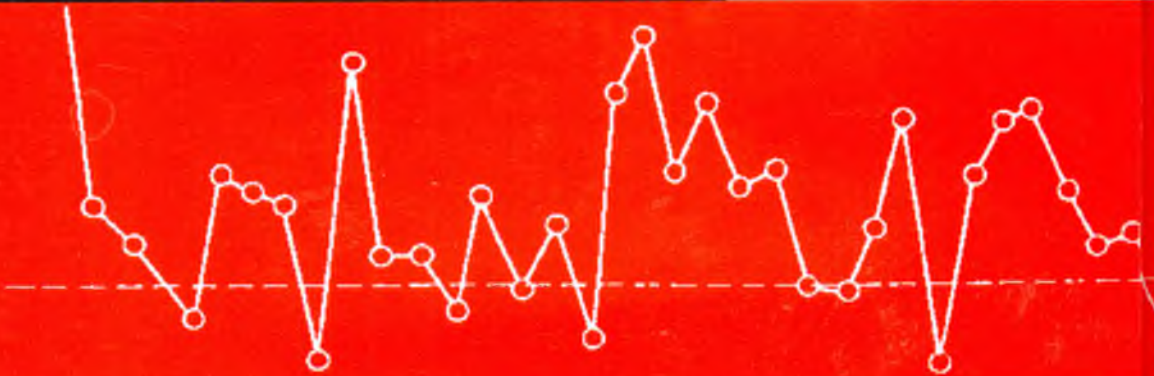


روشهای الکتریکی در اکتشافات  
ژئوفیزیکی حوضه های  
رسوبی عمیق

تألیف: اس. ایچ. یانگل



روشهای الکتریکی در اکتشافات ژئوفیزیکی حوضه های رسوبی عمیق



تألیف: اس. ایچ. یانگل  
ترجمه: فرزاد مهدوی

ترجمه: فرزاد مهدوی

**روشهای الکتریکی در اکتشافات ژئوفیزیکی**

**حوضه‌های رسوبی عمیق**

Yungul, S. H.

یانگل

روشهای الکتریکی در اکتشافات ژئوفیزیکی حوضه های رسوبی عمیق /  
تألیف اس. ایچ. یانگل، مترجم: فرزاد مهدوی. - تهران: فرزاد مهدوی، ۱۳۸۲.  
۲۵۴ ص. : مصور، نمودار

ISBN 964-06-3959-1

فهرستتویسی بر اساس اطلاعات فیبا.

عنوان اصلی: Electrical methods in geophysical exploration of  
deep sedimentary basins.

کتابنامه ۶ ص. ۲۴۵ - ۲۵۴.

۱. نفت -- اکتشافهای زیرزمینی. ۲. اکتشافهای زیرزمینی --  
روشهای ژئوفیزیکی. ۳. حوضه های رسوبی. ۴. ژئوفیزیک --  
روش شناسی. الف. مهدوی، فرزاد، ۱۳۵۲ - ، مترجم. ب. عنوان.

۶۲۲/۱۸۲۸

TN۲۷۱ / ۷ر۹

۱۳۸۲

م ۲۶۷۹۷-۸۲

کتابخانه ملی ایران

نام کتاب: روشهای الکتریکی در اکتشافات ژئوفیزیکی حوضه های رسوبی عمیق

نویسنده: اس. ایچ. یانگل

مترجم: فرزاد مهدوی

ناشر: فرزاد مهدوی

نوبت چاپ: اول، ۱۳۸۲

تیراژ: ۲۰۰۰ جلد

چاپ: ۲۲ بهمن

صحافی: حبیب

قیمت: ۳۰۰۰ تومان

شابک: ۹۶۴-۰۶-۳۹۵۹-۱

ISBN 964-06-3959-1

مرکزپخش: فکس: ۰۲۸۱ (۰۲۱) ۸۲۴۰۲۸۱ صندوق پستی: تهران ۸۳۹۴-۱۴۱۵۵

# روشهای الکتریکی در اکتشافات ژئوفیزیکی حوضه‌های رسوبی عمیق<sup>۱</sup>

تألیف: اس. ایچ. یانگل<sup>۲</sup>

مشاور ژئوفیزیکی و عضو سابق دارای عنوان محقق ارشد

در شرکت تحقیقات نفتی شورون<sup>۳</sup>

مترجم: فرزاد مهدوی

---

1. Electrical Methods in Geophysical Exploration of Deep Sedimentary Basins

2. S.H. Yungul

3. Chevron Oil Field Research Co.



## فهرست مطالب

عنوان	صفحه
پیشگفتار مترجم.....	هفت
پیشگفتار مؤلف.....	نه
واژه‌نامه نمادها و علامتهای اختصاری.....	یازده
<b>فصل ۱: جایگاه و نقش روشهای الکتریکی.....</b>	<b>۱</b>
۱. کاربرد در فیزیک زمین جامد <sup>۱</sup> .....	۲
۲. کاربرد در معدنکاری.....	۲
۳. کاربرد در ژئوترمال <sup>۲</sup> .....	۳
۴. کاربرد در آبهای زیرزمینی <sup>۳</sup> .....	۶
۵. کاربرد در چاه‌پیمایی <sup>۴</sup> (ژئوفیزیک گمانه‌ها) <sup>۵</sup> .....	۷
۶. کاربرد در نفت و گاز (اکتشافات سطحی) <sup>۶</sup> .....	۸
<b>فصل ۲: خواص الکتریکی سنگهای رسوبی.....</b>	<b>۱۱</b>
۱. خواص عمومی.....	۱۱
۲. پدیدهٔ رسانش جریان الکتریکی <sup>۷</sup> .....	۱۲
۳. مقاومت ویژه الکتریکی <sup>۸</sup> سنگها.....	۱۴
۴. ثابت دای الکتریک <sup>۹</sup> سنگها.....	۱۹
<b>فصل ۳: روشهای مقاومت ویژه جریان مستقیم.....</b>	<b>۲۱</b>
۱. مروری بر روشها.....	۲۱

1 solid earth physics

3 ground water

5 borehole

7 electrical current conduction

9 dielectric constant

2 geothermal

4 well logging

6 surface exploration

8 electrical resistivity

۲۸	۲. ۳: سونداژ <sup>۱</sup> مقاومت ویژه.....
۶۰	۳. ۳: پروفیل زنی <sup>۲</sup> و به نقشه درآوردن <sup>۳</sup> مقاومت ویژه.....
۶۷	فصل ۴: روشهای الکترومغناطیسی <sup>۴</sup> با چشمه طبیعی <sup>۵</sup> .....
۶۷	۴. ۱: مقدمه.....
۶۹	۴. ۲: میدانهای الکترومغناطیسی <sup>۶</sup> طبیعی.....
۷۸	۴. ۳: روشهای مگنتوتلریک <sup>۷</sup> (MT).....
۱۲۷	۴. ۴: روشهای تلریک <sup>۸</sup> .....
۱۵۹	فصل ۵: روشهای الکترومغناطیسی با چشمه کنترل شده <sup>۹</sup> (CSEM).....
۱۵۹	۵. ۱: کلیات و مقایسه با دیگر روشها.....
۱۶۸	۵. ۲: روشهای مگنتوتلریک با چشمه کنترل شده (CSMT).....
۱۸۲	۵. ۳: سونداژ الکترومغناطیسی حوزه فرکانسی (FEM).....
۲۰۲	۵. ۴: سونداژ الکترومغناطیسی حوزه زمانی (TEM یا سونداژ گذار <sup>۱۰</sup> ).....
۲۲۱	فصل ۶: امکان شناسایی <sup>۱۱</sup> مستقیم نفت.....
۲۲۱	۶. ۱: مقدمه.....
۲۲۳	۶. ۲: مقاومت ویژه مخازن نفت و گاز <sup>۱۲</sup> .....
۲۲۸	۶. ۳: روشهایی که انعکاس الکترومغناطیسی <sup>۱۳</sup> خوانده می شوند.....
۲۳۱	۶. ۴: روشهای قطبش القایی <sup>۱۴</sup> .....
۲۳۹	۶. ۵: دیدگاه ها و ایده های گوناگون.....
۲۴۵	مراجع.....

1. sounding  
3. mapping  
5. natural- source  
7. magnetotelluric  
9. controlled- source  
11. detection  
13. electromagnetic reflection

2. profiling  
4. electromagnetic  
6. electromagnetic fields  
8. telluric  
10. transient sounding  
12. oil and gas reservoirs  
14. induced polarization

## پیشگفتار مترجم

چرا ترجمه؟ در پاسخ به این سؤال باید به توانایی‌های تألیف و تدوین کتب در ایران پرداخته شود. متأسفانه دلیل عدم پژوهش و تولید علم در داخل کشور، امکان تألیف کتاب‌های تخصصی برای تدریس در مقاطع کارشناسی ارشد و دکترا، آن هم برای رشته‌های فنی - مهندسی، در حال حاضر وجود ندارد. البته برخی افراد، سیستم گردآوری - ترجمه را بعنوان تألیف می‌آورند، که جای بسی تأمل دارد. لذا معقولترین کار در این مقطع زمانی، ارائه متون برگزیده به‌صورت ترجمه‌هایی قابل خواندن و به دور از واژه‌بازی‌های شگفت‌انگیز می‌باشد، که دانشجویان بتوانند آن را بخوانند و بفهمند که هدف از نگارش یا ترجمه هر متنی از زمان پیدایش خط بوسیله انسان همین بوده است. بعضی عزیزان در گردآب اثبات مسائلی خاص، مانند فرهنگ‌سازی! این مقوله را به حاشیه رانده‌اند. از طرفی دیگر، تجربه نشان داده است با وجود پیدایش اینترنت و در اختیار بودن برخی کتب اصلی به زبان بیگانه، تا زمانی که کتابها به زبان فارسی برگردان نشوند، محتویات آنها بعنوان مباحث مورد تدریس در کلاسهای دانشگاهی، مطرح نخواهند شد.

از جهت کاربردی بودن، این کتاب در میان کتابهای ژئوفیزیک اکتشافی دارای جایگاه خاصی می‌باشد. در فصل پنجم کتاب، روشهای الکترومغناطیسی یا چشمه کنترل شده (CSEM) از جهات مختلف فنی و اقتصادی با یکدیگر مقایسه و توانایی‌های کاربردی آنها مورد نقد قرار گرفته است. در فصل ششم و پایانی کتاب، مبحث بسیار جالب توجه امکان شناسایی مستقیم نفت مورد بحث واقع شده و توانایی‌های روشهای الکتریکی را گوشزد و در عین حال توقع ما را از چنین عنوان هیجان‌انگیزی تعدیل و واقع‌بینانه‌تر می‌نماید. کتاب حاضر برای تدریس در مقاطع کارشناسی ارشد و دکترا رشته‌های ژئوفیزیک اکتشافی، مهندسی اکتشاف نفت، مهندسی اکتشاف معدن و زمین‌شناسی اقتصادی می‌تواند مفید باشد.





## پیشگفتار مؤلف

هدف این کتاب در اختیار گذاشتن دانش مربوط به کارکرد روشهای اکتشافی الکتریکی، با قابلیت نفوذ به عمق<sup>۱</sup>، با توجه خاص به حوضه‌های رسوبی می‌باشد. تأکید بر مفاهیم، روشها، استراتژی اکتشافی و تعبیر و تفسیر بوده و تنها اطلاعات محدودی در مورد مشتق‌گیری معادلات ریاضی، نحوه کار ابزار، نحوه انجام عملیات صحرایی و داده‌پردازی، گنجانیده شده است. چاه‌پیمایی و تکنیکهایی که انحصاراً مربوط به پی‌جویی<sup>۲</sup> سولفایدهای فلزی می‌باشند، عنوان نشده‌اند.

مطالب مطرح شده در این کتاب، عمدتاً ولی نه انحصاراً، موارد زیر را در برمی‌گیرد:

• اکتشافات عمومی حوضه‌های رسوبی عمیق و کم عمق؛

• اکتشافات پوسته عمیق زمین، و

• پی‌جویی نفت و گاز، مخازن ژئوترمال و منابع آبهای زیرزمینی.

برخی از این روشها در تحقیقات مربوط به پیش‌بینی زمین‌لرزه، و برخی دیگر برای مطالعات

زیست‌محیطی و کارهای ژئوتکنیکی عمیق و کم عمق مناسبند.

این کتاب می‌تواند برای زمین‌شناسان در حال کسب مهارت و ژئوفیزیکدانان، بخصوص آنهایی

که در صنعت نفت شاغل هستند و به طور اخص برای برنامه‌ریزان کارهای اکتشافی و کسانی که

داده‌ها را تعبیر و تفسیر می‌کنند، مفید واقع شود. این کتاب می‌تواند بعنوان کتاب درسی نیز به کار

گرفته شود. پیوستگی در مطالب کتاب بگونه‌ای است که افراد غیرژئوفیزیکدان نیز می‌توانند آنها را

درک کنند.

تفصیل فهرست مراجع، متناسب با حجم چنین کتاب کوچکی در اندازه‌ای بهینه تنظیم گردید؛

بهرحال، هزاران محقق در گذشته به پیشرفت این علم متنوع و گسترده کمک کرده‌اند.

مثالهای صحرایی و پیشینه‌های اجرایی بعنوان بخشی از روشهای مربوطه، آورده شده است (نه

در بخشهای جداگانه). بدنبال یک فصل مقدماتی و فصلی درباره خصوصیات الکتریکی سنگهای

رسوبی، قسمت اصلی کتاب با فصل سوم شروع می‌گردد، که روشهای مقاومت‌ویژه جریان مستقیم می‌باشد، نه فقط برای آنکه این روشها پیشتاز تکنیکهای سونداژ و ژئوفیزیک کاربردی، قبل از پیدایش و ظهور روشهای لرزه‌ای کاربردی بوده‌اند، بلکه از این جهت که آنها یک ابزار همه کاره و انعطاف‌پذیر را در اختیار می‌گذارند که بر مبنای دستاوردهای علمی و کاربردهای صحرائی از ۱۹۲۰ به این طرف تکامل پیدا کرده‌اند؛ این روشها کارآمد بوده و همچنان در حال تکامل یافتن می‌باشند.

موضوع فصل چهارم، روشهای الکترومغناطیسی با چشمه طبیعی، در حال حاضر تقریباً یکی از مهم‌ترین روشهای الکتریکی مورد استفاده در اکتشافات حوضه‌های رسوبی عمیق می‌باشد. در نتیجه، این فصل، مفصلترین فصل کتاب می‌باشد.

روشهای الکترومغناطیسی با چشمه کنترل شده حوزه فرکانسی و زمانی (به انضمام روش مگنتولریک با چشمه کنترل شده) در فصل پنجم مورد بحث قرار گرفته‌اند. تا آنجایی که حوضه‌های رسوبی عمیق مورد نظر هستند، این روشها موضوع تحولات اخیر بوده‌اند، ولی برای آنکه بتوانند به نحو مناسبی در اکتشافات نفتی، مرسوم شوند، نیاز به بهبود دارند. این روشها ممکن است در کارهای نفتی، نسبت به دیگر روشهای الکتریکی آینده‌بتری داشته باشند.

در نهایت، فصل ششم، که احتمال شناسایی مستقیم نفت می‌باشد، قطعاً دارای اهمیت فراوانی است، زیرا بیشتر کارهای ژئوفیزیکی انجام شده در حوضه‌های رسوبی، مرتبط با نفت و گاز می‌باشند. تلاش و کوششهایی که در این زمینه صورت گرفته‌اند از دوره ۱۹۳۰ تا هم‌اکنون (۱۹۹۴) ادامه داشته‌اند، که ابهامات و اختلاف نظرهای زیادی در ارتباط با این موضوع وجود دارد.

از آقایان دکتر جیمز کمبز، لوییز ایچ. کوهن، شاون بیهلر و تین چانگلی از دانشگاه کالیفرنیا واقع در ریورساید، برای آنکه مرا برای تدریس روشهای الکتریکی در دوره‌های فوق‌لیسانس و دکترا به دانشگاه خود دعوت نمودند که سرانجام نتیجه‌اش تنظیم این کتاب شد، و از آقای دکتر استنلی پی. جونز از شرکت تحقیقات نفتی شورون که امکان هماهنگی برای تدریس این دوره را بوجود آورد و از پسر مارتین، که کلمه‌پردازی کامپیوتری فراگرفت تا بتواند در اوقات فراغت خود متن این کتاب را تایپ کند، تشکر می‌نمایم.

اس. ایچ. یانگل

میل ولی، کالیفرنیا

## واژه نامه نمادها و علامتهای اختصاری

سیم متصل به زمین دای پل یا بای پل	AB
شعاع یک دایره (یا حلقه)	a
بردار القاء مغناطیسی، $\frac{\text{نیوتن}}{\text{A} \times \text{m}}$ ، تسلا، T	B
الکترومغناطیس با چشمه کنترل شده	CSEM
مگنتونلریک با چشمه کنترل شده	CSMT
عمق تا سطح بالایی لایه زمین شناسی	d
جریان مستقیم	DC
بردار میدان الکتریکی، $\frac{\text{V}}{\text{m}}$ ؛ در کارهای عملی $\frac{\text{mV}}{\text{km}}$	E
الکترومغناطیس	EM
فرکانس، $\frac{\text{سیکل}}{\text{s}}$ ، هرتز، Hz	f
الکترومغناطیس حوزه فرکانسی	FEM, FDEM
ضخامت لایه زمین شناسی	h
بردار میدان مغناطیسی، $\frac{\text{A}}{\text{m}}$	H
مؤلفه عمودی H	H <sub>Z</sub>
هرتز، واحد f، $\frac{\text{سیکل}}{\text{s}}$	Hz
جریان الکتریکی، آمپر، A	I
قطبش القایی	IP
بردار چگالی جریان، $\frac{\text{A}}{\text{m}^2}$	J
ژاکوبین فرآیند انتقال تلیک	J
شماره موج	k
جدایش بلند حوزه زمانی EM	LOTEM
مگنتونلریک	MT
سونداز مگنتونلریک	MTS

تعداد دور در یک حلقه	n
نانوتسلا، $10^{-9}T$	nT
جدایش چشمه - گیرنده	R
ثانیه	s
مساحت یک حلقه، $m^2$	S
هدایت یک لایه زمین شناسی، $\frac{h}{\rho}$	S
پتانسیل خودزا	SP
زمان، s	T
پریود، $\frac{1}{f}$ ، سیکل	T
تسلا، واحد B	T
الکترومغناطیس حوزه زمانی	TEM, TDEM
همگن و ایزوتروپ	uniform
پتانسیل الکتریکی، EMF، ولت، V	V
مؤلفه‌های کارتزین، بسمت پایین مثبت است	x,y,z
امپدانس متقابل، FEM	Z
فضای آزاد امپدانس متقابل، FEM	$Z_0$
امپدانس مگنتوتلریک در $z = 0$	$Z_0$
شماره موج (ثابت انتشار)	$\gamma$
واحد عملی B در cgs-emu، 1nT	$\gamma$
عمق پوستی، $m$ ، $\left(\frac{\rho}{2\mu\omega}\right)^{\frac{1}{2}} \cong 5.02(\rho T)^{\frac{1}{2}}$	$\delta$
ظرفیت القایی الکتریکی، فاراد	$\epsilon$
$\epsilon$ فضای خالی، $8.854 \times 10^{-12}$	$\epsilon_0$
طول موج، $2\pi\delta$	$\lambda$
متغیر فرضی در انتگرال گیری	$\lambda$
ظرفیت القایی مغناطیسی، هنری	$\mu$

$\mu$ فضای خالی، $\frac{\text{هنری}}{\text{m}}$ ، $4\pi \times 10^{-7}$	$\mu_0$
مقاومت ویژه، اهم $\times$ متر، $\Omega\text{m}$	$\rho$
مقاومت ویژه ظاهری	$\rho_a$
مقاومت ویژه طولی (به موازات لایه‌بندی)	$\rho_l$
مقاومت ویژه عرضی (عمود بر لایه بندی)	$\rho_t$
$\rho_l$ مؤثر برای چندین لایه	$\rho_e$
رسانایی ویژه، $\frac{1}{\rho}$ ، $\frac{\text{اهم}}{\text{m}}$ ، $\frac{\text{زیمنس}}{\text{m}}$	$\sigma$
فاز، یا اختلاف فاز، رادیان، rad	$\phi$
زاویه آزمون در مؤلفه‌های سیستم استوانه‌ای	$\phi$
فرکانس زاویه‌ای، $\frac{\text{rad}}{\text{s}}$ ، $2\pi f$	$\omega$
اهم، مقاومت	$\Omega$
اهم $\times$ متر، مقاومت ویژه	$\Omega\text{m}$



## فصل یکم

### جایگاه و نقش روشهای الکتریکی

فهرست خلاصه شده‌ای از متداول‌ترین شاخه‌های اکتشافی و روشهای مورد استفاده در این

زمینه‌ها به شرح زیر می‌باشد:

- |                                     |                         |
|-------------------------------------|-------------------------|
| ۱. فیزیک زمین جامد (ژئوفیزیک عمومی) | لرزه‌شناسی زمین لرزه‌ها |
| ۲. معدنکاری                         | الکتریکی                |
| ۳. ژئوترمال                         | الکتریکی                |
| ۴. آبهای زیرزمینی                   | الکتریکی                |
| ۵. چاه‌پیمایی (ژئوفیزیک گمانه‌ها)   | الکتریکی                |
| ۶. اکتشاف نفت و گاز                 | لرزه‌نگاری انعکاسی      |

۱، فعالیت‌های مربوط به فیزیک زمین جامد، عمدتاً در دست نهادهای غیرانتفاعی بوده و روشهای الکتریکی در این زمینه نقش اندکی دارند. در موارد ۲ تا ۵، روشهای الکتریکی برای مدتهای طولانی، جزء عمده‌ترین ابزار و وسایل مورد استفاده در اکتشافات بوده و همچنان می‌باشند. مورد ۶ که اکتشاف نفت و گاز می‌باشد، موجب پیدایش اختلاف نظرهایی در ارتباط با گستره مقرون به صرفه بودن روشهای الکتریکی شده است.

ظاهراً چنین متداول شده است که روشهای لرزه‌ای، عمده‌ترین ابزار مورد استفاده می‌باشند، ولی در این اواخر مباحثی مطرح می‌شود، که باید از توانایی‌های بالقوه روشهای الکتریکی بیشتر از آنچه که امروزه مورد استفاده قرار می‌گیرد، استفاده بعمل آید.

اولین مبحث پس از ذکر موارد فوق، جایگاه و نقش روشهای الکتریکی در موارد شش‌گانه می‌باشد، که بدون پرداختن به تکنیک‌های خاص، مورد بحث قرار خواهند گرفت.



## ۱. کاربرد در فیزیک زمین جامد

اکتشافات ژئوفیزیکی مورد استفاده در مطالعه ساختار دورنی زمین، عمدتاً بوسیله لرزه‌شناسی زمین‌لرزه‌ها انجام می‌گیرد، همچنین از روشهای الکتریکی، بخصوص روش مگنتوتلریک، به منظور انجام اکتشافاتی در پوسته و گوشته فوقانی استفاده می‌شود. برای مثال، آنومالی‌های حرارتی در گوشته فوقانی با آنومالی‌های مقاومت‌ویژه مرتبط هستند، که خود را در اندازه‌گیری‌های مگنتوتلریک نمایان می‌سازند. به این دلیل و همچنین با در نظر گرفتن تفاوت‌های سنگ‌شناختی، زونهای ریفت قاره‌ای، ساختارهای مقاومت‌ویژه کاملاً متفاوتی را نسبت به سبب‌های پوسته‌ای یا پوسته زیر حوضه‌های عمیق، نشان می‌دهند (برای مثال، مادن و سویت<sup>۱</sup>، ۱۹۶۹؛ مادن<sup>۲</sup>، ۱۹۷۱؛ میچل و لندیسمن<sup>۳</sup>، ۱۹۷۱). بعضی از این ریفتها به حوضه‌های رسوبی تبدیل می‌شوند. سونداژ مقاومت‌ویژه جریان مستقیم در امر اکتشافات تا سطح گوشته فوقانی جهت تعیین جزئیات ساختار مقاومت‌ویژه پوسته، مورد استفاده قرار گرفته است (برای مثال، کارهای ون‌زیجل و جویرت<sup>۴</sup>، ۱۹۷۵).

این شاخه، که ژئوفیزیک عمومی نیز خوانده می‌شود، محدود به مطالعات در مقیاس بزرگ پوسته و گوشته فوقانی نبوده، بلکه شامل مطالعات آکادمیک در مورد مسائل ساختمانی، سنگ‌شناختی و نهشته‌گذاری مربوط به رسوبات و پیش‌بینی زمین‌لرزه‌ها نیز می‌گردد. روشهای الکتریکی مورد بحث در این کتاب در ارتباط با این مسائل نیز مناسب می‌نمایند، همچنانکه برای مطالعات پوسته و گوشته فوقانی بکار گرفته می‌شوند.

## ۲. کاربرد در معدنکاری

در ژئوفیزیک معدنی روشهای الکتریکی جزء مهمترین روشها بشمار می‌روند. پی‌جویی‌های مغناطیسی هواپردی نیز بطور گسترده‌ای در اکتشافات معادن بکار گرفته شده، ولی عمدتاً برای پی‌جویی‌های ناحیه‌ای بکار می‌روند. شناسایی سولفایدهای فلزی عمدتاً بوسیله روشهای الکتریکی انجام می‌گیرد، سولفاید پراکنده معمولاً به کمک قطبش القایی (IP) (که در فصل ششم مختصر بحثی درباره آن آورده شده است) و سولفایدهای توده‌ای بوسیله روشی که آنرا القاء الکترومغناطیسی (EMI)<sup>۱</sup> می‌خوانند، بصورت زمینی و هواپردی مورد اکتشاف قرار می‌گیرند. اصولاً روشهای EMI برای یافتن رساناهایی که در عمق کم مدفون گردیده‌اند طراحی شده‌اند، از جمله مسیو سولفایدهای فلزی، آنها معمولاً به صورت هواپردی به کار گرفته می‌شوند. تنوع فوق‌العاده‌ای از روشها به لحاظ تفاوت

1. Madden and Swift  
3. Van Zijl and Joubert

2. Mitchell and Landisman  
4. electromagnetic induction

در نوع چشمه - گیرنده و آرایش آنها وجود دارد، که ممکن است هر دو از پیچها و یا دای پلهای\* الکتریکی باشند. عمق اکتشافی در مرتبه ۱۰۰ متر می باشد. معمولاً آنها در محدوده فرکانس صوتی، در حدود ۳۰۰ تا ۳۰۰۰ هرتز، کار می کنند. فرکانسهای پایین تر به عمق بیشتری نفوذ می کنند، ولی از آنجایی که جریان القاء شده در کانه رسانا، متناسب با فرکانس می باشد، آنها آنومالی هایی با دامنه کمتر تولید می کنند. همچنین، هر چه کانه عمیق تر باشد آنومالی تشخیص داده شده در سطح، ضعیفتر خواهد بود. در نتیجه، اثرات فرکانسهای پایین تر و منشاء آنومالی عمیق تر، با یکدیگر ترکیب شده و فرکانسهای پایین تر را غیر قابل استفاده می سازند. بعلت تنوع زیاد، روشهای EMI، خودشان بوجود آورنده یک شاخه تخصصی می باشند. بیشتر کتابهای ژئوفیزیک کاربردی، حاوی بخشهای حجیم در ارتباط با این روشها می باشند (برای مثال کلر و فریچکت<sup>۱</sup>، ۱۹۶۶؛ تلفورد و همکاران<sup>۲</sup>، ۱۹۷۶؛ نابغیان<sup>۳</sup>، ۱۹۸۸ و ۱۹۹۱) این روشها، کاربرد چنداتی در اکتشاف حوضه های رسوبی ندارند و در این کتاب مورد بحث قرار نگرفته اند.

### ۳.۱. کاربرد در ژئوترمال

بیشتر ذخیره های ژئوترمال که در رده سیستمهای هایدروترمال همرفتی فرار دارند، با آنومالی های «مقاومت ویژه پایین» مرتبط می باشند، چه آنهایی که در حوضه های رسوبی قرار دارند و یا در جایی دیگر. این بدان دلیل است که هر چه دما بالاتر باشد مقاومت ویژه آب موجود در منافذ سنگ کمتر خواهد بود (افزایش درجه حرارت تا نقطه جوش) و آب در دماهای بالا معمولاً حاوی مقادیر بیشتری از نمک محلول می باشد، در نتیجه، معمولاً مجموعه این اثرات بر روی مقاومت ویژه تأثیر بسیار زیادی دارد. چنین ذخیره هایی ممکن است مستقیماً شناسایی شوند، که این بوسیله پی جویی برای یافتن خود آبهای گرم میسر می باشد، نه بوسیله زمین شناسی آنها (لامب<sup>۴</sup>، ۱۹۸۱). همچنین، می توان اثرات کانیهای دگرسان شده، که ممکن است باعث کاهش و یا افزایش مقاومت ویژه سنگ میزبان شوند، را مورد مطالعه قرار داد. توافق کلی بر این است که مفیدترین ابزار پی جویی های ژئوفیزیکی در این مورد، اندازه گیری های انتقال حرارت و مطالعات الکتریکی سطحی می باشند، که چند مورد کاربرد آنها در ارتباط با ژئوترمال در این کتاب مورد بحث قرار گرفته است. یک ارزیابی گسترده در مورد روشهای الکتریکی در ارتباط با ژئوترمال بوسیله گلدستاین، نوریس و ویلت<sup>۵</sup> (۱۹۷۸) ارائه شده است.

\* توضیح مترجم: از آن جهت که دو کلمه dipole و bipole هر دو معنای دو قطبی می دهند در ترجمه متن عیناً از دای پل و بای پل استفاده شده است.

1. Keller and Frischnecht

2. Telford, et al.

3. Nabighian

4. Lumb

5. Goldstein, Norris and Wilt

سیستمهای هایدروترمال همرفتی در محیطهای ولکانیک، ویژگی‌های مشابهی از خود نشان نمی‌دهند؛ تفاوت آنها با یکدیگر بسیار زیاد می‌باشد. آنهایی که در حوضه‌های رسوبی قرار دارند، قابلیت بیشتری در مطالعه خصوصیات کلی، از خود نشان می‌دهند، که در زیر، مورد بحث قرار گرفته‌اند.

در دره امپریال واقع در جنوب کلیفرنیا، در محدوده‌ای که مقاومت ویژه ناحیه‌ای در حدود  $5\Omega m$  می‌باشد، در یک سیستم ژئوترمال شاخص، مقطع یک کیلومتری فوقانی ممکن است در حدود  $1\Omega m$  باشد، که خیلی پایین‌تر از میزان ناحیه‌ای است، ولی در عمق بیشتر تا رسیدن به پی سنگ کمپلکس که ممکن است به  $5km$  هم برسد، مقاومت ویژه می‌تواند در حدود  $20\Omega m$  باشد، که خیلی بیشتر از میزان ناحیه‌ای است.

پیدایش مقطع فوقانی دارای مقاومت ویژه پایین، بعلت دمای بالاتر و وجود نمک بیشتر می‌باشد. بخشی از آن ممکن است، بصورت سنگ درآمده و رفتاری همانند پوش سنگ<sup>۱</sup> دارای مقاومت ویژه بالا از خود بروز دهد. مقطع دارای مقاومت ویژه زیاد واقع در قسمت زیرین، بعلت وجود سنگهای دگرگون شده هایدروترمالی (سخت شده) بخصوص شیل‌ها می‌باشد. گسترش افقی منطقه آنومالی، می‌تواند بین چهار تا شش کیلومتر باشد. دگرسانی ناشی از آبهای گرم، در سنگهای ترک برداشته واقع در منطقه سخت شده دارای مقاومت ویژه بالا، می‌تواند امکان بهره‌برداری اقتصادی را فراهم سازد.

یک مثال از نوع مورد بحث در بالا، میدان ژئوترمالی سالتون‌سی<sup>۲</sup> واقع در دره امپریال می‌باشد. مقطع عرضی نشان داده شده در شکل ۱.۱ (کاسامیر<sup>۳</sup>، ۱۹۷۶). این ساختار مقاومت ویژه، حاصل از سونداژهای مقاومت ویژه جریان مستقیم می‌باشد. زون کم عمق دارای مقاومت ویژه بالا (که هاشور خورده است) پوش سنگ می‌باشد، که از رسوبات تبخیری غنی از انهایدرایت در یک زمینه رسی کربناته تشکیل شده است. که به خودی خود ایزوله گردیده است. زون عمیقتر دارای مقاومت ویژه بالا، مربوط به بخش سخت شده هایدروترمالی سنگهای با تخلخل<sup>۴</sup> کم می‌باشد. خارج از محدوده این زون‌های مقاومت ویژه بالا، زونهای مقاومت ویژه پایین قرار گرفته‌اند. رسانش کلی قسمتی که بر روی زون عمیقتر با مقاومت ویژه بالا قرار گرفته است، بیانگر این موضوع می‌باشد که مقاومت ویژه مؤثر بر روی میدان ژئوترمالی، کمتر از یک سوّم مقدار ناحیه‌ای می‌باشد. مناطق دارای این مشخصات

1. cap rock  
3. Kasameyer

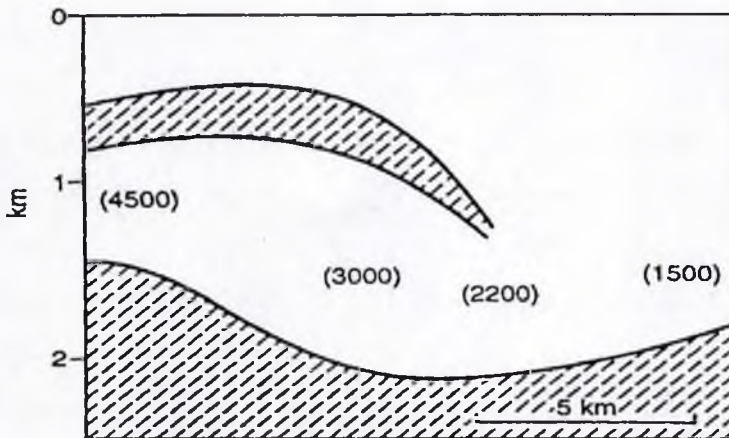
2. Salton Sea  
4. porosity

مقاومت ویژه، عرض لایه بندی رسوبی را قطع می کنند.

