	1	1.36	30.1
	2	18.69	13.5
	3	21.39	17.4
	4	Infinite	12.7



شکل (۶-۱) مقطع عمقی این پروفیل که با نرم افزار EXCEL رسم شده، نشان داده شده است. مقادیر ثابت ویزه (بر حسب اهم متر) در لایه زیر سونداژ بریزه به آن نوشته شده است.



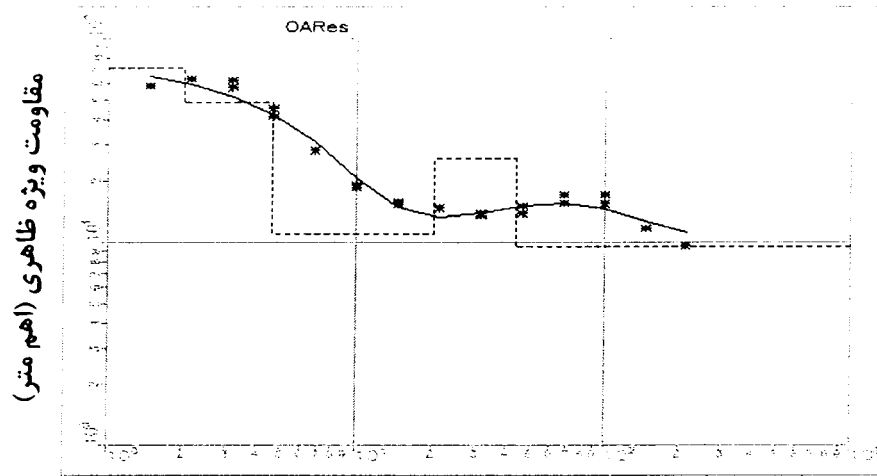
شکل ۶-۱- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۱۱).

مشاهدات زمین شناسی نشان می دهد که این پروفیل روی زمین متشکل از رس گراول دار قرار گرفته است. در جنوبی ترین نقطه این پروفیل و با فاصله کمی از آن بیرون زدگی تشکیلات گچساران مشاهده می شود. در فاصله تقریبی ۶۰ متری شرق پروفیل توده های پراکنده آهکی رخنمون دارند. در مسیر و اندازه های ۸۵ و ۸۶ کنگلومرا روی سطح زمین مشاهده می شود. با استفاده از نتایج بدست آمده از پردازش داده ها (جدول ۶-۱) و مقطع عمقی این پروفیل (شکل ۶-۱) و همچنین به کمک اطلاعات زمین شناسی منطقه، پروفیل مورد نظر توسط یک مدل چهار لایه ای مورد بررسی قرار می گیرد. لایه اول لایه سطحی موازه از جنس مواد آبرفتی یا هاله بندی متغیر می باشد. ضخامت این لایه از ۹۰ سانتی متر در زیر سونداژ ۸۲ تا حدود ۲/۵ متر در زیر سونداژ کمکی S12 تغییر می کند. با توجه به رخنمون سازندهای مختلف همچون رس گراول دار، کنگلومرا و ریپس مقاومت ویژه این لایه در محدوده ۱۷۸ تا ۱۹۸ اهم متر تغییر می کند. با توجه به مقادیر مقاومت ویژه در لایه دوم، احتمالاً این لایه دارای رس گراول دار و رس خالص

می‌باشد. به طوری که ضخامت این رسوبات گراولی در شمال پروفیل بیشتر از سایر قسمت‌ها می‌باشد. در محدوده سونداژ ۸۶ ضخامت این لایه کم می‌شود و مقاومت ویژه نسبت به سونداژهای قبل و بعد افزایش می‌یابد. این افزایش احتمالاً به خاطر حضور قطعاتی از کنگلومرا می‌باشد که در روی زمین نیز رخنمون دارد. به طور کلی نتایج به دست آمده از بررسی مقطع ژئوالکتریکی این پروفیل نشان می‌دهد که این لایه معرف رس با کیفیت مناسب می‌باشد مقاومت ویژه این لایه تقریباً در محدوده ۱۱ تا ۹۴ اهم متر تغییر می‌کند. لایه سوم در محل سونداژهای S<sub>0</sub>، ۸۴، ۸۵ و S<sub>12</sub> نسبت به لایه فوقانی دارای مقادیر مقاومت ویژه الکتریکی بزرگتری است که احتمالاً به علت وجود کنگلومرا می‌باشد. در محل سونداژهای دیگر رسوبات رسی گراول‌دار و رس وجود دارد. بیشترین ضخامت این لایه حدود ۳۷ متر در زیر سونداژ ۸۶ می‌باشد. مقاومت ویژه این لایه بین ۱۸ تا ۶۱ اهم متر تغییر می‌کند. لایه آخر احتمالاً معرف ژئوپس و شروع سازند گچساران می‌باشد. کمترین مقاومت الکتریکی این لایه حدود ۸/۶ اهم متر و بیشترین آن ۳۴/۶ اهم متر می‌باشد. از آن جا که در قسمت جنوبی این پروفیل توده‌های آهکی نیز بیرون‌زدگی دارند، بیشترین مقاومت ویژه در زیر سونداژ ۸۱ در جنوب این پروفیل به علت وجود آهک می‌باشد.

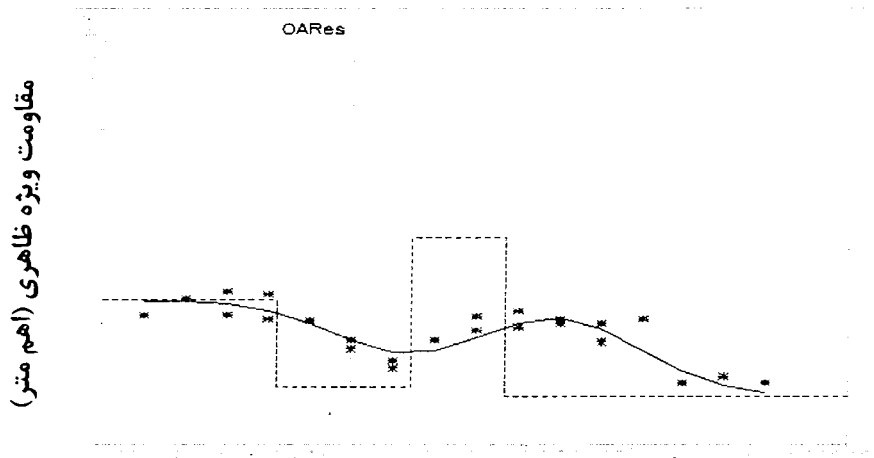
پروفیل شماره ۱۲ دارای ۸ سونداژ اصلی و یک سونداژ کمکی می‌باشد. این سونداژ کمکی در انتهای پروفیل و در قسمت جنوبی آن قرار گرفته است. سونداژهای اصلی به غیر از دو سونداژ ۹۵ و ۹۶ در فاصله ۱۰۰ متری از یکدیگر قرار دارند. فاصله بین دو سونداژ ۹۵ و ۹۶ حدود ۷۵ متر می‌باشد و سونداژ کمکی S<sub>1</sub> تقریباً در فاصله ۲۵ متری سونداژ ۹۶ قرار دارد. پروفیل روی زمین رسی گراول‌دار قرار گرفته ولی در محدوده سونداژهای ۹۲، ۹۴، ۹۵ و ۹۶ کنگلومرا روی سطح زمین مشاهده می‌شود. از جنوب پروفیل به سمت شمال تا حدود ۶۰ متری ژئوپس‌های گچساران بیرون‌زدگی دارند. این بیرون‌زدگی تا ۷۰ متری پیمایش به سمت شمال نیز دیده می‌شود. شکل (۳-۶) مدل‌های منطبق شده بر داده‌های ۲ سونداژ شماره ۸۹ و ۹۳ این پروفیل را نشان می‌دهد. جدول (۲-۶) نتایج حاصل از مدل‌سازی عددی سونداژها و شکل (۴-۶) مقطع عمقی پروفیل را ارائه می‌کنند.

(الف)



فاصله الکترودی (متر)

(ب)



فاصله الکترودی (متر)

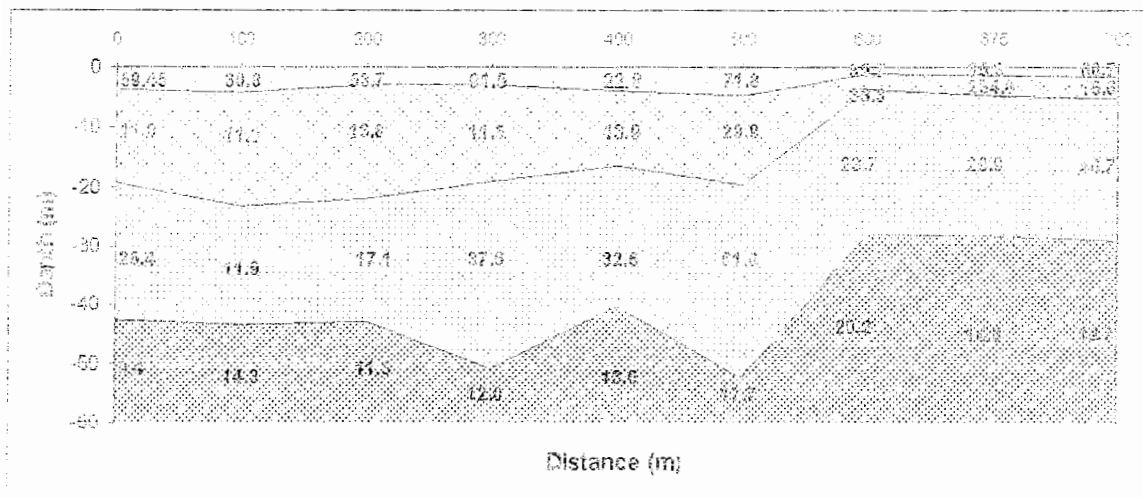
شکل ۶-۳-الف) مدل منطبق شده بر داده های سونداژ شماره ۸۹  
ب) مدل منطبق شده بر داده های سونداژ شماره ۹۳ پروفیل شماره (۱۲).

جدول ۲-۶- نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۱۲).

شماره سونداژ	لایه	ضخامت (متر)	مقاومت ویژه (اهم - متر)
89	1	3.63	59.45
	2	15.68	11.0
	3	23.22	25.4
	4	Infinite	9.4
90	1	4.22	30.8
	2	18.99	11.3
	3	20.18	11.9
	4	Infinite	14.3
91	1	2.88	53.7
	2	19.08	13.8
	3	20.79	17.1
	4	Infinite	11.3
92	1	2.93	91.5
	2	16.02	11.5
	3	31.92	37.6
	4	Infinite	12.0
93	1	4.00	22.8
	2	12.33	13.9
	3	23.8	32.6
	4	Infinite	13.2
94	1	4.75	71.8
	2	14.68	29.9
	3	32.87	61.6
	4	Infinite	17.7
95	1	1.11	89.7
	2	2.71	33.3
	3	24.31	23.7
	4	Infinite	20.2
96	1	1.34	85.3
	2	3.45	234.0
	3	23.57	29.9
	4	Infinite	14.3
S <sub>1</sub>	1	1.47	60.7
	2	3.85	15.6
	3	23.83	46.7
	4	Infinite	12.7

(۱۶)

(۱۷)

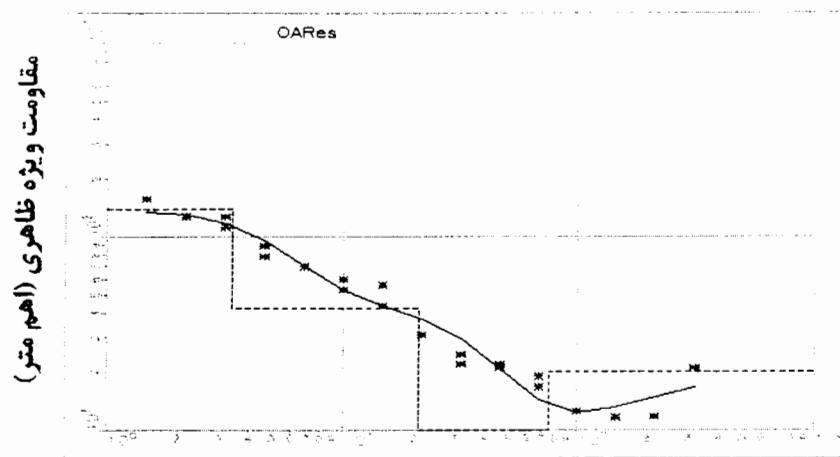


شکل ۴-۶ - مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۱۶).

از تعبیر و تفسیر سونداژهای این پروفیل لایه‌هایی با مشخصات زیر را می‌توان تفکیک کرد: لایه اول شامل آبرفت های سطحی، رس گراول دار، کنگلومرا و در بعضی نقاط ریپس می‌باشد که دارای ضخامت و مقاومت ویژه الکتریکی متفاوتی است. حداکثر ضخامت آن در محل سونداژ ۹۴ متر حدود ۵ متر است و کمترین ضخامت زیر سونداژ ۹۵ حدود ۱ متر می‌باشد. مقاومت ویژه این لایه بین ۵/۹۱ - ۲۴/۸ اهم متر متغیر است. لایه دوم، عموماً از جنس رس سی‌باشد که در بعضی قسمت های آن گراول‌دار می‌شود. بیشترین ضخامت آن در زیر سونداژ ۹۱ و حدود ۲۰ متر می‌باشد. مقاومت ویژه این لایه بین ۱۱-۲۳۴ اهم متر تغییر می‌کند. لایه سوم احتمالاً دارای رس گراول دار و مقداری رس خالص است که دارای ضخامت زیاد در طول پروفیل می‌باشد. حداکثر ضخامت این لایه در زیر سونداژ ۹۴ حدود ۳۳ متر می‌باشد. در قسمت های شمالی پروفیل با توجه به مقاومت ویژه این لایه میزان رس خالص به مراتب بیشتر می‌باشد. با توجه به مطالب فوق بهترین مکان تجمع رس‌ها در محل سونداژهای ۸۹ تا ۹۳ است که حداکثر ضخامت را تشکیل می‌دهند. لایه آخر نیز به احتمال زیاد مربوط به ریپس می‌باشد.

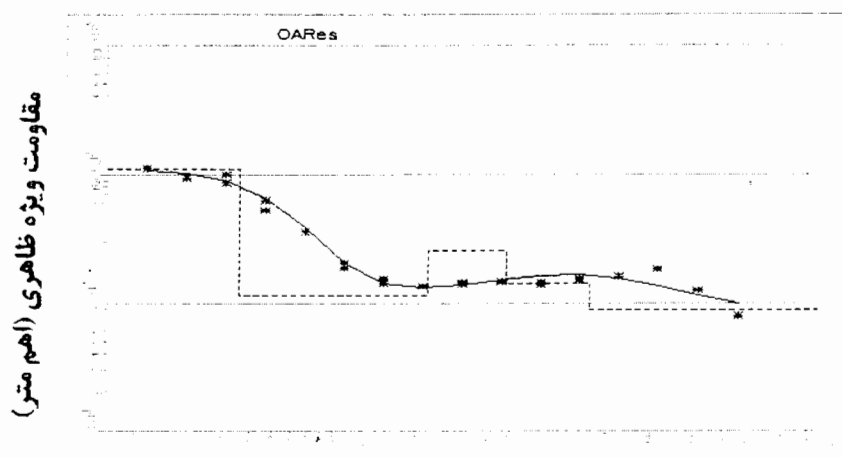
آخرین پروفیلی که در این فصل مورد بررسی قرار می گیرد پروفیل شماره ۱۳ است. این پروفیل همچون پروفیل ۱۱ دارای ۱۰ سونداژ می باشد. دو سونداژ کمکی با فاصله کمتر از ۱۰۰ متر در دو طرف خط پروفیلی قرار گرفته اند. سونداژهای اصلی به غیر از سونداژهای ۹۷ و ۹۸ در فاصله ۱۰۰ متر از یکدیگر قرار دارند. پروفیل روی زمین رسی گراول دار قرار دارد. در قسمت جنوبی پروفیل بیرون زدگی ژپس مشاهده می شود. از پردازش داده های سونداژ این پروفیل ضخامت و مقاومت ویژه هر لایه تعیین شده است. مدل های منطبق شده بر داده های ۲ سونداژ در شکل (۶-۵) و نتایج مدل سازی عددی سونداژها در جدول (۶-۳) ارائه شده است. همچون دو پروفیل قبلی مقطع عمقی این پروفیل نیز رسم شده که در شکل (۶-۶) نشان داده شده است.

(الف)



فاصله الکترودی (متر)

(ب)



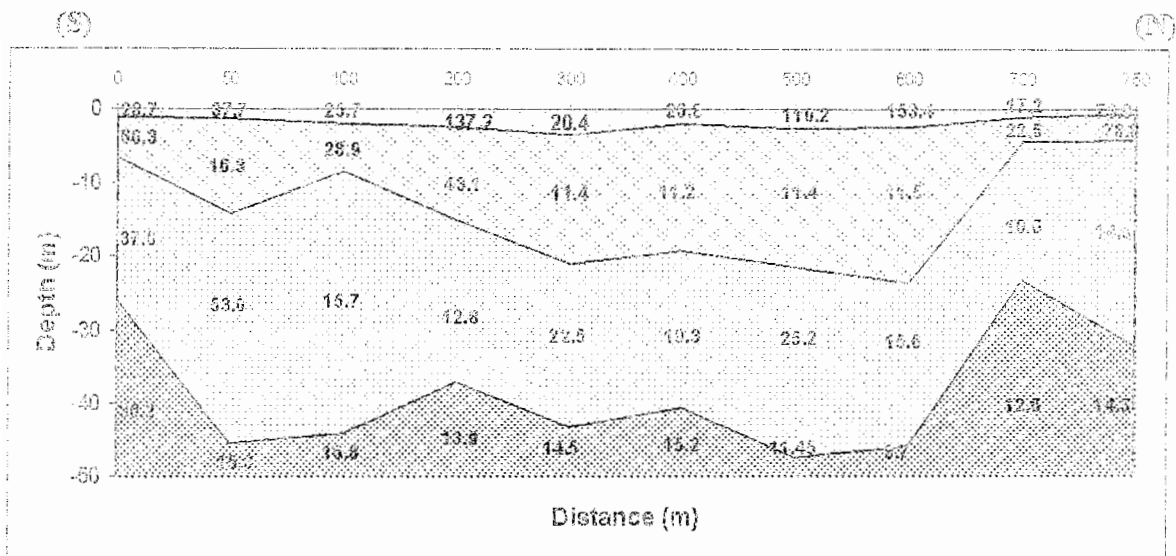
فاصله الکترودی (متر)

شکل ۶-۵-الف) مدل منطبق شده بر داده های سونداژ شماره ۹۹  
(ب) مدل منطبق شده بر داده های سونداژ شماره ۱۰۲ پروفیل شماره (۱۳).

جدول ۳-۶- نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۱۳).

شماره سونداژ	لایه	ضخامت (متر)	مقاومت ویژه (اهم-متر)
S <sub>2</sub>	1	1.07	28.7
	2	5.25	66.3
	3	19.49	37.0
	4	Infinite	30.2
97	1	1.31	37.7
	2	12.91	16.3
	3	31.46	53.0
	4	Infinite	15.8
98	1	1.95	25.7
	2	6.36	28.9
	3	36.0	15.7
	4	Infinite	16.8
99	1	2.41	137.2
	2	12.67	43.1
	3	22.17	12.8
	4	Infinite	13.9
100	1	3.59	20.4
	2	17.51	11.4
	3	22.33	22.5
	4	Infinite	14.5
101	1	1.89	26.8
	2	17.45	11.2
	3	21.32	19.3
	4	Infinite	15.2
102	1	2.62	110.2
	2	18.88	11.4
	3	25.96	25.2
	4	Infinite	11.45
103	1	2.49	153.4
	2	21.24	11.5
	3	22.38	15.6
	4	Infinite	8.7
104	1	1.18	17.2
	2	3.19	22.6
	3	18.94	10.6
	4	Infinite	12.6
S <sub>14</sub>	1	0.62	73.9
	2	3.61	78.8
	3	28.17	14.5
	4	Infinite	14.3





شکل ۶-۶- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۱۳).

از نتایج به دست آمده مربوط به این پروفیل چهار لایه را می توان به صورت زیر بررسی کرد:

لایه اول که عموماً از آبرفت های سطحی، رس گراول دار و یا کنگلومرا تشکیل شده است. این لایه در محل سونداژ ۱۰۰ دارای حداکثر ضخامت در حدود ۳/۶ متر می باشد. حداقل ضخامت این لایه حدود ۱ متر در محل سونداژ کمکی S<sub>2</sub> می باشد. مقاومت ویژه این لایه بین ۱۷ و ۱۵۴ اهم متر متغیر است. لایه دوم احتمالاً از جنس رس است که در بعضی نقاط محدود همراه با گراول است. حداکثر ضخامت این لایه در محل سونداژ ۱۰۳ و حدود ۲۱ متر می باشد. مقاومت ویژه الکتریکی این لایه بین ۱۱ و ۷۹ اهم متر تغییر می کند. کمترین ضخامت این لایه در محل سونداژ کمکی S<sub>2</sub> حدود ۵ متر می باشد. لایه سوم به احتمال زیاد از رس خالص و رس گراول دار تشکیل شده است که میزان رس خالص آن به مراتب بیشتر است. مقاومت ویژه در این لایه در محدوده ۱۰/۶ تا ۵۳ اهم متر تغییر می کند. لایه آخر متشکل از سازند گچساران می باشد که در سرتاسر پروفیل گسترش دارد. به علت رخنمون آهک در اطراف منطقه احتمالاً لایه آخر شامل آهک نیز می باشد. حداقل مقاومت ویژه این لایه حدود ۸/۷ اهم متر در محل

سونداژ ۱۰۳ می باشد. با توجه به مقطع ژئوالکتریکی پروفیل و مقادیر مقاومت ویژه بهترین محل برای استحصال رس از سونداژ ۹۹ تا سونداژ کمکی S<sub>14</sub> می باشد.

از آن جا که بررسی و تفسیر نتایج مربوط به ۱۴ پروفیل منطقه روندی مشابه سه پروفیل بالا دارند، لذا از ذکر جزئیات مربوط به آن ها ، در این جا، خودداری کرده و صرفاً به نتایج مدل سازی و مقاطع عمقی آن ها اکتفا می شود. این نتایج و مقاطع در ضمیمه شماره (الف) موجود می باشد.

#### ۶-۲- پردازش و تفسیر نتایج حاصل از پردازش داده های لرزه ای شکست مرزی

زمان های رسید قرائت شده از روی نگاشت ها توسط نرم افزار *Geoflex* پردازش و تفسیر شده اند. لازم به ذکر است که با استفاده از مجموعه برنامه نرم افزاری فوق سه مرحله اصلی بعد از برداشت صحرائی که عبارتند از قرائت، پردازش و تفسیر انجام می شود. نتایج به دست آمده شامل مقادیر سرعت و سرعت وزنی هر لایه، همچنین عمق فصل مشترک ها در زیر هر ژئوفون و هر نقطه انفجار می باشد. جهت محاسبه سرعت، همان طور که در فصل (۵) توضیح داده شد، برای لایه اول از تقسیم فاصله چشمه تا ژئوفون به زمان رسید مربوط به آن، برای موج مستقیم، استفاده می شود. برای لایه های بعدی سرعت به دو روش (۱- رگرسیون ۲- هبسون اورتون) قابل محاسبه است.