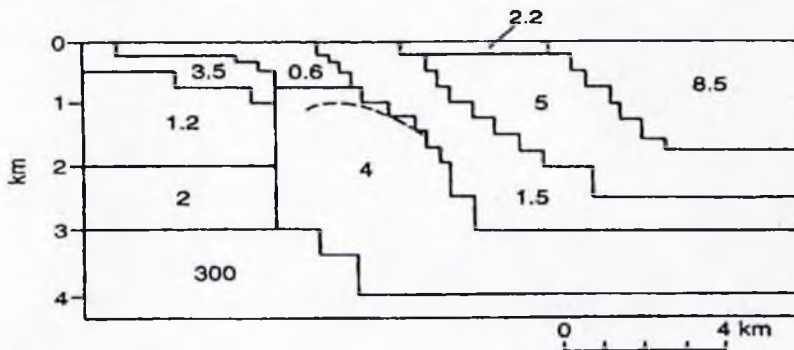
یک میدان مولد<sup>۱</sup> در سروپریتو<sup>۲</sup>، واقع در مکزیک، در امتداد دره امپریال به سمت جنوب، محل مطالعات ویژه ای در استفاده از روشهای الکتریکی سطحی برای کنترل و مطالعه تغییرات در شرایط ذخیره ها بر اثر بهره برداری از آنها می باشد. از جمله شکل گیری زونهای تبخیری یا نفوذ یکباره آبهای سرد.

شکل ۱.۲ نشان دهنده یک مدل مقاومت ویژه دوبعدی حاصل از پروفیل زنی مقاومت ویژه می باشد (ویلت و گلدستاین، ۱۹۸۱). چنین کاری در بخش ۳.۳ مورد بحث قرار گرفته است. منحنی نقطه چین، معرف قسمت بالای دگرگونی، هایدروترمال (زون سخت شده) در یک زون مولد، بر مبنای اطلاعات بدست آمده از گمانه ها می باشد. این نزدیک قسمت فوقانی زون مقاومت ویژه بالا،  $4\Omega m$ ، در شکل ۱.۲، می باشد؛ میانگین مقاومت ویژه های ناحیه ای کمتر از  $2\Omega m$  می باشند. زون کم عمق مقاومت ویژه پایین ( $0/6\Omega m$ ) نیز حضور دارد.

بیشتر روشهای الکتریکی بکار گرفته شده در کارهای ژئوترمال، در این کتاب، کم و بیش به تفصیل مورد بحث قرار گرفته اند.



شکل ۱.۱: مقطع عرضی مربوط به توزیع مقاومت ویژه، میدان ژئوترمالی سانتونسی، دره امپریال، واقع در کالیفرنیا، حاصل از سونداژهای مقاومت ویژه. قسمت های هاشور خورده، پوش سنگ دارای مقاومت ویژه بالا (عمق کم) و زون سخت شده (عمیق) می باشند. رسانش کلی، واقع بر روی زون عمیق سخت شده، بر حسب  $mho$ ، در پراکنشها نشان داده شده اند (پس از کاسامیر، ۱۹۷۶).



شکل ۲. ۱: مقطع عرضی از مدل مقاومت ویژه، میدان ژئوترمالی سروپرینو در مکزیک، حاصل از پروفیل مقاومت ویژه دای پل - دای پل؛ مقاومت ویژه‌ها بر حسب  $\Omega m$  می‌باشند؛ منحنی نقطه چین، معرف قسمت فوقانی سنگهای سخت شده در زون مولد می‌باشد (پس از ویلت و گلدستاین، ۱۹۸۱).

#### ۱.۴. کاربرد در آبهای زیرزمینی

در ابتدای قرن بیستم استفاده از «میله شیرجه رونده»<sup>۱</sup> برای پیدا کردن آب با روشهای الکتریکی جایگزین شد، که تاکنون در رأس روشهای ژئوفیزیکی قرار داشته و هنوز توان بالقوه زیادی برای توسعه دارا می‌باشند. روشهای اکتشافی کنار گذاشته شده بوسیله پی جویان نفت، مورد استفاده پی جویان آب قرار می‌گیرند.

مقاومت ویژه یک سازند زمین‌شناسی عمدتاً به میزان آب داخل منافذ و ترکیبات نمکدار (تمرکز یونها) در آن آب بستگی دارد. برای حالتی که مقدار ترکیبات نمکدار ثابت باشد، ماسه‌های با تخلخل بالا و اشباع از آب، دارای مقاومت ویژه کمتر نسبت به ماسه‌های با تخلخل کم و یا اشباع نشده از آب می‌باشند. اگر یک لایه ماسه‌ای شیب‌دار در زیر یک لایه رسی بوسیله سونداژ مقاومت ویژه تعقیب شود، امکان دارد یک آبخان یا منبع آرتزین، مکان‌یابی شود. بهرحال ممکن است مقاومت ویژه ماسه، در حالتی که ماسه خالص به شیل آلوده شود نیز کاهش پیدا کند.

ساده‌ترین نوع هدف، یک سطح ایستابی آبرفتی می‌باشد. اهداف دیگر می‌توانند سطح ایستابی واقع بر روی یک لایه نفوذناپذیر، پی سنگ نفوذناپذیر و مرزهای آب شیرین و شور باشند. بطور کلی، اکتشافات الکتریکی حوضه‌های رسوبی، اطلاعاتی از وضعیت ساختاری، سنگ‌شناختی و آب‌سازندی را در اختیار قرار می‌دهند که می‌تواند منجر به کشف آب گردد.

پیشینه‌های اجرایی در سطح جهان که به تشریح نتایج روشهای مقاومت ویژه جریان مستقیم

پرداخته‌اند بوسیله بریوسی<sup>۱</sup> (۱۹۶۳) ارائه شده است. روشهای سونداژ الکترومغناطیسی با چشمه کنترل شده (CSEM) ممکن است برخی اوقات مناد...بتر از روشهای جریان مستقیم باشند، زیرا روشهای CSEM دارای مزیت‌های تئوریک در شناسایی لایه‌های با مقاومت ویژه پایین هستند (فیتزمن و استوارت<sup>۲</sup>، ۱۹۸۶).

برخی از مثالهای صحرائی برای کاربرد در اکتشاف آب، در این کتاب وجود دارند (شکلهای ۳.۱۵a و ۳.۱۵d)، که بطور گسترده‌ای بیشتر روشهای الکتریکی بکار گرفته شده در این زمینه را پوشش می‌دهند.

مورد خاصی از کاربرد روشهای الکتریکی در مسائل مربوط به آب، تعیین مقدار شوری آب، برای تمییز دادن آب شور از شیرین و تهیه نقشه فصل مشترک‌های آن دو می‌باشد. این کاربرد، از جمله مواردی است که رقیبی برای روشهای الکتریکی وجود ندارد. شکل ۳.۱۵ a نشان دهنده یک مثال می‌باشد. ساختارها در چنین فصل مشترک‌هایی ممکن است کاربردهایی غیر از پی‌جویی آب شیرین، از قبیل تهیه نقشه گسلها و اطلاعاتی راجع به حوضه‌های رسوبی عمیق نیز داشته باشند. ولکر و دیجکسترا<sup>۳</sup> (۱۹۵۵) یک پیشینه اجرایی را تشریح می‌کنند که در آن توزیع ترکیبات نمکدار در یک آبخان در زیر بستر دریا (زویدرزی<sup>۴</sup>) بواسطه سونداژ مقاومت ویژه تعیین شده بود. این مورد همچنین، یک مثال عملیاتی از کاربرد روشهای الکتریکی در دریا می‌باشد.

## ۵. ۱. کاربرد در چاه‌پیمایی (ژئوفیزیک گمانه‌ها)

چاه‌پیمایی الکتریکی عمده‌ترین شاخه در این زمینه می‌باشد؛ این مورد پس از اکتشافات لرزه‌ای از نظر هزینه، در ژئوفیزیک دارای رتبه دوم می‌باشد.

چاه‌پیمایی الکتریکی برگرفته از روشهای الکتریکی سطحی می‌باشد. این روش اساساً پروفیل زنی مقاومت ویژه (بخش ۳.۳) بر روی درونزدگی\* سازندهای زمین‌شناسی با شیب تند می‌باشد. برای چاه‌پیمایی آرایه پل - دای پل (قطبی - دو قطبی) سطحی (بخش ۳.۱) تبدیل به ابزار جانبی و آرایه پل - پل (قطبی - قطبی) سطحی تبدیل به ابزار عمودی گردیدند. ژئوفیزیکدانان نفتی پس از ظهور روش لرزه‌ای انعکاسی چندان از روشهای الکتریکی راضی نبودند، ولی پس از تبدیل آرایه‌های افقی الکتروود به عمودی، آنها نسبت به نتایج بدست آمده ابراز علاقه کردند. دلیل این

1. Breusse

3. Volker and Dijkstra

5. subcropping

2. Fitterman and Stewart

4. Zuiderzee

\* توضیح مترجم: درونزدگی عبارت است از ناحیه بیرون‌زدگی یک سازند که بلاواسطه زیر یک سطح دگرشیبی قرار دارد.

موفقیت احتمالاً آن است که مقاومت ویژه‌ها در بیشتر لایه‌های رسوبی، در محدوده ۱ تا ۱۰۰۰ اهم‌متر بوده، که اختلافی در حد ۱۰۰۰ برابر را دارد، در حالی که اختلاف سرعت در روش لرزه‌ای در حد ۳ یا ۴ برابر می‌باشد. این رشته هم‌اکنون با داشتن تعداد زیادی متخصص و مقدار زیادی متن تخصصی، بسیار گسترده می‌باشد؛ این موضوعات در این کتاب مورد بحث قرار نگرفته‌اند.

شاخه جدیدی از ژئوفیزیک الکتریکی گمانه‌ها در حال توسعه است که مستقیماً به اکتشاف اهدافی بسیار فراتر از محدوده چاههای آزمایشی می‌پردازد. چنین اندازه‌گیری‌هایی شامل موارد زیر است:

- سونداژ یک چاه آزمایشی بطور جانبی (افقی) برای تهیه نقشه پهلوهای گندهای نمکی بالا آمده؛
  - اندازه‌گیری‌های بین گمانه‌ها، برای مثال، ارتباط دادن سازندها، یا برای کنترل فرآیند بازیابی کمکی در تولید نفت؛
  - اندازه‌گیری‌های گمانه تا سطح، برای افزایش قدرت تفکیک در مشخص کردن هدف؛
- یک ویژه‌نامه از نشریه Geoexploration (جلد ۲۸، شماره‌های ۳ و ۴، اکتبر ۱۹۹۱) به این موضوع پرداخته است. آسچ و موریسون<sup>۱</sup> (۱۹۸۹) یک لیست مفصل از مراجع در ارتباط با اندازه‌گیری‌های گمانه تا سطح در اختیار گذاشته‌اند. این شاخه نیز، در این کتاب مورد بحث قرار نگرفته است.

## ۱.۶ کاربرد در نفت و گاز (اکتشاف سطحی)

در این زمینه اختلاف نظرهایی وجود دارد که روشهای الکتریکی تا چه گستره‌ای مقرون‌به‌صرفه می‌باشند. بخش عمده هزینه‌های مربوط به کارهای ژئوفیزیکی به اکتشاف نفت و گاز اختصاص داشته، که عمدتاً مربوط به استفاده از روش لرزه‌ای انعکاسی می‌باشد. نیازی به بیان این مطالب نیست که چنین متداول است که روش لرزه‌ای اصلی‌ترین ابزار برای یافتن نفت می‌باشد زیرا نسبت به هر روش دیگری دارای بالاترین قدرت تفکیک برای لایه‌های رسوبی عمیق می‌باشد. در استفاده از روشهای الکتریکی، قدرت تفکیک به مقدار زیادی متناسب با عمق، کاهش پیدا می‌کند؛ مشکل هم‌ارزی<sup>۲</sup> (منحصربه‌فرد نبودن<sup>۳</sup>) وجود دارد و قدرت تفکیک جانبی بسیار ضعیف می‌باشد. به‌رحال تمام این نقطه‌ضعفها ممکن است در یک کار ناحیه‌ای برای ارزیابی حوضه توسط کسی که علاقمند به ویژگی‌های کلی می‌باشد، بسیار ارزشمند باشند. یک سونداژ مقاومت ویژه عمیق یا مگنتوتلریک در جایی که حدس زده می‌شود حوضه عمیق باشد، در حالتی که به ظاهر هزینه‌ها یکسان

می‌باشند، ممکن است ارزشمندتر از یک گمانه عمیق باشد. شکل‌های ۱۴، ۳ و ۸. ۴ بیانگر چنین مواردی می‌باشند.

در نواحی خاصی که روشهای لرزه‌ای اطلاعات محسوسی در اختیار قرار نمی‌دهند، روشهای الکتریکی تنها جانشین برای بدست آوردن اطلاعات ساختاری و سنگشناختی می‌باشند، که معمولاً از طریق روش لرزه‌ای انعکاسی بدست می‌آیند، البته با جزئیاتی کمتر از نتایج لرزه‌ای (۳، ۱۵d)، برای مثال، در روش لرزه‌ای مقاطع رسوبی که در زیر لایه‌های ضخیم سنگهای آتشفشانی و یا کربناتهای دارای سرعت بالا قرار دارند ممکن است بطور مؤثری مورد اکتشاف قرار نگیرند. در چنین ناحیه‌ای بررسی‌های مگنتوتلریک یا الکترومغناطیسی با چشمه کنترل شده ممکن است مورد استفاده قرار گیرند. زمینه دیگر از کاربرد، مشخص کردن زونهای سنگشناختی مناسب برای تجمع نفت می‌باشد، از قبیل زون تله‌های چینه‌ای واقع در کناره‌های انتقالی رسوبات که بین زونهایی که یکی عمدتاً متشکل از ماسه‌سنگ و دیگری عمدتاً شامل شیل می‌باشند قرار گرفته است، زونهایی که دارای مقاومت ویژه بالای ایزوتروپیک می‌باشند و همچنین کناره‌های دلتای مدفون شده (کلر<sup>۱</sup>، ۱۹۶۸). شرکت‌های بزرگ نفتی در ارتباط با این نوع کاربرد تجربیات اندکی دارند.

همچنین، هدفهای زمین‌شناختی منحصراً الکتریکی نیز وجود دارند، مانند شناسایی کردن نفت و گاز از راه شناسایی نواحی آنومالی شیمیایی. فصل ششم به این روشهای شناسایی مستقیم، با انضمام پیشینه‌های اجرایی آنها، خواهد پرداخت.

راه‌های زیادی برای نشان دادن فواید روشهای الکتریکی در پی‌جویی نفت و گاز وجود دارند: شناسایی پس از گرانشی—ماقبل لرزه‌ای، اطلاعات سنگشناختی پس از لرزه‌ای برای تعبیر و تفسیر لرزه‌ای و غیره. بطور خلاصه، روشهای الکتریکی می‌توانند علاوه بر دیدگاههای مربوط به چگالی و سرعت، دید متفاوتی از زیرسطح، برای ما بوجود آورند، که دیدگاه مقاومت‌ویژه می‌باشد. احتمالاً یکی از مقرون‌به‌صرفه‌ترین و مؤثرترین کاربردها، ارزیابی حوضه‌های کمتر شناخته شده، قبل از مبادرت به انجام عملیات گرانقیمت می‌باشد. در مراحل اولیه کار ژئوفیزیکی، احتمالاً بدنیال یک مطالعه مغناطیسی هواپردی، سونداژهای الکتریکی عمیق، همچون مگنتوتلریک، که در موقعیتهایی معقول انتخاب شده باشند، می‌توانند اطلاعات کافی درباره واحدهای سنگ‌شناختی تا سطح پی‌سنگ کمپلکس را برای راهنمایی در کارهای بعدی در اختیار ما قرار دهند.





## فصل دوم

### خواص الکتریکی سنگهای رسوبی

#### ۲.۱. خواص عمومی

موضوع خواص الکتریکی سنگها، میجئی گسترده است که تمامی ابعاد آن بخوبی شناخته نشده است. کتابهای کاملی در این زمینه وجود دارند (برای مثال، پارخومنکو<sup>۱</sup>، ۱۹۶۷)، ولی بیشتر نوشته‌هایی با دید کلی، بصورت فصول طولانی در کتابها یافت می‌شوند (برای مثال، کلا، ۱۹۸۸، ۱۹۸۲، ۱۹۷۱؛ اولهوفت<sup>۲</sup>، ۱۹۸۰).

این فصل، کوتاه و دارای دید محدودی است زیرا عمدتاً مربوط به مقاومت ویژه‌های الکتریکی سنگهای رسوبی متداول می‌باشد، که به صورت درجا هستند. که عبارتند از سنگهای کلاستیک (آواری)<sup>۳</sup> محتوی آب و انواع سنگ آهک.

مهمترین خاصیت الکتریکی که در مطالعات حوضه‌های رسوبی عمیق بوسیله روشهای الکتریکی حائز اهمیت است، مقاومت ویژه،  $\rho$ ، و در مقابل آن، رسانش  $\sigma$  می‌باشد، که عمدتاً به مقدار آب موجود در یک سنگ رسوبی مدفون شده بستگی دارند: مقدار آب، مقدار ترکیبات نمکدار (سوری) آب و اینکه آب در چه وضعیتی قرار دارد، از مهمترین عوامل می‌باشند. بیشتر سنگهای زیرسطحی طبیعتاً در بالای سطح ایستابی بطور بخشی اشباع بوده و در زیر سطح ایستابی بصورت فوق‌اشباع درمی‌آیند. به عبارتی دیگر رفتار مقاومت ویژه در سنگ حاوی آب، اساساً مانند الکترولیت آبگین<sup>۴</sup> می‌باشد. بنابراین هر نوع سنگ، از قبیل شیل، ماسه‌سنگ و سنگ آهک، محدوده گسترده‌ای از مقاومت ویژه‌ها را با ضریب صدها یا هزاران برابر از خود نشان می‌دهند. از سوی دیگر، میانگین‌های

1. Parkhomenko  
3. detrial

2. Olhoelt  
4. aqueous

آماری این نوع سنگها بیانگر آن هستند که شیلها معمولاً مقاومت ویژه پایین‌تر از ماسه‌سنگها دارند، که به همین ترتیب مقاومت ویژه آنها نیز از مقاومت ویژه سنگ آهکها پایین‌تر می‌باشد، به هر صورت پی برده شده که شیلها ممکن است مقاومت ویژه‌های بالاتر از ماسه‌سنگها و حتی بالاتر از سنگ آهکها نیز داشته باشند. این مورد باعث نمی‌شود تا نقطه‌ضعفی در مرتبه ایجاد اختلال در کارها بوجود آید، زیرا وظیفه اصلی روشهای الکتریکی مشخص کردن تغییرات مقاومت ویژه در زیرسطح می‌باشد؛ معنای زمین‌شناختی این گونه اختلافها از تعبیر و تفسیر حاصل می‌شود، که با لحاظ کردن تمام داده‌های زمین‌شناسی قابل دسترسی در آن مکان صورت می‌گیرد.

بخش عمده تمامی حوضه‌های رسوبی شامل سنگهای کلاستیک (آواری) (برای مثال، شیلها، شیلهای ماسه‌ای و ماسه‌سنگها) و سنگ آهکها می‌باشند.

بررسی‌های الکتریکی معمولاً دربرگیرنده یک «پی سنگ الکتریکی» که محیطی با مقاومت ویژه بالاست بوده، که فرض می‌شود یک نیم - فضا<sup>۱</sup> در کف سنگهای رسوبی مورد نظر می‌باشد. ممکن است اینها ترکیب یافته از سنگهای آذرین، شیشه‌های دگرگون شده، رسوبات تبخیری یا کربناتهای توده‌ای باشند. در اکتشافات حوضه‌های عمیق سعی بر آنست که عمق دقیق تا پی سنگ را نشان دهیم نه مقاومت ویژه آنها. معمولاً برای بدست آوردن یک تخمین صحیح‌تر از مقاومت ویژه پی سنگ، نیازی به افزایش عمق اکتشاف نیست. به عبارتی دیگر مقاومت ویژه‌ها در پی سنگ، عمده‌ترین مسأله مورد توجه در مطالعه حوضه‌های رسوبی نمی‌باشد؛ بهرحال، آنها در مطالعات پوسته زمین حائز اهمیت می‌باشند. گاهی اوقات سنگهای با مقاومت ویژه بالا، همچون روانه‌های بازالتی و رسوبات تبخیری ممکن است بر روی مقطع رسوبی مورد نظر و یا در میان آن قرار گرفته باشند.

## ۲.۲. پدیده رسانش جریان الکتریکی

بار الکتریکی در حال حرکت، بوجود آورنده جریان الکتریکی است. جریان یافتن بارها می‌تواند بصورت‌های زیر رخ دهد:

(۱) رسانش الکترونی (فلزی)، بواسطه حرکت آزادانه الکترونها در خارجی‌ترین مدارهای اتم، در هنگام تأثیر یک میدان الکتریکی  $E$ ، بوقوع می‌پیوندد. این نوع رسانش در رساناهای فلزی (فلزات) و در درجه پایین‌تری در نیمه رساناهای الکتریکی رخ می‌دهد (برای مثال، در کانیهای خشک). فلزات خالص یا آزاد و سولفایدهای فلزی، دارای رسانایی بالا می‌باشند، ولی اینها در حوضه‌های رسوبی

حجم قابل توجهی را شامل نمی‌شوند. کانیهای عادی تشکیل‌دهنده سنگها وقتی که خشک باشند دارای مقاومت ویژه‌های بسیار بالایی هستند.

۲) رسانش الکترولیتی، در محلولهای آبگین، مهمترین پدیده رسانش بحساب می‌آید. بار یوسیله یونهایی که تحت تأثیر میدان الکتریکی  $E$  می‌باشند و با سرعت ثابتی که متناسب با اندازه بزرگی  $E$  می‌باشد انتقال می‌یابد؛ آنیونها (-) در جهت مخالف  $E$  و کاتیونها (+) موافق جهت  $E$  حرکت می‌کنند؛ انتقال ماده نیز وجود دارد. چگالی جریان  $J$  متناسب با مقدار بزرگی  $E$  بوده و قانون اهم نیز برای این مورد معتبر می‌باشد، اما خطی بودن رساناهای الکترولیتی غالباً یوسیله اثرات دیگر محو می‌شود؛ این موضوعات در فصول ۳ و ۶ مورد بحث قرار خواهند گرفت. این نوعی رسانش است که در سنگهای رسوبی حائز بیشترین اهمیت می‌باشد، که ناشی از آبهای موجود در درزها، شکستگیها و بازشدگیهای حفره‌دار<sup>۲</sup> می‌باشد. همیشه مقداری ترکیبات نمکدار در این آبها وجود دارد، عمدتاً بدلیل آنکه تهشته‌گذاری بیشتر سنگهای رسوبی در محیطهای دریایی صورت گرفته است. آب خالص خود یک عایق الکتریکی بسیار خوب می‌باشد، ولی مقدار کمی نمک اثر بسیار زیادی در افزایش رسانایی آن خواهد داشت. ذرات گل رس قابلیت افزایش رسانایی را بعلت آبی که آنها را احاطه کرده است دارا می‌باشند، که بعداً در این باره بحث خواهد شد.

۳) رسانش الکرولیتی جامد، زمانی بوقوع می‌پیوندد که حرکت یونها از داخل شبکه بلوری صورت گیرد. بیشتر کانیهای تشکیل‌دهنده سنگها همانند الکترولیت‌های جامد عمل می‌کنند، آنها همچنین دای‌الکتریک خوانده می‌شوند. درجه این نوع رسانش از نظر اندازه بزرگی، چند رده پایین‌تر از الکترولیت‌های آبگین قرار دارد.

۴) رسانش جانیشینی<sup>۳</sup> (یا دای‌الکتریک)، فقط در شرایط متغیر با زمان<sup>۴</sup> روی می‌دهد. در بیشتر نیمه‌رساناها تعداد الکترونها آزاد، خیلی کمتر از مقادیری است که موجب جریان یافتن بارها شوند. بهر حال رسانش جریان متناوب می‌تواند در چنین مجموعه‌ای با جایگزینی الگوهای هسته‌ای و الکترونی صورت گیرد. چنین جریانی بهیچوجه در حالت جریان مستقیم وجود ندارد. این جریانهها فقط در کار با فرکانسهای بالا و در محیط‌های دارای مقاومت ویژه بالا، چشمگیر و قابل توجه هستند (بخش ۲.۳.۴).

معادلات ماکسول، همراه با روابط سازگار با آن، برای تمام انواع رسانش جریان ذکر شده در

بالا معتبر می‌باشند.

### ۲.۳. مقاومت ویژه الکتریکی سنگها

برای بیان یک تعریف فیزیکی از مقاومت ویژه، یک سیم ساخته شده از ماده‌ای همگن، ایزوتروپ و با رفتار خطی را در نظر بگیرید که مقاومت آن  $R$  اهم (ohm)، طول آن  $L$  متر و سطح مقطع آن  $S$  متر مربع باشد. مقاومت  $R$  متناسب با  $\frac{L}{S}$  بوده و ضریب تناسب تعیین شده تجربی  $\rho$ ، مقاومت ویژه می‌باشد،

$$R = \rho \frac{L}{S}$$

اگر سیم بصورت مکعبی با ابعاد  $L$  باشد، خواهیم داشت  $\rho = RL$ ، که بیانگر این است که واحد  $\rho$ ، اهم ضربدر متر خواهد بود؛ که نشانه آن  $\Omega m$  می‌باشد. اگر  $L = 1$  آنگاه  $\rho = R$ . این بیانگر آنست که  $\rho$  از نظر عددی معادل مقاومت بر حسب اهم، بین دو سطح مقابل هم در یک مکعب به اضلاع  $1\text{ m}$  می‌باشد.

رسانش، که نشانه آن  $\sigma$  می‌باشد، متضاد با  $\rho$  می‌باشد؛ واحد آن  $\frac{\text{مهر}}{\text{متر}}$  یا  $\frac{\text{mho}}{\text{m}}$  می‌باشد، که در آن مهر (mho) همان معکوس نوشته شده اهم (ohm) است.

صورت دیفرانسیلی قانون اهم برای ماده‌ای همگن، ایزوتروپ و با رفتار خطی، عبارتست از،

$$E = \rho J \quad (۲.۱)$$

که در آن  $E$  شدت میدان الکتریکی  $(\frac{V}{m})$ ،  $J$  چگالی جریانی  $(\frac{A}{m^2})$  و  $\rho$  بر حسب  $\Omega m$  می‌باشد؛ این معادله بعنوان یکی از روابط سازگار با معادلات ماکسول شناخته شده و باعث وضع تعریف  $\rho$  گردیده است. واژه خطی بودن بیانگر این موضوع است که ضریب تناسب  $\rho$  مستقل از اندازه بزرگی  $J$  و  $E$  بوده، هر چند که ممکن است تابع جهت باشد، که در این صورت گفته می‌شود که ماده دارای رفتار خطی بوده ولی ایزوتروپ می‌باشد. در یک ماده ایزوتروپ بردارهای  $J$  و  $E$  دیگر هم جهت نبوده و معادله (۲.۱) بشکل یک تانسور مقارن با شش مقاومت ویژه متفاوت درمی‌آید،  $\rho_{yy}$ ،  $\rho_{zz}$ ،  $\rho_{xx}$ ،  $\rho_{xy}$ ،  $\rho_{yz}$ ،  $\rho_{zx}$  که می‌توان آنها را به سه مقاومت ویژه اصلی تقلیل داد،  $\rho_{zz}$ ،  $\rho_{yy}$ ،  $\rho_{xx}$  که اینکار بوسیله دوران محورهاى مختصات تا جایی که تأثیر اجزاء متقاطع صفر شود، صورت می‌گیرد،

$$E_x = \rho_{xx} J_x \quad (۲.۲) \text{ و الی آخر.}$$

## ۱.۳.۲. مقاومت ویژه سنگهای حاوی آب

نقش آبهای شور داخل سنگها در کاهش مقاومت ویژه آنها، مورد بحث قرار گرفت. چندین عامل دیگر نیز در مقاومت ویژه مؤثرند. مهمترین آنها عبارتند از تخلخل (نسبتی از واحد حجم سنگ که دارای فضای خالی است و ممکن است بوسیله سیالاتی مانند آب، هوا و غیره پر شوند)، اشباع شدگی (نسبتی از واحد حجم تخلخل که بوسیله سیالاتی مانند آب یا نفت پر شده است)، شوری (تمرکز یون در داخل آب)، بافت (ساختار منافذ<sup>۱</sup>)، شیلی بودن<sup>۲</sup> (مقدار شیل، میزان ظرفیت تبادل یونی) و حرارت. تأثیر عوامل فوق بطور خاص برای صنعت نفت دارای اهمیت بوده و بطور گسترده‌ای مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. نتایج چند دهه تحقیق، در نوشته‌های کلر (۱۹۷۱) خلاصه شده است.

با توجه به بافت (ساختار منافذ)، تخلخل معمولاً در سنگهای کلاستیک بصورت اینترگرانولر<sup>۳</sup> می‌باشد؛ در سنگهای آذرین بصورت درزه‌ها، شکستگی‌ها و ویکولها (یا حفرات حاوی سیال) و در سنگ‌آهکها بصورت کاویزها و شکستگی‌ها می‌باشند. حجم منافذ همچنین ممکن است شامل حفرات بزرگتر و منافذ مرتبط با هم ریزتر باشد.

حفرات بزرگتر باید ارتباط داخلی داشته و پر از آب باشند تا بتوانند الکتریسته را هدایت کنند. بخش عمده مقاومت الکتریکی بعلت وجود حفرات متصل بهم می‌باشد. به کلامی دیگر، تخلخل به تنهایی تعیین‌کننده مقاومت ویژه نیست، بخصوص در سنگ‌آهکها و بازالت.

پی برده شده است که سنگهای متخلخل که تماماً اشباع از آب بوده‌اند و مقادیر زیادی کانیهای رسی در آنها وجود نداشته است از فرمول تجربی شناخته شده قانون آرچی<sup>۴</sup> تبعیت می‌کنند،

$$\rho_r = a \frac{\rho_w}{P^m} \quad (۲.۳)$$

که در آن  $\rho_r$  مقاومت ویژه کپه‌ای،  $\rho_w$  مقاومت ویژه منافذ آب،  $P$  تخلخلی است که بصورت مقدار تخلخل در واحد حجم سنگ بیان می‌شود و  $a$  و  $m$  ضریبهای تجربی هستند که از طریق آزمایش تعیین شده‌اند. یک شاخص منتج از این معادله، ضریب ساختاری<sup>۵</sup> می‌باشد که بوسیله  $F$  نشان داده می‌شود،

$$F = \frac{\rho_r}{\rho_w} = \frac{a}{P^m} \quad (۲.۴)$$

1. pores  
3. intergranular  
5. formation factor

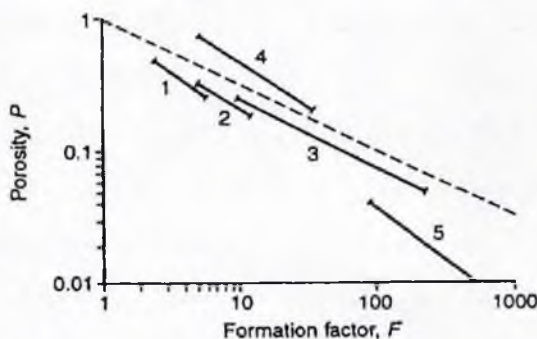
2. shaliness  
4. Archie's law

شکل ۲.۱ یک طرح از F و P برای سنگهای مختلف می‌باشد که هر پاره‌خط، بیانگر یک گونه سنگ بوده و تابع مقادیر مختلف a و m می‌باشد. معادله (۲.۴) بیانگر آنست که F مستقل از شوری می‌باشد. اگر یک سنگ متخلخل، اشباع شده از الکترولیت باشد، اختلاف بین مقاومت ویژه سنگ و الکترولیت برابر F خواهد بود. این مورد همچنین در مطالعات مدل مقیاس<sup>۱</sup> الکتریکی مفید است. وقتی منافذ بصورت جزئی اشباع شده از الکترولیت و جزئی دیگر اشباع از سیالات عایق‌کننده مانند نفت، گاز یا هوا باشند، معادله آرچی بشکل زیر در می‌آید.

$$\rho_r = \frac{\rho_w}{P^m S^n} = F \rho_w \quad (2.5)$$

که در آن S مقدار منافذ پر شده با الکترولیت در حجم و n یک ضریب تعیین شده تجربی دیگر می‌باشد که معمولاً در حدود ۲ می‌باشد. از آنجایی که m نیز همچنین در حدود ۲ می‌باشد (شکل ۲.۱)، با اولین درجه تقریب داریم،

$$\rho_r = \frac{\rho_w}{P^2 S^2} \quad (2.6)$$



شکل ۲.۱: قانون آرچی برای انواع مختلف سنگها. ضریب ساختاری F، عبارتست از نسبت مقاومت ویژه سنگ (مقاومت ویژه کپهای)  $\rho_r$  به مقاومت ویژه آب  $\rho_w$ . مقادیر میانگین مقاومت ویژه‌های انواع منافذ در طرح آورده شده‌اند.