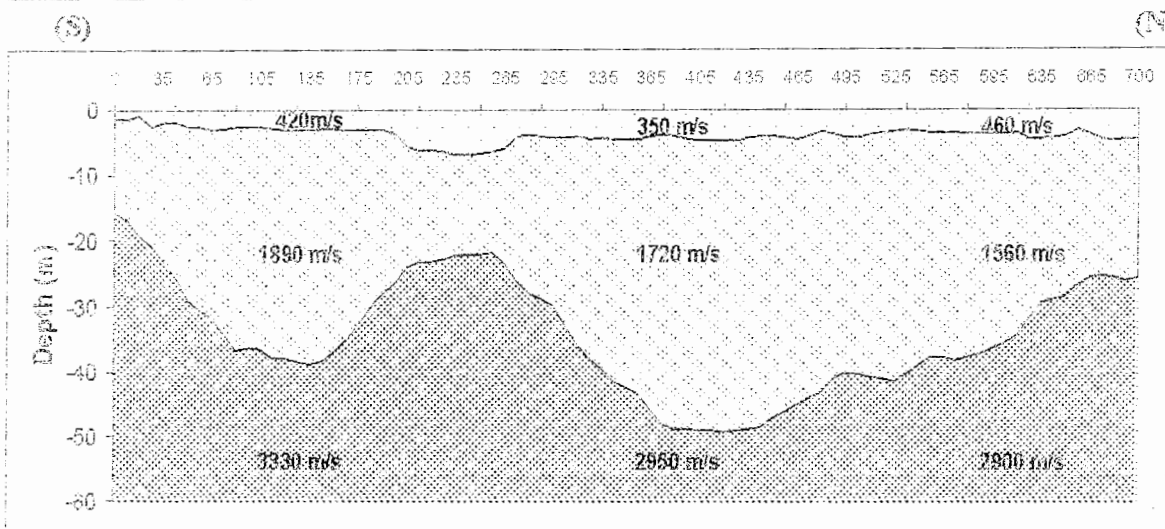
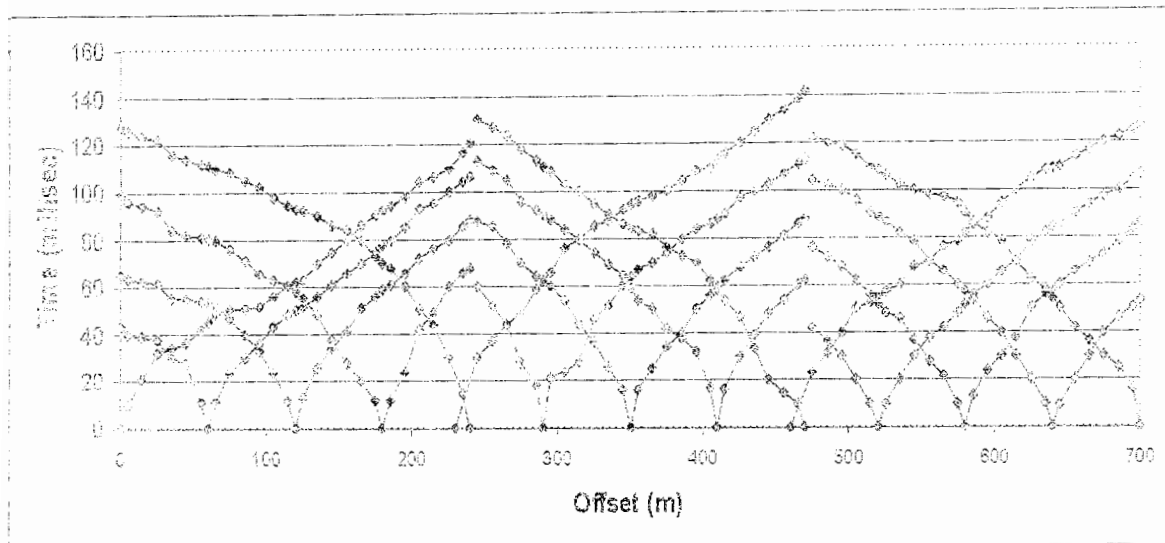
هر پروفیل لرزه ای را می توان جداگانه، بدون استفاده از نرم افزار، به صورت دستی و بر اساس روابط ریاضی موجود بین پارامتر های سرعت، فاصله و عمق تفسیر نمود که نتیجه را با مقادیر به دست آمده توسط نرم افزار می توان مقایسه نمود. در این روش، نقاط انفجار نزدیک، برای محاسبه سرعت در لایه اول و نقاط انفجار میانی و دور، برای محاسبه سرعت در لایه های بعدی به کار برده می شوند.

همان طور که در فصل قبل توضیح داده شد، در عملیات صحرائی مربوط به منطقه اندیکا هر خط لرزه نگاری شامل سه پروفیل می باشد که در راستای شمال - جنوب به طول ۷۰۰ متر قرار گرفته اند. هر یک از پروفیل ها دارای ۷ نقطه انفجاری و ۲۴ ژئوفون است. با استفاده از زمان های رسید مربوط به هر ژئوفون و همچنین فاصله این ژئوفون ها در امتداد خط لرزه نگاری می توان منحنی زمان - مسافت مربوط به هر خط را رسم کرد. با محاسبه ضخامت لایه ها در زیر هر ژئوفون مقطع عمقی هر خط لرزه نگاری

رسم شده است. مقادیر سرعت به دست آمده برای هر لایه در زیر پروفیل مربوط به آن درج شده اند. مشابه روش تفسیر پروفیل های ژئوالکتریک در این بخش نیز سه خط لرزه نگاری شماره ۱۱، ۱۲ و ۱۳ برای بررسی انتخاب شده اند که امتداد آن ها منطبق بر پروفیل های ژئوالکتریک است. تفسیر مربوط به سایر خطوط لرزه نگاری روندی مشابه دارد. از این رو نتایج مربوط به آن ها، شامل منحنی های زمان - مسافت و مقاطع عمقی در ضمیمه شماره (ب) ارائه شده اند.

پروفیل های شماره ۳۱، ۳۲ و ۳۳ خط لرزه نگاری شماره ۱۱ را تشکیل می دهند. این سه پروفیل به ترتیب از جنوب به شمال قرار گرفته اند. در جنوبی ترین نقطه پروفیل ۳۱ با فاصله کمی از آن بیرون زدگی ژیبس مشاهده می شود. در شرق این پروفیل و در فاصله حدود ۶۰ متری از جنوب پروفیل مذکور توده هایی از آهک به صورت پراکنده بیرون زدگی دارند. پروفیل ۳۲ این خط لرزه نگاری در محل ژئوفون های ۲۲ و ۲۳ کنگلومرا بیرون زدگی دارد که از غرب تا حدود ۱۰ متر و از شرق تا خط لرزه نگاری ۱۲ گسترش دارد. در محل ژئوفون ۶ مربوط به پروفیل ۳۳ در شمال منطقه، همچنین در محل ژئوفون ۸ و در غرب آن بیرون زدگی کنگلومرا مشاهده می شود. بعد از انجام عملیات و پردازش داده های به دست آمده، منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی این خط مطابق شکل (۶-۷) محاسبه و ترسیم شده است.

همان طور که در شکل (۶-۷) مشاهده می شود لایه اول پروفیل ۳۱ دارای سرعتی حدود  $420 \text{ m/s}$  می باشد. این محدوده سرعتی مربوط به آبرفت های سطحی، رسوبات رسی گراول دار و حضور ژیبس و آهک در محدوده نزدیک این پروفیل می باشد. بیشترین ضخامت این لایه در محل ژئوفون ۲۴ حدود  $7 \text{ m}$  می باشد. لایه دوم دارای سرعتی حدود  $1890 \text{ m/s}$  می باشد. بیشترین ضخامت این لایه در محل ژئوفون ۱۴، حدود  $36 \text{ m}$  و کمترین ضخامت مربوط به اول پروفیل حدود  $14/5 \text{ m}$  است. با توجه به سرعت این لایه و جداول موجود این لایه احتمالاً دارای رس خالص و رس گراول دار می باشد که میزان گراول آن بیشتر است. برای لایه سوم به علت حضور ژیبس و توده های آهک در محدوده پروفیل ۳۱ میزان سرعت بیش از  $3300 \text{ m/s}$  می باشد.



شکل ۶-۷- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه نگاری شماره (۱۱).

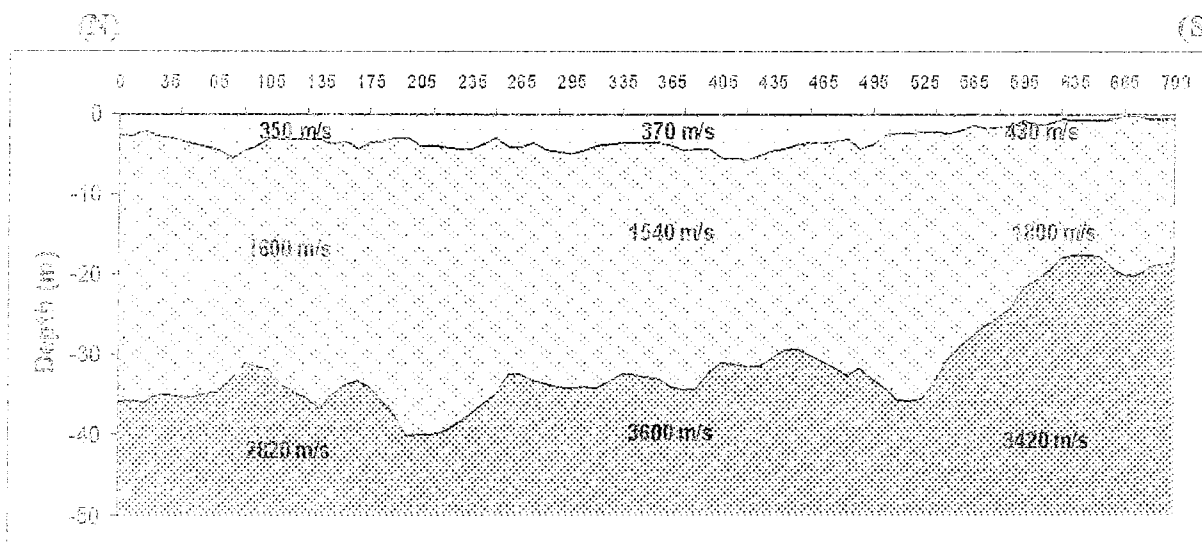
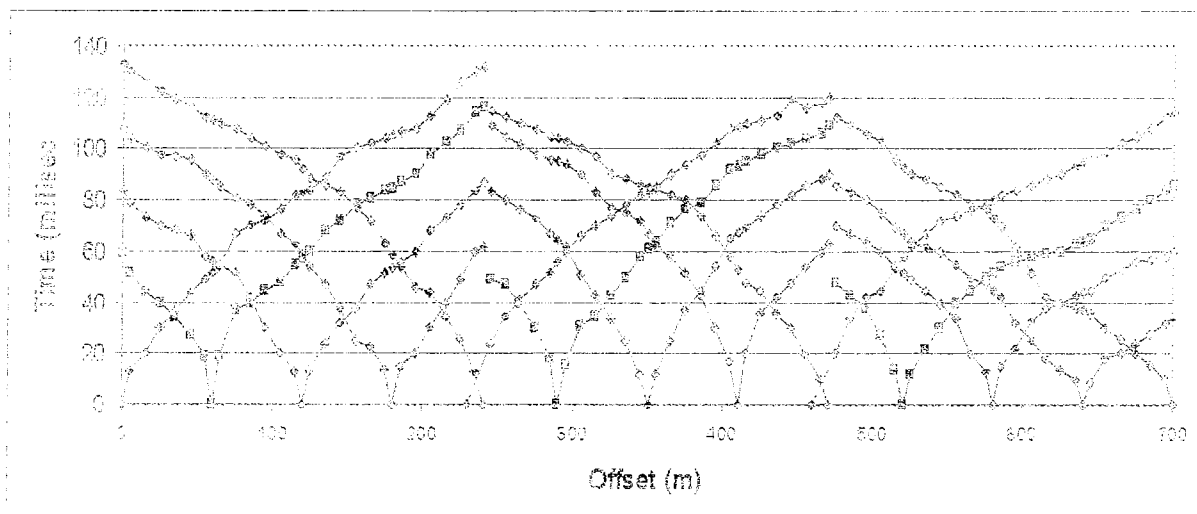
برای پروفیل ۲۲ لایه اول دارای سرعت  $350 \text{ m/s}$  می باشد. این لایه شامل رسوبات آبرفتی رس خالص، رس گراول دار و کنگلومرا می باشد. بیشترین ضخامت این لایه در محل ژئوفون ۲ حدود  $7 \text{ m}$  و کمترین ضخامت در محل ژئوفون ۱۵ حدود  $4 \text{ m}$  است. لایه دوم با سرعتی حدود  $1720 \text{ m/s}$  احتمالاً دارای رس خالص و رس گراول دار است. با توجه به محدوده سرعتی رس خالص این لایه از مطلوبیت برای تری پراتریدار است. حداکثر ضخامت این لایه در محل ژئوفون ۱۹ حدود  $45 \text{ m}$  می باشد. کمترین

ضخامت حدود ۱۵m در محل ژئوفون ۲ می باشد. از آن جا که سرعت های محاسبه شده سرعت متوسط می باشند، افزایش سرعت از لایه دوم به سوم در زیر این پروفیل با توجه به رخنمون کنگلومرا در روی سطح زمین، احتمالا به علت وجود کنگلومرا می باشد. از طرفی ممکن است سرعت کنگلومرا کمتر از سرعت لایه فوقانی، یعنی رس باشد و همچون لایه پنهان عمل کند. لازم به ذکر است که روش لرزه ای شکست مرزی قادر به تشخیص لایه پنهان نمی باشد و به راحتی نمی توان آن را شناسایی کرد. سرعت لایه سوم حدود ۲۹۵۰ m/s است که احتمالا مربوط به حضور ژئوپس در محل می باشد.

سرعت لایه اول در زیر پروفیل ۳۳ به علت حضور رسوبات آبرفتی، رس و کنگلومرا ۴۶۰ m/s می باشد. حداکثر ضخامت این لایه در محل ژئوفون ۱۸ حدود ۴/۵m و کمترین ضخامت این لایه در محل ژئوفون ۸ حدود ۳m مشاهده می شود. لایه دوم با سرعت ۱۵۶۰ m/s دارای بیشترین ضخامت در محل ژئوفون ۲، حدود ۴۰ m می باشد. این لایه احتمالا دارای رس خالص و رس گراول دار است که میزان رس خالص آن بیشتر و از کیفیت بالاتری برخوردار است. لایه سوم با سرعت حدود ۲۹۰۰ m/s بیانگر حضور ژئوپس و ادامه سازند گچساران می باشد.

در کل با توجه به نتایج به دست آمده لایه دوم خط لرزه نگاری شماره ۱۱ دارای رس خالص با کیفیت مطلوب بوده و برای استحصال رس محل مناسبی می باشد. تفاوت ناچیز ضخامت لایه های دوم و سوم ژئوالکتریک با لایه دوم لرزه نگاری در طول خط لرزه نگاری نیز ممکن است به علت وجود لایه پنهان باشد.

خط لرزه نگاری شماره ۱۲ شامل پروفیل های شماره ۳۵، ۳۴ و ۳۶ است که به ترتیب در راستای شمال - جنوب قرار گرفته اند. از جنوب پروفیل ۳۶ به سمت شمال تا حدود ۶۰ متری ژئوپس های گچساران بیرون زدگی دارند که تا حدود ۷۰ متری پیمایش به سمت شمال نیز دیده می شود. در جنوب این پروفیل توده های آهک هم به چشم می خورند. پروفیل ۳۵ در محل ژئوفون ۲ و بین ژئوفون های ۲ و ۳ و در غرب آن ها تا خط لرزه نگاری (۱۱) شاهد بیرون زدگی کنگلومرا بوده که ابعاد آن تقریبا وسیع است. در قسمت شمالی پروفیل ۳۴ ژئوپس ها بیرون زدگی دارند. منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی این خط لرزه نگاری در شکل (۸-۶) نشان داده شده است.



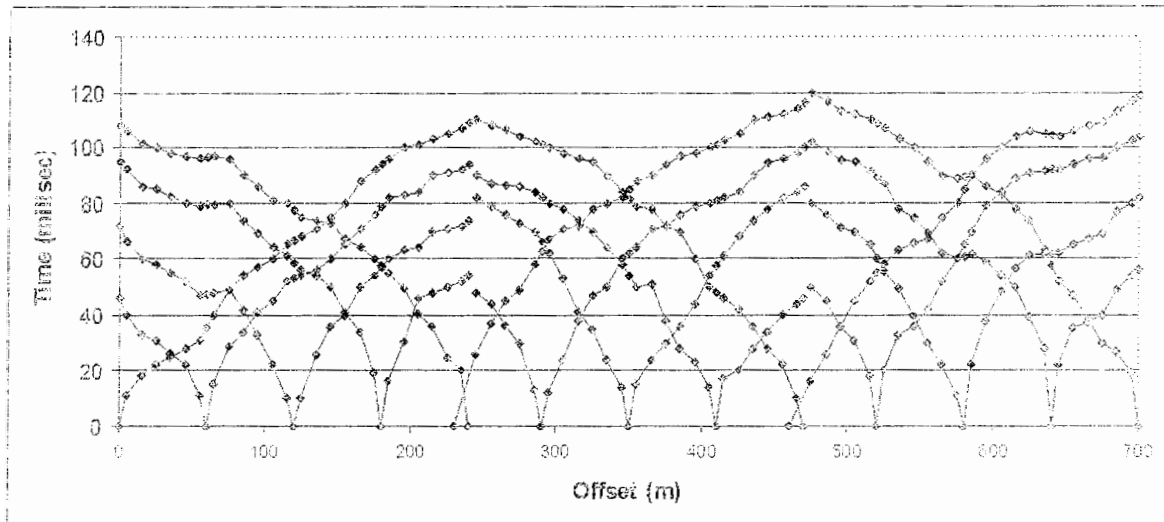
شکل ۸۶- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۱۲).

لایه اول پروفیل ۳۴ دارای سرعتی حدود  $350 \text{ m/s}$  است. این لایه از جنس آبرفت های سطحی رس گراول دار، رس خالص و زئپس می‌باشد. بیشترین ضخامت این لایه در محل ژئوفون های ۷ و ۸، حدود  $4/5 \text{ m}$  می‌باشد و کمترین ضخامت مربوط به محل ژئوفون ۲۰ می‌باشد که حدود  $3 \text{ m}$  می‌باشد. لایه دوم یا سرعتی حدود  $1600 \text{ m/s}$  به احتمال زیاد دارای رس خالص می‌باشد که گراول کمی همراه

دارد. حداکثر ضخامت این لایه حدود ۳۷m در محل ژئوفون ۲۲ است. به علت حضور سازند گچساران در منطقه به عنوان لایه مبنا لایه سوم، در ادامه این سازند، دارای سرعتی حدود ۲۸۲۰m/s می‌باشد. لایه اول پروفیل ۳۵ دارای سرعتی حدود ۳۷۰m/s بوده و شامل رس خالص، رس گراول‌دار و کنگلومرا می‌باشد. ضخامت این لایه از ۳m در محل ژئوفون ۲ تا ۵/۵m در محل ژئوفون های ۱۸ و ۱۹ تغییر می‌کند. لایه دوم که کمترین ضخامت آن حدود ۲۶m در محل ژئوفون های ۲۲ و ۲۳ و بیشترین ضخامت آن حدود ۳۲m در محل ژئوفون ۲ می‌باشد دارای سرعت ۱۵۴۰m/s است. چنین محدوده سرعتی به احتمال زیاد مربوط به حضور رس خالص و رس با گراول بسیار کم می‌باشد. درصد رس خالص به مراتب بیشتر می‌باشد. لایه سوم مربوط به این مقطع با سرعتی حدود ۳۶۰۰m/s مربوط به ژپس می‌باشد.

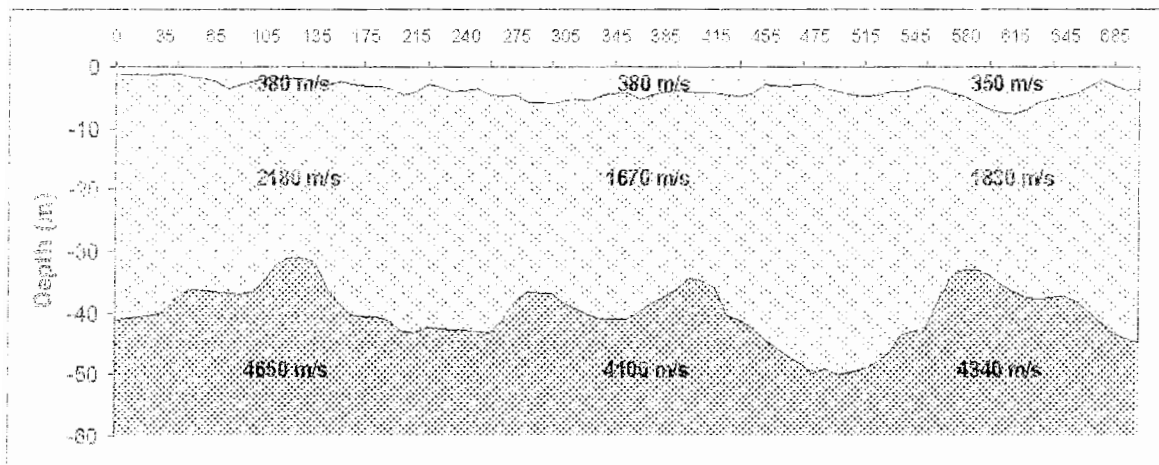
لایه اول پروفیل ۳۶ به علت رخنمون ژپس، توده‌های آهک در منطقه و در اطراف آن دارای سرعت بالایی می‌باشد. به علت حضور این موارد و رس گراول‌دار این لایه سرعتی حدود ۴۳۰m/s دارد. بیشترین ضخامت این لایه در محل ژئوفون ۳ حدود ۴m می‌باشد. لایه دوم این مقطع سرعت ۱۸۰۰m/s داشته و احتمالاً مربوط به رس خالص و رس گراول‌دار است که میزان رس خالص آن بیشتر می‌باشد. کمترین ضخامت این لایه در محل ژئوفون ۱۹ حدود ۱۷m و بیشترین ضخامت مربوط به محدوده ژئوفون های ۶ و ۷ می‌باشد که حدود ۳۴m است. لایه سوم این مقطع همچون لایه‌های مشابه از جنس ژپس با سرعتی حدود ۳۴۲۰m/s می‌باشد. با توجه به محدوده تغییرات سرعت انتشار موج P در لایه دوم و ضخامت قابل ملاحظه آن می‌توان نتیجه گرفت که لایه دوم این خط لرزه‌نگاری دارای ذخیره رس با کیفیت مطلوب است.

پروفیل های شماره ۳۷، ۳۸ و ۳۹ خط لرزه‌نگاری شماره ۱۳ را تشکیل می‌دهند. این پروفیل ها به ترتیب در راستای جنوب تا شمال قرار گرفته‌اند. از جنوب پروفیل ۳۷ به سمت شمال تا حدود ۶۰ متری ژپس های گچساران بیرون زدگی دارند. منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی این خط لرزه‌نگاری پس از پردازش و مدل سازی در شکل (۹-۶) نشان داده شده است.



(S)

(N)



شکل ۹-۶- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۱۳).

اولین لایه پروفیل ۳۷ دارای سرعتی حدود  $280 \text{ m/s}$  است. بیشترین ضخامت این لایه حدود  $4/5 \text{ m}$  در محل ژئوفون ۲۱ می‌باشد. این لایه از جنس رسوبات آبرفتی، رس و زئیس می‌باشد. لایه دوم احتمالاً از جنس رس خالص و رس گراول‌دار می‌باشد که میزان گراول آن به مراتب بیشتر است. سرعت این لایه  $2180 \text{ m/s}$  بوده و بیشترین ضخامت بین ژئوفون‌های ۲۳ و ۲۴ حدود  $40 \text{ m}$  و کمترین ضخامت



۲۹m در محل ژئوفون ۱۳ می‌باشد. لایه سوم دارای سرعت  $4650\text{ m/s}$  و احتمالاً از جنس آهک می‌باشد که توده‌های آن در سطح زمین رخنمون داشته‌اند.

پروفیل ۳۸ در اولین لایه مشابه پروفیل ۳۷ دارای سرعت  $380\text{ m/s}$  می‌باشد. کمترین ضخامت این لایه حدود  $3\text{ m}$  در محل ژئوفون های ۳، ۴ و ۵ و بیشترین ضخامت این لایه حدود  $6\text{ m}$  در محل ژئوفون های ۶ و ۷ است. لایه دوم با سرعتی حدود  $1670\text{ m/s}$  به احتمال زیاد از جنس رس خالص و رس گراول‌دار می‌باشد که میزان رس خالص آن بیشتر است. حداقل ضخامت این لایه حدود  $31\text{ m}$  در محل ژئوفون ۱۸ و حداکثر ضخامت آن حدود  $47\text{ m}$  در محل ژئوفون ۲ می‌باشد. لایه سوم با داشتن سرعتی حدود  $4100\text{ m/s}$  احتمالاً از جنس ژئوپس و آهک می‌باشد.

پروفیل شماره ۳۹ آخرین پروفیل این خط لرزه‌نگاری است که در قسمت شمالی منطقه قرار دارد. لایه اول سرعتی حدود  $350\text{ m/s}$  دارد. این لایه از جنس رس و رسوبات آبرفتی است. بیشترین ضخامت این لایه حدود  $8\text{ m}$  در محل ژئوفون های ۱۵ و ۱۶ است. لایه دوم به احتمال زیاد از جنس رس خالص و رس گراول‌دار با سرعتی حدود  $1830\text{ m/s}$  است. کمترین ضخامت این لایه حدود  $27\text{ m}$  در محل ژئوفون های ۱۳ و ۱۴ و بیشترین ضخامت حدود  $46\text{ m}$  در محل ژئوفون های ۳ و ۴ می‌باشد. لایه سوم با سرعتی حدود  $4340\text{ m/s}$  احتمالاً از جنس ژئوپس و آهک می‌باشد. با توجه به مقطع عمقی این خط لرزه‌نگاری و مقادیر سرعت هر لایه، پروفیل های ۳۸ و ۳۹ دارای رس با کیفیت خوب می‌باشند. مقاطع عمقی و منحنی‌های زمان - مسافت سایر خطوط لرزه‌نگاری در ضمیمه شماره (ب) ارائه شده است.

در خاتمه لازم است که نتایج سه خط پروفیلی مربوط به ژئوالکتریک با نتایج حاصل از تفسیر سه خط لرزه‌نگاری مشابه با یکدیگر مقایسه شوند. در پروفیل ژئوالکتریک شماره (۱۱) لایه اول، لایه سطحی از جنس مواد آبرفتی با دانه بندی متغیر و رسوبات رسی گراول‌دار می‌باشد که دارای ضخامت کمی است. لایه اول خط لرزه‌نگاری مشابه نیز با توجه به سرعت های به دست آمده از همین جنس می‌باشد.

لایه دوم و سوم در پروفیل ژئوالکتریک احتمالاً از جنس رس خالص، رس گراول دار و مقداری کنگلومرا می باشند. لایه دوم خط لرزه نگاری شماره (۱۱) نیز با توجه به سرعت های متوسطی که برای آن محاسبه شده به احتمال زیاد دارای رس خالص، رس گراول دار و همچنین کنگلومرا است. از طرفی مجموع ضخامت های محاسبه شده برای لایه دوم و سوم با روش ژئوالکتریک با ضخامت به دست آمده برای لایه دوم روش لرزه ای تقریباً یکسان می باشد. لایه سوم هر دو روش نیز مشابه هم و از جنس ژئوپس می باشد. لازم به ذکر است که با توجه به نتایج به دست آمده و رخنمون توده های آهکی احتمالاً لایه سوم دارای آهک نیز می باشد.

در پروفیل ژئوالکتریک و خط لرزه نگاری شماره (۱۲) لایه اول دارای رس گراول دار، کنگلومرا و ژئوپس با ضخامتی مشابه می باشند. لایه دوم و سوم در پروفیل ژئوالکتریک همچون لایه دوم همین خط لرزه نگاری از جنس رس خالص و رس گراول دار است که با توجه به مقادیر عددی مربوط به مقاومت ویژه و سرعت میزان رس خالص آن به مراتب بیشتر می باشد. مقدار عددی به دست آمده برای مجموع ضخامت های لایه دوم و سوم در روش ژئوالکتریک با ضخامت لایه دوم در روش لرزه ای بسیار به یکدیگر نزدیک می باشند. لایه سوم در هر دو روش با توجه به مقادیر به دست آمده مربوط به حضور ژئوپس به عنوان لایه مبنا می باشد.

اولین لایه مربوط به پروفیل ژئوالکتریک و خط لرزه نگاری شماره (۱۳) از جنس آبرفت های سطحی، رس گراول دار، ژئوپس و در بعضی نقاط کنگلومرا می باشد. ضخامت محاسبه شده برای این لایه در هر دو روش تقریباً یکسان می باشد. لایه دوم و سوم روش ژئوالکتریک با لایه سوم روش لرزه ای از جنس رس خالص و رس گراول دار می باشد که میزان رس خالص آن به مراتب بیشتر می باشد. ضخامت محاسبه شده برای مجموع ضخامت های لایه دوم و سوم روش ژئوالکتریک با لایه دوم روش لرزه ای

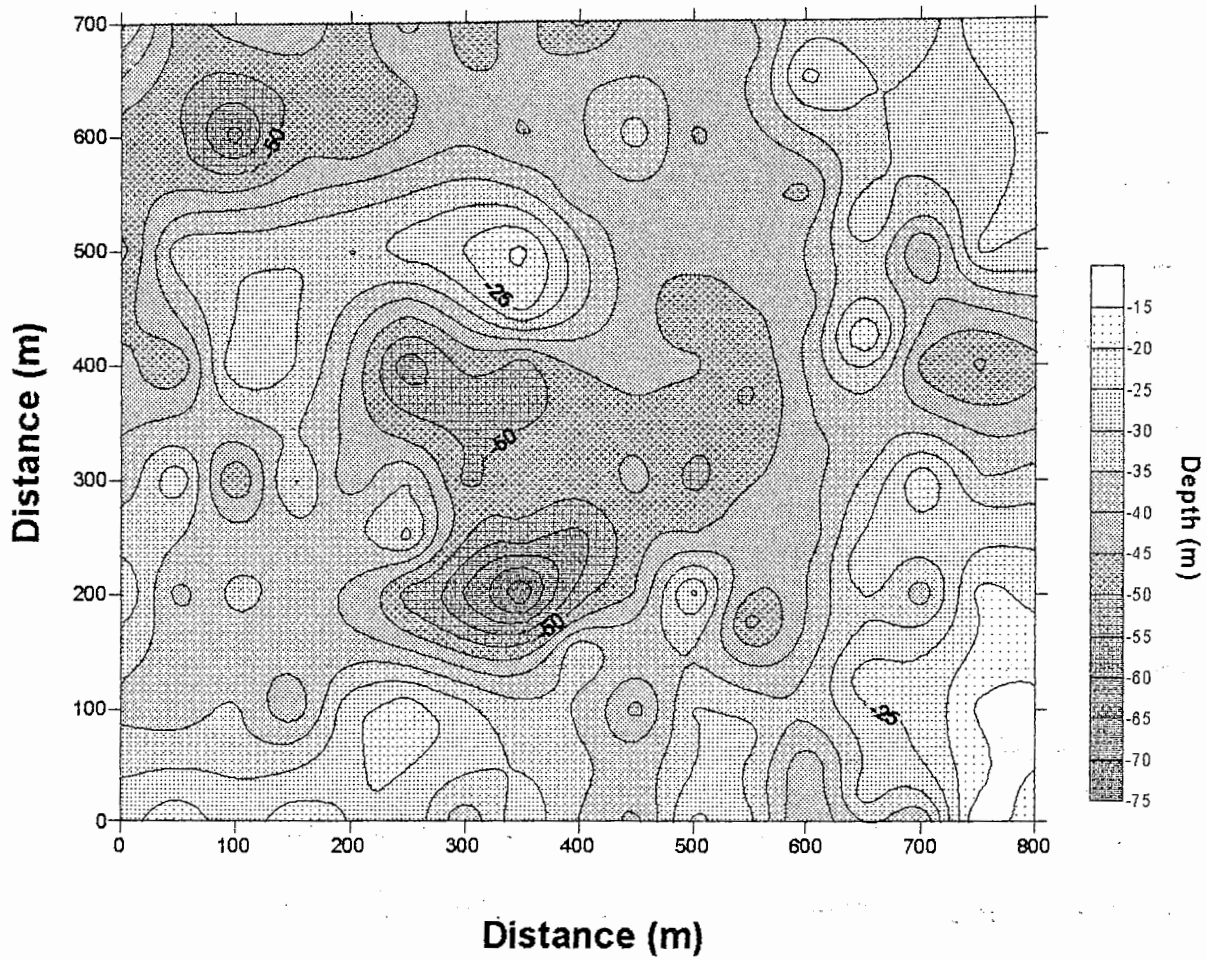
تقریبا مشابه می باشد. لایه آخر در هر دو روش با توجه به مقادیر محاسبه شده مربوط به ژیبس و آهک می باشد.

لازم به ذکر است که مقطع عمقی سنگ بستر در دوروش ژئوالکتریک و لرزه ای شکست مرزی با استفاده از نرم افزار *surfer* رسم شده است. شکل (۶-۱۰) و شکل (۶-۱۱) در پایان این فصل به ترتیب مربوط به مقطع عمقی در روش ژئوالکتریک و لرزه ای شکست مرزی می باشند. مقایسه مقاطع مربوط به دو روش نشان می دهد که عمق های مشخص شده تا حدود زیادی مشابه یکدیگر بوده و یکدیگر را تایید می کنند. از طرفی از بررسی مقاطع می توان نتیجه گرفت که در نواحی تیره تر عمق سنگ بستر بیشتر و میزان رس نیز به مراتب بیشتر از بقیه نواحی می باشد.

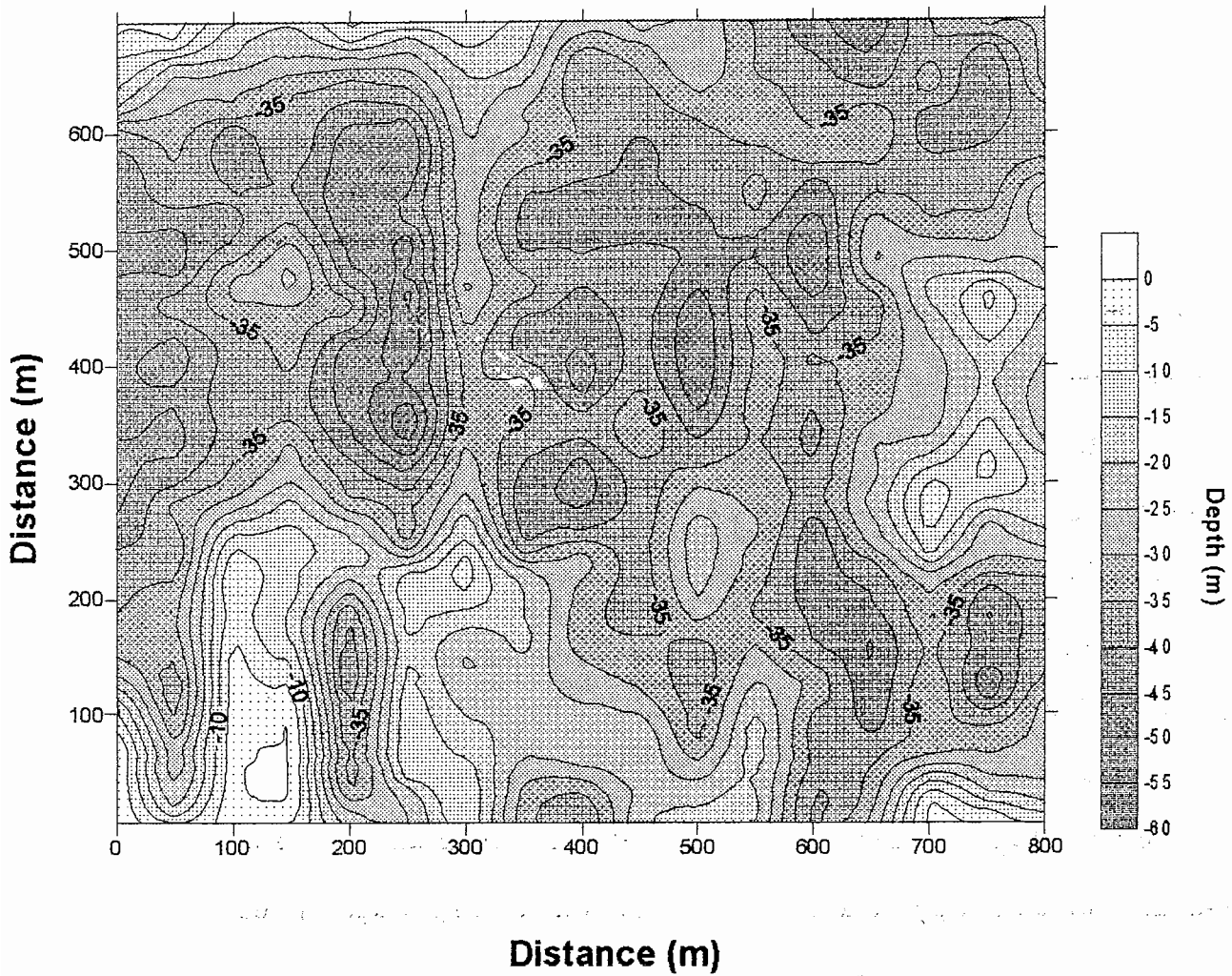
### ۳-۶- محاسبه حجم ذخیره رس معدن اندیکا

بعد از تعیین محل های مناسب برای تجمع رس خالص با استفاده از دو روش مختلف ژئوفیزیکی لازم است تا حجم رس خالص موجود در معدن محاسبه شود. تعیین ذخیره رس بر اساس محاسبات ژئوالکتریک به این ترتیب انجام شد که با استفاده از مقاطع عمقی هر پروفیل ابتدا مساحت لایه‌هایی که مقاومت ویژه آن ها بین ۱-۱۰۰ اهم متر تغییر می کنند، محاسبه می شوند. لازم به ذکر است که مساحت لایه اول که لایه‌ای هوازده است در محاسبه مساحت هیچ یک از لایه‌ها منظور نمی شود. سپس برای هر دو پروفیل مجاور هم، با در نظر گرفتن فاصله ۵۰ متر برای دو خط پروفیلی، حجم با استفاده از رابطه 
$$V = \frac{S_1 + S_2}{2} h$$
 محاسبه می شود.  $S_1$  و  $S_2$  به ترتیب مساحت لایه‌های حاوی رس از دو پروفیل مجاور با مقاومت ویژه مورد نظر هستند که با استفاده از نرم افزار *Autocad* محاسبه شده اند.  $h$  فاصله دو خط پروفیلی می باشد. با توجه به اینکه در منطقه معدن، ۱۷ پروفیل وجود دارد، حجم کل رس از مجموع حجم‌هایی به دست می آید که مقاطع آن ها به روش فوق الذکر محاسبه می شوند. میزان رس خالص تعیین شده به کمک روش ژئوالکتریک حدود ۴۱۰۰۰۰۰ مترمکعب می باشد.

در روش لرزه‌ای، محاسبه به کمک خطوط لرزه‌نگاری انجام می‌شود. به این ترتیب که در هر خط لرزه‌نگاری مساحت پروفیل‌هایی که سرعت آنها بین ۹۰۰ تا ۱۸۵۰ (متر بر ثانیه) تغییر می‌کنند، با حذف لایه اول به عنوان لایه هوازده، محاسبه می‌شود. سپس با داشتن فاصله هر دو خط لرزه‌نگاری که همان مقدار ۵۰ متر می‌باشد، حجم با استفاده از رابطه به کار برده شده برای روش ژئوالکتریک محاسبه می‌شود. همچون روش ژئوالکتریک،  $S_1$  و  $S_2$  مساحت‌های در نظر گرفته شده برای رس خالص در دو خط لرزه‌نگاری مجاور هم می‌باشد. حجم کل رس در روش لرزه‌ای نیز از مجموع حجم‌هایی به دست می‌آید که مقاطع آن‌ها به روش فوق از خطوط لرزه‌نگاری مجاور هم محاسبه می‌شوند. حجم محاسبه شده با استفاده از این روش برای معدن اندیکا ۴۵۴۳۳۶۰ مترمکعب می‌باشد. با میانگین‌گیری از حجم به دست آمده از دو روش فوق حجم رس خالص در معدن مورد نظر ۴۳۲۱۶۸۰ مترمکعب می‌باشد که صرفاً ۲۰۰۰۰۰۰ مترمکعب از این میزان رس برای ساخت هسته سد مسجد سلیمان مورد نیاز بوده است.



شکل ۱۰۶- مقطع عمقی سنگ بستر در روش ژئوالکتریک.



شکل ۱۱۶- مقطع عمقی سنگ بستر در روش لرزه ای شکست مرزی.

## فصل هفتم

نتیجه گیری و پیشنهادات

## فصل هفتم: نتیجه گیری و پیشنهادات

در محدوده معدن رس اندیکا از دو روش مقاومت ویژه الکتریکی و لرزه ای شکست مرزی برای تعیین جنس لایه ها و محاسبه حجم ذخیره رس خالص برای ساخت هسته رسی سد مسجد سلیمان استفاده شد. انطباق پروفیل های ژئوالکتریک بر خطوط لرزه نگاری موجب شد تا ابهامات موجود در اندازه گیری و تفسیر مجزای داده های ژئوالکتریک و لرزه ای شکست مرزی تا حدود زیادی مرتفع گردد.

مطالعات ژئوالکتریکی در محدوده معدن اندیکا، با روش سونداژ الکتریکی و با استفاده از آرایش شلومبرژه صورت گرفت. این مطالعات در طول ۱۷ پروفیل در راستای شمال- جنوب و مشتمل بر ۱۵۰ سونداژ الکتریک انجام شد. نتایج به دست آمده مربوط به پانزده پروفیل اولیه با استفاده از مدل چهار لایه ای و دو پروفیل آخر با استفاده از مدل سه لایه ای تفسیر شد. در مرحله تفسیر مقطع عمقی مربوط به هر پروفیل رسم شد. در پایان نیز مقطع عمقی سنگ بستر با استفاده از نرم افزار *surfer* رسم شده است. لایه اول عموماً از آبرفت های سطحی، رس گراول دار، کنگلومرا و ژئوپس تشکیل شده است. ضخامت این لایه نسبت به بقیه لایه ها کمتر است. با توجه به تشکیلات مختلف این لایه مقاومت ویژه مربوط به آن متغیر است. مقدار مقاومت ویژه در این لایه بین ۱۲/۷ تا ۴۲۲ اهم متر تغییر می کند. لایه دوم و سوم احتمالاً از رس خالص و رس گراول دار و در بعضی نقاط از کنگلومرا تشکیل شده است. مقاومت ویژه این لایه متفاوت است. لایه آخر معرف حضور ژئوپس است. در بعضی نقاط توده هایی از آهک هم وجود دارد. مقاومت ویژه این لایه در محدوده ۳ تا ۳۴ اهم متر تغییر می کند. طبق نتایج به دست آمده از جداول، مقاومت ویژه رس در محدوده ۱ تا ۱۰۰ اهم متر متغیر است.

عملیات لرزه نگاری در منطقه اندیکا در امتداد ۱۷ خط لرزه نگاری (شامل ۱۰۰ پروفیل لرزه ای) با توانمندی ۲۴ ژئوفون انجام شد. بعد از انجام عملیات، منحنی های زمان - مسافت و مقاطع عمقی هر خط لرزه نگاری رسم شد. لازم به ذکر است که عمق سنگ بستر با استفاده از نرم افزار *surfer* ، مشابه



روش ژئوالکتريک برای این روش رسم شده است. با استفاده از نتایج به دست آمده منطقه مورد نظر از لایه های زیر تشکیل شده است:

لایه اول لایه سطحی هوازده است که شامل آبرفت های سطحی، رس گراول دار، کنگلومرا، ژيپس و آهک می باشد. سرعت موج لرزه ای در این لایه در محدوده ۸۷۰-۲۸۰ متر بر ثانیه تغییر می کند. لایه دوم به احتمال زیاد متشکل از رس خالص و رس گراول دار می باشد. هر چه میزان گراول بیشتر باشد سرعت موج تراکمی در آن لایه به مراتب بیشتر خواهد بود. لازم به ذکر است که محدوده سرعتی ۹۰۰-۱۸۵۰ m/s برای رس خالص در نظر گرفته شده است. از این رو در لایه دوم مقاطع عمقی، محل هایی که سرعت آن ها تا ۱۸۵۰ m/s تعیین شده است دارای رس خالص می باشند. لایه آخر با توجه به محدوده سرعتی ژيپس، مربوط به سازند گچساران بوده و دارای ژيپس می باشد. سرعت در این لایه متغیر است. در مناطقی که سرعت بالا رفته، به عنوان مثال لایه آخر خط لرزه نگاری شماره ۱۳ که دارای سرعتی در محدوده ۴۶۵۰ - ۴۱۰۰ m/s می باشد، با توجه به رخنمون آهک در سطح زمین، به احتمال زیاد آهک با تخلخل خوب وجود دارد. لازم به ذکر است که محدوده سرعتی به دست آمده از جداول موجود به شرح زیر می باشد:

(- لایه سطحی هوازده : ۲۵۰ - ۷۰۰ m/s

(- رس خالص : ۹۰۰ - ۱۸۵۰ m/s

(- ژيپس : ۲۸۰۰ - ۴۰۰۰ m/s

(- آهک : ۳۶۰۰ - ۵۲۰۰ m/s

در ادامه با در نظر گرفتن کل نتایج بدست آمده از پردازش داده های ژئوالکتريک و مقاطع عمقی آن ها و بررسی نتایج حاصل از تفسیر خطوط لرزه نگاری و مقاطع عمقی مربوط به آن ها این دو روش با یکدیگر مقایسه می شوند. در بیشتر نواحی مقادیر بدست آمده یکدیگر را تایید کرده و نتایج تفسیرها مشابه می باشد. در بعضی نقاط اختلاف ضخامت لایه های فوقانی سنگ بستر در دو روش (مجموع ضخامت های لایه دوم و سوم در روش ژئوالکتريک با لایه دوم در روش لرزه ای شکست مرزی) ممکن است مربوط به حضور لایه پنهان باشد. در خاتمه بعد از تعیین محل های مناسب برای استحصال رس

خالص، حجم آن از هر دو روش ژئوفیزیکی تعیین شد. حجم به دست آمده از روش ژئوالکتریک ۴۱۰۰۰۰۰ متر مکعب و با استفاده از روش لرزه ای ۴۵۴۳۳۶۰ متر مکعب محاسبه شد. میانگین حجم به دست آمده از هر دو روش ۴۳۲۱۶۸۰ متر مکعب می باشد. در ساخت هسته رسی سد مسجد سلیمان ۲۰۰۰۰۰۰ متر مکعب از این رس مورد استفاده قرار گرفت.

همان طور که در فصل پنجم اشاره شد، به منظور بالا بردن دقت اندازه‌گیری در روش لرزه‌ای شکست، مرزی اندازه‌گیری در راستای شرقی - غربی، در امتداد ۱۵ خط لرزه‌نگاری (مشمول بر ۴۹ پروفیل) صورت گرفت. سپس به عنوان نمونه، منحنی‌های زمان - مسافت و مقاطع عمقی مربوط به شش خط لرزه‌نگاری رسم شد. همچون پروفیل‌های شمالی - جنوبی سرعت لایه اول بیانگر لایه سطحی هوازده از جنس آبرفت‌های سطحی، کنگلومرا، ژئپش و آهک می باشد. لایه دوم به احتمال زیاد شامل رس گراول دار و رس خالص است و سرعت لایه آخر معرف ژئپس و آهک در منطقه می باشد.

نتایج این پژوهش نشان می دهد که مدل سازی داده های ژئوفیزیکی منجر به دقیق تر شدن جواب های حاصل از روش های مختلف ژئوفیزیکی و نزدیک شدن آن ها به یکدیگر می شود. لذا این نتایج، استفاده از مدل سازی داده های ژئوفیزیکی پس از پردازش آن ها را کاملاً ضروری می نماید. از آن جا که استفاده از مدل سازی منجر به افزایش دقت نتایج ژئوفیزیکی می شود، جلوگیری از حفاری و هزینه های آن، اهمیت و نقش مدل سازی را در کاهش هزینه های جانبی نشان می دهد.

### پیشنهادات

- استفاده از حداقل دو روش ژئوفیزیکی در برداشت داده های صحرائی به منظور بالا بردن دقت اندازه گیری ها و جلوگیری از حفاری و هزینه های مربوط به آن .
- استفاده از مدل سازی در پردازش و تفسیر داده های ژئوفیزیکی به منظور نزدیک تر نمودن نتایج به دست آمده از برداشت ژئوفیزیکی.
- از آن جا که روش ژئوالکتریک نسبت به روش لرزه ای قادر به تشخیص و تفکیک لایه های بیشتری می باشد، از این رو استفاده از این روش در شناسایی لایه ها پیشنهاد می شود.

منابع

## منابع

- ۱- حاجب حسینیہ ، ح؛ زمردیان، ح.، ۱۳۷۵، ”ژئوفیزیک کاربردی“، (مؤلف : دبلیو - ام تلفورد، ال - پی جلداری، ار - ای شریف، دی - ا کیز)، جلد اول و دوم، انتشارات دانشگاه تهران.
  - ۲- حاجب حسینیہ ، ح.، ۱۳۷۳، ”ژئوفیزیک کاربردی برای زمین شناسان و مهندسیین“، (مؤلف: دی - اچ گریفیتس، ار - اف کینگ)، انتشارات دانشگاه تهران.
  - ۳- کلاگری، ع - الف.، ۱۳۷۱، ”اصول اکتشافات ژئوفیزیکی“ انتشارات تابش.
  - ۴- توکلی، ش.، ۱۳۷۵، ”ژئوفیزیک (رشته زمین شناسی)“، انتشارات دانشگاه پیام نور.
  - ۵- علوی نایینی، م.، ۱۳۷۲، ”زمین شناسی ایران“، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- 
6. Reynolds, M., 1997, *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics* , Wiley,Chichester.
  - 7.Mooney, H.M., 1980, *Handbook of Engineering Geophysics* , Vol 2: Electrical Resistivity, Bison Instruments, Inc.
  - 8.Dobrin, M.B. & Savit, C.H.,1988, *Introduction to Geophysical Prospecting* ,fourth edition,McGraw Hill,Network.
  - 9.Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. and Keys, D.A., 1990, *Applied Geophysics* , Second edition, Vol 1,2., Cambridge University Press.
  - 10.Robinson, E.,Coruh,C.,1988, *Basic exploration geophysics* , John wiley & sons, Inc.
  - 11.Zhadanov, M.s., and Keller. G.V., 1994, *The Geoelectrical Methods in Geophysical Exploration*,Elsevier Scientific Publishing Co.
  - 12.Kearey, P., Brooks and M.,Hill,I., 2002, *An Introduction to Geophysical Exploration*, third edition, Blackwell Science Ltd.
  - 13.Sheriff, R.E. & Geldart, L.P., 1982-3, *Exploration Seismology* , Second Edition , New York: Cambridge University Press.
  - 14.Mooney, H.M., 1980, *Handbook of Engineering Geophysics*,Vol 1: Seismic, Bison Instruments, Inc.
  - 15.Johnson,S.H., 1976, “Introduction of split-spread refraction data in terms of plane dipping layers”, *Geophysics*, 41,418-24.
  - 16.Cunningham, A.B., 1974, “ Refraction data from single-ended refraction profiles”. *Geophysics*,39,292-301.
  - 17.Parasnis, D.S., 1996, *Principles of Applied Geophysics* , 5th edition. London : Chapman & Hall.