- ۱) سنگهای رسوبی ترشیری،  $m = 1/37$ ،  $a = 0/88$ ،  $P = 0/25 - 0/45$
  - ۲) سنگهای رسوبی موزونیک،  $m = 1/72$ ،  $a = 0/62$ ،  $P = 0/18 - 0/35$
  - ۳) سنگهای رسوبی پالانوزونیک،  $m = 1/95$ ،  $a = 0/62$ ،  $P = 0/05 - 0/25$
  - ۴) سنگهای آتشفشانی حفره‌دار،  $m = 1/44$ ،  $a = 3/5$ ،  $P = 0/20 - 0/80$
  - ۵) سنگهای آذرین و دگرگونی با چگالی بالا،  $P < 0/04$ ،  $a = 1/4$ ،  $m = 1/58$
- خط نقطه چین برای  $a = 1$  و  $m = 2$  می‌باشد (پس از کلر، ۱۹۷۱).

معادله (۲.۵) به شرطی معتبر است که اشباع شدگی الکترولیتی S بزرگتر از مقدار بحرانی باشد، که در ماسه‌سنگها در حدود ۰/۲۵ می‌باشد.

مقاومت ویژه محلول NaCl بر حسب  $\Omega m$  در دمای  $20^{\circ}C$  در حدود

$$\rho_w \cong \frac{\Delta}{c} \quad (2.7)$$

می‌باشد که در آن c مقدار تمرکز NaCl بر حسب گرم در لیتر می‌باشد. با ترکیب معادلات (۲.۶) و (۲.۷) یک فرمول تقریبی ولی آسان برای بخاطر سپردن بدست می‌آوریم،

$$\rho_r = \frac{\Delta}{cP^2S^2} \quad (2.8)$$

### (a) شیلی بودن

بر اساس قانون آرچی، معادله (۲.۴) بیانگر آنست که ضریب ساختاری باید مستقل از مقاومت ویژه آب باشد. بهر حال مشاهده شده است زمانی که سنگ اشباع شده از آب با شوری بالا باشد، F پایین‌تر از مقدار پیشبینی شده خواهد بود. می‌توان این مسأله را به این صورت توجیه کرد که ذرات رس در افزایش تبادل یونی الکترولیت مؤثر می‌باشند و بدین وسیله مقاومت ویژه ساختار را کاهش می‌دهند (وکسمن و اسمیتس<sup>۱</sup>، ۱۹۶۸). کانیهای رسی، یونهای خاصی را در شرایط تبادل پذیر بودن جذب می‌کنند. عملاً تمام کانی‌های دانه‌ریز از جمله کوآرتز قابلیت تبادل یونی دارند و هر چه ذرات ریزتر باشند تبادل یونی بزرگتر و مقاومت ویژه پایین‌تر خواهد بود. بنابراین شیلی بودن را می‌توان بصورت مقدار ذرات دانه‌ریز بیان کرد و در نتیجه مقاومت ویژه پایین‌تر از پیشبینی معادله (۲.۵)، خواهد بود.

### (b) تأثیر درجه حرارت

در داخل زمین، گرادیان فشار و حرارت چنان است که الکترولیتها پایین‌تر از نقطه جوش باقی می‌مانند، به استثنای حالت‌های غیرعادی که در ذخایر ژئوترمال یافت می‌شود. تحت شرایط عادی افزایش درجه حرارت، مقاومت ویژه الکترولیت بر اثر کاهش ویسکوزیته آب، کاهش می‌یابد که بدین وسیله تحرک یونها افزایش پیدا می‌کند. مقاومت ویژه‌ها در محلولهای NaCl برای طیف گسترده‌ای از تمرکزها وقتی که دما از  $20^{\circ}C$  به  $100^{\circ}C$  افزایش پیدا کند، در حد چهار برابر کاهش پیدا می‌کنند.



## (c) مقاومت ویژه سنگها، کانیها و آبها

بطوری که در بالا بحث شد، مقاومت ویژه‌ها در سنگهای رسوبی حاوی آب، دارای تغییرات گسترده‌ای می‌باشند، حتی برای یک نوع سنگ متعلق به یک دوران زمین‌شناسی مشخص و علت اینست که مقاومت ویژه، عمدتاً بستگی به الکترولیت دارد. از سوی دیگر در مطالعات الکتریکی، با ویژگی‌های کلی، ضخامتها و حجمهای بزرگ ساختارهای رسوبی سروکار داریم. بنابراین بحث مذکور (قانون آرچی و غیره) فقط شامل راهنمایی‌های عمومی و کیفی در برنامه‌ریزی برای مطالعات و تعبیر و تفسیر داده‌های صحرایی می‌باشد. به این دلیل به بعضی از داده‌های چاه‌پیمایی در داخل و یا در نزدیکی منطقه مورد مطالعه برای برنامه‌ریزی کمی و تعبیر و تفسیر واقع‌بینانه زمین‌شناسی، نیاز می‌باشد. تجزیه و تحلیل داده‌های چاه‌پیمایی برای این منظور به تفصیل توسط کلر (۱۹۶۸) مورد بحث قرار گرفته است.

در زیر، جدول بسیار ساده شده‌ای طرح شده که برگرفته از تجربه شخصی مؤلف و میانگین عینی داده‌های منتشر شده می‌باشد. محدوده‌ای که بصورت عادی نوشته شده، برحسب  $\Omega m$  می‌باشند. حدود داخل پراترها بیانگر متداولترین حدود بدست آمده می‌باشند.

## سنگهای رسوبی

کربناتها	$10^4 - 2000$
ماسه‌سنگها	$10^3 - 50$
شیلها	$100 - 5$
رسوبات تبخیری	$10^0 - 2000$

## سنگهای آذرین

گرانیتها	$10^4 - 10^3$
بازالتها	$10^4 - 200$
کانیهای تشکیل دهنده سنگها	به بزرگی $10^{10}$
کانیهای موجود در کانه‌های فلزی	به کوچکی $10^{-6}$

## آبها

آب خالص	$10^0 - 10^4$
آب باران	$10^3 - 30$
آب لوله‌کشی شهری	$10 - 150$
آب اقیانوس	۰/۲۷

## ۲.۴. ثابت دای الکتریک سنگها

تعریف یک ماده دای الکتریک کامل اینست که اجازه عبور جریانهای (گالوانیک یا اهمی) رسانش را نمی دهد: یک عایق است ولی به انواع مختلف جریان، که جریان جانشینی نامیده می شود و تنها در شرایط متغیر با زمان که در آن جدایش بار (پلاریزه شدن) بوقوع می پیوندد و میدان الکتریکی عبور می نماید، اجازه عبور می دهد.

مکانیزم جریان جانشینی (یا دای الکتریک) در نیمه رساناها قبلاً بطور اختصار در بخش ۲.۰۲ تحت عنوان پدیده رسانش جریان الکتریکی تشریح شد.

یکی از معادلات ماکسول که حاکم بر میداین الکترومغناطیسی ماکروسکوپی می باشد عبارتست

از،

$$\text{curl } H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (2.9)$$

که در آن  $H$  شدت میدان مغناطیسی (کرل یک تابع از مشتقات فضایی است)،  $J$  چگالی جریان رسانش،  $D$  جانشینی الکتریکی  $\left(\frac{\text{کولمب}}{m}\right)$  و مشتق نسبت به زمان آن  $\frac{\partial D}{\partial t}$  چگالی جریان جانشینی است.  $D$  ناشی از شدت میدان  $E$  بوده و بوسیله رابطه ساختاری مربوط به محیط خطی و انیزوتروپی بیان می شود،

$$D = \epsilon E \quad (2.10)$$

که شامل تعریف  $\epsilon$  ظرفیت القائی الکتریکی میباشد، که گذردهی<sup>۱</sup> نیز خوانده شده و بر حسب  $\frac{\text{فاراد}}{\text{متر}}$  اندازه گیری می شود. بر اساس تجربه، برای محیط مادی،  $\epsilon$  بر حسب  $\epsilon_0$  که برای فضای خالی می باشد، نرمالیزه می شود،

$$K = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \quad (2.11)$$

$K$  ثابت دای الکتریک خوانده می شود و برای فضای خالی داریم،  $\epsilon_0 = 8.854 \times 10^{-12} \frac{\text{فاراد}}{\text{متر}}$

با توجه به معادله (۲.۹)، سنگهای رسوبی حاوی آب، دارای مقاومت ویژه های پایین بوده و روشهای ژئوفیزیکی مورد استفاده در اکتشاف حوضه های رسوبی، فرکانسهای پایین را بکار می برند. در نتیجه، جریان جانشینی معمولاً قابل صرف نظر بوده و ل به تنهایی در نظر گرفته می شود، به استثنای

موارد خاصی که اندازه‌گیری‌ها بر روی یا داخل کرینت‌های توده‌ای یا سنگ نمک انجام می‌شود؛ این سنگها دارای مقاومت ویژه‌های بسیار بالایی بوده و باید با استفاده از چشمه‌های فرکانس بالا مورد اکتشاف قرار گیرند. در غیر اینصورت دیگر نمی‌توان ثابت دای الکتریک را به حساب آورد (بخش ۲، ۳، ۴).

از طرف دیگر، ژئوفیزیکدانان، بخصوص آنهایی که با اکتشافات معدنی سروکار دارند، علاقه زیادی به امکان استفاده از ثابت دای الکتریک بعنوان یک ویژگی متفاوت برای سنگها و کانیها، همانند مقاومت ویژه، دارند. بهرحال، این کار منتهی به نتایج ناامیدکننده‌ای گردید. در فرکانسهای رادیویی، بیشتر سنگهای خشک و کانیها تشکیل دهنده سنگها تقریباً ثابتهای دای الکتریک مشابه دارند. معمولاً بین ۵ و ۷ و این برای تمییز دادن یک نوع سنگ از سنگ دیگر قابل استفاده نمی‌باشد. در فرکانسهای پایین، ثابت دای الکتریک بشدت متغییر بوده، بخصوص در سنگهای حاوی آب، حتی برای یک واحد کوچک سنگ، باز هم نمی‌تواند بعنوان یک ویژگی خاص مورد استفاده قرار گیرد. این امکان وجود دارد که در فرکانسهای پایین، قطبش دای الکتریک بوسیله دیگر انواع قطبش، مبهم و نامفهوم گردد (اولهوفت، ۱۹۸۵، فصل ششم). این احتمالاً به دلیل بسیار بالا بودن ثابتهای دای الکتریک سنگهای حاوی آب، بدست آمده در آزمایشگاهها و در صحرا می‌باشد، یا در نظر گرفتن اینکه حتی ثابت دای الکتریک آب خالص در حدود ۸۰ - ۶۰ می‌باشد. چنین بنظر می‌رسد که هیچ‌کدام از داده‌های منتشر شده ثابت‌های دای الکتریک سنگهای حاوی آب، معنی‌دار نیستند (کلر، ۱۹۷۱).

## فصل سوم

### روشهای مقاومت ویژه جریان مستقیم

#### ۳.۱. مروری بر روشها

بطور کلی، طرز کار روشهای مقاومت ویژه اینست که جریان مستقیم (DC) را بوسیله یک جفت الکتروود به داخل زمین تزریق کرده و اختلاف پتانسیل بین دو الکتروود دیگر را در نقاط گوناگون اندازه گیری می کنند. این اندازه گیری ها بصورت توزیع مقاومت ویژه در زیر سطح تبدیل می شوند. مزره های مقاومت ویژه، تحت عنوان مزره های سنگ شناسی مورد تعبیر و تفسیر قرار می گیرند. پایه و اساس این کار به بیان ساده، قانون اهم می باشد.

می توان گفت که چنین اندازه گیری هایی قبل از ابداع روشهای لرزه ای انعکاسی، بوجود آوردنده اولین تکنیکهای کمی در اکتشافات ژئوفیزیکی بوده اند که از طریق آن می توان اطلاعات رو به پایین بدست آورد و نقشه های کانتوری ساختارهای رسوبی را ترسیم نمود. احتمالاً شخصی که چشمگیرترین کمک را به پیشرفت این موضوع نموده است، پروفیسور کنراد اشلمبرگر می باشد، که آزمایشات صحرائی او به سال ۱۹۱۲ برمی گردد. کتاب او، *Etude sur la Prospection Électrique du Sous-Sol* نوشته شده بسال ۱۹۲۰، تأثیر فزاینده ای بر روی کاربردهای اقتصادی اولیه برای روشهای مقاومت ویژه داشته است. یک کاوش در ۱۹۲۳ منتهی به کشف گاز در کشور رومانی گردید. گنبد های نمکی در فرانسه، در سال ۱۹۲۶ کشف و اعلام گردید، در حالیکه در ایالات متحده چنین کاری در سال ۱۹۲۵ آغاز گردید. کاربردهای صحرائی، کم و بیش در فاصله بین دو جنگ جهانی توسعه زیادی پیدا کردند ولی روشهای مؤثر تعبیر و تفسیر باید تا دهه ۱۹۶۰، عمدتاً بدلیل ظهور کامپیوترهای دیجیتالی، منتظر می ماندند.

چنانکه از واژه روشهای مقاومت ویژه برمی آید، از نظر کاربردی دلالت بر شرایط جاری شدن جریان مستقیم در حالت پایدار (که به سادگی، رژیم DC خوانده می شود) دارد؛ نیازی نیست تا

مشخص شود که منبع DC می‌باشد. بهرحال، کارهای صحرایی چنان است که حتی اگر منبع جریان DC نباشد، نتیجه نهایی عملاً منطبق با شرایط رژیم DC خواهد شد (به میادین نزدیک، در بخش ۲.۲.۵ رجوع شود). تحت این شرایط، در یک ماده دارای رفتار خطی، ایزوتروپ ولی ناهمگن، عبور جریان، از قانون ساده اهم تبعیت می‌کند:

$$E = \rho J \quad (۳.۱)$$

که در آن  $E$  شدت میدان الکتریکی (گرادیان پتانسیل) بر حسب  $\frac{V}{m}$  و  $J$  چگالی جریان بر حسب  $\frac{A}{m^2}$  می‌باشند؛ که بیان می‌کند که  $E$  متناسب است با  $J$  بواسطه ضریب تناسب تجربی  $\rho$ ، که مقاومت ویژه نامیده می‌شود؛ همچنین در برگرفته مفهوم  $\rho$  بر حسب اهم متر نیز می‌باشد (فصل ۲). تمام این کمیتها فقط توابعی از مختصات فضایی هستند. موادی که تابع این روابط می‌باشند، خطی، یا اهمی نامیده می‌شوند، به معنی آنکه  $\rho$  مستقل از مقدار بزرگی  $J$  می‌باشد.

از سوی دیگر، اصل پایستگی بار الکتریکی (از آنجا که بار نه بوجود می‌آید و نه از بین می‌رود) بر این امر دلالت می‌نماید که در رژیم DC، دایورژانس  $J$  صفر می‌باشد،

$$\nabla \cdot J = 0 \quad (۳.۲)$$

این چیزی جز بیان ریاضی این نیست که، چیزی که خارج می‌شود معادل چیزی است که داخل می‌شود. معادلات (۳.۱) و (۳.۲) ما را به معادله لاپلاس رهنمون می‌شود:

$$\nabla^2 V = 0 \quad (۳.۳)$$

که در آن  $V$  پتانسیل الکتریکی و کمیتی اسکالر است، که بر حسب ولت اندازه‌گیری می‌شود، که گرادیان آن  $E$  می‌باشد،

$$E = -\nabla V \quad (۳.۴)$$

در اینجا گفته می‌شود که  $E$  مشتق  $V$  می‌باشد.

جریان مستقیم از طریق القاء نمی‌تواند به زمین اعمال شود؛ بلکه اینکار باید بوسیله تماس فیزیکی الکترودهایی که گالوانیکی می‌باشند صورت گیرد؛ باید دو الکتروود متصل به زمین داشت،  $A$  و  $B$  که بوسیله یک سیم عایق شده، متصل به منبع جریان  $I$  آمپری باشند. به این می‌گویند دای پل منبع، یا دای پل منبع و یا فرستنده. در مباحث تئوری، تعریف یک دای پل از این نوع، بدین صورت است که حاصل  $I \times (AB)$ ، که گشتاور دای پل گفته می‌شود، زمانی که  $(AB)$  بسمت صفر میل می‌نماید محدود باقی می‌ماند. به این یک دای پل ایده‌آل گفته می‌شود. در بعضی از کارهای مقاومت‌ویژه، برای تسهیل در محاسبه، فرض می‌شود که  $(AB) = 0$ . بعضی استفاده کنندگان چنین بیان کرده‌اند که واژه دای پل،

محدود به فرض  $(AB) = 0$  و واژه بای پل برای  $(AB)$  متناهی بکار گرفته شود. بهرحال هم‌اکنون وحدت نظر در این طریقه استفاده وجود ندارد. در اینجا ما واژه دای پل را برای  $(AB)$  متناهی بکار می‌بریم همچنانکه برای فرض  $(AB) = 0$  بکار خواهیم برد، مگر اینکه مشخصاً غیر از این باشد. اگر فرض کنیم که الکتروود A منصوب به چشمه‌ای با  $+I$  آمپر باشد، آنگاه باید فرض کنیم که B نیز منصوب به چشمه‌ای با  $-I$  آمپر می‌باشد. در این حالت، تئوری پتانسیل بخوبی عمل می‌کند؛ پتانسیل الکتریکی  $V$  که بر حسب ولت اندازه‌گیری می‌شود، می‌تواند در هر نقطه‌ای بعنوان یک حاصل جمع جبری از دو پتانسیل حاصل از  $+I$  در A و  $-I$  در B محاسبه شود. این مورد، اصل سوپروپوزیشن (رونهی)<sup>۱</sup> نامیده می‌شود.

پتانسیل را تنها می‌توان در روابط اختلاف پتانسیل مابین یک جهت الکتروود که معمولاً با نقاط M و N مشخص می‌شوند، اندازه‌گیری نمود. این را پروب دای پل می‌نامند. سیستم شامل چهار الکتروود، ABMN، یک چهارقطبی<sup>۲</sup> نامیده می‌شود.

یک مورد فرضی را در نظر می‌گیریم که در آن فقط یک منبع جریان با  $+I$  آمپر در نقطه A بوده و پتانسیل  $V$  در نقطه M بر حسب ولت اندازه‌گیری می‌شود که در فاصله  $r$  متری از A قرار دارد، که در شکل ۳.۱ نشان داده شده است. در عمل، این بدان معناست که نقاط B و N چنان از یکدیگر دور هستند که بطور محسوس هیچ اختلالی در اندازه‌گیری‌ها ایجاد نمی‌کنند. این آرایه الکتروود، پل - پل (قطبی - قطبی) خوانده می‌شود. این آرایه همچنین در چاه‌پیمایی الکتریکی بعنوان یک ابزار عمودی شناخته می‌شود، که صرفاً بر اثر بکارگیری عمودی ابزار تکامل یافته برای اکتشافات سطحی، یا به عرصه ظهور گذاشت. اگر زیرسطح بصورت یکپارچه (همگن و ایزوتروپ) باشد و مقاومت ویژه  $\rho$  بر حسب  $\Omega m$  باشد، خواهیم داشت،

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad \text{و} \quad \rho = 2\pi r \frac{V}{I} \quad (3.5)$$

معادله (۳.۵) شامل حل معادله لاپلاس برای بدست آوردن این مدل ساده می‌باشد.

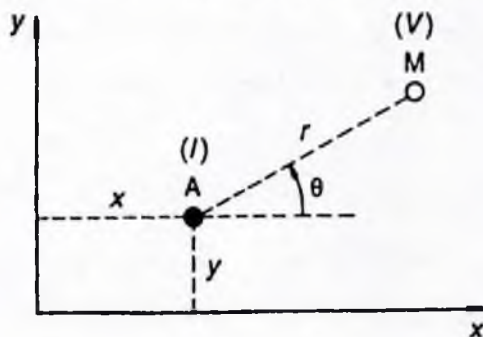
اگر زیرسطح یکپارچه نباشد،  $\rho$  در معادله (۳.۵) هیچ مفهومی غیر از یک تعریف برای کمیتی خیالی بنام مقاومت ویژه ظاهری<sup>۳</sup> که با  $\rho$  نشان داده می‌شود نخواهد داشت، که بعنوان یک عامل رابط مورد استفاده قرار می‌گیرد. حالا دیگر  $\rho$  بستگی به موقعیتهای A و M با مدنظر قرار دادن مرزهای مربوط به مقاومت ویژه خواهد داشت؛ این بیانگر میانگین مقاومت ویژه محیط نمی‌باشد؛ این می‌تواند

پایین‌تر از پایین‌ترین و یا بالاتر از بالاترین مقاومت‌ویژه باشد، به جز حالتی که زیرسطح از لایه‌های افقی تشکیل شده باشد. با توجه به شکل ۳.۱ روشهای مختلف مقاومت‌ویژه می‌توانند از طریق روابط متغیرهای مستقل  $x, y, z$  و  $\theta$  بصورت زیر تعریف شوند:

۱. زیرسطح همگن و ایزوتروپ:  $\rho_h$  مستقل از  $x, y, z$  و  $\theta$  بوده و مساوی  $\rho$  می‌باشد.  
 ۲. زیرسطح با لایه‌بندی افقی (هر لایه ممکن است ایزوتروپی مستقل از  $\theta$  داشته باشد):  $\rho_h$  فقط تابع  $z$  می‌باشد؛ اندازه‌گیری و تعبیر و تفسیر  $\rho_h(z)$  از طریق توزیع رو به پایین مقاومت‌ویژه  $\rho(z)$  انجام می‌شود؛ در نقشه‌برداری از ساختارها در مناطقی که تکنیک ملایم دارند، داده‌هایی از نوع چاه‌پیمایی بدست می‌آید. این را سونداژ مقاومت‌ویژه می‌گویند.

۳. مرزهای سه بعدی اختیاری برای مقاومت‌ویژه:  $r$  و  $\theta$  مقادیر ثابت در نظر گرفته شده و  $x$  و  $y$  متغیر هستند. مقادیر مقاومت‌ویژه ظاهری ترازبندی (کانتوربندی) می‌شوند. انتخابهای مختلف برای  $r$  و  $\theta$ ، نقشه‌های مختلفی بدست می‌دهند. با مورد توجه قرار دادن همزمان تعدادی از این نقشه‌ها، می‌توان درباره  $\rho(x, y, z)$  کسب آگاهی کرد. این کار را نقشه‌برداری مقاومت‌ویژه می‌گویند.

۴. مرزهای دوبعدی اختیاری برای مقاومت‌ویژه:  $A$  و  $M$  همیشه بر روی یک خط مستقیم قرار دارند که عمود بر امتداد زمین‌شناسی است، بدین معنی که  $r$ ،  $A$  و  $B$  همیشه بر روی یک خط مستقیم واحد قرار دارند. مقادیر مختلف  $r$ ، پروفیل‌های  $\rho_h$  مختلفی را بدست می‌دهند. با مورد توجه قرار دادن همزمان چنین پروفیل‌هایی، می‌توان یک مقطع عرضی زمین‌شناسی بدست آورد.



شکل ۳.۱: متغیرهای مربوط به اندازه‌گیریهای مقاومت‌ویژه (پس از لاسفارگوس، ۱۹۵۷).

برای مشاهده هدف، باید بر روی آن نور انداخت و خوب آنرا دید، تا بشود درباره آن سخن گفت؛ در عمقی که هدف در آنجا قرار دارد باید چگالی جریان قابل اجرایی را برقرار نمود. یک چشمه

دای پل را در نظر می‌گیریم که بر روی سطح یک نیم - فضای یکپارچه (هموزن و ایزوتروپ) قرار دارد. چگالی جریان در نقطه  $O$  که در وسط خط  $AB$  قرار دارد عبارت است از،

$$J_o = \frac{4I}{\pi(AB)^2} \quad (3.6)$$

چگالی جریان بر روی خط عمودی که از نقطه  $O$  بسمت پایین می‌رود، بدین معنی که بر روی محور  $Z$  قرار دارد، عبارت است از،

$$J(z) = \frac{J_o}{\left\{ 1 + \left[ \frac{4z^2}{(AB)^2} \right] \right\}^{\frac{3}{2}}} \quad (3.7)$$

که بیانگر آنست که طول  $AB$  را باید افزایش داد تا چگالی جریان با افزایش عمق نسبت به سطح، افزایش پیدا کند. حال باید توجه خود را به رؤیت هدف در عمق مورد نظر متمرکز کنیم. این کار معمولاً بوسیله انتخاب فاصله پروب  $M$  (یا  $MN$ ) از چشمه  $A$  (یا  $AB$ ) انجام می‌پذیرد. اثبات این موضوع در زیر آورده شده است.

مدل نشان داده شده در شکل ۳.۲ را که شامل ابزار پل - پل (قطبی - قطبی) شکل ۳.۱

می‌باشد، را در نظر بگیرید. پتانسیل در نقطه  $M$  بصورت زیر است (کلر و فریچکنت، ۱۹۶۶)،

$$V = \frac{\rho_1 I}{2\pi r} \left[ 1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^n}{\left[ 1 + \left( \frac{rnh}{r} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}} \right] \quad (3.8)$$

که در آن  $k$ ، ضریب بازتاب<sup>۱</sup> خوانده می‌شود و عبارتست از،

$$k = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$$

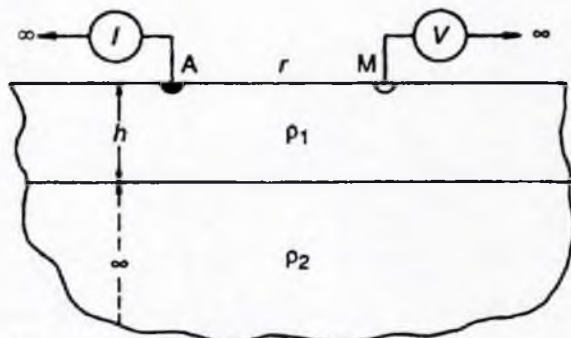
مقایسه‌ای بین معادلات (۳.۸) و (۳.۵) نشان می‌دهد که عمل جمع کردن، بعلت شرایط

زیرسطح، موجب اختلال می‌گردد. همچنانکه  $r \rightarrow 0$ ، اختلال از بین می‌رود؛ زیرسطح همچون یک نیم - فضا با مقاومت ویژه  $\rho_1$  رفتار می‌کند، بدین معنی که زیرسطح هیچ تأثیری بر روی  $V$  ندارد، بدون



توجه به این که چگالی جریان در عمق  $h$  چه مقدار باشد. همچنانکه  $\infty \rightarrow r$ ، حد معادله (۳.۸) به مقدار زیر نزدیک می‌شود.

$$V = \frac{\rho_1 I}{2\pi r}$$



شکل ۲.۳: زیرسطح دو لایه‌ای و ابزار پل - پل (قطبی - قطبی).

بدین معنی که وقتی  $r$  خیلی بزرگتر از  $h$  باشد بطور محسوسی تحت تأثیر لایه رویی قرار نمی‌گیرد؛ زیرسطح خود را عملاً بصورت یک نیم - فضا از مقاومت ویژه  $\rho_2$  جلوه‌گر می‌سازد. از این رو با افزایش  $r$  می‌توان بر روی اهداف عمیقتر متمرکز شد. همچنانکه  $r$  از مقادیر خیلی کوچک به مقادیر خیلی بزرگ افزایش می‌یابد،  $V$  اندازه‌گیری شده، بتدریج از مقدار نیم - فضای  $\rho_1$  به نیم - فضای  $\rho_2$  تغییر می‌کند. برای هر مقدار متناهی  $r$ ، تمامی محیط زیرسطح، تأثیر خود را بر روی  $V$  نشان می‌دهند. این اساس روش سونداژ مقاومت ویژه می‌باشد، که برای تعیین عمق‌ها، ضخامت‌ها و مقاومت ویژه‌های ساختارهای زمین‌شناسی، مناسب می‌نماید.

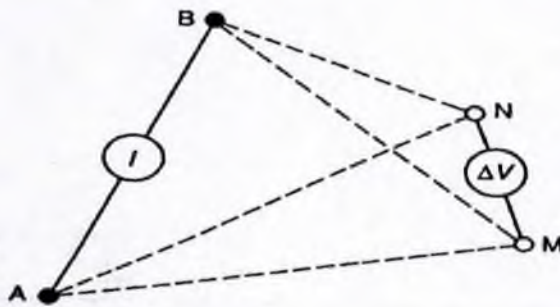
اندازه‌گیری‌های مقاومت ویژه می‌توانند بوسیله چهارقطبی‌های فرضی بصورتی که در شکل

۳.۳ نشان داده شده است، صورت پذیرد. با به کار بردن معادله (۳.۵) برای جفت‌های چشمه و پروب، سوپروپوزیشن (رونهی) پتانسیلها عبارتند از،

$$\rho_a = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}\right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN}\right)} \frac{\Delta V}{I} \quad (3.9)$$

که در آن  $\Delta V$  اختلاف پتانسیل بین  $N$  و  $M$  می‌باشد. در صورتی که زیرسطح یک نیم - فضای یکپارچه بود، این را می‌توانستیم مقاومت ویژه حقیقی در نظر بگیریم. بهر حال با وجود ناهمگنی‌ها، بسیار دشوار خواهد بود که مقادیر  $\rho_a$  بدست آمده از چنین چهارقطبی فرضی را مورد تعبیر و تفسیر قرار دهیم. هر

کسی بجای آن از فرمهای قطعاً ساده‌تر آرایه‌های الکتروود استفاده خواهد کرد. انواع متعددی از آرایه‌های الکتروودی، مورد استفاده قرار می‌گیرند. گزینش آرایه‌ها عمدتاً بستگی به انواع هدفهای زمین‌شناسی، شرایط سطحی و قابلیت دسترسی به محل، خواهد داشت. ما در اینجا فقط به چند مورد از انواع آرایه‌های الکتروودی که در کارهای عمیق مربوط به حوضه‌های رسوبی، مورد توجه خاص هستند خواهیم پرداخت. اینها عبارتند از (۱) چهارقطبی اشلومبرگر<sup>۱</sup>، (۲) دای پل آزیموتی<sup>۲</sup>، (۳) دای پل استوایی<sup>۳</sup>، (۴) دای پل محوری<sup>۴</sup> (همچنین معروف به دای پل - دای پل یا دای پل قطبی) (۵) چهارقطبی ونر<sup>۵</sup> و (۶) بای پل - دای پل دورانی<sup>۶</sup>. حالت‌های ۱، ۲ و ۳ برای سونداژ مقاومت ویژه، ۴ و ۵ برای پروفیل زنی مقاومت ویژه و حالت ۶ برای به‌نقشه درآوردن مقاومت ویژه مناسب می‌باشند.



شکل ۳.۳: شمای سطح از چهارقطبی با آرایش اختیاری.

بخش دیگری که بطور کلی حائز اهمیت است اصل رابطه متقابل<sup>۷</sup> می‌باشد. با رجوع به چهارقطبی با آرایش اختیاری و برای یک زیرسطح فرضی ناهمگن، دای پل چشمه و دای پل پروب، قابل تبدیل به یکدیگر می‌باشند. اگر یک جریان  $I_0$  در AB باعث بوجود آمدن  $\Delta V_0$  در MN گردد، یک جریان  $I_0$  در MN یک  $\Delta V_0$  را در AB بوجود می‌آورد و همان صورت باقی خواهد ماند.