18. Zhadanov, M.S., 2002, *Geophysical Inverse Theory and Regularization Problems* Elsevier Science B.A., p.609.
19. Manke, W., 1989. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Academic Press, Inc. P.289.
20. Aki, K., Richards, P.G., 1986, *Quantitative Seismology. Theory and Methods*, W.H. Freeman and Company, P932.
21. Ward Stanley H., 1990, "Resistivity and Induced Polarization", *Geotechnical and Environmental Geophysics*, Vol 1., Fourth Printing 1997, Society of Exploration Geophysicists, pp 147-189.
22. Scott, James H., 1973, "Seismic Refraction Modeling by Computer", Vol 38, *Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists.
23. Cooper, G.R.J., 1992. *FORWARD MODELING AND INVERSION FOR SCHLUMBERGER RESISTIVITY SOUNDING*, Department of Geophysics, University of the Witwatersrand.
24. Inman, J.R., 1975, "Resistivity inversion with ridge regression", *Geophysics*, Vol 50, p. 2112.
25. Inman, J.R., Ryu, J., Ward, S., 1973, "Resistivity inversion", *Geophysics*, Vol 38, p. 1088.
26. <http://www.hasgeo.com/refract.htm>, 1999, *Rippability (Refraction Seismic)*, Hasbrouk Geophysics, Inc.
27. Schmok, J., Maxwell, M., 1999, "Project Ranch: Seismic Refraction Results", pp.992-1892.
28. Thornburgh, H.R., 1930, *Wave-front diagrams in seismic interpretation*, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 14, 185-200.
29. Cerveny, V., Langer, J. & Psencik, I., 1974, "Computation of geometric spread of seismic body waves in laterally inhomogeneous media with curved interfaces", *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 38, 9-19.
30. Hansen Don A. et al, 1997, *The Society of Exploration Geophysicists*, Volume 2., Published by the society of exploration geophysicists.
31. Lankston R.W., 1990, "High-resolution refraction seismic data acquisition and interpretation", *Geotechnical and Environmental Geophysics*, Vol 1., Fourth Printing 1997. Society of Exploration Geophysicists, pp 45-73.
32. Keller, G.V. and Frischknecht, F.C., 1966, *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. Volume 10, Pergamon Press Inc.
33. Finol, J., Guo, Y.K., Dong Jing, Xu., 2001, *A rule based fuzzy model for the prediction of petrophysical rock parameters*. Vol.29. Journal of Petroleum Sciences and Engineering, pp 97-113.

ضمائم

ضميمه الف

## ضمیمه الف - نتایج حاصل از پردازش و تفسیر داده‌های ژئوالکتریک

نتایج حاصل از مدل سازی عددی سونداژها و مقاطع عمقی ۱۴ پروفیل ژئوالکتریک، در این قسمت ارائه شده است. جداول و اشکال (۱-۱) تا (۱۴-۱) مربوط به نتایج مدل سازی و مقاطع عمقی پروفیل های ۱ تا ۱۰، ۱۴، ۱۵، ۱۶ و ۱۷ می باشد.

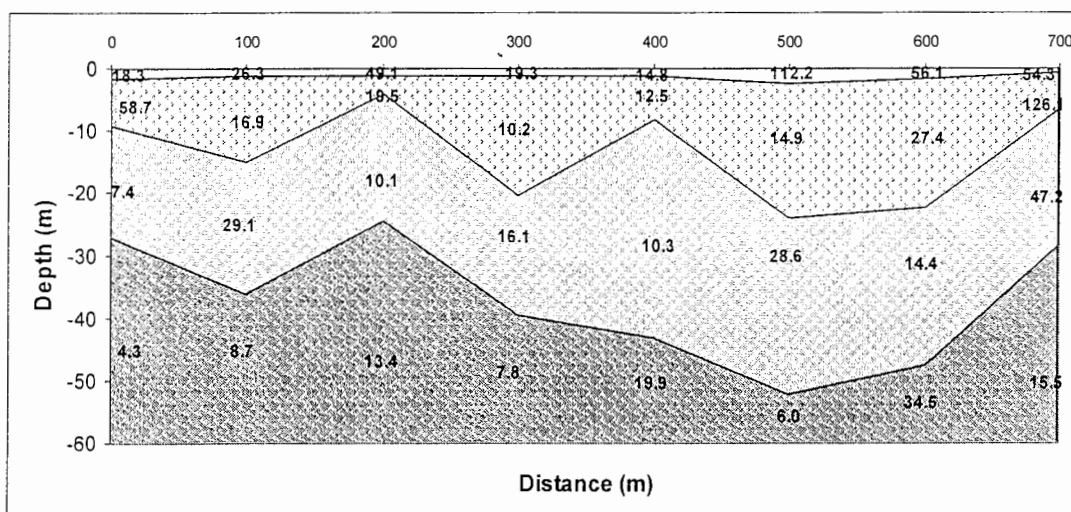


جدول ض - الف - ۱- نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۱).

شماره سونداژ	لایه	ضخامت (متر)	مقاومت ویژه (اهم-متر)
1	1	1.61	18.3
	2	7.57	58.7
	3	17.97	7.4
	4	Infinite	4.3
2	1	1.11	26.3
	2	13.98	16.9
	3	21.17	29.1
	4	Infinite	8.7
3	1	1.12	49.1
	2	3.03	19.5
	3	20.39	10.1
	4	Infinite	13.4
4	1	1.33	19.3
	2	19.01	10.2
	3	19.19	16.1
	4	Infinite	7.8
5	1	1.25	14.8
	2	7.05	12.5
	3	-35	10.3
	4	Infinite	19.9
6	1	2.41	112.2
	2	21.6	14.9
	3	28.11	28.6
	4	Infinite	6.0
7	1	1.65	56.1
	2	20.73	27.4
	3	25.34	14.4
	4	Infinite	34.5
8	1	0.73	54.3
	2	5.76	126.1
	3	21.97	47.2
	4	Infinite	15.5

(S)

(N)



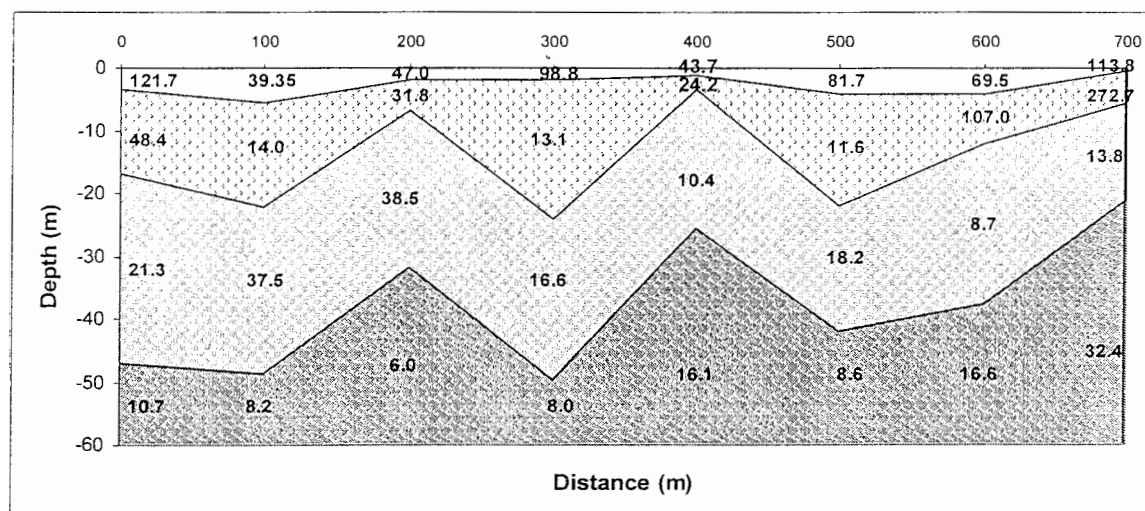
شکل ض - الف - ۱- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۱).

جدول ض - الف - ۲- نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۲).

شماره سونداژ	لایه	ضخامت (متر)	مقاومت ویژه (اهم-متر)
9	1	3.29	121.7
	2	13.63	48.4
	3	29.96	21.3
	4	Infinite	10.7
10	1	5.63	39.35
	2	22.87	14.0
	3	38.34	37.5
	4	Infinite	8.2
11	1	1.87	47
	2	4.92	31.8
	3	24.92	38.5
	4	Infinite	6.0
12	1	1.89	98.8
	2	22.30	13.1
	3	29.65	16.6
	4	Infinite	8.0
13	1	1.27	43.7
	2	2.03	24.2
	3	22.13	10.4
	4	Infinite	16.1
14	1	4.15	81.7
	2	17.7	11.6
	3	19.99	18.2
	4	Infinite	8.6
15	1	4.08	69.5
	2	7.95	107
	3	49.5	8.7
	4	Infinite	16.6
16	1	0.49	113.8
	2	5.01	272.7
	3	15.39	13.8
	4	Infinite	32.4

(N)

(S)



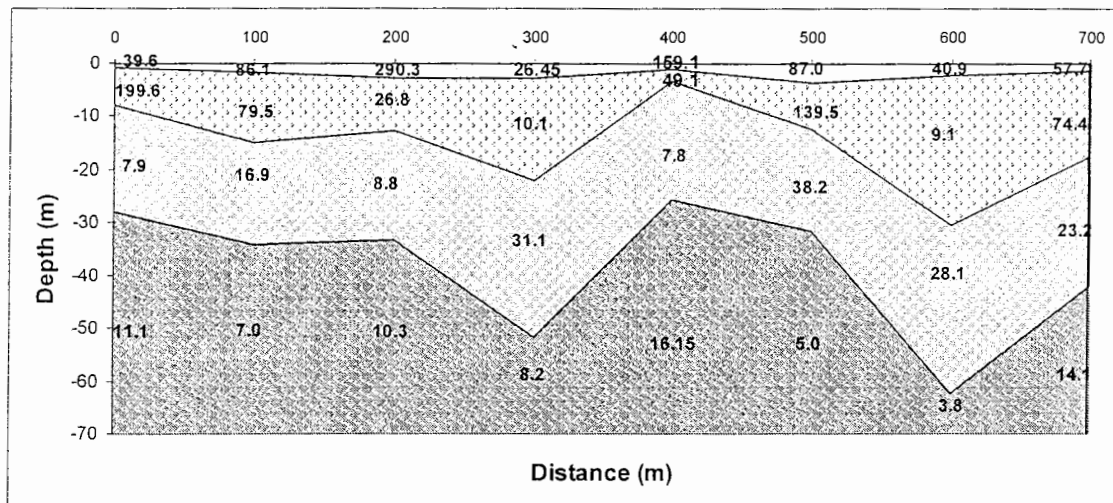
شکل ض - الف - ۲- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۲).

جدول ض - الف - ۳- نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۳).

شماره سونداژ	لایه	ضخامت (متر)	مقاومت ویژه (اهم-متر)
17	1	0.89	39.6
	2	7.11	199.6
	3	20.02	7.9
	4	Infinite	11.1
18	1	1.57	86.1
	2	13.41	79.5
	3	19.14	16.9
	4	Infinite	7.0
19	1	2.93	290.3
	2	9.89	26.8
	3	20.47	8.8
	4	Infinite	10.3
20	1	2.72	26.45
	2	19.31	10.1
	3	29.66	31.1
	4	Infinite	8.2
21	1	1.16	159.1
	2	2.29	49.1
	3	22.23	7.8
	4	Infinite	16.15
22	1	3.62	87.0
	2	8.85	139.5
	3	19.18	38.2
	4	Infinite	5.0
23	1	2.13	40.9
	2	28.35	9.1
	3	31.87	28.1
	4	Infinite	3.8
24	1	1.36	57.7
	2	16.16	74.4
	3	24.65	23.2
	4	Infinite	14.1

(S)

(N)



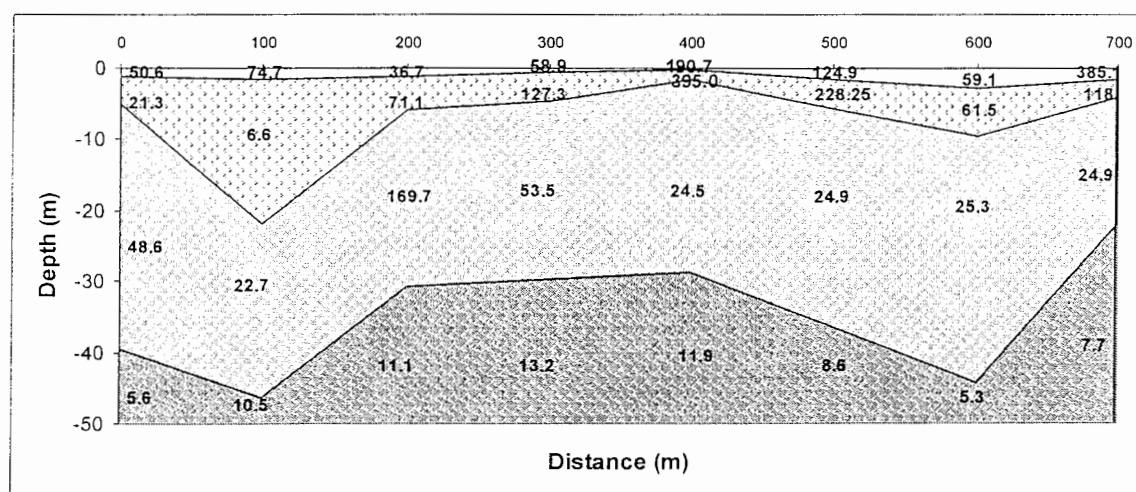
شکل ض - الف - ۳- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۳).

جدول ض - الف - ۴- نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۴).

شماره سونداژ	لایه	ضخامت (متر)	مقاومت ویژه (اهم-متر)
25	1	1.23	50.6
	2	3.83	21.3
	3	34.4	48.6
	4	Infinite	5.6
26	1	1.65	74.7
	2	20.21	6.6
	3	24.55	22.7
	4	Infinite	10.5
27	1	1.20	36.7
	2	4.77	71.1
	3	24.9	169.7
	4	Infinite	11.1
28	1	0.62	58.9
	2	4.05	127.3
	3	25.02	53.5
	4	Infinite	13.2
29	1	0.3	190.7
	2	1.31	395.0
	3	27.05	24.5
	4	Infinite	11.9
30	1	1.59	124.9
	2	3.98	228.25
	3	30.87	24.9
	4	Infinite	8.6
31	1	2.89	59.1
	2	6.66	61.5
	3	34.7	25.3
	4	Infinite	5.3
32	1	1.62	385.1
	2	2.37	118.0
	3	17.8	24.9
	4	Infinite	7.7

(N)

(S)



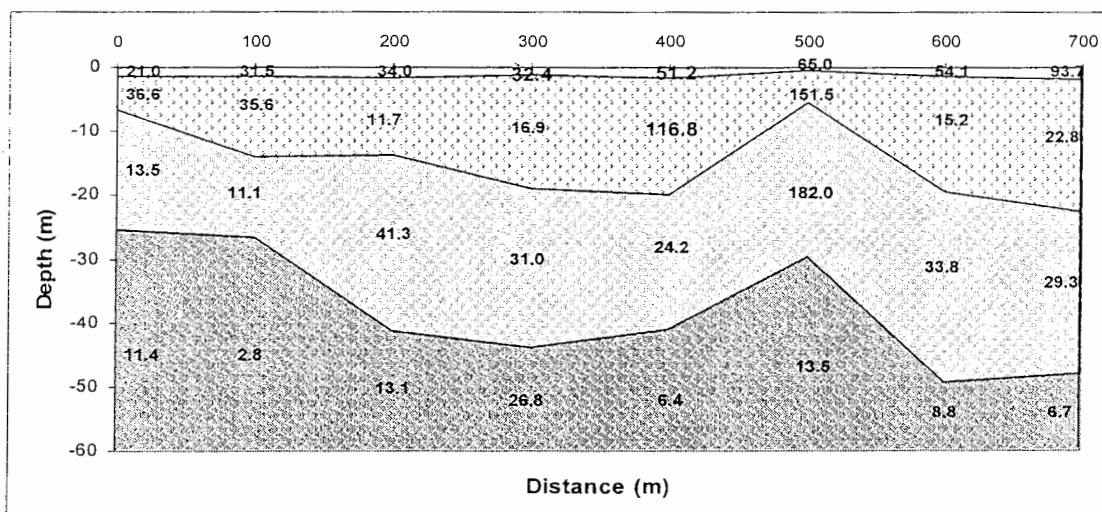
شکل ض - الف - ۴- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۴).

جدول ض - الف - ۵- نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۵).

شماره سونداژ	لایه	ضخامت (متر)	مقاومت ویژه (اهم-متر)
33	1	1.31	21.0
	2	5.32	36.6
	3	18.64	13.5
	4	Infinite	11.4
34	1	1.52	31.5
	2	12.52	35.6
	3	12.58	11.1
	4	Infinite	2.8
35	1	1.76	34.0
	2	11.91	11.7
	3	27.49	41.3
	4	Infinite	13.1
36	1	1.27	32.4
	2	17.7	16.9
	3	24.91	31.0
	4	Infinite	26.8
37	1	1.55	51.2
	2	18.48	116.8
	3	20.88	24.2
	4	Infinite	6.4
38	1	0.58	65.0
	2	4.86	151.5
	3	24.32	182.0
	4	Infinite	13.5
39	1	1.38	54.1
	2	18.18	15.2
	3	29.73	33.8
	4	Infinite	8.8
40	1	1.85	93.7
	2	20.58	22.8
	3	25.59	29.3
	4	Infinite	6.7

(S)

(N)

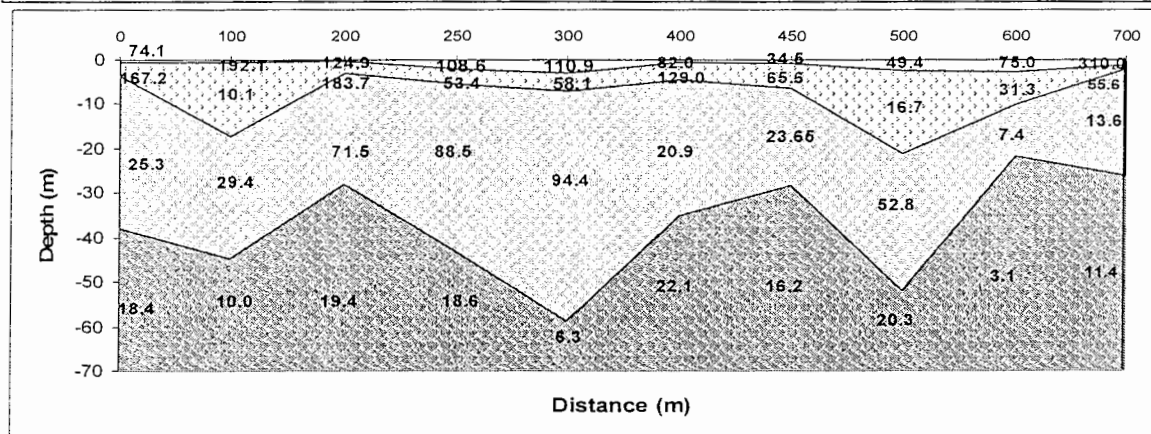


شکل ض - الف - ۵- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۵).

جدول ض - الف - ۶- نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۶).

شماره سونداژ	لایه	ضخامت (متر)	مقاومت ویژه (اهم-متر)
41	1	0.51	74.1
	2	3.23	167.2
	3	34.06	25.3
	4	Infinite	18.4
42	1	0.68	192.1
	2	16.47	10.1
	3	27.61	29.4
	4	Infinite	10.0
43	1	0.35	124.9
	2	2.86	183.7
	3	24.9	71.5
	4	Infinite	19.4
S <sub>10</sub>	1	2.28	108.6
	2	3.16	53.4
	3	37.78	88.5
	4	Infinite	18.6
44	1	3.01	110.9
	2	4.06	58.1
	3	51.68	94.4
	4	Infinite	6.3
45	1	0.68	82.0
	2	3.82	129.0
	3	30.56	20.9
	4	Infinite	22.1
S <sub>7</sub>	1	0.94	34.5
	2	5.5	65.6
	3	21.87	23.65
	4	Infinite	16.2
46	1	2.36	49.4
	2	18.95	16.7
	3	30.9	52.8
	4	Infinite	20.3
47	1	2.72	75.0
	2	7.48	31.3
	3	11.71	7.4
	4	Infinite	3.1
48	1	1.11	310.0
	2	1.11	55.6
	3	23.86	13.6
	4	Infinite	11.4

(N)



(S)

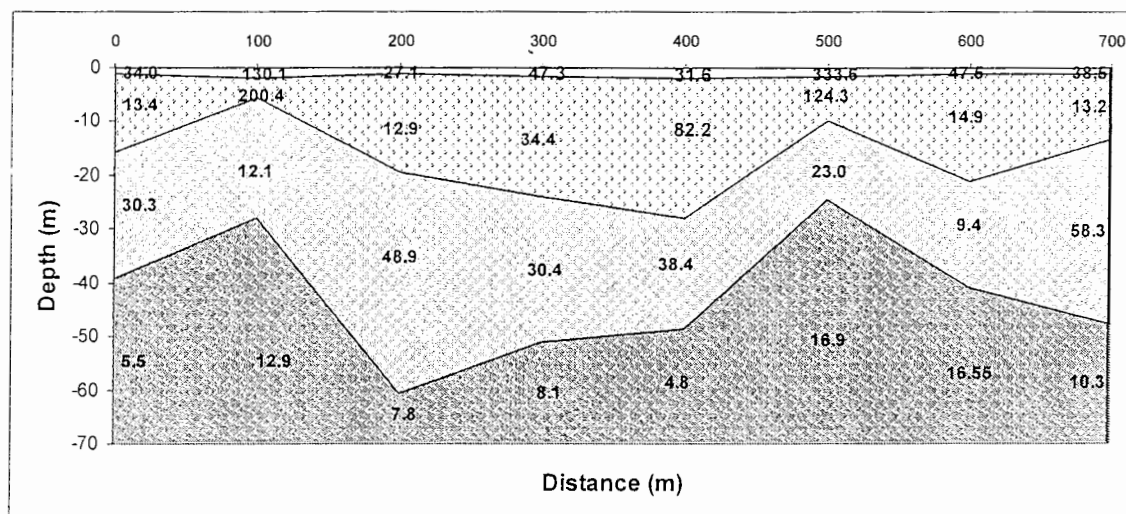
شکل ض - الف - ۶- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۶).

جدول ض - الف - ۷- نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۷).

شماره سونداژ	لایه	ضخامت (متر)	مقاومت ویژه (اهم-متر)
49	1	1.02	34.0
	2	14.66	13.4
	3	23.61	30.3
	4	Infinite	5.5
50	1	2.04	130.1
	2	3.61	200.4
	3	22.25	12.1
	4	Infinite	12.9
51	1	1.27	27.1
	2	18.15	12.9
	3	41.15	48.9
	4	Infinite	7.8
52	1	1.58	47.3
	2	22.43	34.4
	3	27.2	30.4
	4	Infinite	8.1
53	1	1.86	31.6
	2	26.06	82.2
	3	20.59	38.4
	4	Infinite	4.8
54	1	1.82	333.6
	2	8.12	124.3
	3	14.75	23.0
	4	Infinite	16.9
55	1	1.07	47.5
	2	20.21	14.9
	3	19.74	9.4
	4	Infinite	16.55
56	1	1.14	38.5
	2	12.12	13.2
	3	34.34	58.3
	4	Infinite	10.3

(S)

(N)

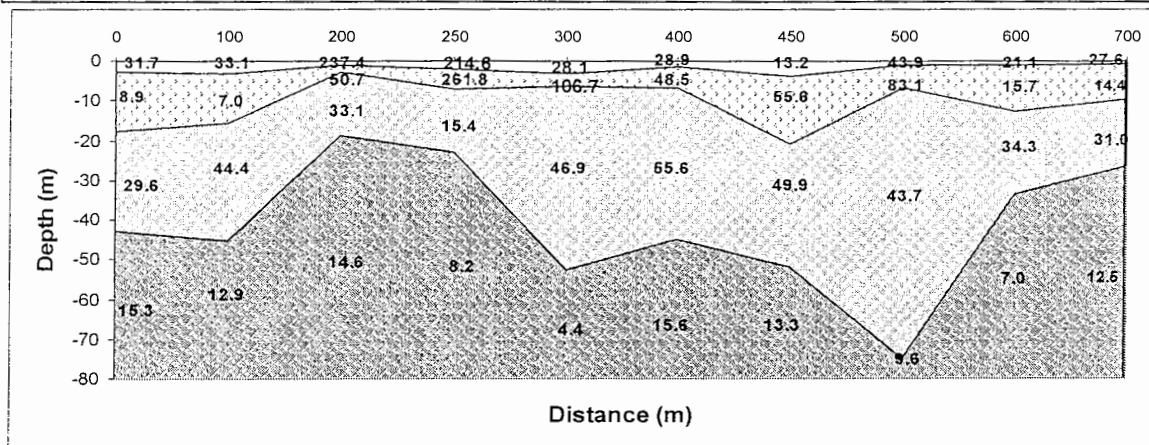


شکل ض - الف - ۷- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکترونیک شماره (۷).

جدول ض - الف - ۸- نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۸).

شماره سونداژ	لایه	ضخامت (متر)	مقاومت ویژه (اهم-متر)
57	1	2.78	31.7
	2	14.99	8.9
	3	25.12	29.6
	4	Infinite	15.3
58	1	3.08	33.1
	2	12.4	7.0
	3	29.97	44.4
	4	Infinite	12.9
59	1	1.12	237.4
	2	1.61	50.7
	3	16.08	33.1
	4	Infinite	14.6
S <sub>11</sub>	1	2.26	214.6
	2	4.86	261.8
	3	15.87	15.4
	4	Infinite	8.2
60	1	3.25	28.1
	2	3.14	106.7
	3	46.49	46.9
	4	Infinite	4.4
61	1	1.35	28.9
	2	5.44	48.5
	3	38.04	55.6
	4	Infinite	15.6
S <sub>8</sub>	1	3.72	13.2
	2	17.3	55.6
	3	30.85	49.9
	4	Infinite	13.3
62	1	0.91	43.9
	2	5.79	83.1
	3	68.27	43.7
	4	Infinite	9.6
63	1	1.08	21.1
	2	11.52	15.7
	3	21.08	34.3
	4	Infinite	7.0
64	1	0.82	27.6
	2	8.75	14.4
	3	17.04	31.0
	4	Infinite	12.5

(N)



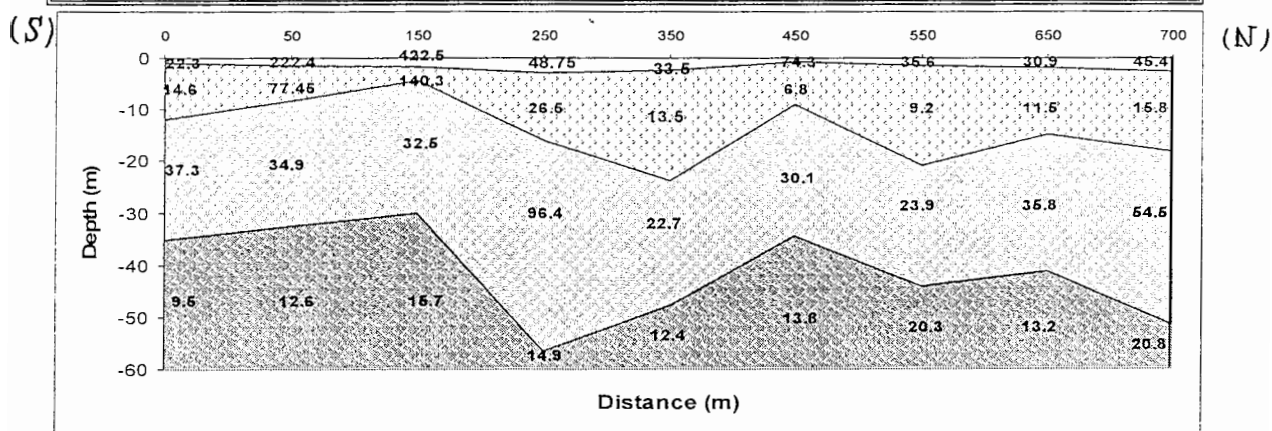
(S)

شکل ض - الف - ۸- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۸).



جدول ض الف ۹- نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۹).

شماره سونداژ	لایه	ضخامت (متر)	مقاومت ویژه (اهم-متر)
65	1	1.03	22.3
	2	10.83	14.6
	3	23.32	37.3
	4	Infinite	9.5
66	1	1.42	222.4
	2	6.73	77.45
	3	24.43	34.9
	4	Infinite	12.6
67	1	1.82	422.5
	2	2.65	140.3
	3	25.55	32.5
	4	Infinite	15.7
68	1	2.83	48.75
	2	13.14	26.5
	3	40.55	96.4
	4	Infinite	14.9
69	1	2.38	33.5
	2	21.44	13.5
	3	24.15	22.7
	4	Infinite	12.4
70	1	0.65	74.3
	2	8.29	6.8
	3	25.55	30.1
	4	Infinite	13.8
71	1	1.5	35.6
	2	19.49	9.2
	3	23.16	23.9
	4	Infinite	20.3
72	1	2.02	30.9
	2	12.68	11.5
	3	26.58	35.8
	4	Infinite	13.2
S <sub>13</sub>	1	2.76	45.4
	2	15.43	15.8
	3	33.32	54.5
	4	Infinite	20.8



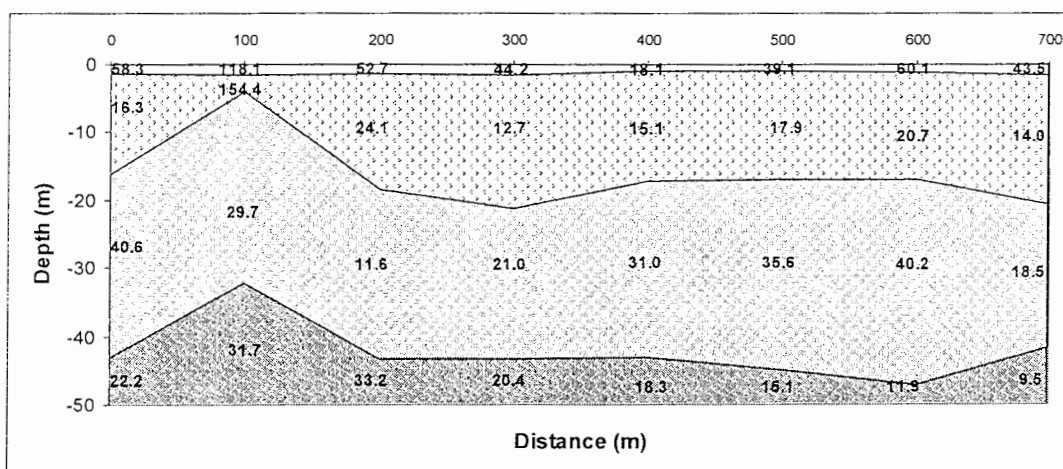
شکل ض الف ۹- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۹).

جدول ض الف - ۱۰- نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۱۰).

شماره سونداژ	لایه	ضخامت (متر)	مقاومت ویژه (اهم-متر)
73	1	1.40	58.3
	2	14.78	16.3
	3	26.89	40.6
	4	Infinite	22.2
74	1	1.64	118.1
	2	2.48	154.4
	3	28.02	29.7
	4	Infinite	31.7
75	1	1.49	52.7
	2	16.85	24.1
	3	25.08	11.6
	4	Infinite	33.2
76	1	1.58	44.2
	2	19.75	12.7
	3	22.07	21.0
	4	Infinite	20.4
77	1	1.0	18.1
	2	16.29	15.1
	3	25.84	31.0
	4	Infinite	18.3
78	1	1.11	39.1
	2	15.93	17.9
	3	27.95	35.6
	4	Infinite	15.1
79	1	1.22	60.1
	2	15.85	20.7
	3	30.17	40.2
	4	Infinite	11.9
80	1	1.65	43.5
	2	19.04	14.0
	3	20.93	18.5
	4	Infinite	9.5

(N)

(S)



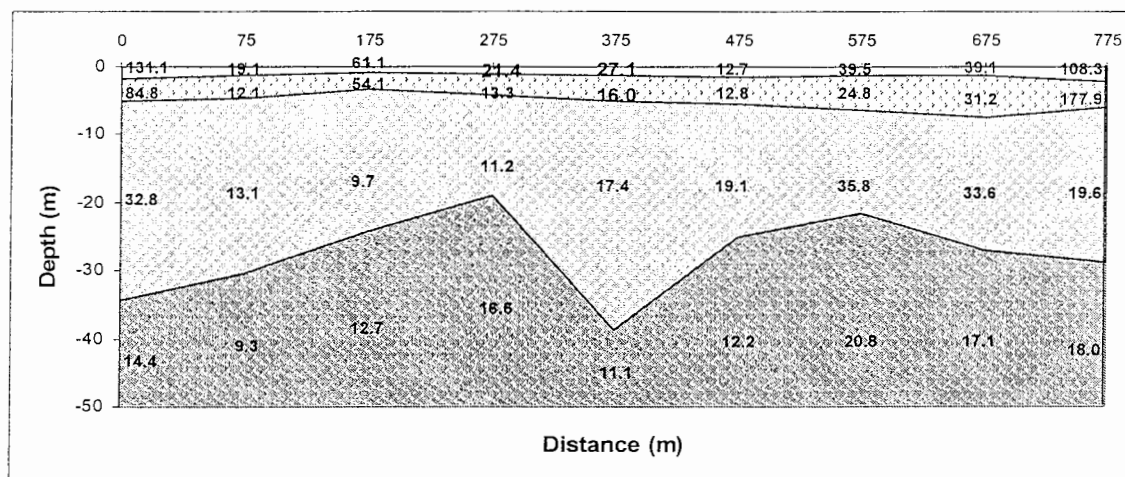
شکل ض الف - ۱۰- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکترونیک شماره (۱۰).

جدول ض - الف - ۱۱ - نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۱۴).

شماره سونداژ	لایه	ضخامت (متر)	مقاومت ویژه (اهم-متر)
105	1	1.82	131.1
	2	3.16	84.8
	3	29.46	32.8
	4	Infinite	14.4
106	1	1.31	19.1
	2	3.35	12.1
	3	25.7	13.1
	4	Infinite	9.3
107	1	0.96	61.1
	2	2.45	54.1
	3	20.77	9.7
	4	Infinite	12.7
108	1	1.17	21.4
	2	2.91	13.3
	3	14.83	11.2
	4	Infinite	16.6
109	1	1.35	27.1
	2	3.75	16.0
	3	33.61	17.4
	4	Infinite	11.1
110	1	1.47	12.7
	2	3.95	12.8
	3	19.69	19.1
	4	Infinite	12.2
111	1	1.29	39.5
	2	5.11	24.8
	3	15.29	35.8
	4	Infinite	20.8
112	1	1.34	39.1
	2	6.25	31.2
	3	19.51	33.6
	4	Infinite	17.1
S <sub>3</sub>	1	2.12	108.3
	2	3.75	177.9
	3	22.9	19.6
	4	Infinite	18.0

(N)

(S)



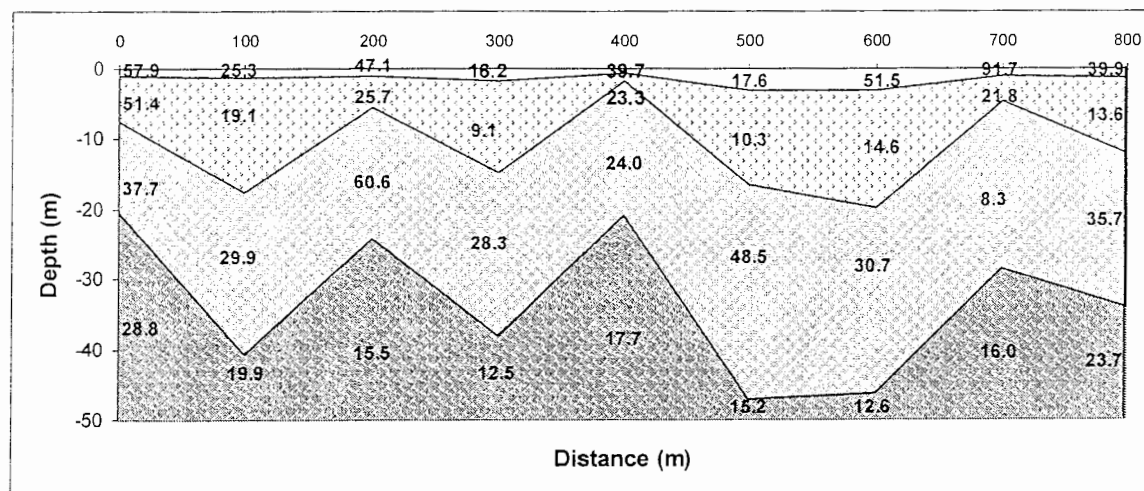
شکل ض - الف - ۱۱ - مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۱۴)

جدول ض - الف - ۱۲- نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۱۵).

شماره سونداژ	لایه	ضخامت (متر)	مقاومت ویژه (اهم-متر)
S <sub>4</sub>	1	1.01	57.9
	2	6.49	51.4
	3	13.4	37.7
	4	Infinite	28.8
113	1	1.27	25.3
	2	16.43	19.1
	3	23.08	29.9
	4	Infinite	19.9
114	1	1.17	47.1
	2	4.41	25.7
	3	18.75	60.6
	4	Infinite	15.5
115	1	1.85	16.2
	2	12.83	9.1
	3	23.52	28.3
	4	Infinite	12.5
116	1	0.58	39.7
	2	1.19	23.3
	3	19.24	24.0
	4	Infinite	17.7
117	1	3.13	17.6
	2	13.31	10.3
	3	30.74	48.5
	4	Infinite	15.2
118	1	3.03	51.5
	2	16.9	14.6
	3	26.26	30.7
	4	Infinite	12.6
119	1	1.02	91.7
	2	3.56	21.8
	3	24.08	8.3
	4	Infinite	16.0
120	1	1.33	39.9
	2	10.89	13.6
	3	21.9	35.7
	4	Infinite	23.7

(S)

(N)



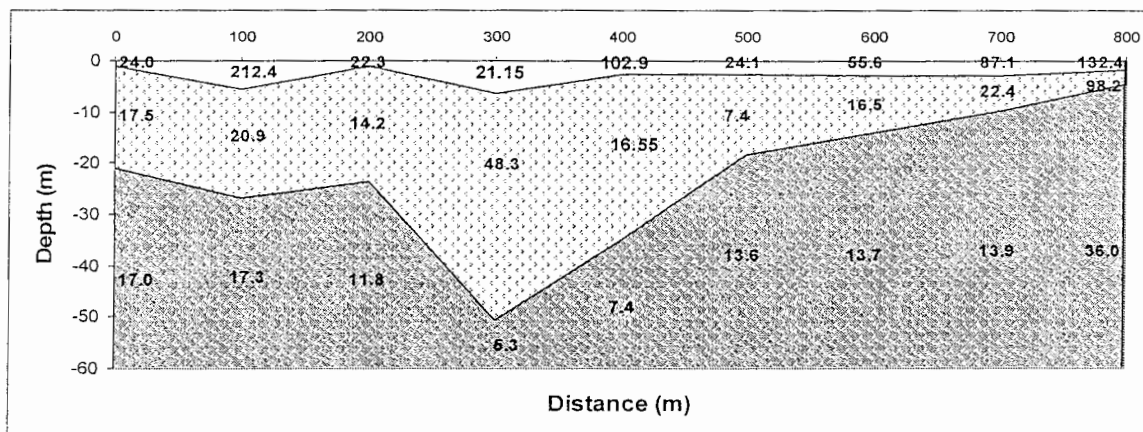
شکل ض - الف - ۱۲- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکترونیک شماره (۱۵)

جدول ض الف - ۱۳ - نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۱۶).

شماره سونداژ	لایه	ضخامت (متر)	مقاومت ویژه (اهم-متر)
121	1	1.16	24.0
	2	19.76	17.5
	3	Infinite	17.0
122	1	5.7	212.4
	2	21.14	20.9
	3	Infinite	17.3
123	1	1.19	22.3
	2	22.47	14.2
	3	Infinite	11.8
124	1	6.42	21.15
	2	44.33	48.3
	3	Infinite	5.3
125	1	2.67	102.9
	2	32.25	16.55
	3	Infinite	7.4
126	1	2.76	24.1
	2	15.52	7.4
	3	Infinite	13.6
127	1	2.79	55.6
	2	11.23	16.5
	3	Infinite	13.7
128	1	2.82	87.1
	2	6.94	22.4
	3	Infinite	13.9
S <sub>5</sub>	1	1.81	132.4
	2	2.59	98.2
	3	Infinite	36.05

(N)

(S)



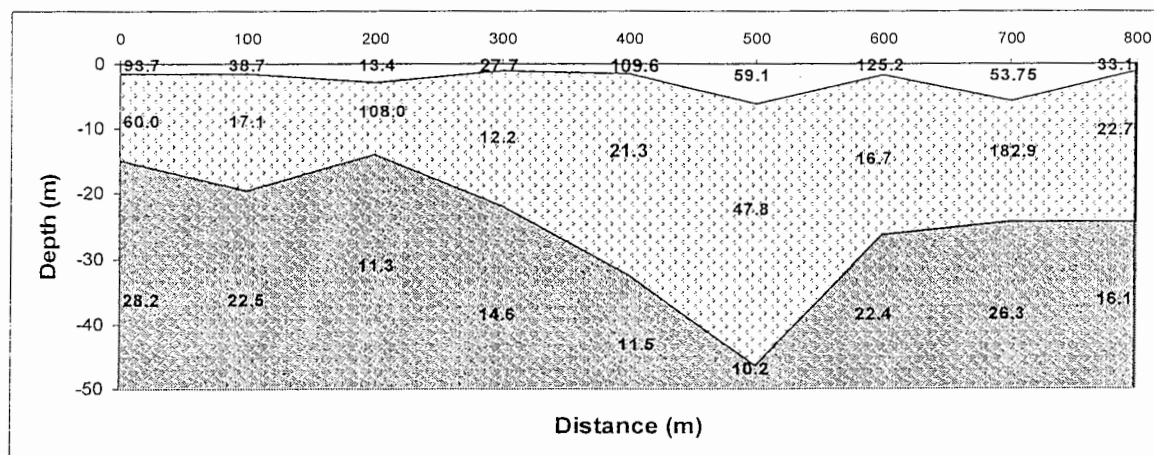
شکل ض الف - ۱۳ - مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۱۶).

جدول ض - الف - ۱۴- نتایج مدل سازی عددی سونداژهای پروفیل شماره (۱۷).

شماره سونداژ	لایه	ضخامت (متر)	مقاومت ویژه (اهم-متر)
S <sub>6</sub>	1	1.62	93.7
	2	13.11	60.0
	3	Infinite	28.2
129	1	1.5	38.7
	2	18.05	17.1
	3	Infinite	22.5
130	1	2.91	13.4
	2	11.06	108.0
	3	Infinite	11.3
131	1	1.2	27.7
	2	20.75	12.2
	3	Infinite	14.6
132	1	1.56	109.6
	2	30.93	21.3
	3	Infinite	11.5
133	1	6.14	59.1
	2	40.23	47.8
	3	Infinite	10.2
134	1	1.83	125.2
	2	24.47	16.7
	3	Infinite	22.4
135	1	5.71	53.75
	2	18.52	182.9
	3	Infinite	26.3
136	1	1.18	33.1
	2	23.12	22.7
	3	Infinite	16.1

(S)

(N)

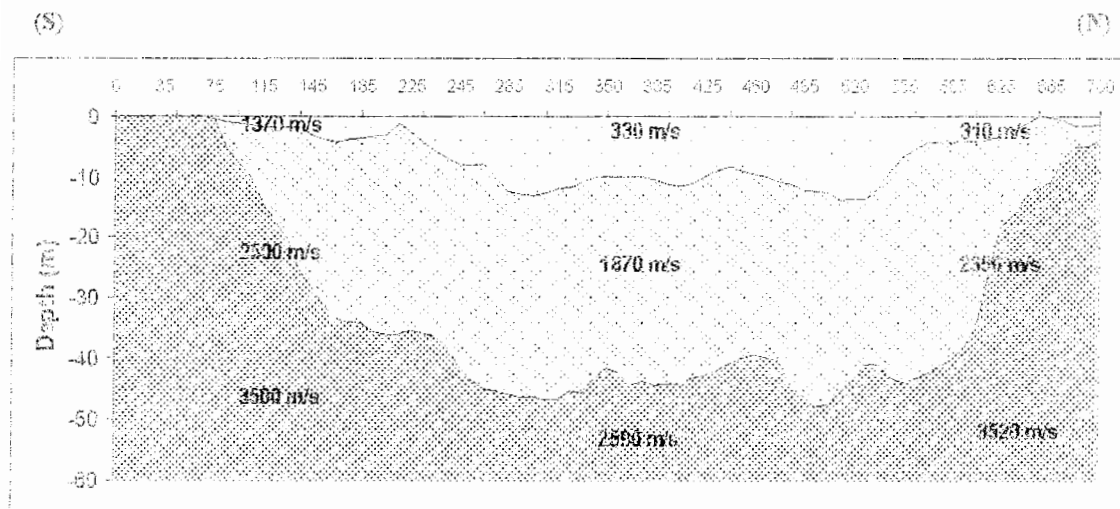
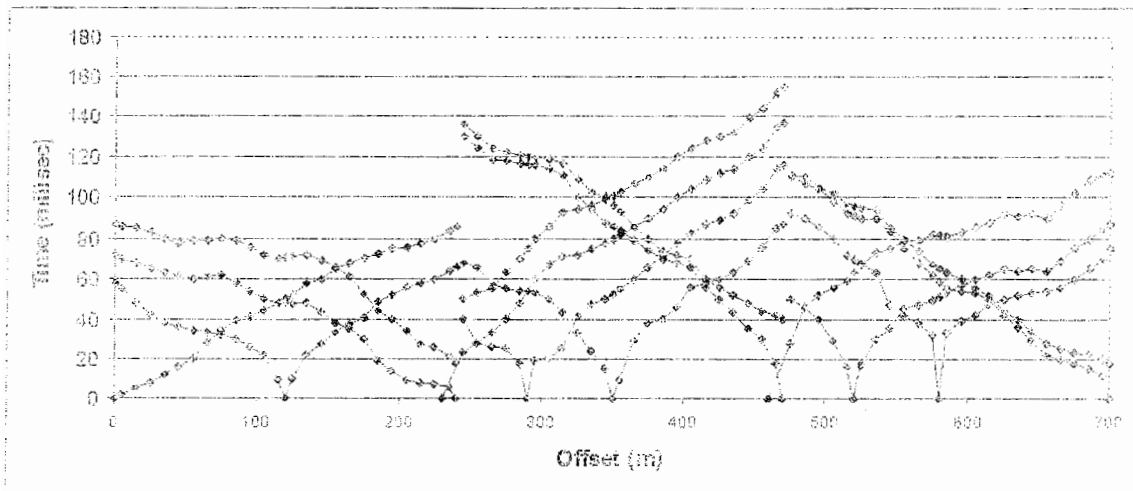


شکل ض - الف - ۱۴- مقطع عمقی پروفیل ژئوالکتریک شماره (۱۷).

ضمیمہ ب

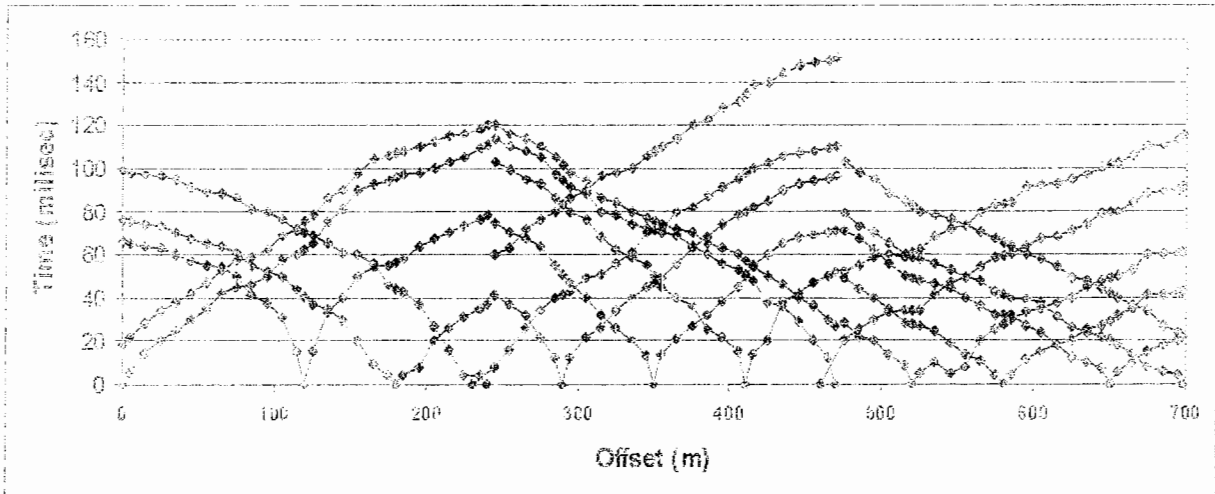
مجموعه ب - نتایج حاصل از پردازش و تفسیر داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی

منحنی‌های زمان - مسافت و مقاطع عمقی ۱۴ خط لرزه‌نگاری باقیمانده شامل ۴۲ پروفیل در ایستای شمالی - جنوبی در این قسمت ارائه شده است.