1. Schlumberger quadrupole  
3. equatorial dipole  
5. Wenner quadrupole  
7. The principle of reciprocity

2. azimuthal dipole  
4. axial dipole  
6. rotating hipole-dipole

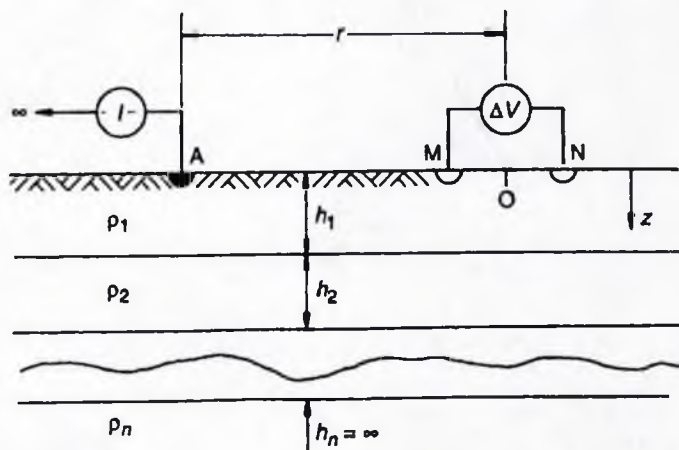
## ۳.۲. سونداژ مقاومت ویژه

## ۳.۲.۱. ویژگی‌های عمومی

هدف از سونداژ مقاومت ویژه بدست آوردن عمق‌ها، ضخامت‌ها و مقاومت ویژه‌های ساختارهای زمین‌شناسی، در یک زیرسطح چند لایه‌ای می‌باشد. از این راه می‌توانیم ساختارها و تغییرات سنگ‌شناختی را به‌نقشه درآوریم. طرز کار همانند روش لرزه‌ای انکساری می‌باشد. با رجوع به شکل ۴، ۳، آرایه پل - دای پل و زیرسطح (I-D) با لایه‌بندی افقی را در نظر بگیرید؛ نقاط  $M$ ،  $A$  و  $N$  بر روی یک خط مستقیم قرار داشته و  $MN$  خیلی کوچکتر از  $OA$  می‌باشد. جریان  $I$  یک میدان الکتریکی  $E$  در نقطه  $O$  که در جهت شعاعی  $r$  می‌باشد را بوجود می‌آورد؛ این گرادیان  $V$  بوده و

برحسب  $\frac{\text{Volt}}{m}$  اندازه‌گیری می‌شود،

$$E_r = -\frac{\partial V}{\partial r} \cong \frac{\Delta V}{MN} \quad (3.10)$$



شکل ۴. ۳: مقطع عرضی از پل - دای پل و زیرسطح I-D.

اگر در یک چاه نگاشت،  $\rho(z)$  که معرف یک زیرسطح (I-D) است داده شده باشد، آنگاه  $E_r(r)$  را می‌توان محاسبه کرد. برعکس اگر  $E_r(r)$  اندازه‌گیری شده باشد می‌توان  $\rho(z)$  را برای یک مدل ساده (I-D) محاسبه کرد و این همان کاری است که سونداژ مقاومت ویژه می‌خواهد انجام دهد. پل - دای پل شکل ۴. ۳ در چاه‌پیمایی الکتریکی ابزار جانبی نامیده می‌شود. اگر چه  $E_r$  یک تابع نقطه‌ای است، ولی اندازه‌گیری آن بدین صورت نه عملی می‌باشد و نه ضرورتی دارد؛ مقدار میانگین آن در طول مناسبی

از MN، پرمعناتر است. طول مناسب چنان است که  $\frac{MN}{r}$  کوچک می باشد ولی نه آنقدر کوچک که مشکلات نویز دستگامی و زمین شناختی (نزدیک به سطح) را ایجاد نماید. می توان از طریق محاسبه مقاومت ویژه های ظاهری  $\rho_a(r)$  بدست آمده از اندازه گیری های  $E(r)$ ، به این کار میادرت کرد. برای آرایش پل - دای پل و برای  $\left(\frac{MN}{r}\right) \rightarrow 0$  داریم،

$$\rho_a = 2\pi r^2 \frac{E_r}{I} \quad (3.11)$$

که از معادلات (3.5) و (3.10) تبعیت می نماید. با فرآیند وارونه سازی یا تعبیر و تفسیر، داده های مربوط به  $\rho_a(r)$  به اطلاعاتی راجع به  $\rho(z)$  تبدیل می شوند.

اجازه دهید تا مجدداً اهمیت جدایش  $r$  را در ارتباط با عمق اکتشاف از طریق مقایسه آن با طول موج الکترومغناطیسی  $\lambda$  در روش مگنتوتلریک (MT) روشن سازیم. (هرچه طول موج بزرگتر باشد، موج EM به عمق بیشتری نفوذ خواهد کرد.)

در MT، مقاومت ویژه  $\rho$  در یک نیم - فضای یکپارچه بصورت زیر تعیین می شود،

$$\rho = \frac{1}{2\pi\mu_0} T \left| \frac{E_x}{H_y} \right| \quad (3.12)$$

که در آن  $E_x$  و  $H_y$  بترتیب میدانهای الکتریکی و مغناطیسی بوده و  $T$  زمان تناوب می باشد.  $H_y$ ، مقیاسی برای اندازه گیری جریان کلی در واحد مستطیلی در زیر سطح می باشد (معادله (3.33) 4) در بخش (e) 3.3.4). بگذارید این جریان را با نشانه  $I^*$  معرفی کنیم. همچنین می توانیم زمان تناوب  $T$  را از طریق طول موج  $\lambda$  بیان کنیم و معادله (3.12) چنین می شود،

$$\rho = \frac{1}{\pi\lambda} \left| \frac{E_x}{I^*} \right| \quad (3.13)$$

واضح است که  $r^2$  در معادله (3.11) نقش  $\lambda$  را در معادله (3.13) ایفا می کند؛ هر دوی اینها معیار اندازه گیری برای عمق می باشند.

### ۳.۲.۲. آرایه های الکترودی

#### (a) آرایه و نر

متداولترین آرایه الکترودی طی سالهای اولیه استفاده از روشهای مقاومت ویژه، آرایه و نر بود. این یک چهارقطبی است که به فواصل مساوی روی یک خط قرار گرفته است، که در آن  $(AB) = 3(MN)$  و مرکز MN بر مرکز AB منطبق است. مقاومت ویژه ظاهری عبارتست از،

$$\rho_a = 2\pi a \left( \frac{\Delta V}{I} \right)$$

که در آن  $a = (MN)$  می‌باشد. آرایه وئر به دلیل راحتی کار در عملیات صحرائی در این روش (مقاومت ویژه) پیشقدم گردید، ولی تاکنون برای سونداژ، بطور گسترده‌ای با آرایه اشلومبرگر جایگزین شده است. به استثنای کارهای سطحی. بهرحال آرایه وئر هنوز در پروفیل زنی اعماق متوسط بکار می‌رود، زیرا کار صحرائی از طریق فاصله‌های علامتگذاری شده مساوی ادامه پیدا می‌کند.

### (b) آرایه اشلومبرگر

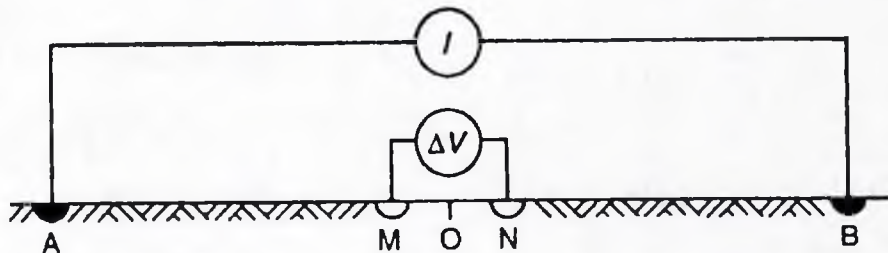
آرایه پل - دای پل جنبه کاربردی ندارد، به استثنای اعماق خیلی کم، آن هم به دلیل آنکه نمی‌توان بطور مؤثر الکتروود B را در بی‌نهایت قرار داد. در عوض، B نسبت به نقطه O بصورت متقارن قرار می‌گیرد، چنانکه در شکل ۳.۵ نشان داده شده است این کار موجب می‌شود تا مرتبه بزرگی میدان الکتریکی  $E_r$  در نقطه O دو برابر شده و مقاومت ویژه ظاهری بصورت زیر خواهد شد،

$$\rho_a = \pi(AO)^2 \frac{E_r}{I} \quad (3.14)$$

که مقاومت ویژه ظاهری اشلومبرگر خوانده می‌شود. برای یک زیرسطح (I-D) مقاومت ویژه‌های ظاهری اشلومبرگر و پل - دای پل برای  $AO = r$  یکسان هستند. در عمل، MN ثابت باقی‌مانده و AO با گسترش دای پل AB در جهت دور شدن از نقطه O تغییر پیدا می‌کند. تئوری تعبیر و تفسیر و معادله (۳.۱۴) بر مبنای این فرض که  $\left( \frac{MN}{AB} \right) \rightarrow 0$  استوار هستند. بهرحال عملیات صحرائی نیاز به یک بعد متناهی از MN برای سنجیدن مقاومت ویژه ظاهری داشته و معادله دقیق مقاومت ویژه ظاهری عبارتست از،

$$\rho_a = \pi \frac{(AO)^2 - (MO)^2}{MN} \frac{\Delta V}{I} \quad (3.15)$$

که از معادله (۳.۹) تبعیت می‌کند.



شکل ۳.۵: آرایه الکتروودی اشلومبرگر

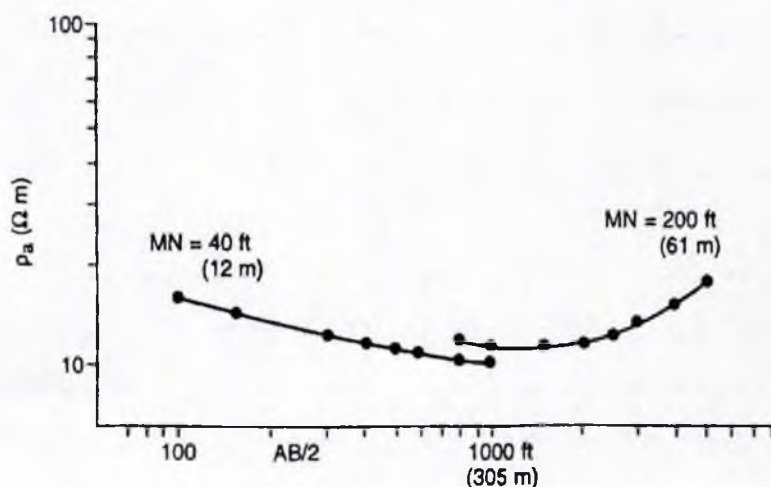
با آنکه معادله (۳.۱۶) برای یک زیرسطح یکپارچه زمانی که ناهمگنی‌ها وجود دارند دقیق است، ولی نسبت به مقاومت‌ویژه ظاهری اشلومبرگر انحراف دارد، زیرا محاسبات به جای آنکه با استفاده از میدان الکتریکی در نقطه O انجام شوند، با استفاده از  $\Delta V$  در طول فاصله متناهی MN انجام شده است. انحرافها ممکن است مثبت یا منفی باشند و می‌توان آنها را در داده‌پردازی به حساب آورد.

داده‌های صحرائی از طریق اجزاء همپوشان بدست می‌آیند، که هر جزء اختصاص به یک دای پل MN ثابت دارد. شکل ۳.۶ دسته داده‌های یک سونداژ عملی را نشان می‌دهد. دو جزء، هر کدام متناظر با یک MN ثابت، به علت دو تأثیر، در جای اصلی خود فرار ندارند: (۱) انحراف از شرایط  $(MN) = 0$  و (۲) ناهمگنیهای نزدیک به الکترودهای M و N. اثر اول ملایم و قابل چشم‌پوشی است (موندری<sup>۱</sup>، ۱۹۸۰). در صورتی که  $\left(\frac{MN}{AB}\right) \leq 0.1$  باشد نیازی به تصحیح نخواهد بود. بعنوان یک قاعده، این نسبت کمتر از ۰/۲ نگاه داشته می‌شود. تصحیح دومین اثر می‌تواند بوسیله شیفت عمودی یک جزء، صورت گیرد.

اطلاعات شکل ۳.۶ از یک حوضه رسوبی بدست آمده‌اند، در مکانی که می‌دانیم کمپلکس حوضه، در عمقی حدود ۷۶۲m (۲۵۰۰ft) قرار دارد. شاخه در حال صعود دست راست معرف پی‌سنگ دارای مقاومت‌ویژه بالا می‌باشد. در این مورد عمق پی‌سنگ را می‌توان از طریق بخشی از داده‌های متناظر با یک گسترش AB در حدود ۱۵۲۴ m (۵۰۰۰ft) بدست آورد؛ عمق اکتشاف برای این مدل تقریباً  $\frac{AB}{4}$  خواهد بود. انواع دیگر مدلها ممکن است برای اعماق نسبی مشابه نیاز به گسترشهای بزرگتری داشته باشند که حتی ممکن است کمتر از  $\frac{AB}{4}$  باشد.

آرایه اشلومبرگر ایزاری است امتحان پس‌داده، تکامل یافته، چندمنظوره و بسیار مفید؛ بصورتی گسترده در رساله‌های خاص به همراه منحنی‌های تئوریک (Compagnie Générale de Géophysique، ۱۹۶۳؛ اورالانا و مونیسی<sup>۲</sup>؛ ۱۹۶۶؛ ریجکسواترستات<sup>۳</sup>، ۱۹۶۹)، در کتابهای مربوط به روشهای جریان مستقیم (لاسفارگوس، ۱۹۵۷؛ کونه‌نز، ۱۹۶۶؛ باتاچاریا و پاترا، ۱۹۶۸؛ اورالانا، ۱۹۷۲؛ کوفوید، ۱۹۷۹) و در کل، کتابهای مربوط به روشهای الکتریکی (تارخوف<sup>۴</sup>، ۱۹۶۳؛ کلر و فریچکنت، ۱۹۶۶) منتشر گردیده است. به‌رحال، اکتشافات عمیق با استفاده از این آرایه، دست و پاگیر و معمولاً غیرکاربردی است، زیرا نیاز به گسترش طول AB در امتداد یک خط مستقیم در حدود سه برابر عمق مورد اکتشاف

دارد. که اشکالاتی را در ارتباط با قابلیت دسترسی به محل‌های مورد نظر، ایمنی و مسائل پرسنلی بوجود می‌آورد. همچنین دارای کاستی‌هایی به دلیل کاهش قابلیت تفکیک‌پذیری افقی می‌باشد. در نتیجه، کاربرد عمومی آن محدود به اعماق در حدود ۱ km و مناطقی با شرایط سطحی دلخواه و مناسب شده است. برای پرهیز از خط‌های AB طولانی، آرایه‌هایی که دای پل نامیده می‌شدند در دهه ۱۹۵۰ تکامل پیدا کردند، بویژه در اتحاد جماهیر شوروی. در میان آرایه‌های مختلف، ثابت شد که دای پل آزیموتی و شکل خاص آن که دای پل استوایی است، برای سونداژ حوضه‌های رسوبی عمیق کاربردی می‌باشند.



شکل ۳.۶: داده‌های صحرایی مقاومت‌ویژه ظاهری اشلومبرگر، منطقه جاسمین، بیکرزفیلد، کالیفرنیا.

### (c) آرایه دای پل آزیموتی

در شکل ۳.۷، چگونگی استفاده از یک آرایه دای پل آزیموتی برای اجرای سونداژ نشان داده شده است. چشمه دای پل AB ثابت بوده، در حالی که پروب MN در طول جاده‌ای که ممکن است خمیده نیز باشد، حرکت می‌کند، تا جدایش دای پل R را افزایش دهد. عمق اکتشاف دیگر بستگی به طول AB ندارد، و می‌تواند در حدی که اشکالات نويز اجازه دهند کوچک باشد. یک فاصله آزیموتی AB معمولاً کمتر از ۰/۱ آن چیزی است که در آرایه اشلومبرگر برای اکتشاف اعماق مشابه مورد استفاده قرار می‌گیرد، ولی حالا نیاز به یک ژنراتور قدرتمندتر می‌باشد. تئوری و تجربیات سونداژ

آزموتی بوسیله بردیجفسکی (۱۹۵۸) مطرح شده‌اند.

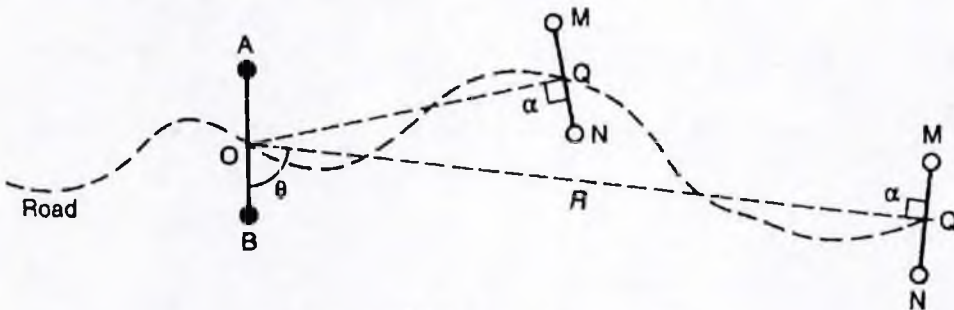
با فرض اینکه زیر سطح بصورت افقی (I-D) لایه‌بندی شده باشد، اندازه‌گیری‌های سونداژ مقاومت ویژه حاصل از یک آرایه، می‌تواند بصورت اندازه‌گیری‌هایی که حاصل از آرایه‌های دیگر است تبدیل شود. یک بازنگری بر روی روشهای تبدیل، بوسیله کوفوید (۱۹۷۹) عرضه شده است. این کار می‌تواند بوسیله یک فیلتر کردن دیجیتالی خطی، انجام شود (باساکور<sup>۱</sup>، ۱۹۸۳) و یا بوسیله یک تجزیه و تحلیل پس‌رونده<sup>۲</sup> صورت پذیرد (بانرجی و سنگویتا<sup>۳</sup>، ۱۹۸۷). بهر حال، تبدیل داده‌های صحرائی ممکن است عملاً مشکل تعبیر و تفسیر را پیچیده‌تر کند، مگر آنکه زیر سطح خود را با پیش‌فرض I-D وفق دهد. خوشبختانه آرایه آزمایشی چنان است که اندازه‌گیری‌های صحرائی عملاً مقاومت ویژه‌های اشلومیرگر هستند، و نیاز به هیچ فرآیند تبدیل پرزحمتی نمی‌باشد، مشروط بر آنکه.

$$\alpha = 90^\circ \quad (1)$$

$$60^\circ \leq \theta \leq 120^\circ \quad (2)$$

$$\left(\frac{MN}{R}\right) \leq 0.2 \quad (3)$$

$$\left(\frac{AB}{R}\right) \leq 0.6 \quad (4)$$



شکل ۳.۷: آرایه دای پل آزمایشی. شرایط لازم عبارتند از  
 $AB \leq 0.6 R$ ،  $MN \leq 0.2 R$ ،  $60^\circ \leq \theta \leq 120^\circ$ ،  $\alpha = 90^\circ$

برای محاسبه مقاومت ویژه ظاهری باید از شیوه معادله (۳.۵) تبعیت نمود و چنین فرض کرد

که  $\frac{\Delta V}{MN}$  مولفه آزمایشی میدان الکتریکی در نقطه Q می‌باشد. توجه این مطلب بر اساس شرط سوم



می‌باشد. مقاومت ویژه ظاهری آزمونتی عبارتست از،

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \frac{R^2}{(AB)(MN) \sin\theta} \times \frac{1}{\left(1 + \frac{(AB)^2}{4R^2} + \frac{AB}{R} \cos\theta\right)^{\frac{1}{2}} + \left(1 + \frac{(AB)^2}{4R^2} - \frac{AB}{R} \cos\theta\right)^{\frac{1}{2}}} \quad (3.16)$$

اگر یک برنامه اکتشافی، چنان باشد که  $\left(\frac{AB}{2R}\right)$  کمتر از ۰/۱ باشد، معادله (۳.۱۶) می‌تواند بصورت زیر ساده شود،

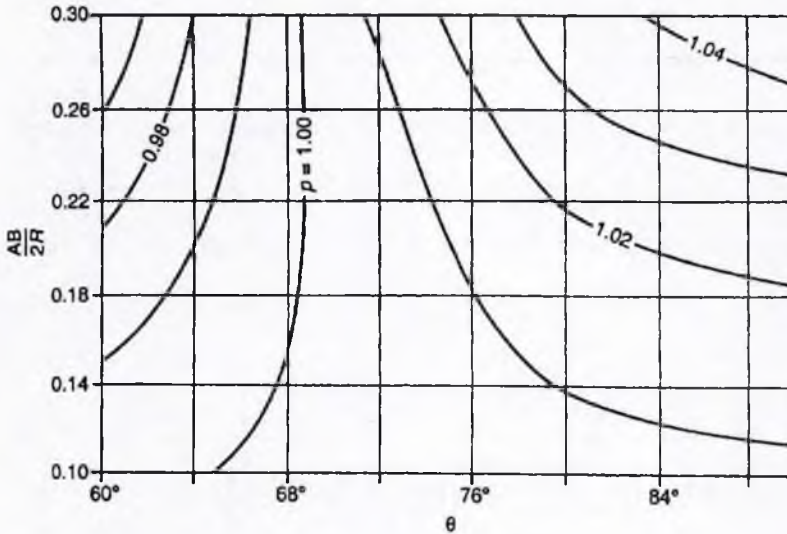
$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \frac{R^2}{(AB)(MN) \sin\theta} \quad (3.17)$$

معادله (۳.۱۷) بیان می‌کند که آرایه، به یک چشمه دای پل ایده‌آل،  $AB \rightarrow 0$ ، که گشتاور دای پل  $(AB)I$  متناهی باقی می‌ماند و همچنین به پروب ایده‌آل،  $MN \rightarrow 0$ ، بستگی دارد. نشان دادن اینکه برای یک زیرسطح I-D،  $\rho_a$  آزمونتی معادله ۳.۱۷ برای یک  $R$  اختیاری، برابر  $\rho_a$  اشلومبرگر معادله (۳.۱۴) برای  $OA = R$  می‌باشد، کار ساده‌ای است (باتاچاریا و پاترا، ۱۹۶۸، ص.۳۶، کوفوید، ۱۹۷۹، ص.۴۶). به‌رحال برای داده‌های  $\rho_a$  آزمونتی حقیقی، چنانکه در معادله (۳.۱۶) بیان شد، یک تبدیل به  $\rho_a$  اشلومبرگر ترجیح داده می‌شود. تبدیل، شامل تصحیح جدایش دای پل  $R$  برای بدست آوردن یک جدایش دای پل مؤثر  $\bar{R}$  می‌باشد، بطوری که  $\bar{R}$  معادل  $\left(\frac{AB}{2}\right)$  برای  $\rho_a$  اشلومبرگر می‌باشد؛ ضریب تصحیح با  $p$  نمایش داده می‌شود، که نزدیک واحد بوده و بستگی به پارامترهای آرایه،  $\theta$  و  $\left(\frac{AB}{2R}\right)$  دارد،

$$\bar{R} = pR \quad (3.18)$$

$p$  از روی منحنی‌هایی که بوسیله مقادیر میانگین منحنی‌های تئوریک اشلومبرگر ترسیم شده‌اند، قرائت می‌شود. شکل ۳۸ منحنی مربوط به  $p$  می‌باشد (بردیچفسکی، ۱۹۵۸). خطایی که در قرائت  $p$  از روی شکل ۳۸ ایجاد می‌شود کمتر از ۲ درصد می‌باشد. بخاطر داشته باشید که برای  $\left(\frac{AB}{2R}\right) = 0.1$ ، ضریب تصحیح  $p$  تقریباً برابر واحد می‌باشد؛ که این شرایط دای پل ایده‌آل است. بطور خلاصه، زمانی که زیرسطح I-D باشد داده‌های  $\rho_a(\bar{R})$  همانند داده‌های  $\rho_a\left(\frac{AB}{2}\right)$  اشلومبرگر خواهد بود. استفاده از آرایه آزمونتی برای سونداژ قسمتهای خیلی کم عمق عملی نیست؛ معمولاً کار را با آرایه اشلومبرگر شروع

کرده و زمانی که بطول AB و نسبت  $\left(\frac{AB}{R}\right)$  مناسب رسیده شود، آنرا به آرایه آزیموتی تغییر می دهند. بنابراین، بخش مقدماتی یک منحنی صحرائی، حاصل از داده های آرایه اشلومبرگر،  $\rho_a\left(\frac{AB}{r}\right)$  می باشد، که در شکل ۳.۶ نشان داده شده است.



شکل ۳.۸: سونداژ دای پل آزیموتی، منحنی ضریب تصحیح  $p$  به منظور تبدیل  $R$  به جدایش دای پل مؤثر  $\bar{R}$  (از بردیچفسکی، ۱۹۵۸).

#### (d) آرایه دای پل استوایی

دای پل آزیموتی انعطاف زیادی را در تطبیق با دسترسی به محل های مورد نظر، توپوگرافی و دیگر موانع مربوط به سطح، از خود نشان می دهد، ولی مستلزم زمین پیمایی های پردردسری برای اجرای پارامترهای  $R$ ،  $\theta$  و  $\alpha$  می باشد. همچنین برای طول AB محدودیت ایجاد می کند، وقتی که شرایط سطحی اجازه می دهند تا  $R$  را بر روی یک خط مستقیم گسترش دهیم، بهتر است تا زاویه آزیموتی  $\theta$  را در تمام مدت برابر  $90^\circ$  نگاه داریم. این نوع خاص، آرایه دای پل استوایی خوانده می شود؛ مباحث تئوری و کاربردی بوسیله بردیچفسکی و پتروفسکی (۱۹۵۶) مطرح شده است. شکل ۳.۹ چهارقطبی ABMN شامل یک دای پل چهارقطبی می باشد؛  $\theta$  همیشه  $90^\circ$  بوده و MN عمود بر  $R$  می باشد. کار ساده ای است که نشان دهیم در یک لایه بندی افقی زیرسطحی

(I-D)، نشان داده شده بکمک دایره شکل ۳.۹،  $AQ (= \bar{R})$  دقیقاً معادل با  $\left(\frac{A'B'}{r}\right)$  در آرایه اشلومبرگر می‌باشد. به عبارتی دیگر،

$$\rho_a(\bar{R}) = \rho_a\left(\frac{A'B'}{r}\right)$$

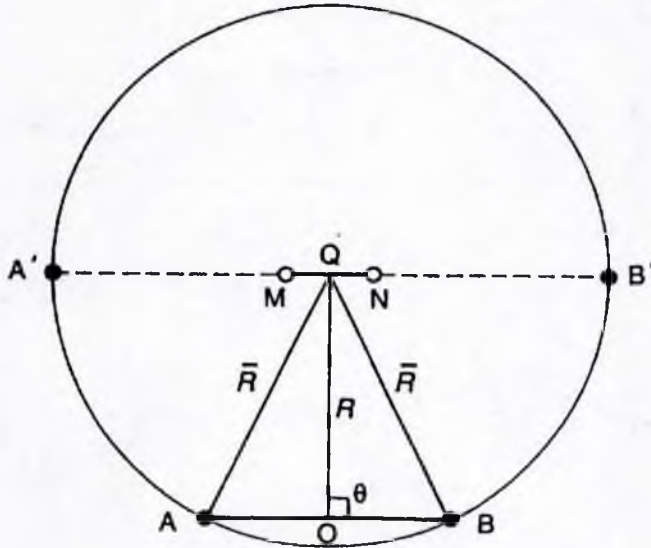
و نیاز به هیچ تبدیل آرایه‌ای نمی‌باشد. هیچ محدودیتی برای نسبت  $\left(\frac{AB}{R}\right)$  وجود ندارد. محدودیت برای ابعاد MN تقریباً مشابه آن چیزی است که در آرایه اشلومبرگر وجود دارد که عبارتست از  $\left(\frac{MN}{R}\right) \leq 0.14$ ، زیرا بدست آوردن  $\rho_a$  بطور دقیق از معادله ۳.۹ برای یک آرایه چهارقطبی دلخواه، که دارای شکل منظم می‌باشد، کار ساده‌ای است. به کلامی دیگر، اختلاف پتانسیل در عرض یک MN متناهی بجای میدان الکتریکی تقریبی در نقطه Q، مورد استفاده قرار می‌گیرد. مقاومت ویژه ظاهری بطور دقیق عبارت است از،

$$\rho_a = \pi \frac{\left[ R^2 + \left( \frac{AB}{r} + \frac{MN}{r} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \left[ R^2 + \left( \frac{AB}{r} - \frac{MN}{r} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \Delta V}{\left[ R^2 + \left( \frac{AB}{r} + \frac{MN}{r} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} - \left[ R^2 + \left( \frac{AB}{r} - \frac{MN}{r} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}} I \quad (3.19)$$

بهرحال، با استفاده از تجهیزات متعارف، می‌توان و باید که MN را تا حدی که بی‌نظمی‌های نزدیک به سطح اجازه می‌دهند پایین نگاه داشت، برای آنکه هر اندازه‌گیری نیاز به یک جایگاه جدید برای MN دارد، و مقدار کمتر برای MN اقتصادی‌تر می‌باشد. در عین حال که یک MN کوتاه، سیگنال کوچکتری دریافت می‌کند، همچنین مقدار کمتری نویز تلیک و نویز حاصل از فعالیت‌های بشری<sup>۱</sup> نیز برداشت می‌کند؛ و یک MN کوتاه، اندازه‌گیری‌هایی را بدست می‌دهد که به مقادیر تئوریک مقاومت ویژه‌های ظاهری اشلومبرگر نزدیک‌تر هستند. اگر  $\frac{MN}{R} \leq 0.12$  باشد، مجاز هستیم از معادله (۳.۱۶) دای پل آزیموتی با  $\theta = 90^\circ$  استفاده کنیم؛ در نتیجه، خواهیم داشت؛

$$\rho_a = \frac{2\pi \bar{R}^2}{(AB)(MN)} \frac{\Delta V}{I} \quad (3.20)$$

$$\bar{R} = AQ = \left[ R^2 + \frac{(AB)^2}{4} \right]^{\frac{1}{2}} \quad \text{که در آن،}$$



شکل ۳.۹: آرایه دای پل آزیموتی

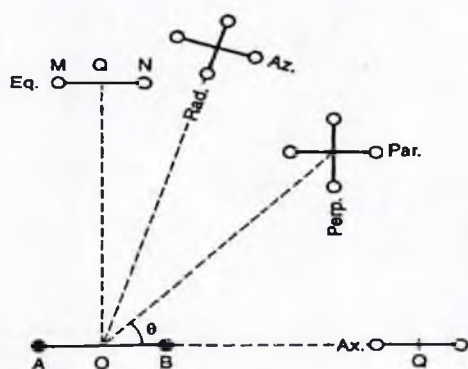
لازم به ذکر است که در معادله (۳.۲۰) هیچ محدودیتی در اندازه  $AB$  وجود ندارد. همانند مورد آرایه دای پل آزیموتی، طرز کار متعارف این است که کار صحرائی را با گسترش اشلومبرگر، شروع کرده و سپس به شکل دای پل اسنوبی تغییر حالت دهیم، ولی در این مورد، این کار فقط برای جنبه‌های اقتصادی عملیات صحرائی صورت می‌گیرد و هیچگونه الزام تئوریک به این کار نمی‌باشد.

### (e) آرایه دای پل محوری (قطبی)

در این آرایه، الکترودهای  $AB$  و  $MN$  در یک خط مستقیم قرار دارند، که بوسیله  $Ax$  در شکل ۳.۱۰ نشان داده شده است، که مجموعه‌ای است از همه آرایه‌های دای پولار که در سونداژهای عمیق مورد استفاده قرار گرفته‌اند. در برخی موارد خاص، قابلیت دسترسی به محل‌های مورد نظر، ممکن است استفاده از یک آرایه محوری را ضروری سازد، یا وجود یک جاده مستقیم می‌تواند امکان استفاده از امتیاز کابل‌گذاری موتوریزه را فراهم سازد. یک امتیاز لجستیکی دیگر، امکان بدست آوردن دو سونداژ اضافی از هر آرایش چشمه دای پل همچنانکه در شکل ۳.۱۱ نشان داده شده است، می‌باشد. یک جفت سونداژ استوایی دو طرفه و یک جفت سونداژ محوری دو طرفه مشاهده می‌شود، که اندازه‌گیری‌های هر چهار مورد بوسیله یک  $AB$  صورت گرفته است.

یک دای پل محوری، مقاومت ویژه ظاهری اشلومبرگر را بدست نمی‌دهد؛ برای انجام این کار نیاز به یک مجموعه منحنی‌های جداگانه از منحنی‌های تئوریک و برنامه‌های کامپیوتری جهت تعبیر و

تفسیر می‌باشد. عمق اکتشاف این آرایه چنان است که  $OQ$  باید تا حدود  $1/5$  برابر آرایه‌های استوایی و آزیموتی گسترش پیدا کند. این فقط یک نقطه ضعف اقتصادی و لجستیکی نیست، بلکه در عین حال، قدرت تفکیک افقی را نیز کاهش می‌دهد. علاوه بر این، هندسه انعطاف‌ناپذیر (خطوط مستقیم) آن، ایجاد محدودیت می‌نماید. در عبارتی کوتاه می‌توان گفت که، این آرایه ندرتاً برای سونداژ مورد استفاده قرار می‌گیرد. به‌رحال، این بهترین آرایه برای پروفیل‌زنی، جهت اکتشاف ساختارهای دوبعدی است که در بخش ۳.۳ درباره آن بحث خواهد شد.