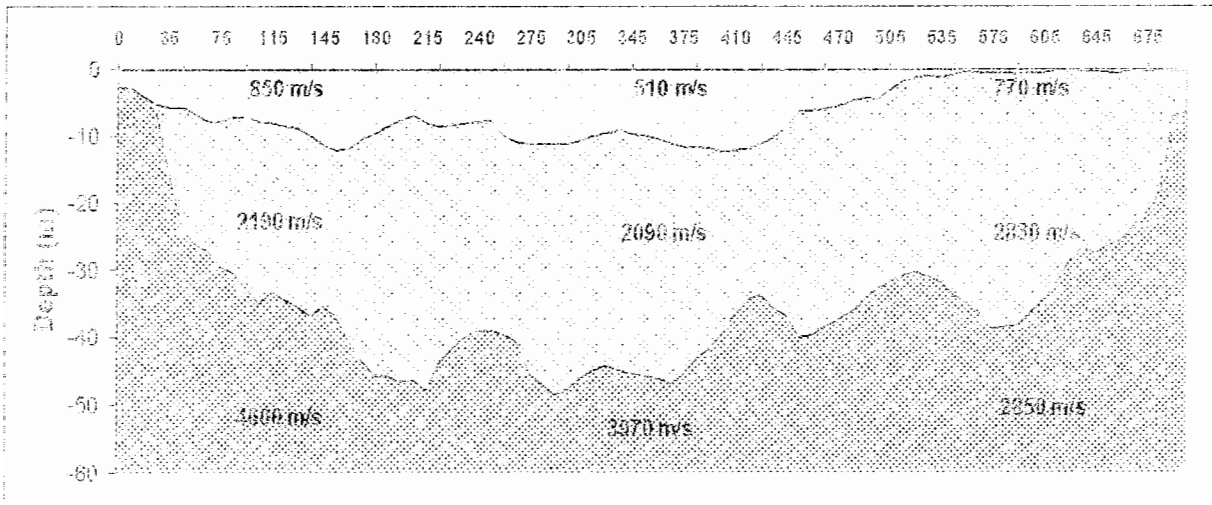
شکل پن - ب - ۱ - منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۱)



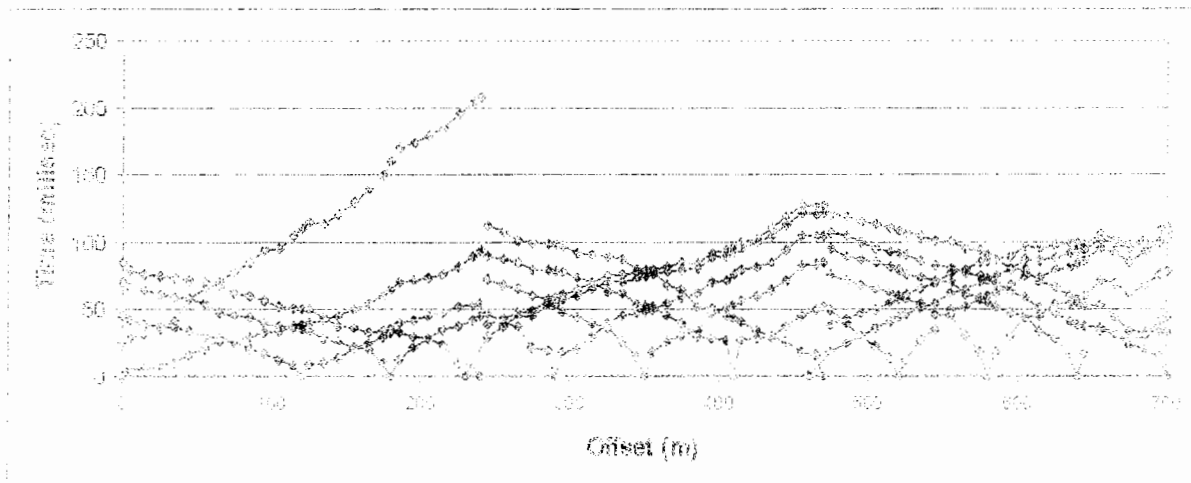


(N)

(S)

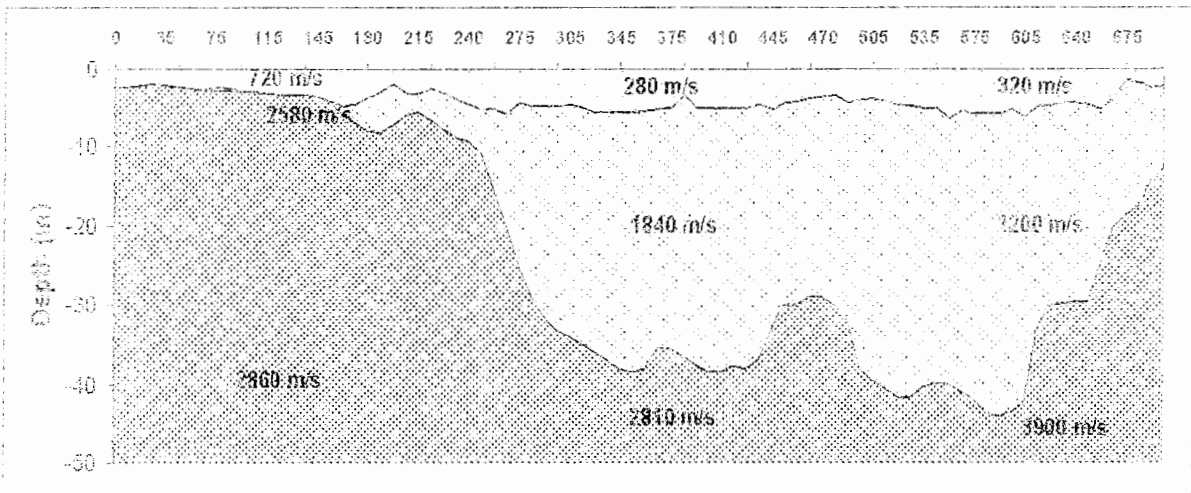


شکل ۲- ب- ۲- منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۲)

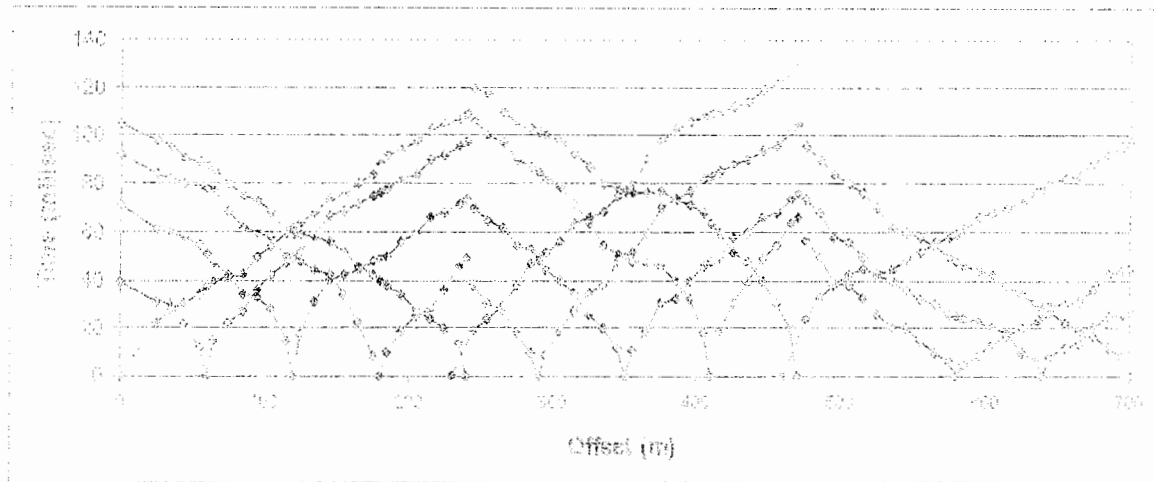


(A)

(B)

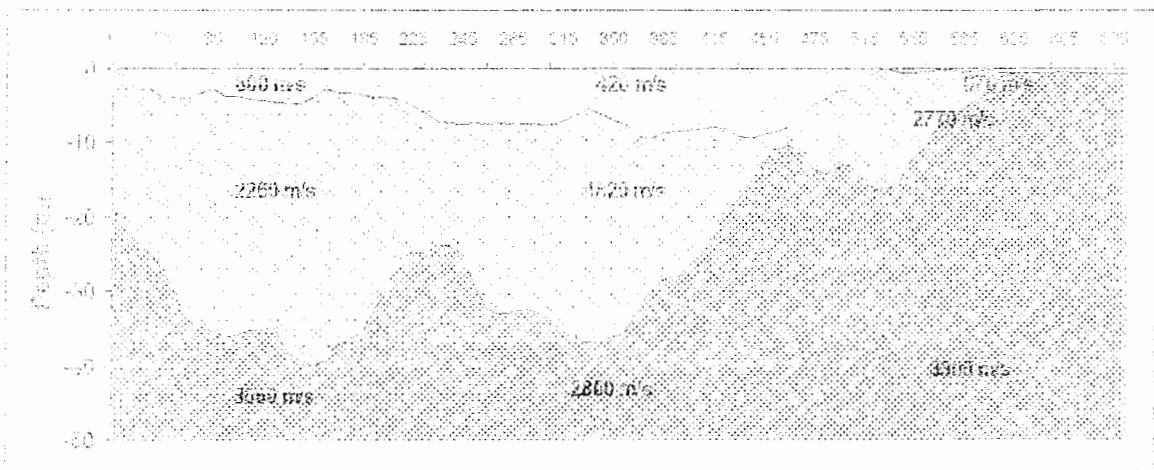


شکل ض - ب - ۲ - منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه نگاری شماره (۲).

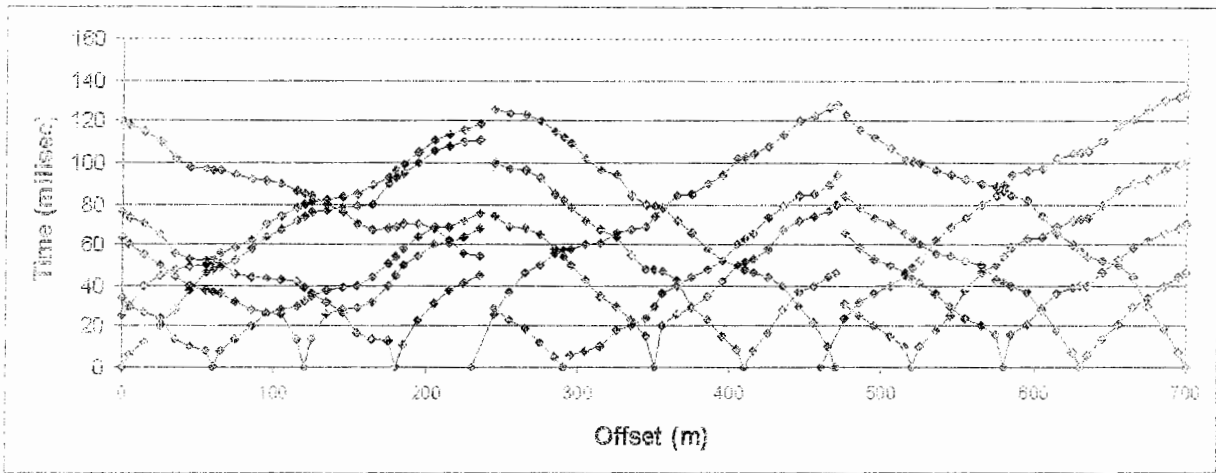


(۱۵)

(۱۶)

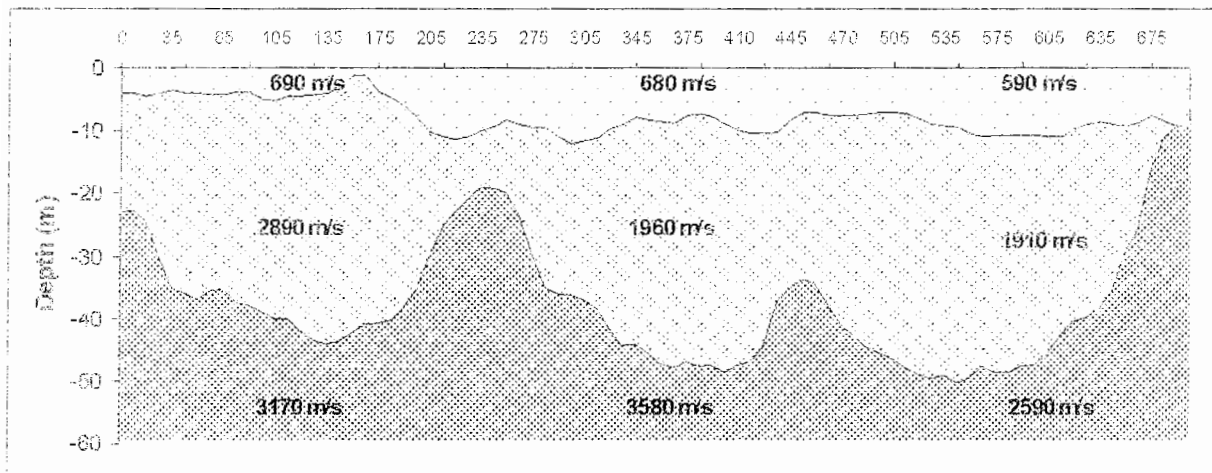


شکل ۱۶ - پهنای منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزهنگاری شماره (۴).

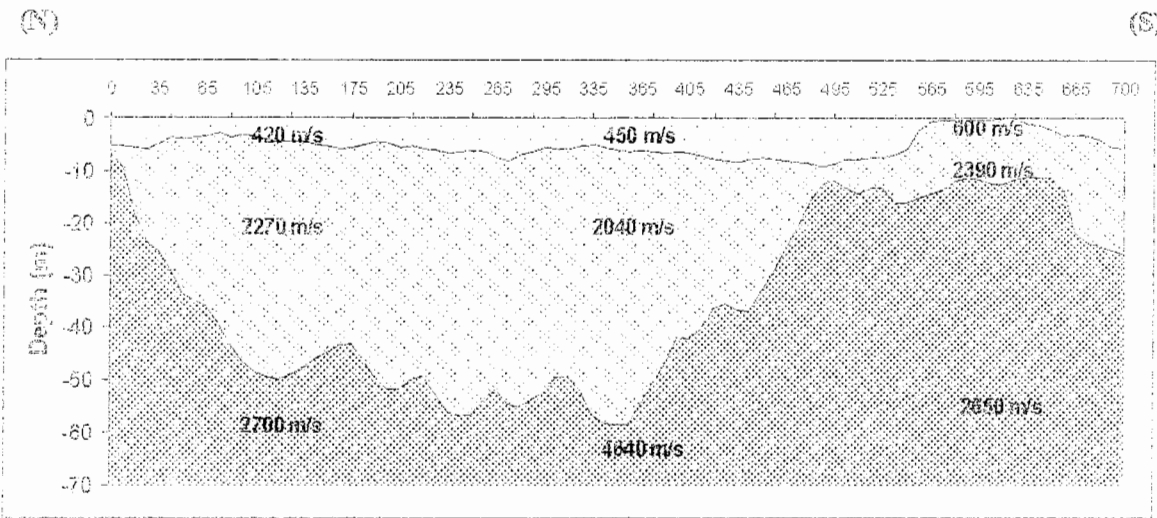
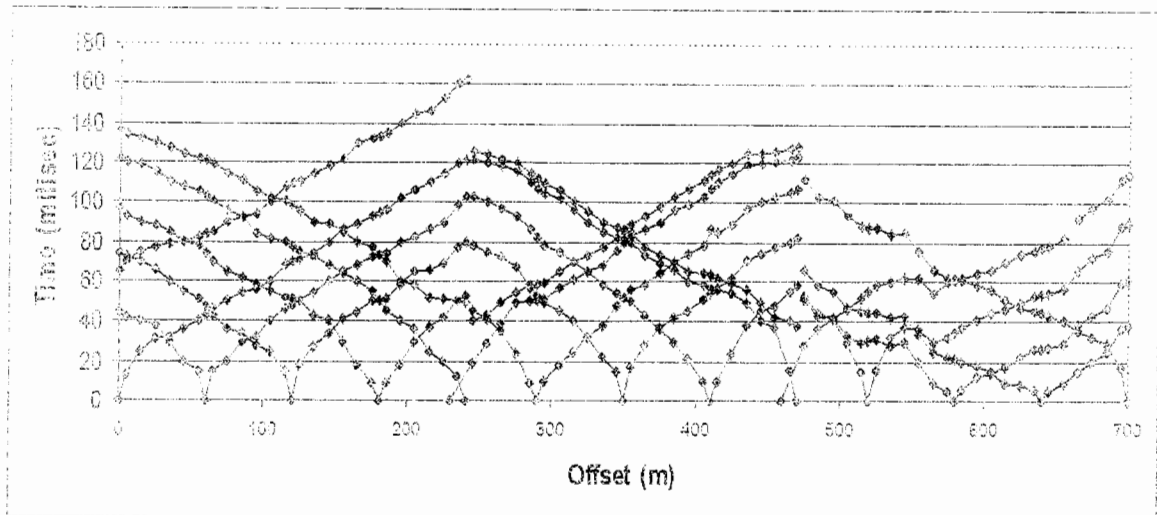


(S)

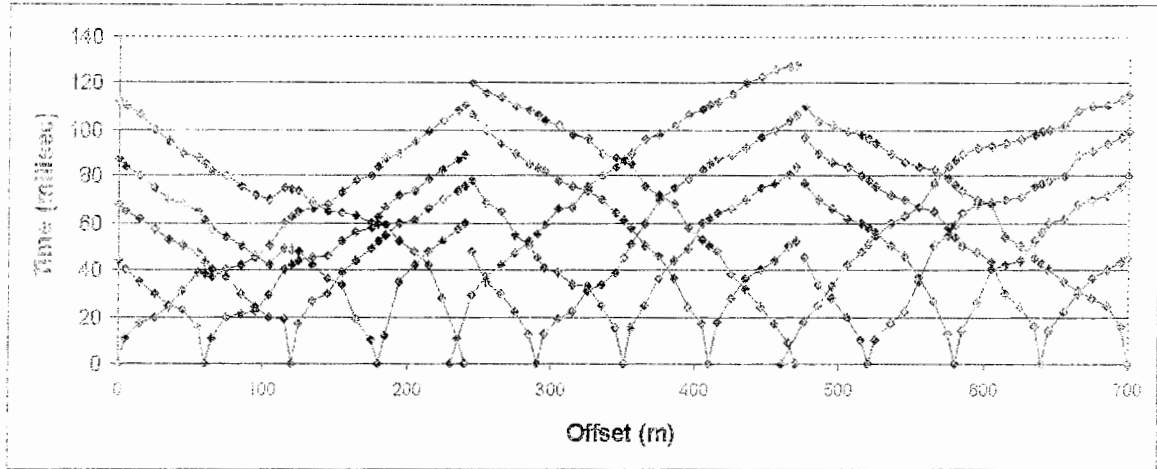
(N)



شکل ۵-۵. منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۵).

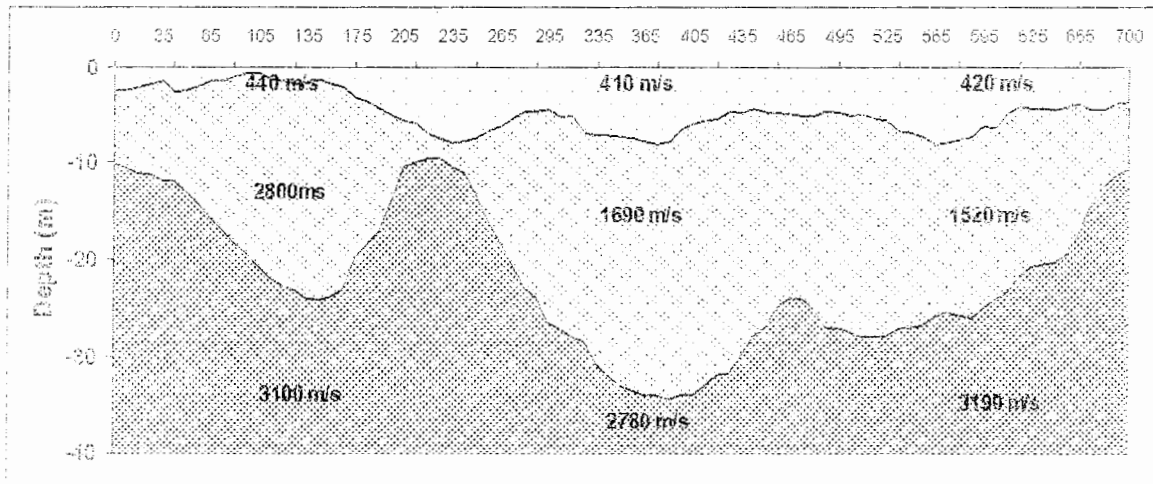


شکل ۷ - ب - ۶ - منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه نگاری شماره (۶).

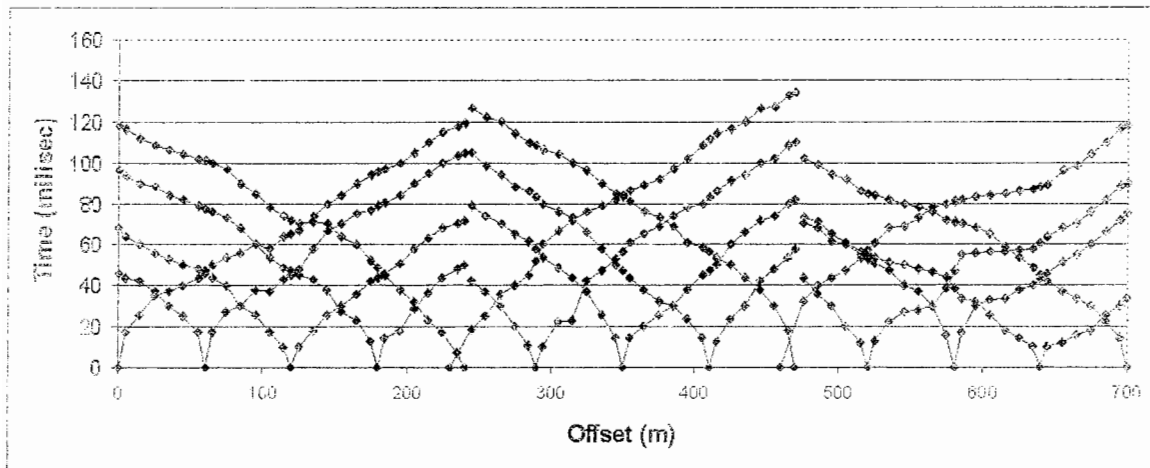


(A)

(B)

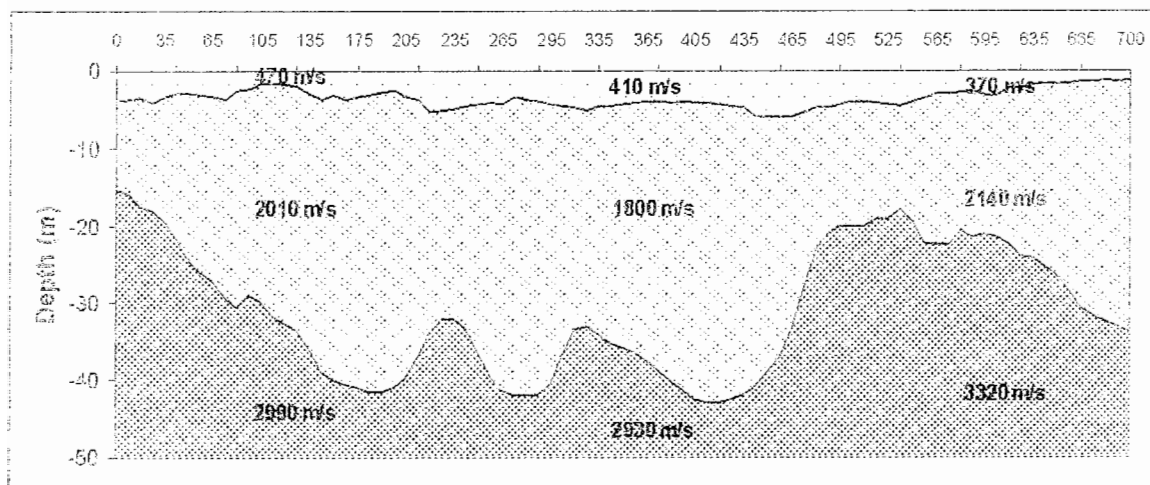


شکل ض - ب - ۷ - منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۷).