شکل ۳.۱۰: آرایه‌های سونداژ دای پل.  
Eq: استوایی؛ Az: آزیموتی  
Rad: شعاعی؛ Par: موازی  
perp: عمودی؛ Ax: محوری

مقاومت‌ویژه ظاهری دقیق را می‌توان با استفاده از معادله (۳.۹) بدست آورد که برای یک چهارقطبی دلخواه می‌باشد. اگر فرض شود که هر دوی  $AB$  و  $MN$  دای پل‌های ایده‌آل هستند، چنانکه برای معادله (۳.۱۷) چنین بودند، مقاومت‌ویژه ظاهری عبارت است از،

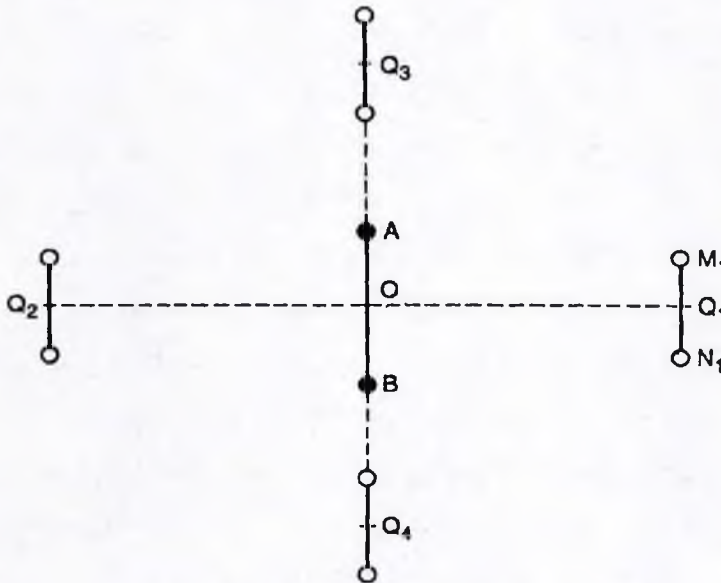
$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \frac{\pi R^2}{(AB)(MN)} \quad (3.22)$$

که در آن  $R = (OQ)$

### (f) انواع دیگر آرایه‌های دای پل

شکل ۳.۱۰ نشان‌دهنده تمام انواع اصلی آرایه‌های دای پل می‌باشد، که از میان آنها، ما درباره انواع آزیموتی (Az)، استوایی (Eq) و محوری (Ax) بحث کرده‌ایم. دیگر روشهای باقیمانده، که مهم‌ترین آنها عبارتند از آرایه‌های شعاعی (rad)، موازی (par)، و عمودی (perp)، به ندرت در

سونداژ مورد استفاده قرار می‌گیرند و در اینجا مورد بحث فرار نخواهند گرفت. در ترجمه انگلیسی مجموعه گردآوری شده از نوشته‌های روسی (Al'pin و همکاران، ۱۹۶۶) اطلاعات گسترده‌ای راجع به تمامی انواع آرایه‌ای دای پل وجود دارد. در کار اکتشاف نفت، ترکیبی از آرایه‌های اشلومبرگر و آزیموتی، مفیدترین تکنیک برای سونداژ مقاومت ویژه می‌باشد.



شکل ۱۱.۳: جنفهای از سونداژهای استوایی دوطرفه و محوری دوطرفه، حاصل از یک چشمه دای پل.

### ۳.۲.۳. انجام عملیات صحرائی

بطوری که در قبل اشاره شد، کار صحرائی معمولاً با آرایه اشلومبرگر شروع و پس از رسیدن به طول مناسب AB به آرایه دای پل تغییر پیدا می‌کند. اگر امتداد زمین‌شناسی محل بطور تقریبی معلوم باشد خط AB اشلومبرگر باید به موازات آن امتداد قرار گرفته و در مورد یک گسل باید دارای دورافتگی<sup>۱</sup> به فاصله حداقل یک سوم ماکزیم مقدار AB از گسل باشد. وقتی که می‌توان جهت محور R را در یک آرایه دای پل انتخاب کرد، آنها باید عمود بر امتداد

زمین‌شناسی محل قرارداشته باشند. خوشبختانه این مورد در هماهنگی با شرایط آرایه اشلومبرگر در ارتباط با هر یک از سونداژهای دای پل می‌باشد. بهرحال، اگر محور R، رخنمون‌هایی را که به تناوب، دارای مقاومت‌ویژه‌های زیاد و کم هستند قطع کرده باشد، باید با امتداد موازی باشد.

هر استقرار دای پل چشمه، بطور معمول برای حداقل دو سونداژ مورد استفاده قرار می‌گیرد، هر کدام در یک طرف، همچنانکه در شکل ۱۱. ۳ نشان داده شده است. چنین زوجی یک سونداژ دای پل دوطرفه خوانده می‌شود. وظیفه آن دوگانه است. تا آنجایی که اطلاعات عمودی مربوط به یک موقعیت مورد نظر باشد، موثق و مطمئن بودن نتایج را افزایش می‌دهد. دایورژانس بین دو منحنی صحرایی، یک معیار از قابلیت اجرایی برای فرض زیرسطح 1-D می‌باشد، و یک میانگین از این دو، زیرسطح را بهتر مشخص می‌نماید. دایورژانس اطلاعات موثق از عمق را بهتر از نتایج حاصل از ارتباط سونداژهای جداگانه، تأمین می‌نماید.

یک دای پل چشمه می‌تواند سیگنال مورد نیاز برای خدمه اندازه‌گیرنده MN، که بطور همزمان در یک و یا دو طرف AB مشغول کار هستند، را تأمین کند.

فاز مهمی از کار صحرایی، مهیاسازی اتصالهای زمین A و B مرتبط با جدایی‌های بزرگ دای پل می‌باشد. این بخاطر آنست که ولتاژ دای پل معمولاً بدلائل ایمنی در حدود ۱۰۰۰ ولت محدود می‌شود و صرفنظر از اینکه قدرت چه مقدار بالا می‌باشد، باید مقاومت‌ویژه اکترودی پایینی را بوجود آورد تا بتوان جریان مورد نیاز را بدست آورد. شکل ۱۲. ۳ نشاندهنده خروجی‌های دو ژنراتور ۷-۱۰۰۰ می‌باشد. اگر فرضاً مقاومت  $200\ \Omega$  باشد، هر دو ژنراتور ۵ - kw و ۲۰ - kw می‌توانند فقط ۵A تحویل دهند. کار صحرایی در حوضه‌های رسوبی از نوع معمولی، معمولاً نیاز به ۲۰A برای دای پل چشمه دارد. اگر ولتاژ در حدود ۱۰۰۰V باشد، مقاومت کلی مدار باید تا حد  $50\ \Omega$  برای یک ژنراتور ۲۰ - kw پایین آورده شود.

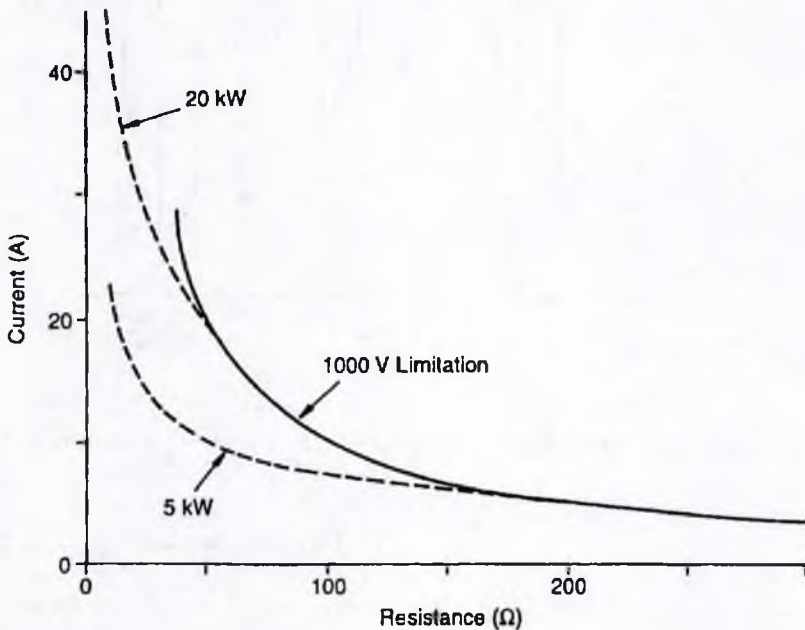
الکترودهای MN از نوع غیرپلاریزه (قابل تغییر وضعیت) می‌باشند؛ مقاومت‌ویژه الکتریکی آنها معمولاً بی‌اهمیت در نظر گرفته می‌شود.

جریان دای پل چشمه، معمولاً یک جریان مستقیم رفت و برگشتی می‌باشد (یک جریان مربعی). حالت رفت و برگشتی آن برای حذف پتانسیل‌های الکتروود MN و نویزهای تلیک لازم بوده و همچنین، برای جلوگیری از حالت قطبی شدن در الکترودهای AB می‌باشد. قسمت معکوس رفت و برگشت (نیم - پریود موج مربعی) باید طولانی‌تر از زمان بازیابی<sup>۱</sup> باشد (زمان لازم برای شکل‌گیری

عملی حالت جریان مستقیم پایدار در (MN): هر چه مقاومت ویژه زیر سطح پایین تر و ابعاد آرایه بزرگتر باشد، زمان بازیابی طولانی تر خواهد بود. معمولاً زمان بازیابی بطور تجربی در صحرا تعیین می شود؛ همچنین می توان با تقریب زیاد، برای آرایه های اشلومبرگر، آزیموتی و استوایی برای مقاطع رسوبی افقی که بر روی پی سنگ کمپلکس عایق قرار دارند، با استفاده از فرمول زیر، زمان بازیابی را تخمین زد (تارخف، ۱۹۶۳):

$$t \cong 0.02 SR \quad (3.23)$$

که در آن  $t$  زمان بازیابی بر حسب ثانیه،  $S$  رسانش طولی مقطع رسوبی بر حسب مهو ( $\text{mho}$ ) و  $\bar{R}$  جدایش مؤثر دای پل بر حسب کیلومتر می باشند؛ برای آرایه اشلومبرگر  $\bar{R} = \frac{AB}{\rho}$  می باشد.

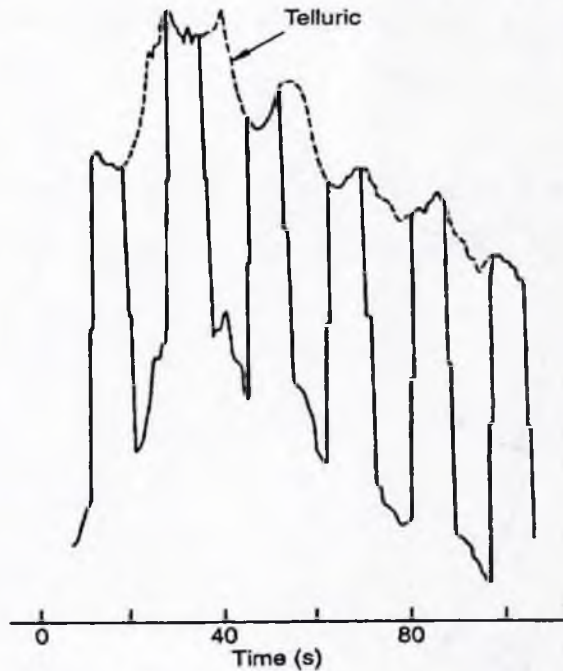


شکل ۳.۱۲: آمپراژ قابل حصول از دو ژنراتور ۱۰۰۰ V، برای بدست آوردن ۲۰ A بوسیله یک ژنراتور ۲۰ - kW، ۱۰۰۰ V، مقاومت باید ۵۰ Ω باشد.

شکل ۳.۱۳: یک چارت نواری واقعی ثبت شده از اندازه گیری  $\Delta V$ ، در یک محل استقرار MN آزیموتی می باشد. یک جدایش قابل مشاهده سیگنال از نویز تریک در صورتی که وقفه رفت و برگشتی طولانی تر از ۸s شود، کار مشکلی خواهد بود، زیرا ۲۰s معمولاً یک پرپود بزرگ برای نویز تریک محسوب می شود. ثبت و پردازش داده ها ممکن است در حالت های ساده بوسیله ثبت چارتی بر



روی نوار کاغذی و تجزیه و تحلیل مشاهده‌ای (شکل ۳.۱۳) و در سایر موارد با ثبت و حذف نویز دیجیتال صورت گیرد. تکنیک تجزیه و تحلیل مشاهده‌ای بوسیله بازسازی سیگنال تلریک، می‌تواند بسیار مشکل باشد؛ این کار یک هنر است.



شکل ۳.۱۳: یک ثبت بصورت چارت نواری از اندازه‌گیری  $\Delta V$  در محل استقرار دای پل آزیموتی MN.

#### ۳.۲.۴. تعبیر و تفسیر یک بعدی (1-D)

داده‌های صحرایی که در چهارچوب منحنی‌های هموار شده  $\rho_a(\bar{R})$  می‌باشند، بواسطه ضخامت  $h_i$  و مقاومت ویژه‌های  $\rho_i$  از یک زیرسطح (1-D)، مورد تعبیر و تفسیر قرار می‌گیرند. اینجا ما فرض را بر آن می‌گذاریم که اعتبار و صحت پیش‌فرض 1-D بوسیله شیوه تشریح شده در بخش ۳.۲.۳ بنا شده است.

سه روش اصلی برای تعبیر و تفسیر وجود دارند: (۱) تقریب<sup>۱</sup>، بوسیله تطبیق دادن دستی منحنی‌ها، (۲) تکرار<sup>۲</sup>، بوسیله مدل‌سازی پیش‌رونده و (۳) مستقیم<sup>۳</sup> (وارونه‌سازی).

1 approximate  
3 direct

2. iterative

## (۲) تعبیر و تفسیر بوسیله تطبیق دادن دستی منحنی‌ها

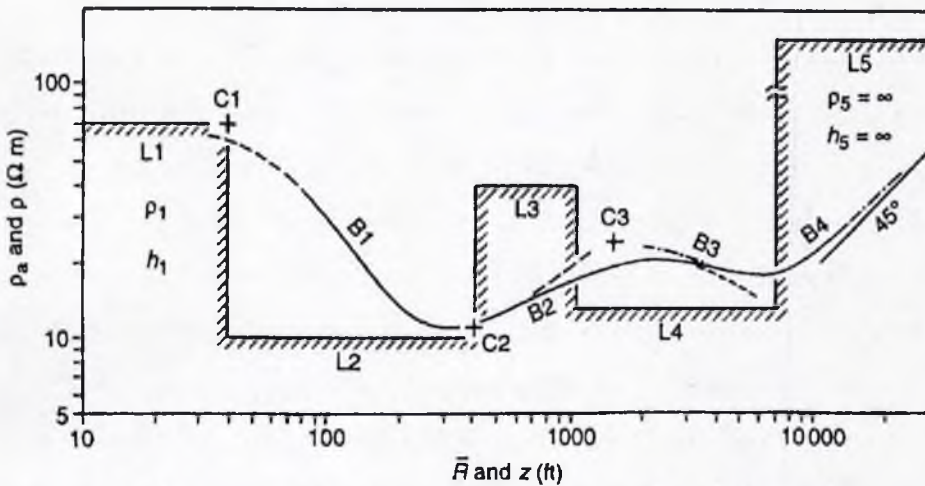
تکنیک تطبیق دادن دستی منحنی‌ها در طرح‌ریزی مطالعات، در کنترل پیشرفت کار و همچنین در تهیه مدل‌های مقدماتی برای تعبیر و تفسیرهای نهایی کامپیوتری شده، مفید می‌باشد. این تکنیک که امتحان خود را پس داده است، نقش مهمی را برای فائق آمدن بر مشکل عدم منحصربه‌فرد بودن، ایفا می‌کند (بخش (f) ۴. ۲. ۳). این بخاطر آنست که کاتالوگهای مربوط به منحنی‌های تئوریک، بسادگی امکان واریسی مشاهده‌ای از مدل‌های امکان‌پذیر متعددی را بطور همزمان بوجود می‌آورند.

یک کاتالوگ استاندارد شده منحنی‌های تئوریک مقاومت ویژه ظاهری سه‌لایه‌ای، برای این تکنیک لازم است. سه لایه فوقانی بوسیله منحنی تئوریک سه‌لایه‌ای تعبیر و تفسیر می‌شوند. با استفاده از یک نمودار نقاط کمکی، دو لایه فوقانی تبدیل به یک لایه دارای ضخامت نظری (ضخامت جایگزین  $h_1$ ) و یک مقاومت ویژه نظری (مقاومت ویژه جایگزین  $\rho_1$ ) می‌شوند. یک منحنی تئوریک سه‌لایه‌ای برای تعبیر و تفسیر لایه چهارم بکار می‌رود و الی آخر. این کار یک عملیات برهنه‌سازی<sup>۱</sup> می‌باشد. می‌توان بواسطه منحنی‌های تئوریک دولایه‌ای، یک برآورد با دقتی پایین‌تر را بدست آورد، ولی در حال حاضر چندین کاتالوگ عالی از منحنی‌های سه‌لایه‌ای منتشر شده‌اند، و نیاز به بحث در مورد اینکه منحصراً این کار چگونه بوسیله منحنی‌های دولایه‌ای انجام می‌شود، نیست. در اختیار داشتن یک کاتالوگ از منحنی‌های چهار لایه‌ای جنبه کاربردی ندارد، زیرا تعداد منحنی‌ها زیاد شده و جمع و جور کردن آن بعلت وجود  $p$  و  $h$  که دو عامل مستقل از هم می‌باشند، عملی نمی‌باشد.

استاندارد کردن منحنی‌های تئوریک، از راه نرمالیزه کردن  $\bar{R}$ ،  $\rho_1$ ،  $h_1$  نسبت به مهمترین عوامل لایه فوقانی، یعنی  $\rho_1$  و  $h_1$  صورت می‌پذیرد. بنابراین، تمامی متغیرها بصورت نسبت‌های بدون بعد، ظاهر می‌شوند. روی نمودار نشان دادن  $\frac{\rho_1}{\bar{R}}$  در مقابل  $\frac{\bar{R}}{h_1}$  تشکیل یک نمودار تئوریک استاندارد شده (بدون بعد) را می‌دهد؛ واحدهای در نظر گرفته شده برای  $\bar{R}$  و  $h_1$ ، بی‌اهمیت‌اند. در کار با جریان مستقیم، دیگر مشکل مشابهت الکترومغناطیسی وجود ندارد (بخش (d) ۳. ۳. ۴). ضریب بازتابش  $k$  نیز بدون بعد می‌باشد. علاوه بر این، منحنی‌ها بر روی کاغذهای بایلگاریتمیک<sup>۲</sup> نمایش داده می‌شوند. بنابراین می‌توان از راه تبدیل، منحنی تئوریک را صرفنظر از واحدها، با یک منحنی صحرائی  $\rho_1(R)$  تطبیق داد. برای مثال، اگر منحنی صحرائی، بر اساس  $\rho_1$  بر حسب  $\Omega m$  و  $\bar{R}$  بر حسب متر (فوت) طرح شده باشد، حاصل تطبیق دادن منحنی‌ها بر حسب  $\rho_1$  بر حسب  $\Omega m$  و  $h_1$  بر حسب متر

(فوت) خواهد بود.

شکل ۳.۱۴ نشان می‌دهد که چگونه یک منحنی سونداژ دای پل آزیموتی واقعی بوسیله روش نقاط کمکی و منحنی‌های تنوریک سه‌لایه‌ای اشلومبرگر، تعبیر و تفسیر می‌شود. منحنی خط توپر، نشاندهنده اندازه‌گیری‌های صحرائی هموار شده می‌باشد. بخش واقع بین  $\bar{R} = 80\text{-ft}$  ( $24/4\text{ m}$ ) و  $\bar{R} = 2000\text{-ft}$  ( $609/6\text{ m}$ )، یکمک یک آرایه اشلومبرگر و مابقی بوسیله یک آرایه دای پل آزیموتی، اندازه‌گیری شده است.



شکل ۳.۱۴: روش نقاط کمکی برای تطبیق دادن منحنی‌ها. منحنی خط توپر نشاندهنده اندازه‌گیری‌های صحرائی هموار شده، حاصل از آرایه‌های دای پل اشلومبرگر و آزیموتی می‌باشد.

در زمانی که این کار انجام می‌شد، تنها کاتالوگ سه‌لایه‌ای در دسترس، مجموعه‌ای ۴۹ - دسته‌ای بود، که بوسیله Compagnie Générale de Géophysique (۱۹۶۳) منتشر شده بود. پس از آن، کاتالوگهایی جامع، بوسیله اورلانا و مونی<sup>۱</sup> (۱۹۶۶) و ریجکسواترستات<sup>۲</sup> (۱۹۶۹) منتشر گردید. منحنی‌های نقاط کمکی که در اینجا مورد استفاده قرار گرفت، توسط ابرت<sup>۳</sup> (۱۹۴۳) منتشر شده بود. منحنی‌ها شامل چهار صفحه بوده که هر کدام برای یک اشلون (توالی) متفاوت از مقاومت‌ویژه‌های مربوط به لایه‌ها، برای سه لایه از بالا بسمت پایین می‌باشند: بالا - پایین - بالا (نوع - H)؛ نزولی (نوع - VH)؛ صعودی (نوع - A)؛ و پایین - بالا - پایین (نوع - VA). بازنگری‌هایی در

روشهای نقاط کمکی و دسته منحنی‌ها، بوسیله اورلانا و مونی (۱۹۶۶) و کوفوید<sup>۱</sup> (۱۹۷۹) عرضه شده‌اند.

با رجوع به شکل ۱۴.۳، منحنی صحرایی، نمایش دهنده چهار شاخه (B<sub>1</sub>-B<sub>4</sub>) می‌باشد. بنابراین، ساده‌ترین مدل، شامل پنج لایه (L<sub>1</sub>-L<sub>5</sub>) خواهد بود، که عمیقترین آنها (L<sub>5</sub>) یک نیم - فضا می‌باشد. عوامل مربوط به لایه‌ها که به تدریج به واسطه تعبیر و تفسیر تعیین شده‌اند، با همان مقیاس منحنی صحرایی، نمایش داده شده‌اند. توجه داشته باشید که اگر منحنی صحرایی بسمت چپ شیفت داده شود، مقادیر پایین و بالای آن از نظر کیفی با مقادیر پایین و بالای مقاومت ویژه‌های مربوط به لایه‌ها، همخوانی خواهد داشت. این تشریح کننده معنای شاخه‌های منحنی صحرایی می‌باشد. هر منحنی صحرایی می‌تواند به واسطه هر تعداد لایه‌ای که نقاط داده‌ها روی آن قرار دارند، تعبیر و تفسیر شود، ولی حالا یک روش تقریبی تعبیر و تفسیر بوسیله یک مدل بسیار ساده را تشریح خواهیم کرد. طرز کار تعبیر و تفسیر بصورت مرحله به مرحله در زیر تشریح شده است.

(۱) یک منحنی سه‌لایه‌ای را با B<sub>1</sub> و B<sub>2</sub> برآزش<sup>۲</sup> کنید. این منحنی که بصورت یک خط چین نشان داده شده است، برای  $\rho_1 = 1$ ،  $\rho_r = \frac{1}{\gamma}$ ،  $\rho_r = 1$  و  $\frac{h_r}{h_1} = 9$  می‌باشد که در آن  $h_1$  ضخامت لایه است. این کار اولین نقطه تقاطع C<sub>1</sub> را بدست می‌دهد. نقطه تقاطع در جایی از منحنی صحرایی قرار گرفته است که خطهای  $\rho_a = 1$  و  $\bar{R} = 1$  از منحنی ثوریک، یکدیگر را قطع کرده باشند؛ که از روی مختصات منحنی صحرایی، نشان دهنده عوامل مربوط به لایه اول،  $h_1 = 40 \text{ ft}$  (۱۲/۲m) و  $\rho_1 = 70 \Omega \text{ m}$  می‌باشد. عوامل بدون بعد مربوط به منحنی ثوریک  $\rho_r = 10 \Omega \text{ m}$ ،  $\rho_r = 10 \Omega \text{ m}$  (۱۱۵/۸m) و  $h_r = 9 h_1 = 380 \text{ ft}$  (۱۲۸m) می‌باشند.

(۲) حال که عوامل مربوط به دو لایه فوقانی مشخص شده‌اند، می‌توان آنها را تحت عنوان یک لایه نظری، ادغام نموده و برای آنها یک مقاومت ویژه جایگزین (۱ و ۲)  $\rho_r$  و ضخامت جایگزین (۱ و ۲)  $h_r$  در نظر بگیریم. برای عوامل مربوط به نمودارهای ایبرت<sup>۳</sup>، داریم،  $\frac{h_r}{h_1} = 9$  و  $\frac{\rho_r}{\rho_1} = \frac{1}{\gamma}$ . نمودارهای ایبرت نوع H - را در نظر بگیرید؛ نقطه تقاطع منحنی‌های دارای نسبت‌های  $\frac{1}{\gamma}$  و ۹ در C<sub>2</sub> واقع شده است. C<sub>2</sub> را تبدیل به مختصات مربوط به منحنی صحرایی کنید؛ حالا بر روی مختصات منحنی صحرایی،  $h(1,2) = 420 \text{ ft}$  (۱۲۸ m) و  $\rho_r(1,2) = 115 \Omega \text{ m}$  مشخص می‌شود.

۳) دسته منحنی‌های سه‌لایه‌ای را که بطور نمادین بوسیله نسبت  $\rho_1 : \rho_p : \rho_r = 1 : 4 : 1$  بیان شده است را در نظر بگیرید. نقطه تقاطع دسته (منحنی) را بر روی  $C_2$  قرار داده و منحنی را پیدا کنید که با  $B_2$  و  $B_3$  تطابق داشته باشد. این منحنی بصورت یک خط نقطه‌چین، در شکل ۱۴.۳ نشان داده شده است. که از آن  $h_r(1.2) = 1/5 h_r = 63 \text{ ft } (19.2 \text{ m})$ ،  $\rho_r = 44 \Omega \text{m}$  و  $h_1 + h_p + h_r = 1050 \text{ ft } (320 \text{ m})$  بدست می‌آیند.

۴) با استفاده از نمودار ایزرت نوع - VA، سه لایه فوقانی را در یک لایه ادغام کنید؛  $\frac{\rho_r}{\rho_r(1.2)} = 4$ ،  $C_3$  را همچون گذشته بدست آورید؛ این نشان‌دهنده  $h_r(1.2.3) = 1500 \text{ ft } (457.2 \text{ m})$  و  $\rho_r(1.2.3) = 24 \Omega \text{m}$  بر روی مختصات منحنی صحرائی می‌باشد.

۵) یک دسته منحنی سه‌لایه‌ای برای  $\rho_1 : \rho_p : \rho_r = 1 : 0.54 : \infty$  را در نظر بگیرید. نقطه تقاطع این دسته (منحنی) را بر روی  $C_3$  قرار داده و منحنی را پیدا کنید که با  $B_3$  و  $B_4$  تطبیق نماید. این منحنی بصورت یک پاره خط - نقطه‌چین، در شکل ۱۴.۳ نشان داده شده است؛ که  $h_r = 4 \times 1500 = 6000 \text{ ft } (1828.8 \text{ m})$  و  $\rho_p = 0.54 \times 24 = 13 \Omega \text{m}$  را بدست می‌دهد. ظاهراً تکنیک مذکور خیلی نظری می‌باشد، ولی بعضی اوقات قابل اعتمادتر از تعبیر و تفسیر صرفاً واقعی (مستقیم) می‌باشد، زیرا تکنیک تطبیق دادن منحنی‌ها، اجازه می‌دهد تا هر نوع داده اضافه‌شدنی را در تعبیر و تفسیر مرحله به مرحله از بالا به سوی محیط‌های کمتر شناخته شده پایینی، مدنظر قرار دهیم.

### رسانش کلی

با رجوع به شکل ۱۴.۳،  $B_4$  تقریباً بصورت مجانب<sup>۱</sup> با یک خط مستقیم می‌باشد، که نسبت به محور  $Y$ ها شیب ۴۵ دارد. اهمیت این مسأله در زیر توضیح داده شده است. اگر فرض شود که مجموعه‌ای از لایه‌های افقی بر روی زیرلایه‌ای با مقاومت ویژه بینهایت قرار دارند که پی‌سنگ<sup>۲</sup> الکتریکی خوانده می‌شود، می‌توان نشان داد که برای جدایی‌های بزرگ،  $\bar{R}$ ، مقدار مجانبی  $\rho_a$  برای آرایه‌های اشلومبرگر و آزیموتی، عبارتست از (برای نمونه، برگرفته از، باتاچاریا و پاترا<sup>۳</sup>، ۱۹۶۸، ص. ۴۹)،

$$\rho_a = \frac{\bar{R}}{S} \quad (3.24)$$

که در آن  $S$  رسانش طولی کل، برای لایه‌های روی پی سنگ می‌باشد،

$$S = \sum \left( \frac{h_i}{\rho_i} \right)$$

با گرفتن لگاریتم معادله (۳.۲۴) خواهیم داشت،

$$\log p_a = \log \bar{R} - \log S$$

این معادله یک خط مستقیم است که نسبت به محور  $y$ ها، که دارای شیب  $45^\circ$  می‌باشد. نتیجه این می‌شود که مجانب  $45^\circ$  که برای انطباق با  $B_4$  در نظر گرفته شده است، خط مجانبی  $\rho_a = 1$  را در نقطه‌ای با مقدار  $\bar{R}$  قطع می‌کند، که از نظر عددی برابر مقدار عددی  $S$  می‌باشد.

نقشه‌ای از مقادیر  $S$ ، خود به تنهایی دارای اهمیت زمین‌شناختی می‌باشد. همچنین می‌تواند برای واری و رضایتبخش بودن تعبیر و تفسیر از هر نوع که باشد، مورد استفاده قرار گیرد. برای مثال، با رجوع به شکل ۳.۱۴، مقدار  $S$  محاسبه شده از لایه‌هایی که بوسیله تعبیر و تفسیر از راه تطبیق دادن منحنی‌ها، تشخیص داده شده‌اند،  $515 \frac{ft}{\Omega m}$  می‌باشد. از سوی دیگر، مجانب،  $520 \frac{ft}{\Omega m}$  را بدست می‌دهد. در این مورد، اختلاف ناچیز و قابل صرف نظر می‌باشد. جایی که اختلافها بزرگ باشند، نتایج تعبیر و تفسیرها می‌باید اصلاح شوند، زیرا مقدار مجانبی  $S$  معمولاً نسبت به جمع جبری رسانش لایه‌ها بیشتر قابل اعتماد می‌باشد، به استثنای اثرات ایزوتروپی (بخش (g) ۳.۲.۴).

در شکل ۳.۱۴، چنین فرض شده است که قسمت فوقانی  $L_1$  (پی سنگ) قسمت فوقانی سنگ آهکهای توده‌ای می‌باشد، که نزدیک به سنگهای پرکامبرین هستند.

### (b) تعبیر و تفسیر بوسیله مدل‌سازی پیش‌رونده

زمانی که تعبیر و تفسیر تقریبی از راه تطبیق دادن منحنی‌ها انجام شد، چنانکه در شکل ۳.۱۴ نشان داده شده است، می‌توان منحنی تئوریک مدل تقریبی را محاسبه نمود. تفاوت بین منحنی صحرائی و منحنی تئوریک، با تصحیح عوامل مربوط به لایه‌ها و افزودن لایه‌های بیشتر، کاهش پیدا می‌کند. این شیوه تا زمانی که یک تطبیق رضایتبخش بدست آید، تکرار می‌شود. برای این منظور، یک برنامه دیجیتالی کامپیوتری لازم است تا بتواند به سرعت منحنی‌های تئوریک برای مدل‌هایی که تعداد نسبتاً زیادی لایه (در حدود ۲۰ لایه) دارند، را بوجود آورد. عمل تصحیح و تطبیق دادن می‌تواند بصورت مشاهده‌ای بوسیله قضاوت انسان، و یا بصورت اتوماتیک بکمک کامپیوتر انجام گیرد، برای

مثال، بوسیله یک رگرسیون غیر خطی ساب‌روتین<sup>۱</sup> با استفاده از کمترین مربعات. شیوه تکرار اتوماتیک به کندی، همگرایی پیدا می‌کند و یا غالباً موفق به همگرایی نمی‌شود، مگر آنکه مدل اولیه یک تقریب خوب بوده باشد. علت دیگر عدم همگرایی، این است که داده‌های صحرائی ممکن است با پیش‌فرض یک زیرسطح I-D سازگار نباشند، زیرا ممکن است زیرسطح 2-D یا 3-D بوده و یا خطاهای مربوط به آزمایش خیلی بزرگ باشند. نقطه ضعف عمده تکرار اتوماتیک، پیدایش حالت غیر منحصربه‌فرد بودن، بر اثر وجود مدلهای زمین‌شناسی مشابه، می‌باشد. به کلامی دیگر، مدلهای بسیار متفاوت I-D، از نظر تجربی، منحنی‌های تئوریک یکسانی را بدست می‌دهند. ما بعداً به این مشکل خواهیم پرداخت. لازم است ابتدا داده‌های افزوده شده را به فرآیند وارد کنیم. اگر بعضی از مقاومت‌ویژه‌ها از طریق داده‌های چاه‌پیمایی دانسته شوند، نتایج ممکن است بصورت چشمگیری بهبود یابند. بعضی از برنامه‌های کامپیوتری، گزینش‌هایی را پیش روی ما می‌گذارند که مقادیر مشخصی را برای مقاومت‌ویژه‌ها، یا برای ضخامتها تخصیص دهیم یا حدهای بالاتر و یا کمتری برای اینها اختصاص دهیم.

روشهای تکرار اتوماتیک تعبیر و تفسیر، بطور گسترده‌ای بوسیله کوفوید (۱۹۷۹)، نقد شده‌اند، که چندین برنامه کامپیوتری را نیز در اختیار می‌گذارد.

پاوس، مارسونلو و کوئرال<sup>۲</sup> (۱۹۸۷)، یک الگوریتم تعبیر و تفسیر تکراری بر مبنای برخورد احتمال‌پذیر<sup>۳</sup> با اطلاعات استنتاجی<sup>۴</sup>، که اجازه اعمال محدودیت در میان عوامل مربوط به لایه‌ها را می‌دهد، پیشنهاد کردند این راه حل، امکان بدست آوردن جواب‌های منحصربه‌فرد در میان چندین جواب معادل را بهبود می‌بخشد.

### (C) محاسبه مقاومت‌ویژه ظاهری تئوریک

هدف ما اندازه‌گیری توزیع پتانسیل الکتریکی  $V$  بر روی سطح زمین دارای لایه‌بندی افقی می‌باشد، که ناشی از چشمه‌ای نقطه‌ای است که آن هم روی سطح زمین قرار دارد. زیرسطح شامل تعداد دلخواهی از لایه‌های افقی، همگن و ایزوتروپ و دارای مقاومت‌ویژه  $p_i$  و ضخامت  $h_i$  می‌باشد، که عمیقترین محیط (لایه  $n$  ام) آن، یک نیم - فضا می‌باشد. بعلاقی تقارن استوانه‌ای،  $V$  تابع فاصله اسکالر  $r$  از چشمه می‌باشد؛ وابسته به زاویه آزیموتی نمی‌باشد. بنابراین، مسأله، حل معادله لاپلاس در مختصات استوانه‌ای و همراه با تقارن استوانه‌ای می‌باشد.

1. subroutine  
3. probabilistic

2. Pous, Marcuello and Queral  
4. a priori

$$\frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (3.25)$$

محور z در جهت رو به پایین مثبت بوده و چشمه در مبدأ مختصات قرار دارد. با استفاده از روش جدایش متغیرها، می‌توان به راه حل زیر رسید:

$$[V(r)]_{z=0} = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \left\{ \frac{1}{r} + r \int_0^\infty K(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \right\} \quad (3.26)$$

که در آن  $\rho_1$  مقاومت‌ویژه بالاترین لایه،  $I$  قدرت چشمه (آمپراژ)،  $\lambda$  متغیر فرضی انتگرالگیری و  $J_0$  یک تابع بسل می‌باشند و  $K(\lambda)$  تابع کرنل نامیده می‌شود، که وابسته به مقاومت‌ویژه‌ها و ضخامت لایه‌ها می‌باشد؛  $K(\lambda)$  از نظر عددی بوسیله شرایط مرزی تعیین می‌شود.

با در نظر گرفتن تعریف و به استناد معادله (۳.۱۴)، مقاومت‌ویژه ظاهری آرایه اشلومبرگر،

عبارت است از،

$$\rho_a = \frac{\pi(AO)^2}{I} \frac{\partial V}{\partial r} \quad (3.14)$$

که در آن  $V$  از معادله (۳.۲۶) بدست می‌آید،  $AO = \frac{AB}{r} = \bar{R}$  و میدان الکتریکی  $E_r$  در نقطه مرکزی  $O$  آرایه بوده و در جهت  $AB$  می‌باشد. معادلات (۳.۲۶) و (۳.۱۴) ما را به عبارت مقاومت‌ویژه ظاهری اشلومبرگر رهنمون می‌شوند،

$$\rho_a = \rho_1 \left\{ 1 + r \bar{R}^2 \int_0^\infty K(\lambda) J_1(\lambda \bar{R}) \lambda d\lambda \right\} \quad (3.27)$$

همانطور که قبلاً نیز بیان شد، معادله (۳.۲۶) همچنین برای آرایه‌های دای پل استوایی و آزیموتی

معتبر می‌باشد:  $\bar{R} = \frac{AB}{r}$  برای آرایه اشلومبرگر،  $\bar{R} = AQ$  برای آرایه استوایی و  $R = P(OQ)$  برای

آرایه آزیموتی می‌باشند. برای بدست آوردن منحنی‌های تئوریک  $\rho_a(\bar{R})$ ، معادله (۳.۲۷) می‌تواند به

چند روش ارزیابی شود: (۱) انتگرالگیری عددی، (۲) روش تصویر - نقطه، (۳) تجزیه به کسرهای

جزئی و (۴) روشهای فیلتر خطی. در حال حاضر روش فیلتر خطی (گاش<sup>۱</sup>، ۱۹۷۱) بصورت جهانی

پذیرفته شده است. این مورد و روشهای دیگر، بوسیله کوفوید (۱۹۷۹) بازنگری گردید، که برنامه‌های

کامپیوتری را نیز در اختیار می‌گذارد. روش فیلتر خطی نیاز به محاسبات عددی گسترده‌ای دارد. بعضی

از برنامه‌های کامپیوتری وجود دارند که محاسبات را از طریق تخمین‌هایی، ساده می‌کنند. نیواس و

اسرائیل<sup>۲</sup> (۱۹۸۶) روش ساده‌ای را با استفاده از تقریب نمایی از معادله کرنل عنوان نمودند.



در بخش ۳.۲.۲ و در شکل ۳.۱۱ به اختصار، اشاره به کاربرد آرایه دای پل محوری شده است، که نیاز به دسته‌ای متفاوت از منحنی‌های تئوریک مقاومت‌ویژه ظاهری دارند. کاتالوگهای چنین منحنی‌هایی به سادگی کاتالوگهای اسلومبرگر در دسترس نمی‌باشند. به‌رحال، برنامه‌های کامپیوتری در این خصوص منتشر شده‌اند (لایین و لایتل<sup>۱</sup>، ۱۹۷۶؛ نیواس و اسرائیل، ۱۹۸۷). همچنین بدلیل آنکه دای پل محوری متداولترین آرایه در اندازه‌گیری‌های قطبش القایی می‌باشد، بعضی از مقاطع کاران ژئوفیزیک معدنی، منحنی‌های تئوریک محاسبه شده با این آرایه برای مدل‌های 1-D و 2-D را می‌فروشند.

#### (d) تعبیر و تفسیر مستقیم (وارونه‌سازی)

در روش تعبیر و تفسیر تکراری، که در قبل توضیح داده شد، بر اساس یک مدل فرضی، یک تطبیق بین منحنی صحرایی و منحنی ساخته کامپیوتر بدست می‌آید، چه تطابق بصورت مشاهده‌ای و یا بصورت اتوماتیک بوسیله کامپیوتر انجام شده باشد. کامپیوتر، منحنی‌های مقاومت‌ویژه ظاهری را برای مدل‌های فرضی بوسیله معادله (۳.۲۷) بوجود می‌آورد، که پیش‌فرض‌های مربوط به عوامل لایه، معادله کرنل را تعیین می‌کنند و  $\rho_a$  بوسیله این معادله کرنل محاسبه می‌گردد. از طرف دیگر، اساس تعبیر و تفسیر مستقیم این است که منحنی صحرایی مقاومت‌ویژه ظاهری، مستقیماً تبدیل به معادله کرنل می‌گردد که عوامل مربوط به لایه را بدست می‌دهد. عبارت مربوط به معادله کرنل تحت عنوان منحنی صحرایی مقاومت‌ویژه ظاهری عبارتست از (کوفوید، ۱۹۶۸)،

$$K(\lambda) = \int_0^{\infty} \frac{\rho_a(\bar{R}) - \rho_1}{r \rho_1 \bar{R}} J_0(\lambda \bar{R}) d\bar{R} \quad (۳.۲۸)$$

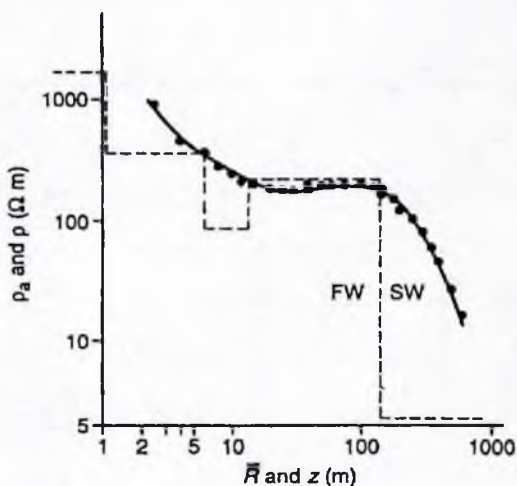
که در آن  $\rho_a(\bar{R})$  مقاومت‌ویژه‌های ظاهری اندازه‌گیری شده اسلومبرگر در صحرا می‌باشد. معادله (۳.۲۸) می‌تواند از لحاظ کلی بوسیله انتگرال عددی حل شود، که نیاز به ارزیابی‌های عددی جداگانه یک انتگرال نامعین برای هر نقطه از منحنی کرنل دارد. اولین روش تعبیر و تفسیر مستقیم در سال ۱۹۴۰ منتشر شد. به‌رحال روشهای کاربردی، مدتها بعد توسعه یافت، اشکال عمده، بزرگ شدن خطاهای مشاهده‌ای بود، که در فرآیند تبدیل به دامنه کرنل روی می‌دهند.

یک برنامه FORTRAN در خور بحث بوسیله کوفوید (۱۹۷۹)، که همچنین از این روش برای تعبیر و تفسیر داده‌های سونداژ مقاومت‌ویژه حاصل از مطالعات آبهای زیرزمینی در هلند استفاده کرده بود، مطرح گردید؛ یکی از نمونه کارهای او به شرح زیر، آورده شده است.

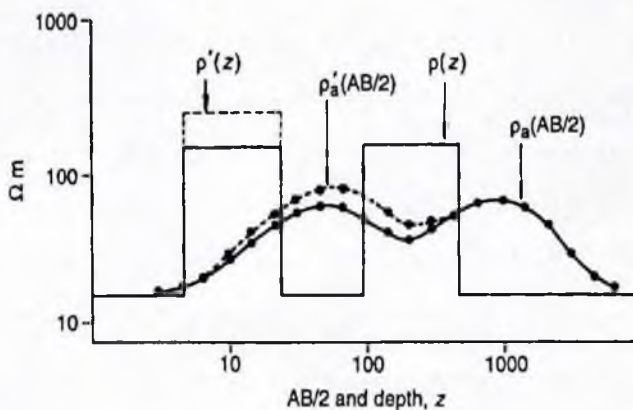
در شکل ۳.۱۵a، نقطه‌ها، داده‌های صحرایی حاصل از یک آرایه اشلومبرگر می‌باشند. خط توپر، منحنی تئوریک حاصل از عوامل تعبیر و تفسیر شده لایه می‌باشد. همچنین، عوامل مربوط به لایه، در شکل ۳.۱۵a بصورت خط چین، بشکلی همانند یک چاه‌نگاشت طرح شده‌اند، که عبارتست از مقاومت ویژه حقیقی  $p$  به ازای عمق،  $z$ . تعبیر و تفسیر انجام شده، وجود پنج لایه را قطعی نمود. اینها عمدتاً، سازندهای ماسه‌ای پلیوسن و پلیستوسن هستند. پایین‌ترین (پنجمین) لایه، که فرض شده بود، یک نیم - فضا باشد، بیانگر یک سازند اشباع شده از آب شور می‌باشد؛ مقاومت ویژه آن  $5/4 \Omega m$  می‌باشد. این مثال بصورت موثری نشاندهنده مفید بودن سونداژ مقاومت ویژه در به‌نقشه درآوردن یک فصل مشترک بین سازندهای اشباع از آب شیرین و آب شور می‌باشد.

### وارونه‌سازی پیوسته

یک روش وارونه‌سازی منحصربه‌فرد ارائه شده بوسیله زهدی<sup>۱</sup> (۱۹۸۹)، به تعداد نقطه‌های دیجیتایز شده بر روی منحنی صحرایی،  $p_a \left( \frac{AB}{\rho} \right)$ ، لایه‌های نظری بوجود می‌آورد. از نظر تئوری، این یک روش ساده ولی ماهرانه است که بخوبی کار می‌کند. تکرارها تا اندازه‌ای بروش تجربی هدایت می‌شوند؛ این کار بر اساس روابط ریخت‌شناسی مشاهده شده بین مقاومت ویژه در مقابل داده‌های عمق، از یک سو و فاصله‌گذاری الکترودها در مقابل داده‌های مقاومت ویژه ظاهری از سوی دیگر انجام می‌شود. برای مثال، هر دو دسته داده‌ها تقریباً موازی یکدیگر بوده، ولی نقاط شاخص، بصورت افقی و عمودی با در نظر گرفتن یکدیگر شیف‌ت می‌ابند، چنانکه در شکل ۳.۱۵ b نشان داده شده است. تکرار مدل را در جهت چنین شیفتهای پیش‌بینی شده‌ای، اصلاح می‌کنند. در مدل اولیه، با استفاده از آرایه اشلومبرگر، عمق برابر  $\frac{AB}{\rho}$  و  $p$  معادل  $p_a$  می‌باشد؛ هیچ نیازی به یک حدس اولیه، نمی‌باشد. مدل اولیه بطور پی‌درپی اصلاح می‌شود تا جایی که منحنی محاسبه شده با استفاده از بهینه‌سازی کمترین مربعات با منحنی صحرایی انطباق پیدا کند. شکل ۳.۱۵c، یک مورد کاربردی را نشان می‌دهد. این مدل یک تابع پله‌ای می‌باشد؛ هر نقطه دیجیتایز شده بر روی منحنی صحرایی، یک پله را در مدل بدست می‌دهد، که تعداد بسیار زیادی لایه باید به هم ربط داده شوند. بنابراین این کار برای هر مدل تابع پله‌ای، چه از نوع پیوسته باشد، یا یک مدل ساده‌تر هم‌ارز مدل تابع پله‌ای یا لایه‌های کمتر، بوسیله یک شیوه کامپیوتری استاندارد، انجام می‌شود.

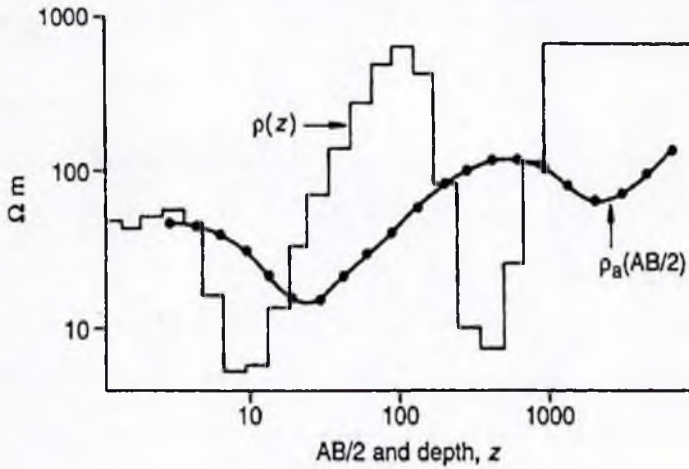


شکل ۳.۱۵ a

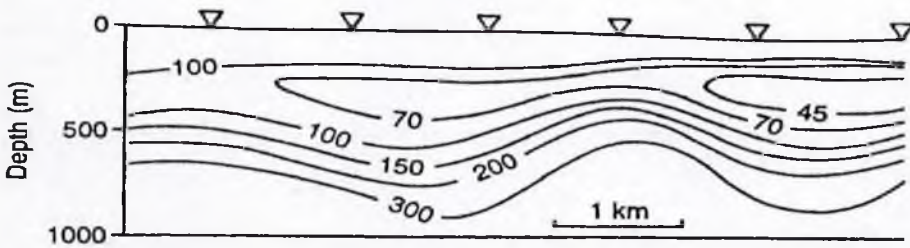


شکل ۳.۱۵ b

شکل ۳.۱۵d نشاندهنده یک مقطع عرضی حاصل از سونداژ اشلومبرگر در نزدیکی جین<sup>۱</sup>، در نوادا می‌باشد (زهدی، ۱۹۸۹). این مورد در قالب یک تعبیر و تفسیر اتوماتیک ۱-D از نوع مقاومت ویژه پیوسته می‌باشد، که در بالا شرح داده شد.



شکل ۳.۱۰c



شکل ۳.۱۰d

شکل ۳.۱۰ a-d: (a) تعبیر و تفسیر مستقیم داده‌های صحرایی مقاومت ویژه ظاهری، نقطه‌ها، داده‌های صحرایی می‌باشند؛ خط چین بیسانگر نتایج تعبیر و تفسیر می‌باشد؛ خط توپر منحنی تئوریک حاصل از تعبیر و تفسیر لایه‌ها می‌باشد؛ FW و SW بترین سازندهای آبهای شیرین و شور می‌باشند (از کوفوید، ۱۹۷۹). (b) روابط ریخت شناسی و فضایی بین مدل زیرسطح ( $\rho$ ) و منحنی سونداژ اشلومبرگر ( $\rho_a$ ) محاسبه شده به واسطه مدل. اگر مقاومت ویژه مدل تا سطح خط نقطه چین ( $\rho'$ ) بالا برده شود، سونداژ مقاومت ویژه نیز به مقدار متناسب بالا خواهد آمد. فرض بر این اساس بوده است که، عمق  $z$  برابر  $(\frac{AB}{2})$  بوده  $\rho$  برابر  $\rho_a$  باشد. عمق‌های فرضی سمت چپ شیب شده و دامنه‌شان افزایش می‌یابد، تا جایی که در داخل فاز بیابند (پس از زهدی، ۱۹۸۹؛ واحد محورهای داده نشده است ولی این مسأله‌ای بی‌اهمیت است). (c) تعبیر و تفسیر اتوماتیک از یک سونداژ عملی اشلومبرگر بصورت مدل معادله پله‌ای (پس از زهدی، ۱۹۸۹؛ واحد محورهای داده نشده است). (d) مقطع عرضی مقاومت ویژه حاصل از سونداژهای اشلومبرگر در ایستگاههایی که محل آنها بوسیله مثلث‌ها نشان داده شده‌اند، در نزدیکی جین، نوادا، برای اکتشاف آبهای زیرزمینی. کانتورها (یا پریندها) بر حسب  $\Omega m$  می‌باشند. وارونه‌سازی بصورت تغییر پیوسته مقاومت ویژه می‌باشد (پس از زهدی، ۱۹۸۹).

زهدی (۱۹۸۹) اشاره می‌کند که این نتایج اطلاعات جدیدی را در اختیار قرار داد، که بعداً بوسیله حفاری تأیید گردید. برای اطلاعات بیشتر در ارتباط با کار انجام شده در جین، نوادا، می‌توان به

گزارش زهدی (۱۹۸۸)، در سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده، رجوع نمود.

### (e) لایه‌های شیب‌دار

شیوه‌های استاندارد تعبیر و تفسیر I-D، مستلزم شرایط تکنیکی خفیف و شیب ملایم، کمتر از حدود  $5^\circ$  می‌باشد. برای شیب‌های تندتر، تا حدود  $20^\circ$ ، تعبیر و تفسیر در رابطه با I-D، در صورتی قابل قبول خواهد بود که سه مورد رعایت شده باشند؛ امتداد زمین‌شناسی محل را از قبل بدانیم، سونداژ از نوع استوایی دوطرفه و دارای گسترش بالاشیب<sup>۱</sup> و پایین شیب<sup>۲</sup> R، نسبت به محور AB باشد که خود به موازات امتداد زمین‌شناسی محل قرار داده شده است و سوم آنکه شیب در داخل پهنه آرایه، یکنواخت باشد. میانگین منحنی‌های بالاشیب و پایین شیب  $\rho_0(\bar{R})$ ، تقریباً شبیه آن چیزی است که از یک آرایه اشلومبرگر در تمام امتداد مسیر AB می‌بایست بدست می‌آید، و این، عمق تقریبی را در زیر نقطه O به ما خواهد داد. در استفاده از آرایه اشلومبرگر سعی می‌شود تا اثر شیب را بوسیله گسترش AB در طول امتداد، کاهش دهیم، در صورتی که در استفاده از آرایه استوایی دوطرفه سعی داریم اثر شیب را بوسیله قرار دادن AB در جهت امتداد افزایش دهیم و سپس با استفاده از دایورژانس بین منحنی‌های بالا شیب و پایین شیب، شیب موجود، تخمین زده شود. ما بعداً به چگونگی انجام این کار، خواهیم پرداخت.

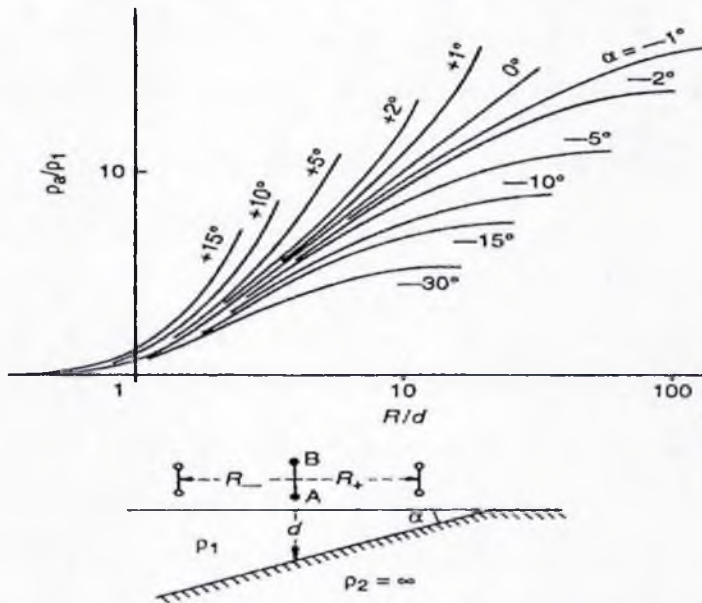
انحراف منحنی دای پل پایین‌شیب در یک مدل I-D، کمتر از همان مقدار برای یک منحنی بالاشیب می‌باشد. در نتیجه، اگر سونداژی دارای گسترش یک جاذبه باشد (نه دوطرفه)، بهتر آنست که طرف پایین‌شیب را گسترش دهیم. برای یک سونداژ دای پل یک‌طرفه، در صورتی که هرگونه اثر شیب وجود داشته باشد، نقطه O، دیگر نقطه مرجع نخواهد بود. اگر وجود یک لایه در محدوده جدایش R محرز گردد، آنگاه نقطه مرجع برای قسمت فوقانی این لایه، در فاصله حدود  $\frac{R}{4}$  از نقطه O خواهد بود. شیب پی‌سنگ الکتریکی از نوع چین تک‌شیب<sup>۳</sup>، می‌تواند بوسیله دسته‌ای از منحنی‌های تئوریک که در شکل ۳.۱۶ نشان داده شده است، تخمین زده شود. خط AB مربوط به یک آرایه استوایی دوطرفه که در شکل ۳.۱۶ نشان داده شده است، به موازات امتداد قرار داده شده و R بصورت بالا شیب (R+) و پایین شیب (R-)، گسترش داده شده است. دو منحنی صحرائی،  $\rho+(R)$  و  $\rho-(R)$ ، بر روی مختصات یکسانی ترسیم گردیده‌اند. میانگین این منحنی‌ها تحت عنوان یک مورد I-D تعبیر و تفسیر می‌شود، و نتیجه بدست آمده بر مبنای نقطه O می‌باشد. چنانکه در بخش (a) ۳.۲.۴

توضیح داده شد، ضخامت جایگزین و مقاومت ویژه جایگزین مربوط به لایه‌هایی که بر روی پی سنگ قرار گرفته‌اند، از نتیجه‌های تعبیر و تفسیر I-D، تعیین می‌شوند. این کار نقطه تقاطع نهایی را بدست می‌دهد که بر روی محل تقاطع محورهای منحنی شکل ۳.۱۶ قرار داده می‌شود  $\left( \frac{p_a}{p} = 1 \text{ و } \frac{R}{d} = 1 \right)$ ؛ منحنی‌های  $p^-$  و  $p^+$  زاویه شیب را بر روی منحنی‌های تئوریک قرائت می‌کنند.

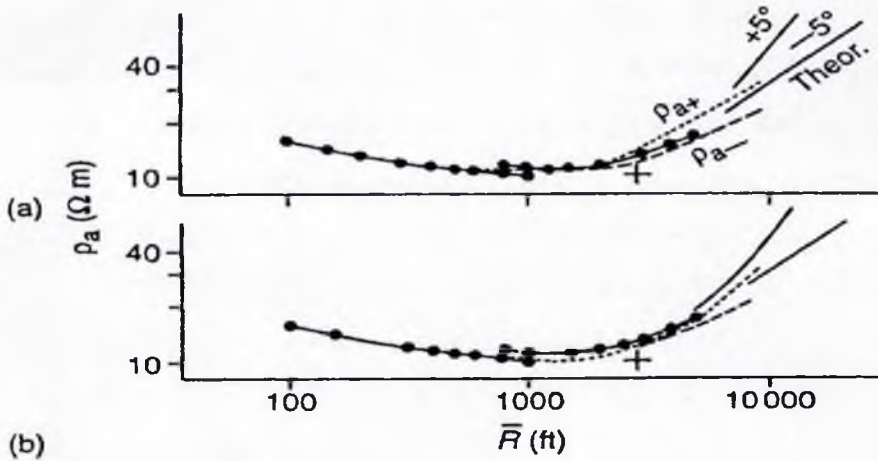
مثال صحرایی زیر، نشاندهنده اثر شیب در یک ناحیه می‌باشد که جزئیات زیرسطح بواسطه داده‌های چاه پیمایی و لرزه‌ای، شناسایی شده‌اند؛ این مثال همچنین مقایسه‌ای بین سونداژهای اشلومبرگر، دای پل استوایی و دای پل آزیموتی برای یک مکان واحد می‌باشد. شکل ۳.۱۷ نشاندهنده مجموعه داده‌ها می‌باشد. داده‌ها (نقطه‌های) اشلومبرگر همانند شکل ۳.۶ می‌باشند. این داده‌ها حاصل از گسترش AB به موازات امتداد بوده‌اند.

شکل ۳.۱۷a نشاندهنده داده‌های برهم‌نهی شده دای پل آزیموتی بر روی داده‌های اشلومبرگر می‌باشد. یک قسمت بطول ۹۱۴m (۳۰۰۰ft) از خط AB بعنوان چشمه دای پل مورد استفاده قرار گرفت. زاویه آزیموتی  $\theta$  بین  $65^\circ$  و  $105^\circ$  متغیر بود. گستره‌های بالاشیب و پایین‌شیب بترتیب منحنی‌های  $p_a^-$  و  $p_a^+$  را بدست دادند؛ هر دو منحنی در شکل ۳.۱۷ هموار شده‌اند. شاخه بالا آمده سمت راست بیانگر پی سنگ کمپلکس در عمق حدود ۷۶۰m (۲۵۰۰ft) می‌باشد. اجزای نشان داده شده دیگر، عبارتند از؛ آخرین نقطه تقاطع که بیانگر مقاومت ویژه جایگزین و ضخامت جایگزین مقطع رسوبی واقع بر روی پی سنگ بوده و منحنی‌های تئوریک برای یک پی سنگ با شیب  $5^\circ$  که انتقال یافته از شکل ۳.۱۶ می‌باشد. شیب پی سنگ در حدود  $5^\circ$  تشخیص داده شده است.

شکل ۳.۱۷b داده‌های استوایی دوطرفه را تحت شرایط مشابه، اما با  $\theta = 90^\circ$  نشان می‌دهد. در این مورد، اطلاعات شیب حاصل از داده‌های دای پل دوطرفه تنها دارای ارزش نیمه کمی می‌باشد، انحراف از مقدار تئوریک احتمالاً به طور عمده ناشی از گسل خوردگی می‌باشد، که با استفاده از داده‌های دیگر نیز به خوبی قابل تشخیص است.



شکل ۳-۱۶: منحنی‌های تنوریک مربوط به یک پی‌سنگ با چین تک‌شیب برای یک آرایه دای‌پل استوایی دوطرفه (از بردجوسکی و زاگاریستر، ۱۹۵۸).



شکل ۳-۱۷: مقایسه داده‌های مربوط به سونداژهای مقاومت‌ویژه حاصل از آرایه‌های مختلف در مکان واحد که شیب در آنجا مشخص بوده است. داده‌های اشلومبرگر بصورت نقطه‌هایی بر روی خطوط توپر نمایش داده شده‌اند. منحنی‌های یالاشیب ( $\rho_a^+$ ) و پایین‌شیب ( $\rho_a^-$ ) برای (a) داده‌های دای‌پل آزیسونی دوطرفه و (b) داده‌های دای‌پل استوایی دوطرفه. اجزاء تنوریک منحنی. برای شیب  $5^\circ$  پی‌سنگ (خطوط توپر).

(f) قابلیت تفکیک لایه‌ها<sup>۱</sup>

بمنظور تفکیک یک لایه بخصوص، نسبت عمق  $z$  به ضخامت  $h$  آن باید از مقدار مشخصی کوچکتر باشد که می‌تواند بر حسب مورد از حدود ۴ تا ۲۰ متفاوت باشد. عموماً برای آنکه بتوانیم وجود یک لایه را تشخیص دهیم، ضخامت آن باید بیش از  $0.1$  برابر عمق آن باشد. از این گذشته وقتی وجود یک لایه نسبتاً کم ضخامت تشخیص داده شد، بدان معنی نیست که مقاومت ویژه و ضخامت آن می‌توانند بطور جداگانه و منحصربه‌فرد محاسبه شوند. اگر  $z_n \ll h_n$  باشد، مشخصات لایه می‌تواند فقط از راه‌های زیر تعیین شود:

$$S_n = \frac{h_n}{\rho_n} \quad (1) \text{ برای لایه رسانا، که مربوط به حالتی است که } \rho_n < \rho_{n-1} \text{ و } \rho_{n+1} \text{ می‌باشد.}$$

$$R_n = h_n \rho_n \quad (2) \text{ برای لایه دارای مقاومت بالا، که مربوط به حالتی است که } \rho_n > \rho_{n-1} \text{ و } \rho_{n+1} \text{ می‌باشد.}$$

برای اثبات این موضوع، می‌توانید بعنوان مثال به، باتاچارایا و باترا (۱۹۶۸، صفحات ۳۳-۳۲ و ۶۴-۶۱) رجوع کنید. بنابراین تعبیر و تفسیرها، مقادیری برای  $S$  یا  $R$  و نه برای  $\rho_n$  و  $h_n$  بدست می‌دهند و راه حل منحصربه‌فردی وجود ندارد. این حالت اصل هم‌ارزی<sup>۲</sup> خوانده می‌شود، که علت آن، دشواری و پیچیدگی مسأله می‌باشد، که عمده‌تأولی نه بطور کامل ناشی از وجود نویز در هنگام آزمایش و بی‌قاعدگی‌های زمین‌شناسی می‌باشد. برای یک تعبیر و تفسیر منحصربه‌فرد از یک لایه نازک، مقاومت ویژه آن باید از چاه‌پیمایی‌ها، دانسته شود. مشخص است که نمی‌توان تعداد زیادی لایه‌های جدا از هم را تفکیک کرد، معمولاً کمتر از شش لایه و بدون در نظر گرفتن لایه‌های خیلی کم عمق و کم اهمیت. هر چه اکتشاف عمیق‌تر باشد، آرایه الکترودها گسترده‌تر شده و حجم عوامل تأثیرگذار زیرسطح که اندازه‌گیری‌های ما را تحت تأثیر قرار می‌دهند نیز بزرگتر خواهد شد. در نتیجه، قابلیت تفکیک عمودی و افقی، با افزایش عمق، بسرعت کاهش می‌یابند.

کیفیت نامناسب تفکیک در عمق، یک نقطه ضعف محسوب می‌شود که در برخی موارد نیز می‌تواند یک امتیاز به شمار آید؛ اطلاعاتی از خصوصیات عمومی سازندهای سنگی اصلی را در اختیار می‌گذارد. یک سونداژ مقاومت ویژه به تنهایی می‌تواند در مقایسه با یک گمانه، در ارتباط با ارزیابی یک حوضه، دارای ارزش منطقه‌ای بیشتری باشد.