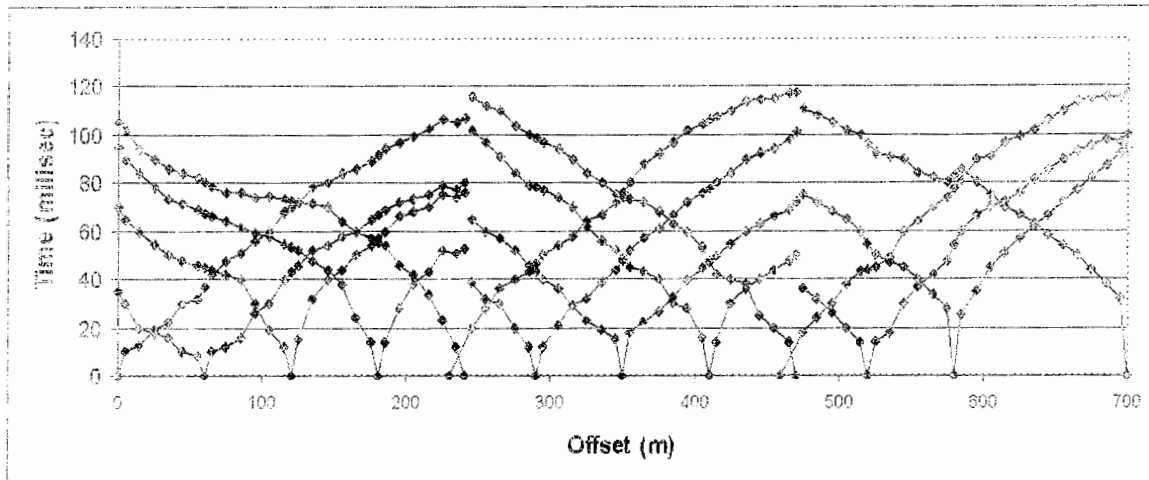


(A)

(B)

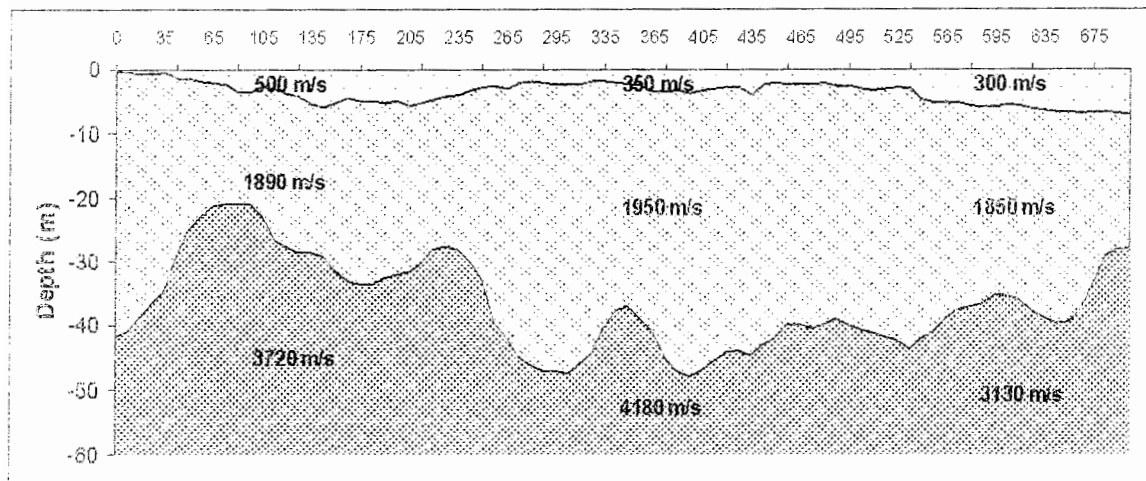


شکل ض. ب. ا. - منحنی زمان - مسافت، و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (ا).



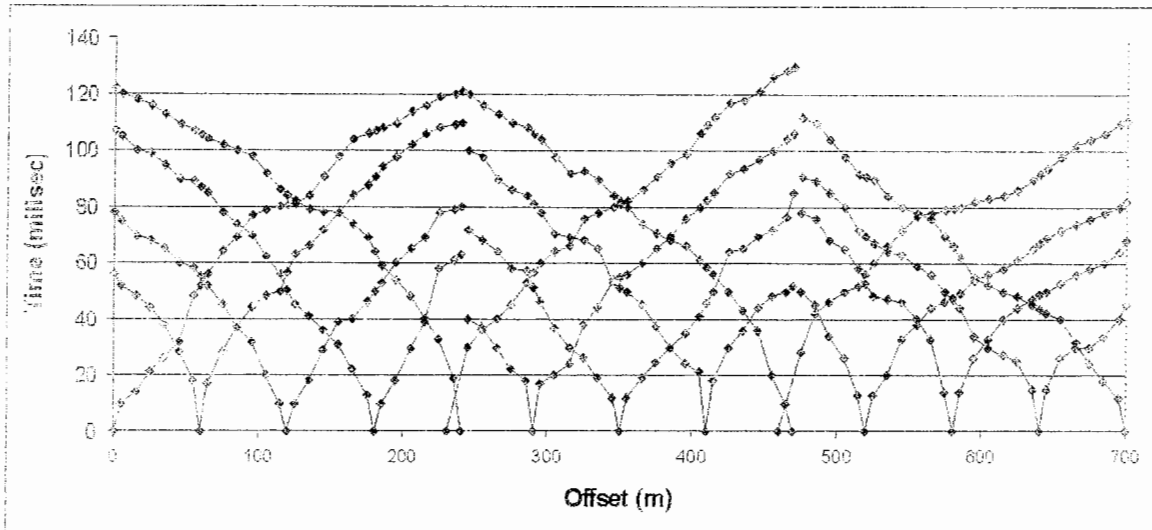
(S)

(N)



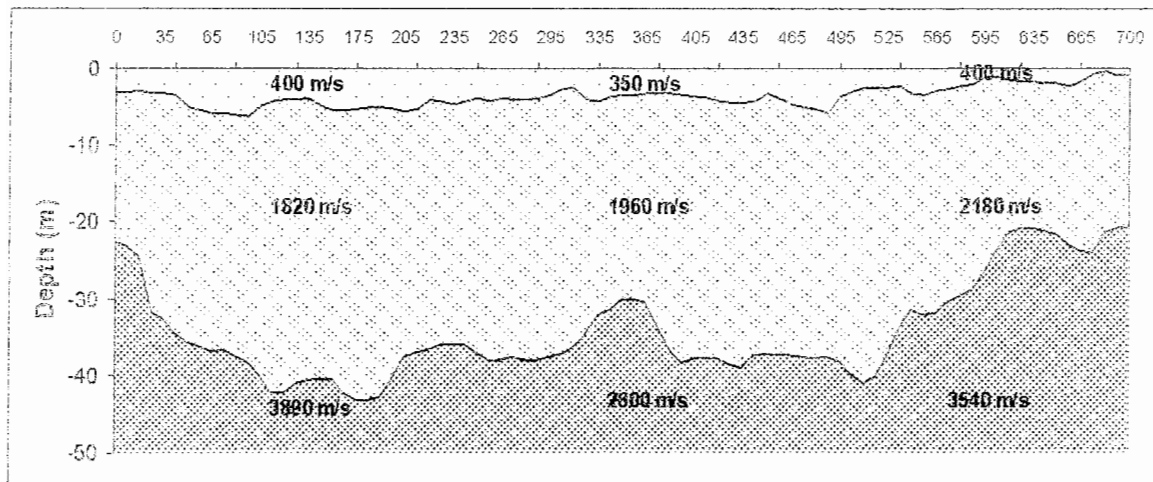
شکل ض - ب - ۹ - منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۹).



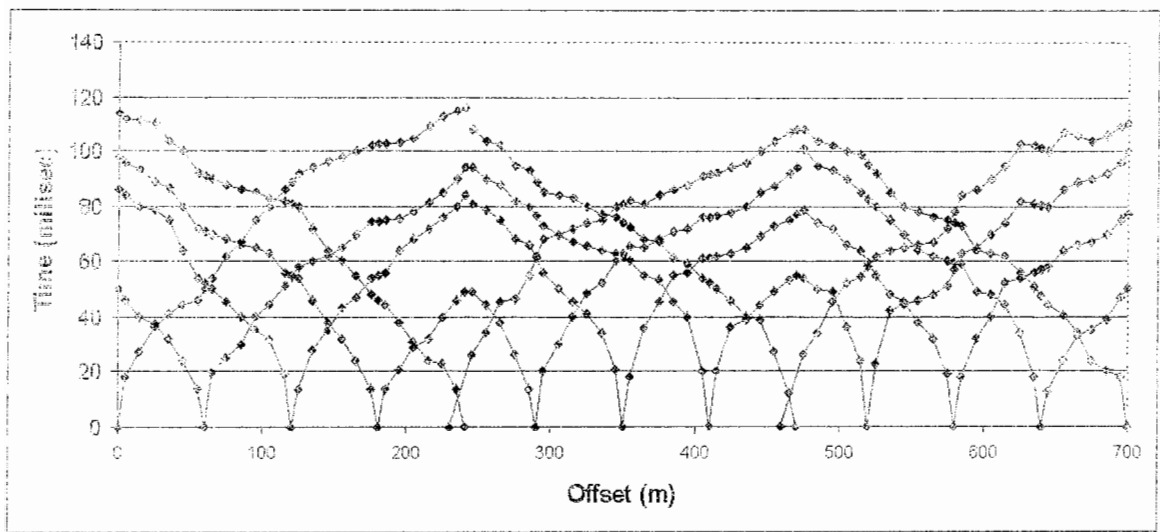


(N)

(S)

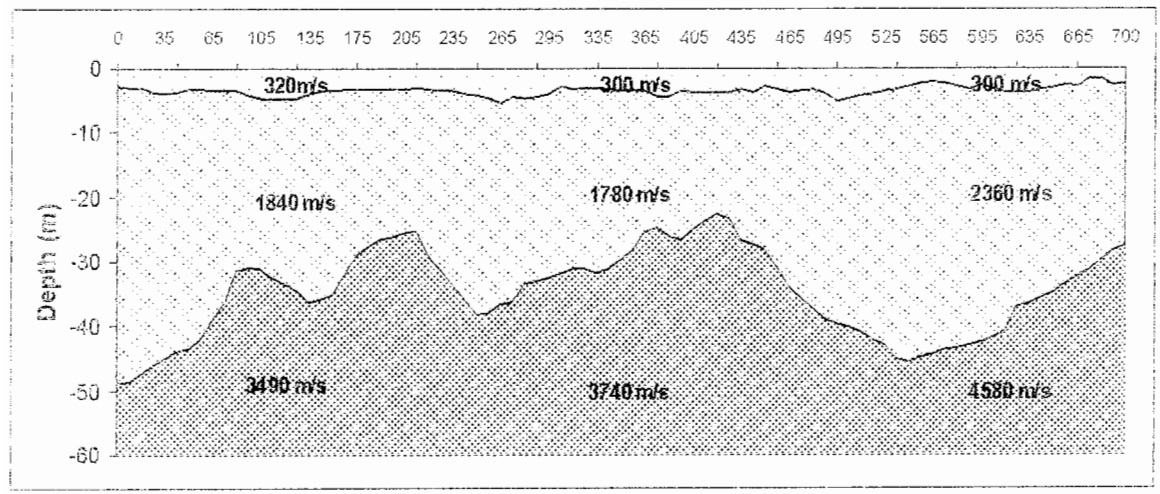


شکل ض - ب - ۱ - منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۱۰).

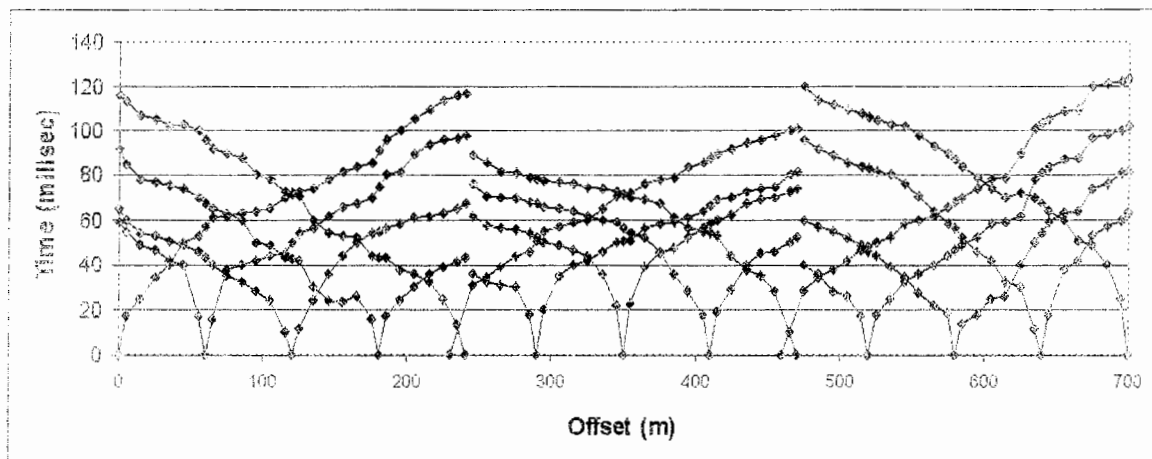


(N)

(S)

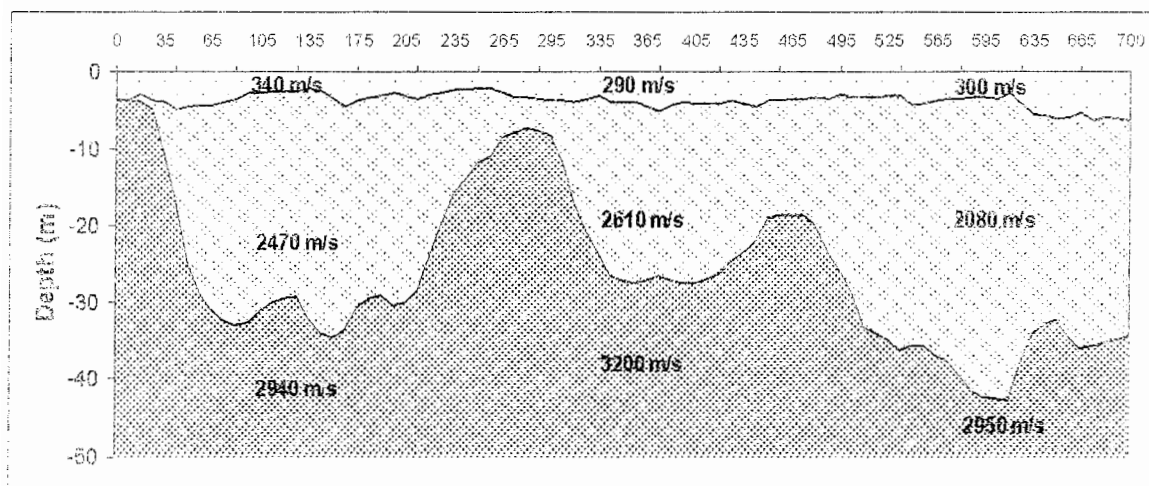


شکل ض - ب - ۱۱ - منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۱۴).

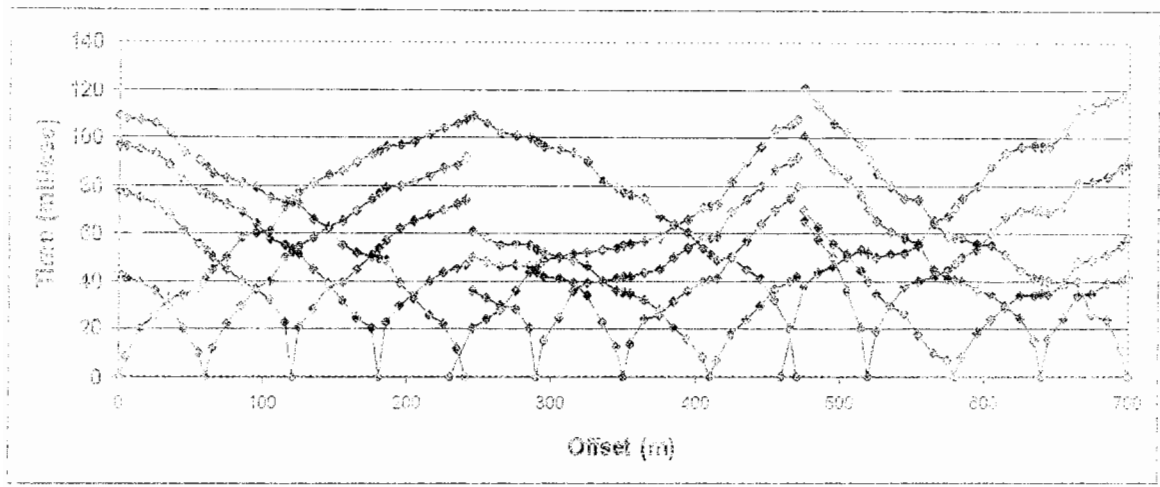


(S)

(N)

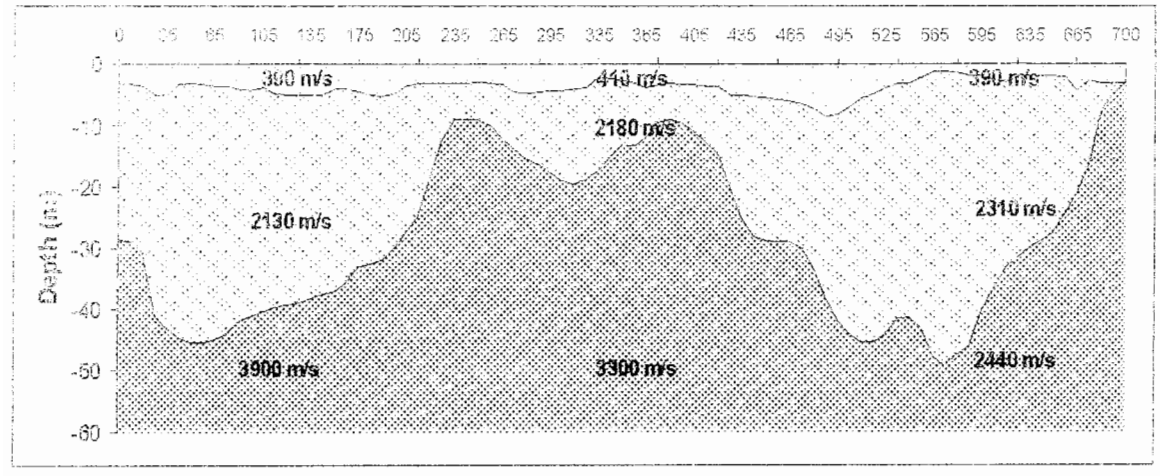


شکل ض - ب - ۱۲ - منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۱۵).

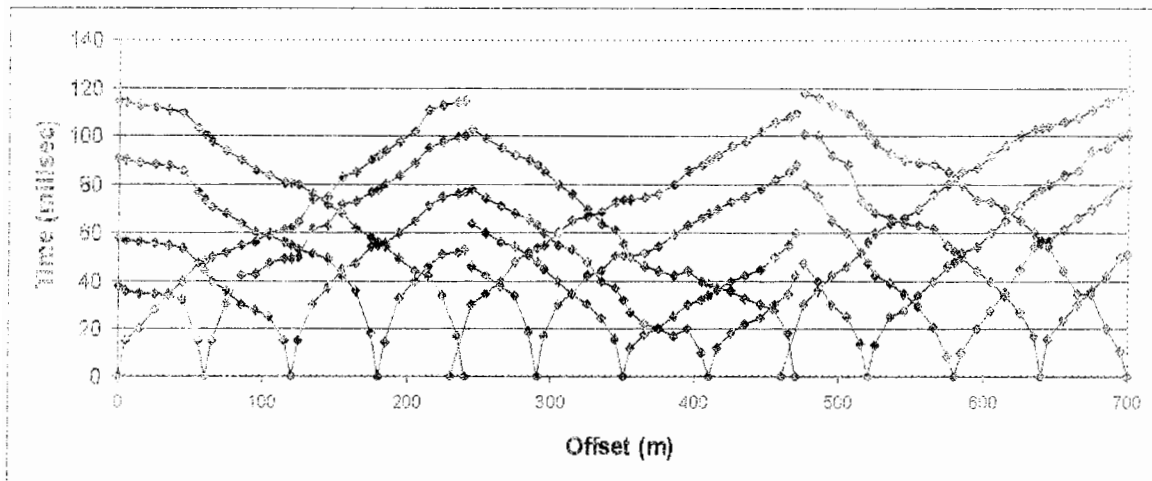


(a)

(b)

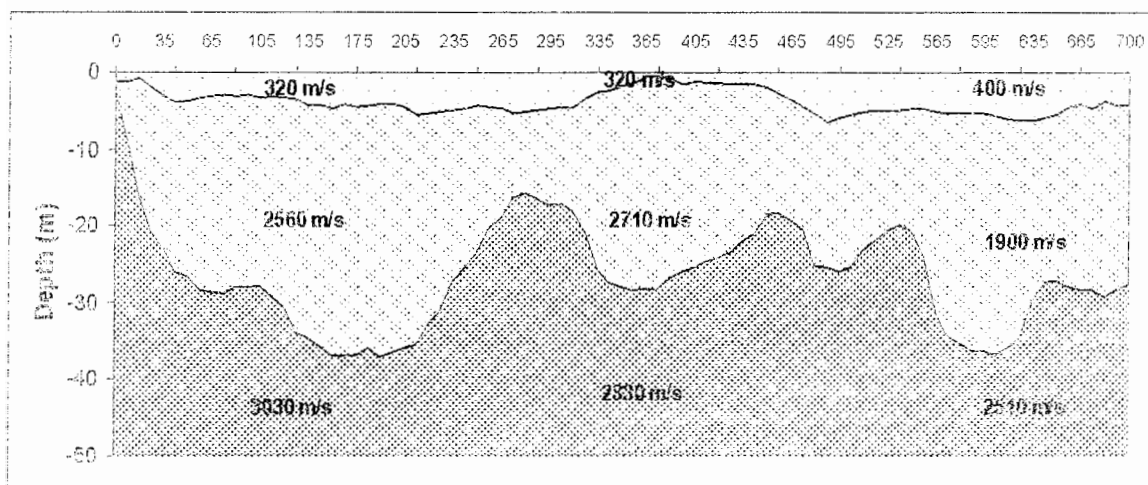


شکل ض - ب - ۱۳ - منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه‌نگاری شماره (۱۶).