(g) اثرات انیزوتروپی<sup>۱</sup>

سازندهای رسوبی، معمولاً انیزوتروپ هستند. می‌توان مقاومت‌ویژه را برای حالت موازی با لایه‌بندی، مستقل از جهت در نظر گرفت. بنابراین هر لایه دارای دو مقاومت‌ویژه خواهد بود: مقاومت‌ویژه طولی  $\rho_l$ ، بموازات لایه‌بندی و مقاومت‌ویژه عرضی  $\rho_t$ ، که عمود بر جهت لایه‌بندی می‌باشند؛  $\rho_t$  همیشه بزرگتر از  $\rho_l$  می‌باشد. مقاومت‌ویژه یک لایه جداگانه، که از سونداژ مقاومت‌ویژه محاسبه شده است، نه  $\rho_l$  می‌باشد و نه  $\rho_t$ ، بلکه  $\rho_m$  می‌باشد که مقاومت‌ویژه میانگین خوانده می‌شود،

$$\rho_m = (\rho_l \rho_t)^{\frac{1}{2}}$$

اگر ضخامت حقیقی یک لایه  $h$  باشد، ضخامت محاسبه شده از سونداژ مقاومت‌ویژه  $\lambda h$  خواهد بود که  $\lambda$  ضریب انیزوتروپی خوانده می‌شود،

$$\lambda = \left( \frac{\rho_t}{\rho_l} \right)^{\frac{1}{2}}$$

اثبات این مسأله بوسیله گرنت و وست<sup>۲</sup> (۱۹۶۵، صفحات ۴۱۵-۴۱۳) ارائه شده است. انیزوتروپی شامل میکروانیزوتروپی که از خصوصیات ذاتی سنگهاست و نیز ماکروانیزوتروپی که ناشی از انباشت لایه‌های نازک و ایجاد یک لایه با ضخامت قابل تفکیک با سونداژ مقاومت‌ویژه است، می‌باشد. مقدار بزرگی  $\lambda$  معمولاً در همسایگی ۱/۱ می‌باشد. این بیانگر آنست که اعماق محاسبه شده، معمولاً بطور سیستماتیک به اندازه ۱۰٪ بزرگتر از مقدار حقیقی هستند.

در مورد یک لایه نازک و عمیق،  $h_n \ll z_n$ ، با ادغام عبارات مربوط به  $S_n$  و  $R_n$ ، تعریف شده در بخش (f) ۴، ۲، ۳، با عبارات مربوط به  $\rho_m$  و  $\lambda$  می‌توان پی‌برد که سونداژ مقاومت‌ویژه، داده‌های زیر را بدست می‌دهد:

$$S = \frac{h}{\rho_l}$$

برای یک لایه نازک با مقاومت‌ویژه پایین و یا،

$$R = h \rho_l$$

برای یک لایه نازک با مقاومت‌ویژه بالا.

در مجموع اگر لایه‌ای آنقدر ضخیم باشد که ضخامت و عمق آن بصورت مجزا قابل تفکیک باشد، عمق و ضخامت آن بدلیل وجود انیزوتروپی، همراه با اغراق بوده و مقاومت‌ویژه تفسیر شده

برای لایه، مقاومت ویژه میانگین می باشد.

چاهنگاشت های الکتریکی و القایی فقط  $\rho_1$  را بدست می دهند. اگر این چاهنگاشت ها و اندازه گیری های سونداژ مقاومت ویژه با یکدیگر ترکیب شوند،  $\rho_1$  و  $\rho_2$  می توانند بصورت جداگانه محاسبه شوند. اختلاف بین عمق چاهنگاشت و سونداژ، یک روش مؤثر در تعیین ضریب کلی انیزوتروپی می باشد، که یک عامل مهم چینه شناختی است که به خودی خود در اکتشاف نفت دارای اهمیت می باشد؛ تصور می شود این عامل مربوط به مرتبه مخلوط شدگی ماسه، شیل و سنگ آهک در زیر سطح می باشد. به نوبه خود، این مسأله می تواند در مشخص ساختن محل سواحل قدیمی و مناطق ایزوله شده که برای تجمع نفت مناسب هستند، بکار گرفته شود (کلر، ۱۹۶۸).

چنانکه گفته شد (در مبحث رسانش کلی، بخش (a) ۴.۲.۳)، با استفاده از مجانب  $45^\circ$  مربوط به شاخه سعودی سمت راست در منحنی صحرایی سونداژ مقاومت ویژه، می توان رسانش کلی،  $S$ ، مربوط به مقطع رسوبی واقع بر روی حوضه الکتریکی را بدست آورد،

$$S = \sum \left( \frac{h_i}{\rho_i} \right)$$

که می تواند بصورت زیر بیان شود،

$$S = \frac{(\sum h_i)}{\rho_1}$$

که در آن  $\rho_1$  عبارتست از مقاومت ویژه جایگزین (یا مقاومت ویژه مؤثر) کل مقطع واقع بر روی حوضه، که همان مقاومت ویژه طولی می باشد، زیرا در حکم جدایی های خیلی بزرگ میان الکترودها و انتقال جریان افقی می باشد. بنابراین، تعبیر و تفسیر داده های سونداژ، تحت عنوان لایه های جداگانه،  $\rho_m$  را بدست می دهند. و مجانب  $S$ ،  $\rho_1$  کلی را بدست خواهد داد.

از طرف دیگر، روشهای سونداژ مگنتوتلریک و سونداژ الکترومگنتیک با چشمه حلقوی،  $\rho_1$  را برای یک لایه جداگانه بدست می دهند. این امکان وجود دارد تا از ترکیب یکی از این روشها با سونداژ مقاومت ویژه، بتوان ضریب انیزوتروپی را بدست آورده و  $\rho_1$  و  $\rho_2$  را برای لایه های جداگانه تعیین نمود.

### (h) عمق اکتشاف

به کمک شیوه های آزمایشی در بخش (b) ۴.۲.۳ نشان داده شد که در تعیین عمق تا پی سنگ،

برای آرایه اشلومبرگر، عمق اکتشافی در حدود  $\frac{AB}{4}$  می باشد. این مقدار برای آرایه استوایی AQ و

برای آرایه دای پل آزیموتی  $pR$  می‌باشد. به عبارتی دیگر، عمق اکتشاف در این مورد تقریباً برابر  $\bar{R}$  برای هر سه این آرایه‌ها می‌باشد. در آرایه محوری این مقدار کمتر است؛ در جایی که  $R=OQ$  باشد، عمق اکتشاف در حدود  $0.7R$  می‌باشد.

برای یک لایه جداگانه، مفهوم عمق اکتشاف بسیار مبهم می‌گردد. نگارندگان زیادی تعاریف متعددی را پیشنهاد کرده و به نتایج مختلف زیادی رسیده‌اند. این موارد بوسیله روی و الیوت<sup>۱</sup> (۱۹۸۱) مرور شده‌اند. در عمل، هیچگونه تناظر کلی، بین عمق و جدایی الکترودها نمی‌تواند وجود داشته باشد. هر مدل باید بوسیله شبیه‌سازی کامپیوتری یا کاتالوگهای منحنی، بصورت جداگانه در نظر گرفته شود. اینجا می‌بایست از تعریف ارائه شده بوسیله روی و الیوت (۱۹۸۱) استفاده کرده و قاعده مشخصی را ارائه نمود.

عمق محدودکننده اکتشاف عبارت است از ماکزیمم عمق لایه‌ای که تأثیر آن در اندازه‌گیری‌ها، در حالتی که نوع و ابعاد آرایه داده شده باشد، دارای اهمیت می‌باشد. عمق محدودکننده برای آرایه‌های مختلف بصورت زیر می‌باشد:

- برای آرایه اشلومبرگر: از  $\frac{AB}{8}$  تا  $\frac{AB}{2}$ ، میانگین آن  $\frac{AB}{4}$ ؛
- برای دای پل‌های آزیموتی و استوایی: میانگین  $\frac{\bar{R}}{3}$ ، که در آن  $\bar{R}$  به ترتیب  $p(OQ)$  یا  $AQ$  می‌باشد.
- برای دای پل محوری: میانگین  $\frac{R}{3}$ ، در جایی که  $R$  برابر  $OQ$  می‌باشد.

### ۳.۳. پروفیل زنی و به‌نقشه درآوردن مقاومت ویژه

#### ۳.۳.۱. مقدمه

تعاریف کلاسیک پروفیل زنی و به‌نقشه درآوردن مقاومت ویژه در بخش ۱.۳ ارائه گردید. منظور از پروفیل زنی، اکتشاف ساختارهای دو بعدی (2-D) می‌باشد. آرایه الکترودی از نظر ابعاد و جهت، ثابت نگاه داشته می‌شود و بر روی خط راستی در جهت عمود بر امتداد ساختارهای زمین‌شناختی حرکت داده می‌شود. قبل از پیدایش روشهای دای پل، آرایه ونر بطور گسترده مورد استفاده قرار می‌گرفت، بخصوص در شیوه طولی که در آن خطوط الکترود در امتداد خط پروفیل و در امتداد علامتگذاری‌های صحرائی با فواصل مساوی، حرکت می‌کند (بخش ۲.۲.۳). ممکن است برای مسائل خاص، از قبیل مشخص کردن یک لایه پرشیب یا دایک، یا تعیین دقیق یک گسل، لازم باشد که

خط الکترودها را بصورت جانبی و از پهلوها حرکت دهیم؛ این را پروفیل زنی عرضی گویند، که در مقایسه، گران تر از روش طولی بوده و فقط می تواند برای کارهای کم عمق مقرون به صرفه باشد. در شیوه طولی، پروفیل زنی و نر هنوز برای اعماق متوسط، آن هم عمدتاً بدلیل سادگی آن، بکار می رود. برای کارهای عمیق و بخصوص با وسایل مکانیزه، آرایه ای که ترجیح دارد، آرایه دای پل محوری می باشد (بخش ۲.۲.۳)؛ این تنها نوع پروفیل زنی است که در اینجا مورد بحث قرار خواهد گرفت.

به نقشه درآوردن مقاومت ویژه، عموماً به منظور اکتشاف ساختارهای سه بعدی (3-D) مورد استفاده قرار می گیرد. این را می توان به صورت مجموعه ای از پروفیل های موازی در نظر گرفت که مقاومت ویژه های ظاهری از نظر بعد و جهت گیری هر آرایه معین، بشکل نقشه، نمایش داده شده است. تعدادی از چنین نقشه هایی هر کدام برای یک بعد آرایه متفاوت و یا احتمالاً بعضی برای جهت گیری های مختلف، می توانند از نظر کیفی یا برخی اوقات از نظر کمی، مورد تعبیر و تفسیر واقع شوند. این روش بطور گسترده از ۱۹۳۰ تا کون مورد استفاده قرار گرفته است، بخصوص برای بدست آوردن جزئیات زمین شناسختی مربوط به پارینه زمین ساخت ناحیه. سه مورد پیشینه اجرایی از چنین مواردی در کتابی از پولدینی<sup>۱</sup> (۱۹۴۷) وجود دارند. به نقشه درآوردن، همچنین می تواند بعنوان روشی برای نمایش داده های حاصل از تعدادی سونداژ مقاومت ویژه بوسیله یک شبکه مربعی، در نظر گرفته شود. اینها روشهای معتبری هستند ولی ندرتاً برای کارهای عمیق مقرون به صرفه می باشند، مگر آنکه بصورتی بتوان از تلفیق چند نوع پروفیل زنی و یا شبکه هایی برای سونداژ استفاده شود.

یک نوع خاص به نقشه درآوردن مقاومت ویژه، چهار قطبی (یا دای پل چرخشی) خوانده می شود. دو دای پل عمود بر هم که در جای خود ثابت هستند، چشمه را تشکیل می دهند، که بمنظور کاوش مناطق اطراف، که ممکن است منطقه تقریباً بزرگی را در برگیرد مورد استفاده قرار می گیرند. گیرنده بصورت دلخواه در اطراف جابجا می شود تا دو مؤلفه قائم میدان الکتریکی را اندازه گیری نماید. مقاومت ویژه های ظاهری به مکان های استقرار گیرنده، تخصیص داده می شود. این روش برای پی جویی منابع ژئوترمال در یک حوضه رسوبی، بوسیله هارت هیل<sup>۲</sup> (۱۹۷۸)، مورد استفاده قرار گرفته است.

### ۲.۳.۳. پروفیل زنی مقاومت ویژه بوسیله آرایه دای پل محوری

یک آرایه دای پل محوری ( که همچنین دای پل قطبی خوانده می شود) شامل دو دای پل هم خط می باشد (شکل ۱۰-۳). در پروفیل زنی، از نظر لجستیکی بهتر است که طول دای پل چشمه و گیرنده

برابر بوده و فاصله بین مراکز دای پل‌ها مضربی از طول دای پل باشد، چنانکه در شکل ۱۸. ۳ نشان داده شده است:  $MN=AB=a$  و  $OQ=na$ . در این شکل خاص، آرایه، دای پل - دای پل خوانده می‌شود، که مقاومت ویژه ظاهری آن عبارتست از:

$$\rho_a = \pi na(n-1)(n+1) \frac{\Delta V}{I} \quad (۳. ۲۹)$$

این رابطه مستقیماً از معادله (۳. ۹) بدست آمده است. به خواننده تذکر داده می‌شود که در برخی نوشته‌های دیگر، فاصله بین دو الکتروود داخلی (BM)،  $na$  در نظر گرفته شده است. مناسب‌ترین شیوه نمایش داده، در شکل (۳. ۱۸) نشان داده شده است. مقاومت ویژه‌های ظاهری در تقاطع قطرهایی که دارای زاویه  $۴۵^\circ$  نسبت به خط عبور کرده از مرکز دای پل‌ها هستند ترسیم شده و سپس ترازبندی می‌شوند. نتیجه، یک مقطع کاذب است. باید بخاطر داشت که این صرفاً شیوه‌ای برای نمایش داده‌ها می‌باشد، که بیانگر هیچ مفهوم کمی، از عمق یا شکل مدل زیرسطحی نمی‌باشد.

با یک اکیپ مکانیزه، عمیات صحرائی بشرح زیر پیش خواهد رفت. فرض کنید فرستنده ( $T_x$ ) کار گذاشته شده است و گیرنده ( $R_x$ ) با مقادیر بزرگی از  $n$  در قسمت سمت راست شکل ۱۸. ۳ شروع به اندازه‌گیری می‌نماید و بسمت  $T_x$  حرکت می‌کند و فاصله اندازه‌گیری‌ها به اندازه  $a$  از یکدیگر می‌باشد و  $T_x$  را پشت سر می‌گذارد. سپس در فاصله‌ای مناسب در سمت چپ  $T_x$ ، دای پل  $R_x$  تبدیل به یک دای پل  $T_x$  می‌گردد و کار به همین نحوه ادامه پیدا می‌کند.

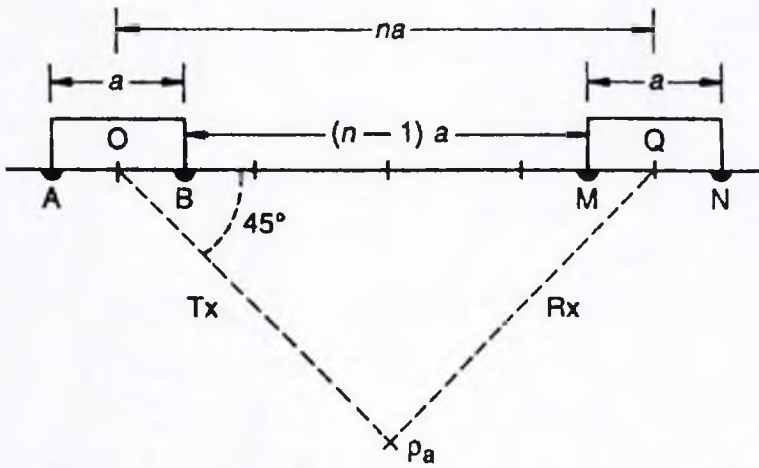
شکل ۱۹. ۳ یک مثال صحرائی از منطقه ژئوترمال سروپرتو<sup>۱</sup>؛ در مکزیک می‌باشد (ویلث، گلدستاین و راسو<sup>۲</sup>، ۱۹۸۰). متعاقباً یک پروفیل از سونداژ مگنتوتلریک در این منطقه انجام شد و نتایج آن با موارد پروفیل زنی دای پل - دای پل مقایسه گردید (گمبل<sup>۳</sup> و همکاران ۱۹۸۱)؛ نگارندگان تأکید می‌کنند که اختلافهای قابل توجه بین دو مدل فقط در اعماق پایین‌تر از دو کیلومتر بروز می‌کنند که پایین‌تر از مدل نمایش داده شده در شکل ۱۹. ۳ قرار دارد.

### (a) تعبیر و تفسیر

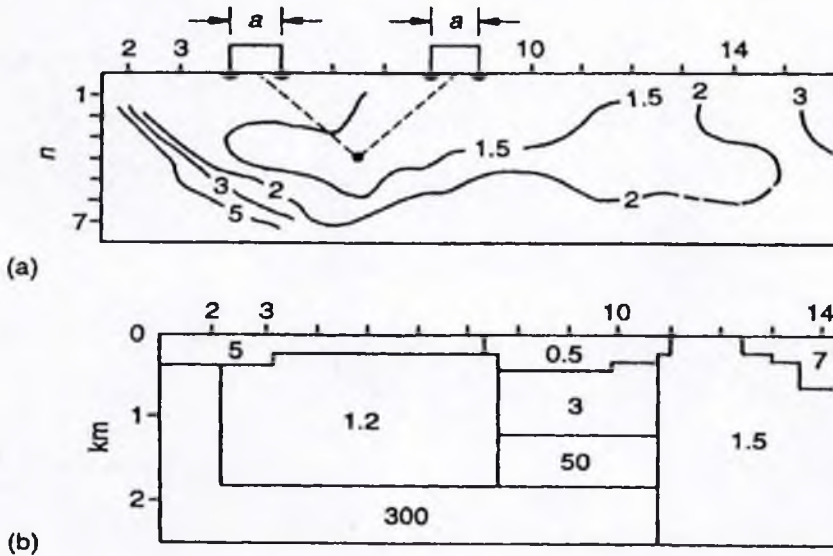
تعبیر و تفسیر برای مدل‌های دو بعدی (2-D) دلخواه از هر نوع ترکیبی که باشند، در حال حاضر بواسطه انواع شبیه‌سازی عددی پیش‌رونده صورت می‌پذیرد: (۱) اختلاف متناهی، (۲) تشابه<sup>۴</sup> شبکه‌ای، (۳) اجزاء متناهی و (۴) معادله انتگرالی.

1. Cerro Prieto  
3. Gamble

2. Wilt, Goldstein and Raso  
4. analogy



شکل ۳.۱۸ : یک مقطع عرضی نشاندهنده آرایه دای پل محوری (دای پل - دای پل) برای پروفیل زنی مقاومت ویژه.  $T_x$  فرستنده (دای پل چشمه) و  $R_x$  گیرنده (دای پل پروب) می باشند.



شکل ۳.۱۹ : پروفیل زنی مقاومت ویژه دای پل - دای پل، مقطع عرضی، میدان ژئوترمالی سروپرتو، در مکزیک (داده‌ها برحسب  $\Omega m$  می باشند).

(a) داده‌های صحرائی، مقطع کاذب مقاومت ویژه ظاهری  $a = 1 \text{ km}$ .

(b) تعبیر و تفسیر دو بعدی (2-D) برای شبیه‌سازی پیش‌رونده (پس از ویلت، گلدستاین و راسو، ۱۹۸۰).

برازش داده‌ها به روش آزمایش و خطا یا مدل‌های پیچیده، نیاز به تکرارهای وقت‌گیر دارد! انتخاب تغییرات مناسب مدل، کار بسیار دشواری می‌باشد. نیاز زیادی به یک وارونه‌سازی اتوماتیک می‌باشد. بهرحال، نظر اکثر کارشناسان بر این است که بدلیل نایکناختی، نویز زمین‌شناختی و زمان زیاد مورد نیاز در ارتباط با کامپیوترها، نمی‌توان اظهارنظر کرد که آیا وارونه‌سازی اتوماتیک کامل با مدل‌های پیچیده دلخواه، در آینده‌ای قابل پیش‌بینی، دست‌یافتنی خواهد بود یا خیر.

### شبیه‌سازی پیش‌رونده

یک تکنیک وارونه‌سازی ماتریسی<sup>۱</sup> با اختلاف منتهای بوسیله دی و موریسون<sup>۲</sup> (۱۹۷۹) به وجود آمد. آنها اشاره می‌کنند که هزینه‌های ناشی از عملیات محاسباتی این تکنیک بطور قابل ملاحظه‌ای به نسبت، تکنیک‌های اجزاء منتهای یا راه‌حل شبکه‌ای کمتر می‌باشد. دی (۱۹۷۶) الگوریتم و راهنمای استفاده کنندگان را برای یک برنامه کامپیوتری منتشر ساخت. تشابه شبکه‌ای (سطح - فرستنده) بوسیله مادن<sup>۳</sup> (۱۹۷۱) و پلتون، ریجو و سویت<sup>۴</sup> (۱۹۷۸) انتشار یافت. روش کلی پرداختن به شبیه‌سازی عددی دوبعدی (EM (2-D)، شامل DC، در نوشته هوهمان<sup>۵</sup> (۱۹۸۸) یافت می‌شود.

### وارونه‌سازی

تریپ<sup>۶</sup>، هوهمان و سویت (۱۹۸۴) یک تکنیک وارونه‌سازی غیر خطی را تشریح می‌کنند، که مقاومت ویژه‌های مربوط به واحدهای هندسی از پیش تعیین شده‌ای را با استفاده از روشی از کمترین مربعات تخمین می‌زند. مؤلفه شبیه‌سازی پیش‌رونده، بر مبنای تشابه سطح - فرستنده می‌باشد. اسمیت و وزوف<sup>۷</sup> (۱۹۸۴) تکنیکی را بکار می‌گیرند که شبیه تکنیک ذکر شده در بالا می‌باشد، با این تفاوت که آنها از محاسبه اختلاف منتهای مستقیماً پیش‌رونده استفاده می‌کنند. روش کلی پرداختن به وارونه‌سازی EM دوبعدی (2-D)، بوسیله هوهمان و رایچه<sup>۸</sup> (۱۹۸۸) ارائه گردیده است.

### وارونه‌سازی متصل

روشهایی از وارونه‌سازی متصل دوبعدی (EM(2-D) و داده‌های مقاومت ویژه، از دهه ۱۹۷۰ تاکنون منتشر شده‌اند. ساساکی<sup>۹</sup> (۱۹۸۹) یک وارونه‌سازی متصل دوبعدی (2-D) از داده‌های مگنتوتلریک و مقاومت ویژه دای پل - دای پل را با تأکید بر الگوریتم کامپیوتری تشریح نمود. مدل

1. matrix  
3. Madden  
5. Hohmann  
7. Smith and Vozoff  
9. Sasaki

2. Day and Morrison  
4. Pelton, Rijo and Swift  
6. Tripp  
8. Raiche

نتیجه گیری شده متشکل از تعداد زیادی بلوکهای مثلثی می باشد، که هر کدام دارای مقاومت ویژه ثابتی هستند. الگوریتم یاد شده بصورت مکرر فقط مقاومت ویژهها را تعیین می کند. راه حلهای پیش رونده برای مسائل مربوط به دای پل - دای پل بر مبنای روش اجزاء متناهی می باشند. مثال هایی از داده های صحرائی و ساختگی برای نشان دادن پیشرفت های بدست آمده بوسیله وارونه سازی متصل نسبت به روش وارونه سازی منفرد، مورد استفاده قرار گرفته اند.

### ۳.۳.۳. به نقشه درآوردن مقاومت ویژه با استفاده از آرایه چهار قطبی

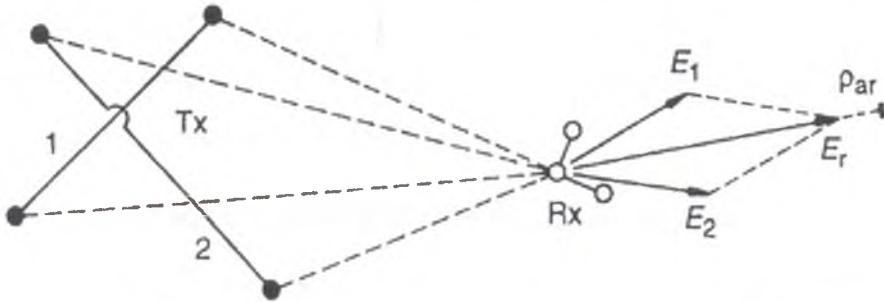
این روش برگرفته از روش به نقشه درآوردن دای پل می باشد، که در آن یک چشمه ثابت دای پل بعنوان فرستنده و یک گیرنده در حال جابجایی برای اندازه گیری میدان الکتریکی کل بکار می رود. مقاومت ویژه ظاهری که به واسطه مکان گیرنده، تعیین می شود، بطور قابل ملاحظه ای با جهت گیری فرستنده دای پل تغییر می کند. علت بوجود آوردن آرایه چهار قطبی، کاهش دادن اثرات جهت گیری چشمه می باشد، که یک عامل مزاحم در روش به نقشه درآوردن دای پل می باشد.

آرایه چهار قطبی طی مراحل طی در دهه ۱۹۷۰ توسعه پیدا کرد. نظریه باببی<sup>۱</sup> در سال (۱۹۷۷)، کارهای قبلی را که بوسیله دیگران انجام شده بود بصورت یکپارچه درآورد. هارتهیل (۱۹۷۸) نتایج یک کاوش گسترده را که بر مبنای نوشته باببی انجام شده بود، ارائه نمود. شیوه ای که در زیر آورده شده، بوسیله هارتهیل (۱۹۷۸) تشریح شده است.

شکل ۳.۲۰ نشان دهنده آرایش چهار قطبی می باشد. دو دای پل تقریباً عمود بر هم، شماره ۱ و شماره ۲، تشکیل دهنده فرستنده  $T_x$  می باشند. گیرنده  $R_x$  شامل دو دای پل عمود بر هم به منظور اندازه گیری مؤلفه های میدان الکتریکی  $E$  می باشد. هر کدام از فرستنده های دای پل بطور متناوب برانگیخته می شوند. جریان موج مربعی تا ۷۰۰ آمپر، مورد استفاده قرار می گیرد. جدایش  $R_x - T_x$  از یک تا ده کیلومتر می باشد. وقتی دای پل شماره ۱ برانگیخته می شود، میدان الکتریکی کل در  $R_x$ ،  $E_1$  بوده، و وقتی دای پل شماره ۲ برانگیخته می شود، میدان الکتریکی کل  $E_2$  می باشد. بردار مجموع  $E_1$  و  $E_2$ ، میدان منتجه  $E_r$  می باشد، که حاصل جمع مجموع ها می باشد. این نوعی مقاومت ویژه ظاهری تانسور<sup>۲</sup>،  $p_{ar}$  را بدست می دهد. با تغییر دادن نسبت  $|E_1|$  به  $|E_2|$ ،  $E_r$  متجه، می تواند  $360^\circ$  به چرخش درآید. برای هر موقعیت مکانی  $R_x$ ، با هر مقداری از  $E_r$  در هر آزیموتی، یک مقدار برای  $p_{ar}$  محاسبه می شود. همانطوری که  $E_r$  دوران می کند، مقادیر  $p_{ar}$  بر روی یک بیضی قرار می گیرند. بهمین دلیل نام دیگر این روش، به نقشه درآوردن تانسور دای پل دورانی مقاومت ویژه ظاهری می باشد. نمایش داده ها



می‌تواند به شکل‌های مختلفی صورت گیرد. میانگین حسابی محورهای ماکزیمم و مینیمم بیضی مقاومت‌ویژه، بعنوان مقاومت‌ویژه تغییرناپذیر تانسور، به‌نقشه درآورده می‌شوند.



شکل ۳.۲۰: آرایه چهارقطبی برای به‌نقشه درآوردن مقاومت‌ویژه.  $T_x$  و  $R_x$  پرتیب فرستنده و گیرنده می‌باشند.  $E_1$  میدان الکتریکی کل ناشی از فرستنده شماره ۱ می‌باشد، همچنانکه از نظر شماتیک  $E_2$  میدان الکتریکی کل ناشی از فرستنده شماره ۲ می‌باشد.

زمانی که اندازه‌گیرها در اطراف فرستنده انجام شد، جابجایی به مکان جدیدی صورت می‌گیرد. بعضی از مکان‌های جدید گیرنده، با اندازه‌گیری‌های صورت گرفته یا فرستنده قبلی همپوشانی پیدا می‌کنند. معمولاً اختلافهای محسوسی بین داده‌های همپوشانی وجود دارد، و برای هموارسازی آنها، قضاوت‌های نظری صورت می‌گیرد. همچنین یک شکل از فیلتر کردن فضایی<sup>۱</sup> می‌تواند برای میسر ساختن ترازبندی در جایی که داده‌های همپوشانی وجود دارند، مورد استفاده قرار گیرد.

نخستین هدف عنوان شده در کاوش صورت گرفته بوسیله هارتهیل (۱۹۷۸)، مکان‌یابی زونهای با مقاومت‌ویژه پایین می‌باشد که امکان داشت با ذخایر ژئوترمال موجود در حوضه رسوبی دره امپریال، در کلیفرنیا مرتبط باشند. چنین بنظر می‌رسد که نتایج مفیدی بدست آمد.

به‌نقشه درآوردن چهارقطبی بر این اساس بنانهاده شده که اندازه‌گیری‌های میدان الکتریکی در هر ایستگاه گیرنده، تنها بیانگر شرایط مقاومت‌ویژه زیرسطحی در نزدیکترین فاصله اطراف همان ایستگاه می‌باشد. در عمل، این فرض، ناقص قاعده رابطه متقابل<sup>۱</sup> می‌باشد، که بر اساس آن الکترودهای فرستنده و گیرنده قابلیت تبدیل شدن به یکدیگر را دارند؛ هر مقاومت‌ویژه ظاهری نمی‌تواند فقط به آن ایستگاه گیرنده نسبت داده شود؛ بلکه بیانگر مقاومت‌ویژه‌های زمین در مجاورت کل آرایه، تا اعماقی که متأثر از فاصله بین فرستنده و گیرنده است، می‌باشد.

در مجموع، این روش اگر در دست اکتشافگرانی باشد که اختصاصاً در این روش دارای تجربه بالایی می‌باشند و تنها در شرایط خاص زمین‌شناسی، می‌تواند مقرون‌به‌صرفه باشد.

# فصل چهارم

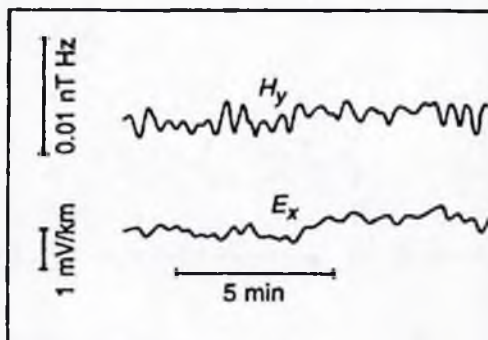
## روشهای الکترومغناطیسی با چشمه طبیعی

۱. ۴. مقدمه

همانگونه که از نام این روش‌ها پیداست، میداین الکترومغناطیسی طبیعی، که منشاء آنها هم عموماً خارج از جو زمین می‌باشد، مورد استفاده قرار می‌گیرند. مطالعه تغییرات میدان مغناطیسی زمین بر حسب زمان، در حدود چهار قرن قبل آغاز گردید. طیف فرکانسی این تغییرات بسیار گسترده می‌باشد؛ این محدوده از هزاران سال برای یک سیکل تا بیش از ۳۰ مگاسیکل در ثانیه، متغیر می‌باشد. تغییرات زمان هر میدان مغناطیسی، در ارتباط با یک میدان الکتریکی است که جریان‌های الکتریکی را در محیط رسانا القاء می‌کند، از جمله در سنگهای رسوبی. هر چند که در گذشته هم می‌شد به وجود چنین جریانهایی پی برد، وجود آنها بوسیله بارلو<sup>۱</sup> در سال ۱۸۴۷، از طریق اندازه‌گیری‌های بعمل آمده با استفاده از خطوط تلگراف به اثبات رسید؛ که امروزه به آنها جریانهای تلیک<sup>۱</sup> گفته می‌شود.

در هر نقطه‌ای از سطح زمین، میدان مغناطیسی، میدان الکتریکی و جریان الکتریکی، به واسطه معادلات ماکسول با یکدیگر و همچنین با خصوصیات فیزیکی سنگهای زیرسطحی آن نقطه در ارتباط می‌باشند. برای مثال، شکل ۱. ۴، نشاندهنده تغییرات زمانی میداین طبیعی مغناطیسی ( $H_y$ ) و الکتریکی ( $E_x$ ) می‌باشد که بطور همزمان در یک نقطه اندازه‌گیری شده‌اند. میدان مغناطیسی بوسیله یک مگنومتر اندازه‌گیری می‌شود، و اندازه‌گیری میدان الکتریکی بواسطه اختلاف پتانسیل موجود بین دو الکتروود متصل به زمین، بدست می‌آید. هر کدام از این اثرات می‌توانند بصورت تصنعی با استفاده از معادلات ماکسول محاسبه شوند، بشرط آنکه ویژگی‌های سنگهای زیرسطحی در دست باشد. از طرف دیگر، این دو اثر به همراه یکدیگر حاوی اطلاعات زمین‌شناختی می‌باشند. روشی با این ویژگی مگنوتلریک

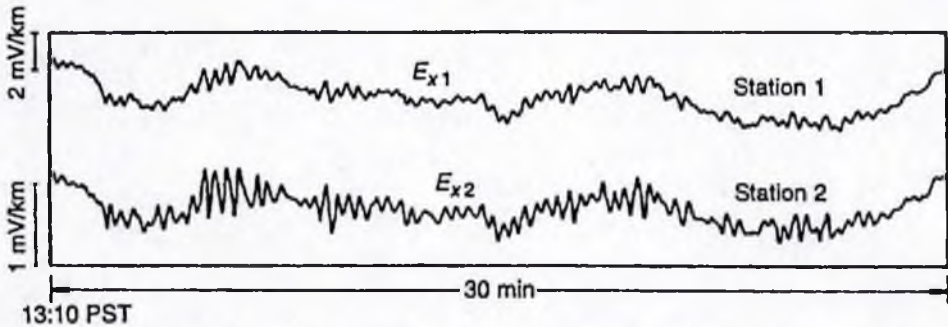
اکتشافی می‌باشد، بدین معنا که در جایی که به دنبال اطلاعات زمین‌شناسی هستیم، تغییرات زمانی میدان مغناطیسی و الکتریکی تلریک بصورت همزمان در یک نقطه مورد اندازه‌گیری قرار می‌گیرند.