(S)

(N)



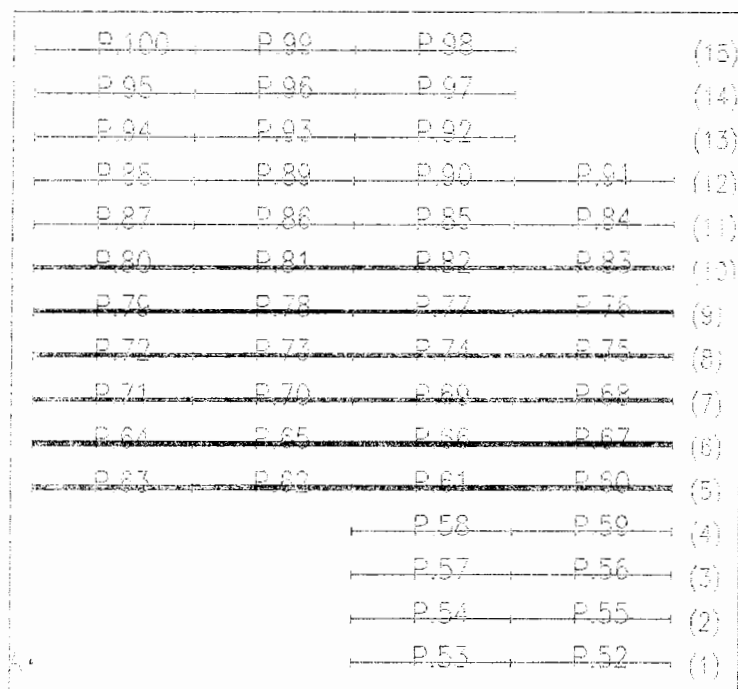
شکل ۱۴ - ب - ۱۴ - منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزهنگاری شماره (۱۷)

ضمیمہ ج

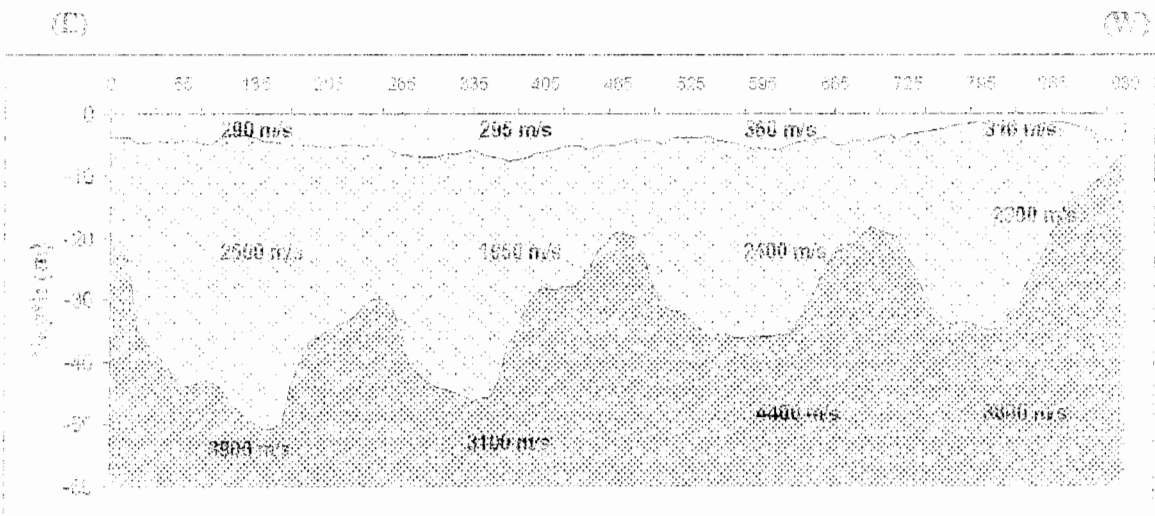
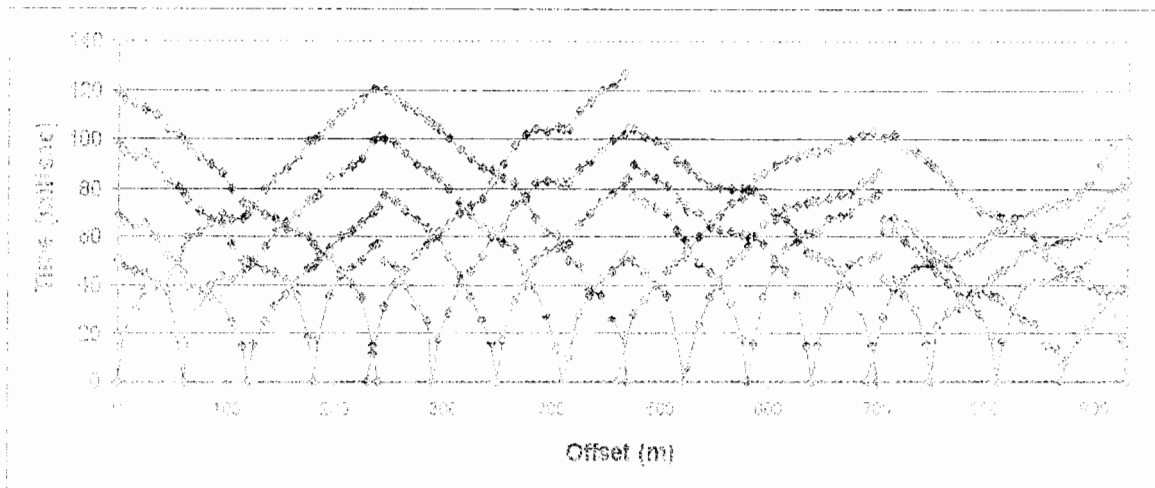
تصمیمه ج - نتایج حاصل از پردازش و تفسیر داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی

(در راستای شرقی - غربی)

همان طور که در فصل پنجم بیان شد، به منظور بالا بردن دقت اندازه‌گیری در روش لرزه‌ای شکست مرزی، در امتداد ۱۵ خط لرزه‌نگاری (شامل ۴۹ پروفیل) در راستای شرقی - غربی اندازه‌گیری انجام شد. نقشه پروفیل‌های منطقه در شکل زیر نشان داده شده است. به عنوان نمونه منحنی‌های زمان - مسافت و مقاطع عمقی ۶ خط لرزه‌نگاری شماره ۵، ۶، ۷، ۸، ۹، ۱۰ در این بخش ارائه شده است.

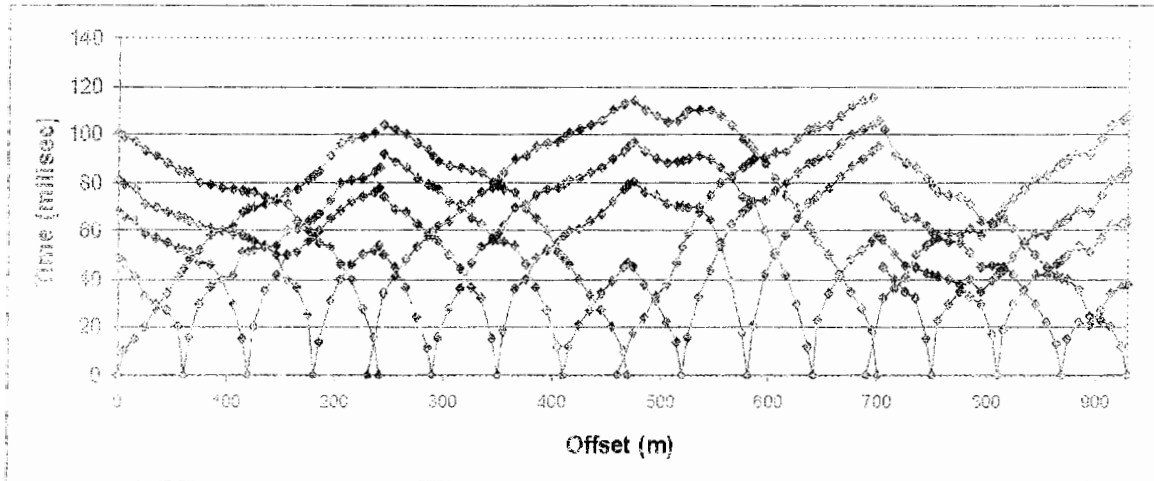


شکل ض - ج - ۱ - نقشه موقعیت پروفیل‌های لرزه‌ای در ناحیه اندیکا (راستای شرقی - غربی).



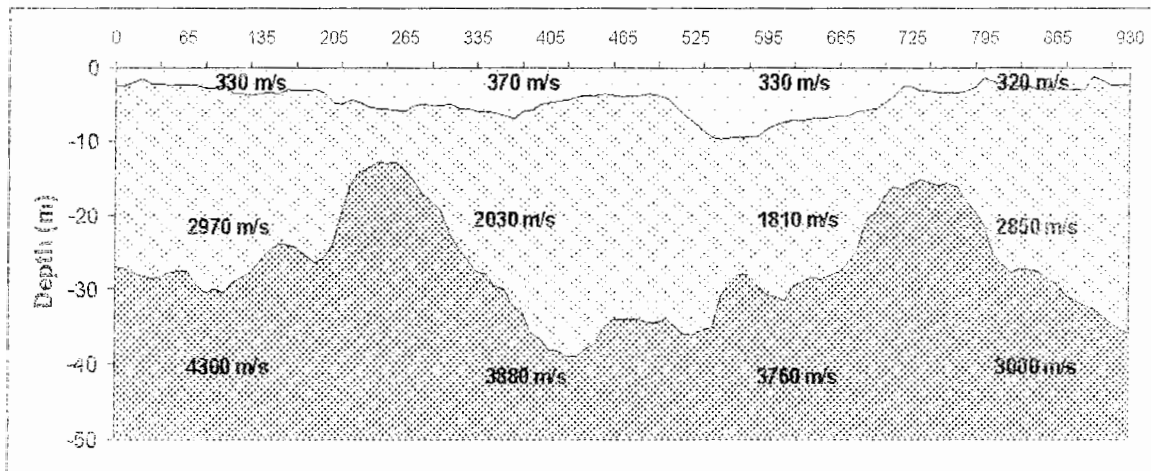
شکل ۱ - ج ۲ - منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه نگاری شماره (۱۱)



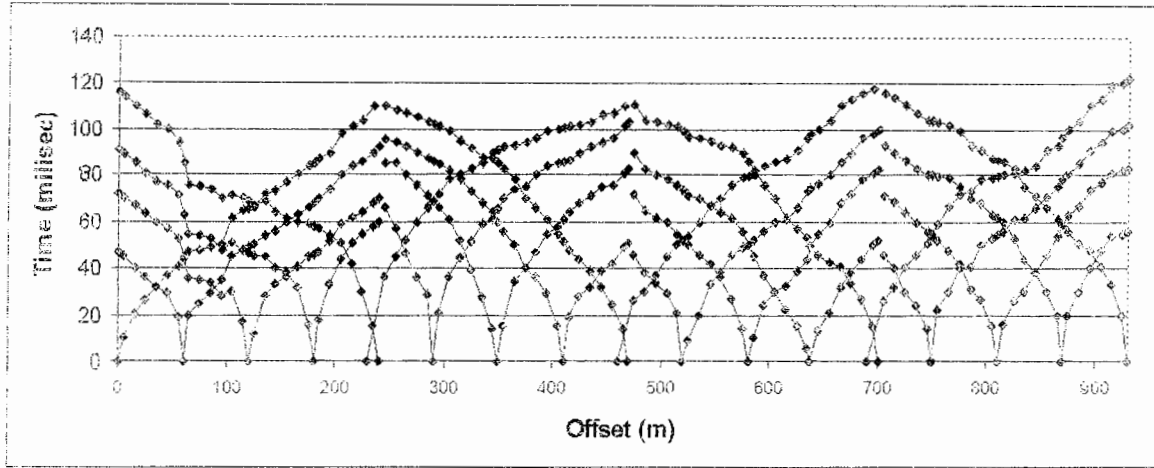


(W)

(E)

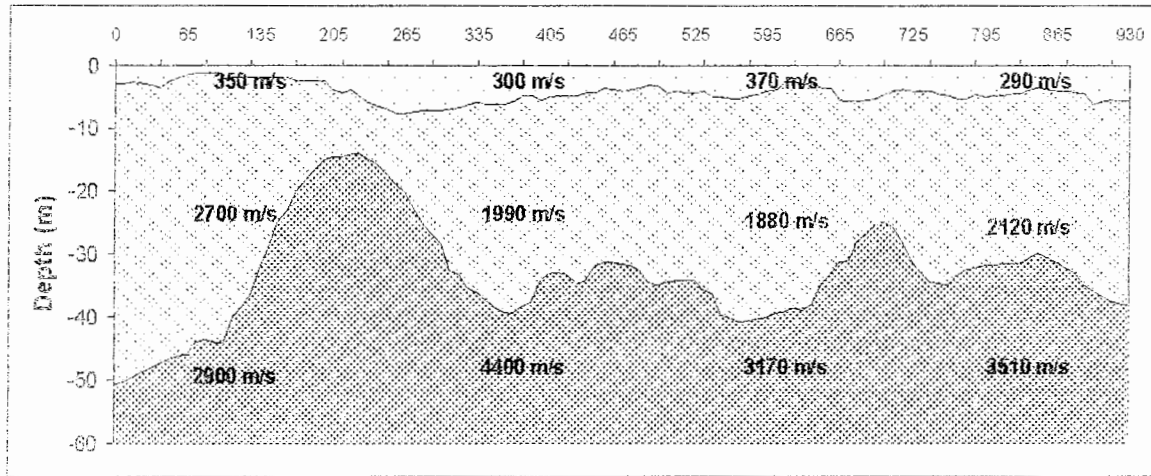


شکل ض - ج ۳ - منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه نگاری شماره (۶).

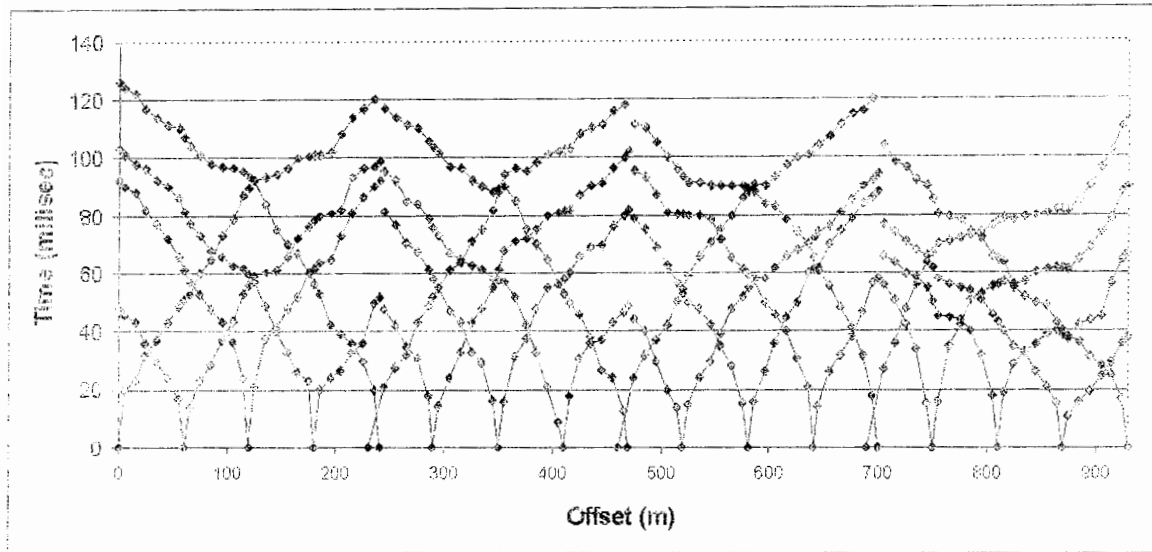


(E)

(W)

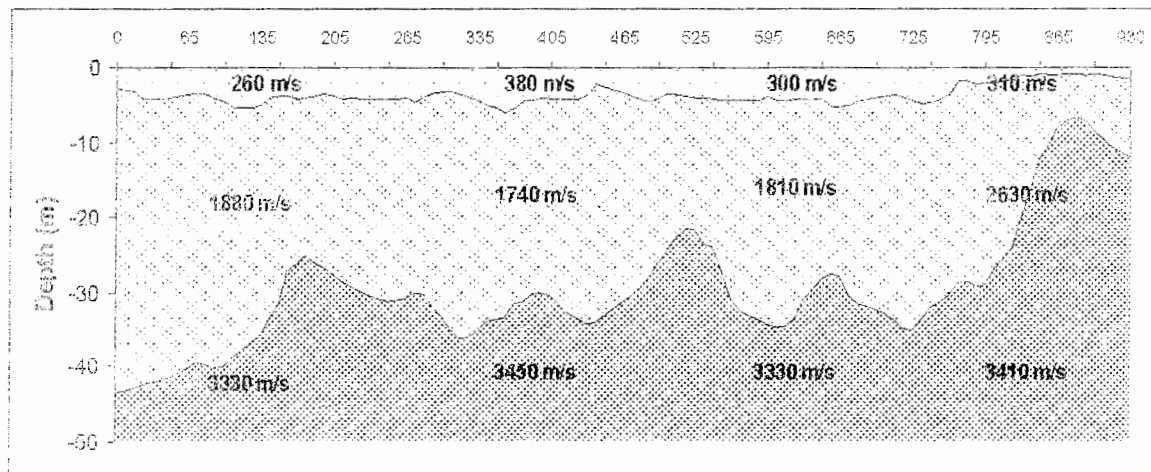


شکل ض - ج - ۴ - منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه نگاری شماره (Y).

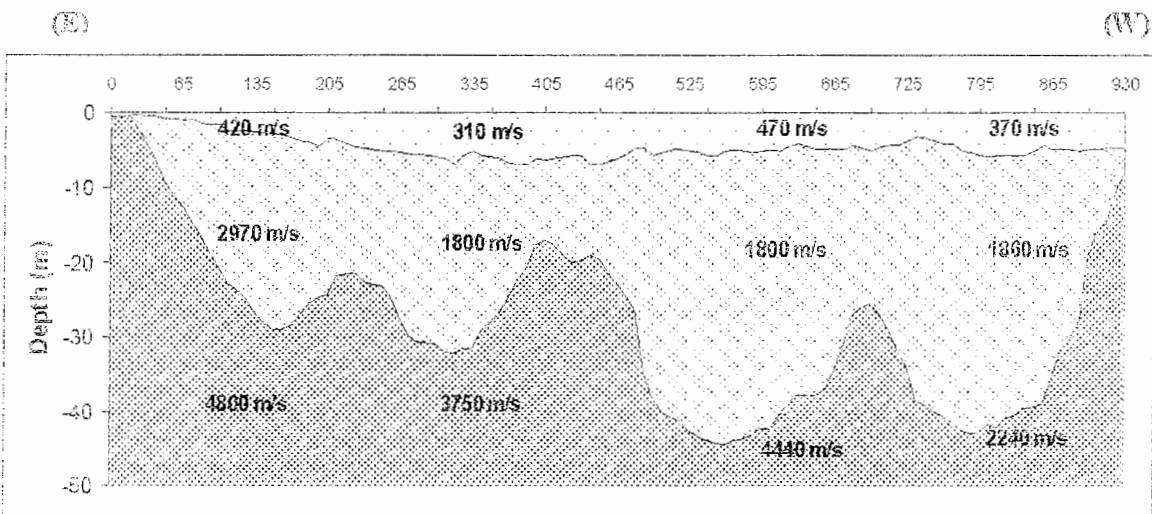
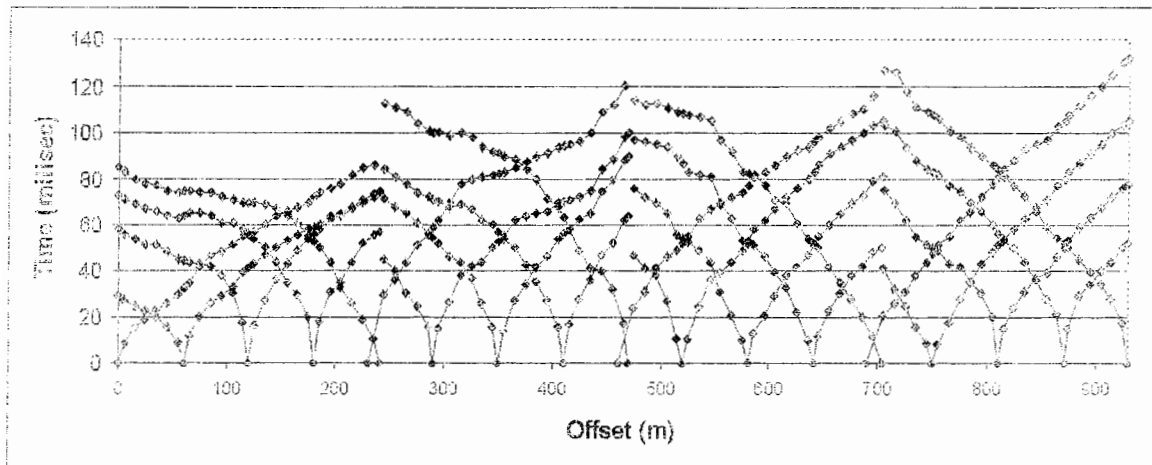


(W)

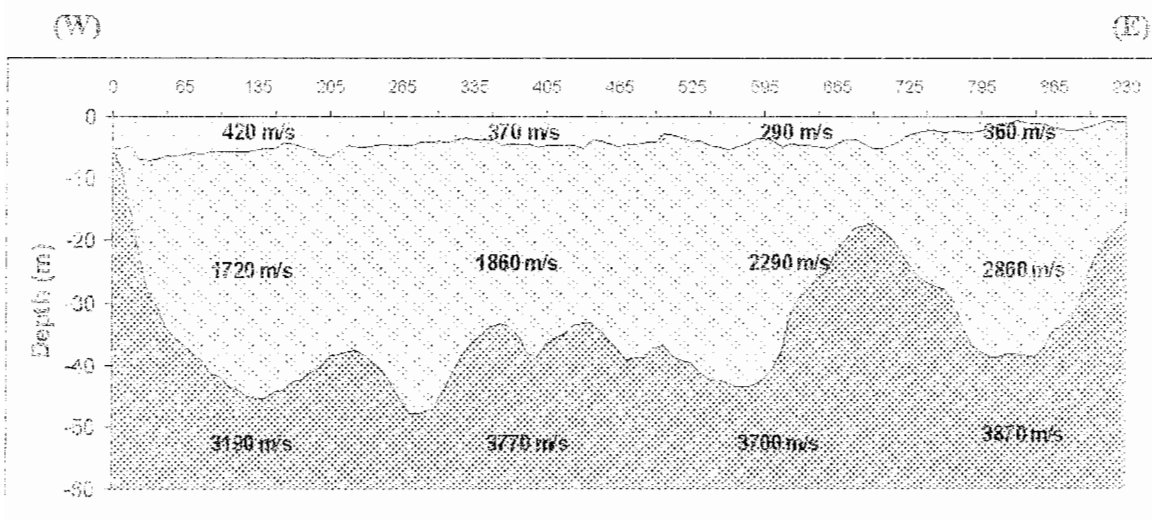
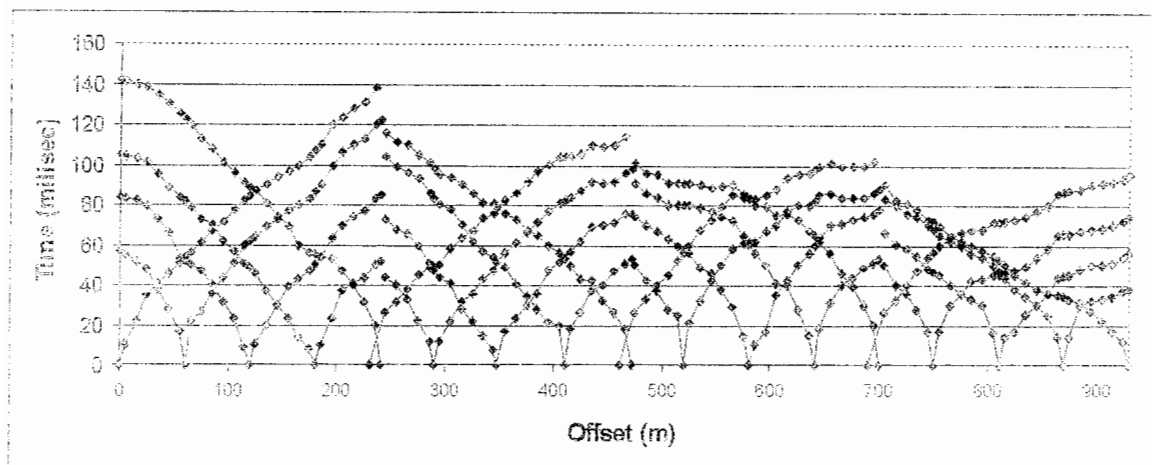
(E)



شکل ۵ - ج - ۵ - منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه نگاری شماره (A)



شکل ض - ج - ۶ - منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه نگاری شماره (۹).



شکل ۷ - ج ۷ - منحنی زمان - مسافت و مقطع عمقی خط لرزه نگاری شماره (۱۰).

## **Abstract**

*Geo-electrical* and *Seismic refraction* methods are the most important of all geophysical methods. High speed, low cost, high precision and simplicity of these methods have led to increasing use of them in geophysical prospecting.

One of the applications of geo-electrical and seismic refraction methods is evaluating clay reserves necessary in dam construction.

In this thesis, these two methods are used to investigate Andica clay mine volume simultaneously. For doing this, 150 electrical soundings were measured along 17 profiles. Electrical resistivity data were acquired using the standard Schlumberger electrode configuration with AB/2 length varying from 1(m) to 464 (m). Refraction seismic data were measured along 100 profiles using 24 channels instrument. Seismic survey were so designed that geophone space to be 10m and the dynamite was used as seismic source.

Both the seismic refraction profiles and Schlumberger sounding resistivity data were modeled using commercially available computer programs. Having interpreted the results, clay volume was averaged from the results of both methods. Geoelectrical and seismic refraction studies resulted in  $4100000\text{m}^3$  and  $4543360\text{m}^3$  clay, respectively. The average volume was  $4321680\text{ m}^3$ . Considering the similarity of the results, we can conclude that proper processing and modeling can increase accuracy of clay determination and having similar results of both methods. For constructing of Masjed Soleiman dam about  $2000000\text{m}^3$  of this volume is used.