شکل ۱. ۴: تغییرات زمانی مؤلفه‌های افقی میدان مغناطیسی طبیعی ( $H_y$ ) و الکتریکی ( $E_x$ )، که بصورت همزمان در یک ایستگاه، اندازه‌گیری شده‌اند (از یانگل، ۱۹۸۲).

حال بگذارید شکل دیگری از اندازه‌گیری‌های میدان طبیعی که روش تلریک نام دارد را مورد مطالعه قرار دهیم. شکل ۲. ۴ نشاندهنده اثرات دو میدان الکتریکی است که بصورت همزمان در دو ایستگاه به فاصله ۴۳ کیلومتر از یکدیگر، برای مدت ۳۰ دقیقه، مورد اندازه‌گیری قرار گرفته‌اند. اینها مؤلفه‌های میدان الکتریکی در امتداد جدایش ایستگاهها می‌باشند. دو اثر ثبت شده از نظر ریخت‌شناسی بسیار مشابه بوده ولی از نظر کمی متفاوت می‌باشند؛ مؤلفه‌های دارای فرکانس متفاوت دارای نسبتهای دامنه‌ای متفاوتی هستند. اختلافهای مابین دو اثر ثبت شده، تقریباً بطور کامل ناشی از اختلافهای موجود در شرایط زمین‌شناختی دو ایستگاه می‌باشد. اگر وضعیت زمین‌شناختی در اطراف یکی از ایستگاهها شناخته شده باشد، با استفاده از دو اثر ثبت شده، اطلاعات زمین‌شناختی ایستگاه دیگر را نیز می‌توان بدست آورد. برای مثال، یک بررسی مشاهده‌ای ساده، بیانگر آنست که دامنه‌های ثبت شده در ایستگاه ۲ از مقادیر مشابه مربوط به ایستگاه ۱ کوچکتر می‌باشند. این نشاندهنده ضخامت بیشتر سنگهای رسوبی دارای مقاومت ویژه پایین در ایستگاه ۲ در مقایسه با ضخامت سنگهای مشابه در ایستگاه ۱ می‌باشد؛ هر چه دامنه کوچکتر باشد، بیانگر ضخامت بیشتر مقطع دارای مقاومت ویژه پایین، خواهد بود. علاوه بر این، نسبت مربوط به دامنه‌ها با تغییر فرکانس دستخوش تغییر می‌شود. چنین داده‌هایی، که می‌توانند از تجزیه و تحلیل‌های مشاهده‌ای یا طیفی حاصل شده باشند، اطلاعات کمی مربوط به مقاومت ویژه‌ها و همچنین ضخامت مقاطع رسوبی را بدست می‌دهند. این شیوه، روش تلریک می‌باشد؛ میدان الکتریکی تلریک بصورت همزمان در دو ایستگاه یا بیشتر مورد اندازه‌گیری قرار

می‌گیرد بدون آنکه میدان مغناطیسی اندازه‌گیری شود، در صورتی که در روش مگنتوتلریک، میداین الکتریکی و مغناطیسی همزمان در یک ایستگاه اندازه‌گیری می‌شوند.



شکل ۲. دو اثر ثبت شده میدان الکتریکی (تلوگرام) که بصورت همزمان در دو ایستگاه به فاصله ۴۳ کیلومتر برای مدت ۳۰ دقیقه، در امتداد جدایش ایستگاهها، اندازه‌گیری شده‌اند، دره سن جواکوین، کالیفرنیا (از بانگل، ۱۹۸۲).

عملاً، اختلاف بین دو روش یاد شده، به وضوحی که در بالا تشریح شد نمی‌باشد؛ بین تکنیکهای مختلف دو روش، همپوشانی و درجه‌بندی‌هایی وجود دارد؛ این دو روش اساساً معادل یکدیگر می‌باشند. گزینش یکی از دو روش، یا به بیان دقیق‌تر یکی از دو کلاس تکنیکها، بستگی به نوع و یا ارزش هدفهای زمین‌شناختی دارد.

## ۴.۲. میدان‌های الکترومغناطیسی طبیعی

### ۴.۲.۱. تعاریف و واحدها

جریان تلریک، جریانی الکتریکی با منشاء طبیعی می‌باشد، که در سراسر جهان وجود دارد (Tellus در لاتین به معنای زمین می‌باشد). واحد جریان الکتریکی، آمپر (A) می‌باشد؛ که یک کمیت اسکالر بوده، ولی باید به یک سطح متقاطع بخصوص که جریان از عرض آن عبور می‌کند، نسبت داده شود. وقتی که با جریانهای طبیعی سروکار داریم، یک کمیت مهم‌تر، بردار چگالی جریان،  $J$ ، می‌باشد، که بر حسب آمپر بر مترمربع ( $\frac{A}{m^2}$ ) سنجیده می‌شود.

میدان تلریک: شدت میدان الکتریکی تلریک،  $E$ ، که بر حسب ولت بر متر ( $\frac{V}{m}$ ) اندازه‌گیری

می‌شود، به واسطه قانون اهم، به چگالی جریان تلریک ربط داده می‌شود. این واحد،  $\frac{V}{m}$ ، برای

اندازه‌گیری‌های تلیریک بسیار بزرگ است؛ معمولاً از واحد میلی‌ولت بر کیلومتر ( $\frac{mV}{km}$ ) استفاده می‌شود.

یک تلوگرام عبارتست از یک نمودار نواری ثبت شده از تغییرات زمانی یک مؤلفه میدان تلیریک، برای مثال،  $E_x(t)$ ، چنانکه در شکل ۲. ۴ نشان داده شده است.

شدت میدان مغناطیسی،  $H$ ، بر حسب آمپر بر متر ( $\frac{A}{m}$ ) اندازه‌گیری می‌شود. یک کمیت دیگر، القای مغناطیسی  $B$  می‌باشد. برای یک محیط ایزوتروپ که دارای رفتار خطی بوده و فاقد مغناطیدگی دائمی باشد، خواهیم داشت:

$$B = \mu H$$

که در آن  $\mu$  ظرفیت القاء مغناطیسی می‌باشد. در پی‌جویی‌های ژئوفیزیکی چنین متداول شده است که، وقتی کسی می‌گوید شدت میدان مغناطیسی، که با  $H$  نمایانده می‌شود، عملاً منظور آن شخص، القاء مغناطیسی است که با  $B$  نشان داده شده و واحد اندازه‌گیری آن  $\left( \frac{\text{نیوتن}}{\text{آمپر} \times \text{متر}} \right)$  بوده که تسلا ( $T$ ) نامیده می‌شود، زیرا  $B$  آن چیزی است که بیشتر مگنتومترها مورد اندازه‌گیری قرار می‌دهند. سردرگمی زیادی در میان ژئوفیزیکدانان وجود دارد که مگنتومترها کدام یک از  $B$  یا  $H$  را مورد اندازه‌گیری قرار داده و اینکه برای مقادیر قرائت شده، کدامیک از واحدهای  $\frac{A}{m}$  یا  $T$  را باید مورد استفاده قرار داد. این مشکل هنوز براساس یک توافق بین‌المللی، حل و فصل نشده است. به‌رحال این مسأله، لزوماً موجب خطاهای کمی نخواهد شد، زیرا اعدادی که مورد استفاده قرار می‌گیرند بر حسب واحد  $B$  بکار می‌روند. همچنین، ما برای سنگهایی که به وفور یافت می‌شوند، مجاز هستیم که  $\mu$  را برابر با مقدار مربوط به فضای خالی،  $\mu_0$ ، در نظر بگیریم که در سیستم  $\text{cgs emu}$ ،  $\mu_0 = 1$  می‌باشد، بنابراین در  $\text{emu}$ ،  $B$  از نظر عددی مساوی  $H$  خواهد بود. واحد  $B$  در  $\text{cgs emu}$ ، گوس ( $G$ ) بوده، که معادل  $10^{-4} T$  می‌باشد.

واحد گوس و واحد تسلا هر دو برای اندازه‌گیری‌های میدان طبیعی بسیار بزرگ هستند. متداول این است که از  $\gamma$  یا  $nT$ ، همچنانکه در پایین آورده شده است، استفاده گردد:

$$\text{گاما، } \gamma = \text{گوس } = 10^{-5} T = 10^{-1} nT, \text{ نانوتسلا}$$

مگنتوگرام، یک نمودار نواری ثبت شده از تغییرات زمانی مربوط به یکی از اجزاء مشکله  $H$  یا  $B$  می‌باشد، برای مثال  $H_y(+)$ ، همچنانکه در شکل ۱. ۴ نشان داده شده است. در اینجا مقیاس بر حسب نانوتسلا، ضرب در فرکانس، بر حسب هرتز، داده شده است، زیرا  $H_y$  بوسیله یک مگنتومتر با

سیم پیچ هسته دار اندازه گیری شده است که خروجی آن مشتق  $H_y$  نسبت به زمان، می باشد. میدان مگنتوتلریک، میدان الکترومغناطیسی طبیعی زمین می باشد، به شرطی که  $H$ ،  $E$  و  $f$  بصورت یکجا در نظر گرفته شوند، تا بتوان آنها را با هم مرتبط کرد.

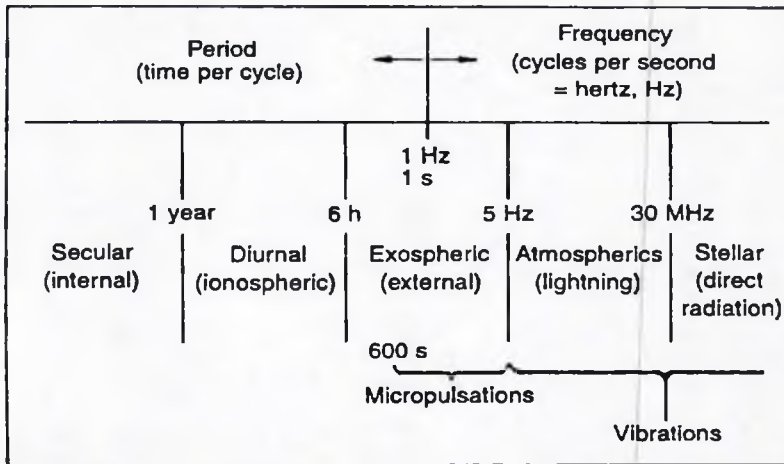
#### ۲.۲.۴. انواع میداین طبیعی و خصوصیات آنها

دامنه  $E$  تا حدود زیادی به زمین شناسی محلی بستگی دارد؛ که می تواند برای مسافتی کوتاه، در حد ۱ km، دارای تغییراتی به اندازه ۲۰ برابر باشد. از طرف دیگر،  $H$  به میزان کمتری به زمین شناسی محلی بستگی دارد (بخش (e). ۳.۳. ۴). اگر بخواهیم کلی گویی کنیم، دامنه  $H$ ، به ندرت برای مسافتهای در حد چند کیلومتر دارای تغییراتی با ضریب بیشتر از ۱/۵ برابر خواهد بود. بنابراین، در مطالعه خصوصیات جهانی میداین طبیعی EM، متداول آن است که فقط تغییرات زمانی  $H$  را در نظر بگیرند. ظاهراً در اکتشافات ژئوفیزیکی،  $E$  دارای قابلیت های تشخیصی بیشتری در مقایسه با  $H$  می باشد. اولین نقش  $H$ ، فراهم آوردن حالت نرمالیزه برای  $E$  می باشد؛ همانند نقش قدرت چشمه، بر حسب آمپر، در روش مقاومت ویژه. از لحاظ واژه شناسی مربوط به مشاهدات مغناطیسی، واژه «تغییرات» به معنای تغییرات زمانی  $H$  می باشد.

نوسانات، دارای انواع مختلف، چشمه های مختلف و فرکانسهای مختلفی هستند. شکل ۳. ۴ بصورت تقریبی و شماتیک نمایانگر منشاء و فرکانسهای مربوط به میداین الکترومغناطیسی طبیعی می باشد. در اکتشافات حوضه های رسوبی، از جمله، در کار نفت، طیف فرکانسی که دارای بیشترین اهمیت می باشد، از حدود  $T = 600s$  تا  $T = 0.01s$  ( $f = 100 Hz$ ) می باشد. این محدوده، در برگرفته تمام پدیده هایی می باشد که ریزارتعاشات ژئومغناطیسی<sup>۱</sup> نامیده می شوند و همچنین بعضی از پدیده های جوی، که بعداً در مورد آنها بحث خواهد شد.

#### (a) تغییرات مربوط به مواد<sup>۱</sup>

این تغییرات اساساً منشاء درونی داشته و تصور می شود که ناشی از حرکت سیالات هادی الکتریسیته در داخل هسته زمین باشند. در این مورد، دوره تناوبها بر حسب دهها سال، سنجیده می شوند، که در ارتباط با اکتشاف نفت، دارای هیچ کاربرد عملی نمی باشد.



شکل ۳.۴: نمایش تقریبی و شماتیک فرکانسها و منشاءهای میدان الکترومغناطیسی طبیعی (از بانگل، ۱۹۸۲)

### (b) تغییرات روزانه<sup>۱</sup>

اثرات گرمایی خورشید و اثرات جاذبه ماه، موجب نوسان کردن یونسفر می‌شوند، که یونسفر خود دارای قابلیت هدایت الکتریکی بالایی می‌باشد. بدین ترتیب با حرکت کردن یک هادی در میدان مغناطیسی اصلی کره زمین، یک دینام جوی بوجود می‌آید که خروجی آن دارای دوره تناوب‌هایی در حد ۶ تا حدود ۲۵ ساعت می‌باشد. روز قمری در حدود ۵۰ دقیقه از روز خورشیدی طولانی‌تر است، بنابراین سپری شدن روزهای قمری و خورشیدی موجب پیدایش یک شیفت یا جابجایی فاز می‌گردد. این امر موجب بوجود آمدن سیکل‌های ماهیانه می‌گردد. دامنه این سیکل‌ها بسیار بزرگ و در مرتبه دهها نانوتسلا می‌باشند. این پدیده‌ها دارای کاربرد قابل توجهی در کاوش‌های مربوط به قسمتهای تحتانی پوسته و فوقانی جبه می‌باشند، ولی دربرگیرنده فرکانسهایی هستند که برای کاربرد در اکتشاف نفت، بسیار پایین است.

### (c) نوسانات با منشاء برون‌جوی<sup>۱</sup>

نوسانات با منشاء برون‌جوی از مهمترین عوامل مورد استفاده در اکتشافات می‌باشند، و به آنها ریزارتعاشات گفته می‌شود؛ شدیدترین پدیده، که طوفان مغناطیسی نامیده می‌شود، در این طبقه‌بندی جای می‌گیرد.

1. diurnal (daily)

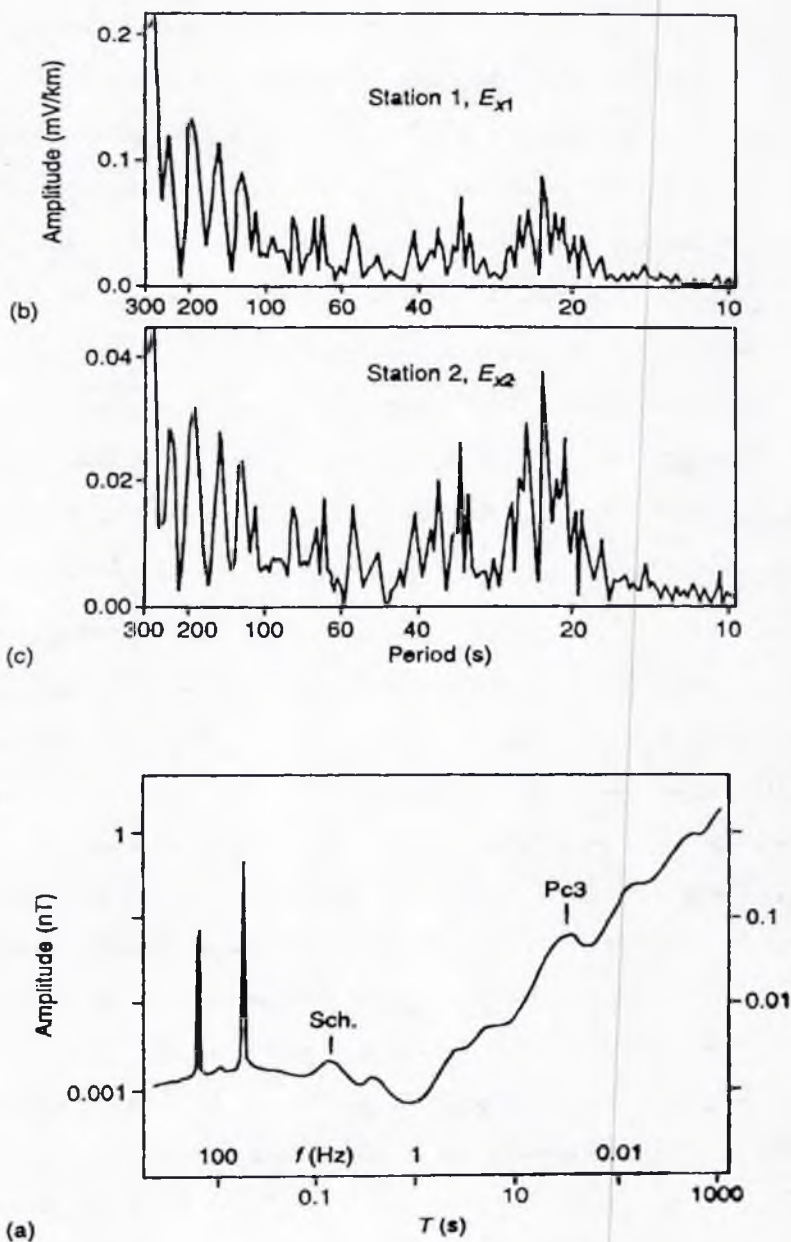
2. exospheric

ریزارتعاشات در محدوده دوره تناوب‌های  $0.2s$  تا  $600s$  ( $0.0017 \text{ Hz} - 5$ ) بوقوع می‌پیوندند. اینها معمولاً بطور پیوسته و بصورت نویز زمینه، حضور دارند. دامنه ریزارتعاشات به عرض جغرافیایی، فعالیت‌های خورشیدی، فرکانس، وقت محلی و جهانی (ساعت)، فصل سال و شرایط زمین‌شناختی محلی بستگی دارد. میانگین آماری دامنه‌های میداین الکتریکی و مغناطیسی مربوط به کل جهان و برای دوره‌های طولانی، در مرتبه چند میلی‌ولت بر کیلومتر و چند دهم نانوتسلا می‌باشند (شکل ۴.۴.۱). تعداد زیادی مقاله و چندین کتاب در رابطه با ریزارتعاشات نگاشته شده است، بخصوص در ارتباط با تحقیقات فیزیک کیهانی. علت بوجود آمدن نوسانات با منشاء برون‌جوی، تأثیر متقابل ابرهای گاز یونیزه شده که از خورشید می‌آیند، و به آنها باد خورشیدی گفته می‌شود، با میدان مغناطیسی اصلی و جو کره زمین می‌باشد. این تأثیرات متقابل، نهایتاً برپاکندۀ حلقه‌ها (صفحات) عظیمی از جریان الکتریکی در یونسفر می‌باشند، که به آنها جریانهای هوایی<sup>۱</sup> گفته می‌شود؛ قطر چنین حلقه‌هایی چندین هزار کیلومتر می‌باشد. از اینجا به بعد است که انتشار الکترومغناطیسی (یا القاء) بداخل جو پایین‌تر، که یک هادی بسیار ضعیف می‌باشد، صورت می‌پذیرد. بنابراین، چنین بنظر خواهد آمد که یونسفر، چشمه ریزارتعاشات بوده است.

ریزارتعاشات کلاً به دو دسته تقسیم می‌شوند: ارتعاشات پیوسته<sup>۲</sup> ( $P_c$ ) و ارتعاشات نامنظم<sup>۳</sup> ( $P_i$ ). ارتعاشات پیوسته عموماً در طول روز بوقوع می‌پیوندند. آنها قطارهایی از امواج تشکیل می‌دهند، که دهها دقیقه دوام می‌آورند. دامنه آنها در حدود ساعت ۱۰ بوقت میانگین محلی (LMT)، ماکزیمم خواهد بود. ماکزیمم مقادیر سالیانه در اعتدالین و مینیمم مقادیر در ماه دسامبر (آذرماه - دی ماه) به وقوع می‌پیوندند. ارتعاشات پیوسته ( $P_c$ ها) دارای چندین نوع بوده و به محدوده‌های فرکانسی مختلفی تقسیم می‌شوند. ارتعاشات پیوسته  $P_{C3}$ ، که محدوده دوره تناوب آن  $45s - 10$  می‌باشد، مفیدترین رویداد مورد استفاده در امر اکتشاف حوضه‌های رسوبی به حساب می‌آید.

شکل ۴.۲ که در بخش ۱.۴ راجع به آن بحث شد، دو تلوگرام شاخص را نشان می‌دهد. آنها بیانگر فعالیت عادی در یک روز آرام مغناطیسی در یک عرض جغرافیایی میانه می‌باشند. این شکل، یک قطار موج  $P_{C3}$  تکامل یافته را به نمایش می‌گذارد. شکلهای  $4.4b$ ،  $4.4c$ ، محدوده دامنه‌های تلوگرامهای نشان داده شده در شکل ۴.۲ را نشان می‌دهد. دامنه‌های بالا در محدوده دوره تناوب‌های حدود  $40s - 20$ ، مربوط به قطار موج  $P_{C3}$  می‌باشند. همانطور که غالباً مشاهده می‌شود برای دوره تناوب‌های طولانی‌تر از حدود  $100s$ ، دامنه‌ها دوباره افزایش پیدا می‌کنند. نسبت بزرگی دامنه‌ها در





شکل ۴. (a) مثالی از طیف دامنه‌های یک میدان مغناطیسی، برای یک مؤلفه افقی. اشکال میخ مانند سمت چپ، حالت‌های هم‌آهنگ خطوط انتقال نیرو می‌باشند.  $Sch =$  رزونانس یا حالت تشدید اسچومن است (پس از مالروژه و همکاران، ۱۹۸۶). (b) و (c) طیف دامنه تلگرامهای نشان داده شده در شکل ۲. ۴، برای فرکانسهای مجزا، مقطع ثبت‌ها، برای ۱۸۰۰ S می‌باشد؛ فاصله برداشت‌ها =  $1/875$  S می‌باشد (از یانگل، ۱۹۸۲).

ایستگاه شماره یک به ایستگاه شماره دو، در حدود ۵ می باشد، که مربوط به دوره تناوب  $300s$  بوده و این نسبت در دوره تناوب  $20s$ ، به حدود  $2/5$  می رسد. علت این مسأله آن است که حوضه رسوبی در ایستگاه شماره دو، بسیار عمیق تر از ایستگاه شماره یک می باشد.

ارتعاشات نامنظم عمدتاً در طول شبها بوقوع می پیوندد. این قطارهای موج، دارای زمان محدودی هستند. محدوده دوره تناوب، معمولاً  $120s - 40$  بوده و دامنه آنها در مرتبه  $1nT$ ، می باشد. این ارتعاشات برخی اوقات بسیار مفید واقع می شوند، بخصوص در مناطقی که نویز EM صنعتی در طول روز نقش بازدارنده ای ایفا می کند.

طوفانهای مغناطیسی نیز دارای منشاء برون جوی می باشند. اینها مزاحمتهای طولانی و شدیدی هستند که بطور متوسط یک بار در ماه به وقوع می پیوندند. این طوفانها، ناشی از انفجارات بزرگ مقیاس گاز یونیزه هستند که با فاصله گرفتن از خورشید، شتاب می گیرند. دامنه آنها در زمین، ممکن است به صدها نانوتسلا و صدها میلی ولت بر کیلومتر برسد. آنها از چند ساعت تا چند روز دوام می آورند و شامل مقادیر معتابهی از ریزارتعاشات می باشند. رصدخانهها بطور منظم پیش بینی های مربوط به طوفانهای مغناطیسی را منتشر می کنند. این طوفانها زمانی که دوام می آورند، در کارهای اکتشافی مفید می باشند، بخصوص در مناطقی که نویز صنعتی وجود دارد.

#### (d) ارتعاشات

ارتعاشات، یک نام کلی برای نوساناتی است که فرکانس آنها بیشتر از  $5Hz$  می باشد. علت اصلی پیدایش ارتعاشات حدود  $5Hz$  تا حدود  $10kHz$ ، صاعقه می باشد، که تقریباً بطور پیوسته در اندونزی، آفریقای مرکزی و نواحی آمازون بوقوع می پیوندد؛ اینها همان پدیده هایی هستند که پدیده های جوی خوانده می شوند و عموماً در گستره فرکانس صوتی قرار دارند. فرکانس رزنانس یا تشدید در قسمتهایی از کره زمین که بوسیله یونسفر دربر گرفته شده است، رزنانس اسچومن<sup>۱</sup> خوانده می شود و دارای یک فرکانس بنیادی در حدود  $8 Hz$  می باشد، که معمولاً حضور دارد و در اکتشاف مفید واقع می شود. منشاء اصلی ارتعاشات بالای  $30 MHz$ ، تشعشع مستقیم امواج EM از خورشید می باشد. برای اکتشافات نفت در حوضه های رسوبی، به ندرت نیاز به وجود فرکانسهایی بالاتر از حدود  $200Hz$  می باشد.

## ۳.۲.۴. وضعیت چشمه

برای مقاومت ویژه‌هایی که در حوضه‌های رسوبی با آنها سروکار داریم و برای فرکانسهایی که در اکتشافات نفت کاربرد دارند، سیگنالها (ریزارتعاشات و برخی پدیده‌های جوی) می‌توانند امواج مسطح در نظر گرفته شوند (ماون و نلسون، ۱۹۶۴؛ سریواستاوا، ۱۹۶۵). علاوه بر این، سطح کره زمین می‌تواند بعنوان یک صفحه مسطح نامحدود در نظر گرفته شود. همچنین، اختلاف مابین مقاومت ویژه هوا و زمین بقدری بزرگ است، که امواج ریزارتعاشات با هر زاویه‌ای که به سطح زمین برخورد کنند، تقریباً با زاویه قائم به داخل زمین منتقل می‌شوند. بنابراین می‌توان فرض کرد که سیگنالها، امواج مسطح بوده و دارای زاویه برخورد عمودی می‌باشند. این بیانگر آنست که در زیر سطح دارای لایه‌بندی افقی، جریانهای تلریک بصورت افقی جریان می‌یابند، که  $E$  و  $H$  از نظر افقی با هم یکسان بوده (ولی دامنه و فاز آنها با افزایش عمق، اختلاف پیدا می‌کنند)، و تغییرات  $E$  و  $H$  در فواصل افقی بطور کلی ناشی از تغییرات جانبی در شرایط زمین‌شناختی می‌باشد.

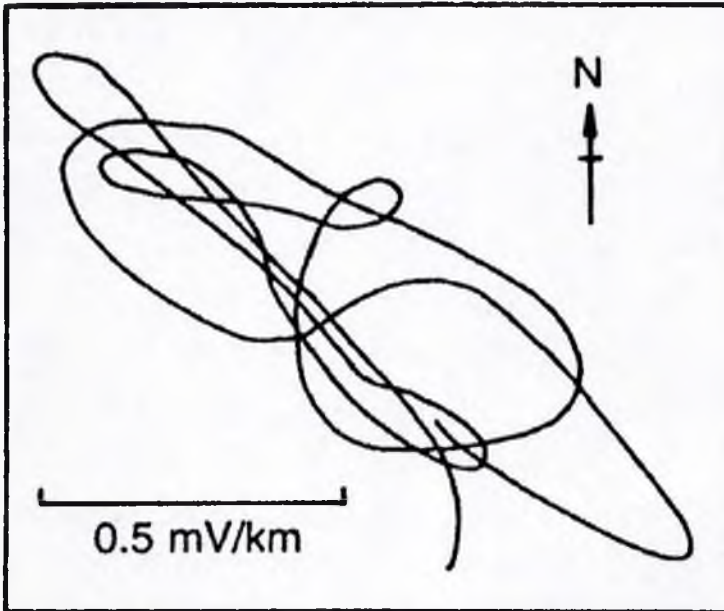
این واقعیت که ریزارتعاشات و پدیده‌های جوی، خود را با فرض مسطح و عمود برخورد بودن وفق می‌دهند، یک مزیت مهم اکتشافی نسبت به روشهای با چشمه کنترل شده محسوب می‌گردد، زیرا این امر موجب تسهیل تعبیر و تفسیر بدلیل لحاظ نکردن ابعاد هندسی چشمه‌ها با توجه به ابعاد هندسی زمین‌شناختی می‌گردد.

جریان‌های الکتریکی مرتبط با ریزارتعاشات می‌توانند قسمت‌های زیرسطحی را از همه جهتها پیمایش کنند، که اگر باند باریکی از فرکانسها مورد مطالعه قرار گیرد، معمولاً از بعد آماری یک قطبیدگی (پولاریزاسیون) بیضوی را نمایش خواهند داد، چنانکه در شکل ۵. ۴ نشان داده شده است. این یک مزیت دیگر نسبت به سیگنالهای مربوط به چشمه‌های کنترل شده می‌باشد. بهرحال، در مواقع نادری ممکن است قطبیدگی بشکل تقریباً خطی درآید و مشکلاتی را بوجود آورد.

یک مشکل اساسی در کار با روشهای چشمه طبیعی، فراوانی نویز می‌باشد که ناشی از آن دسته از جریانهای صنعتی است که شرایط امواج مسطح را برآورده نمی‌سازند. برای کنار آمدن با نویز، ممکن است مجبور شویم به یک گزینش مناسب در مورد مکان سایت و زمان اندازه‌گیری‌ها متوسل شویم، یا آنکه اندازه‌گیری‌ها را نسبت به یک مرجع تصحیح نماییم، که در بخش ۳.۷. ۴ مورد بحث قرار خواهد گرفت. بهرحال، اگر چشمه بوجود آورنده نویز، به اندازه کافی و در فاصله‌ای به اندازه  $R$ ،

دور باشد بطوری که  $R \left( \frac{f}{p} \right)^{\frac{1}{2}}$  به اندازه کافی بزرگ باشد، که در آن  $p$  مقاومت ویژه زیرسطح و  $f$

فرکانس می‌باشند، مجاز خواهیم بود که نویز صنعتی را چنان مورد استفاده قرار دهیم گویا آنکه سینگال ریزارتعاشات بوده است. برای بررسی این موضوع باید به بخش ۲.۵ برگردیم.



شکل ۵.۴: یک دیاگرام برداری که نشان‌دهنده نتایج حاصل از چند دقیقه از ثبت بردار میدان الکتریکی افقی مربوط به ریزارتعاشات می‌باشد. این نتایج با استفاده از فیلتر باندگذر<sup>۱</sup> با دوره تناوب ۲۰۵، به حداکثر مقدار خود رسید (از بانگل، ۱۹۸۲).

خصوصیات میادین طبیعی و فرکانس‌های مورد استفاده چنان هستند که اگر ثبت‌هایی از  $E(+)$  و  $H(+)$  برای دوره‌های طولانی مدت، در حدود یک ساعت، تهیه گردد، میادین را می‌توان به مؤلفه‌های فوریر آنها تجزیه کرده و هر مؤلفه جداگانه را بعنوان یک موج هم‌نوا (سینوسی) در نظر گرفت.

اگر در یک سایت اندازه‌گیری، زیرسطح بر مبنای شرایط محلی، بصورت مؤثری در امتداد محورهای اصلی انیزوتروپی  $x$  و  $y$ ، دوبعدی باشد (بصورت قطعه‌ای دوبعدی باشد)، یک موج می‌تواند به قطبیدگی‌های  $x$  و  $y$  تجزیه گردد. می‌توان هر کدام از امواج را بصورت جداگانه مورد پردازش قرار داد و در آخر آنها را با یکدیگر ترکیب نمود. از این رو، در تئوری مورد نظر، امواج را بطور ساده، قطبیده خطی، با برخورد عمودی، مسطح و هم‌نوا در نظر می‌گیریم.

## ۴.۳. روشهای مگنتوتلریک (MT)

روش مگنتوتلریک (MT) مورد استفاده در کاوش پوسته عمیق زمین در سال‌های دهه ۱۹۵۰ بوسیله کاتو<sup>۱</sup>، کیکوچی<sup>۲</sup> و ریکیتاکه<sup>۳</sup> در ژاپن و همزمان بوسیله تیخونوف<sup>۴</sup> در اتحاد جماهیر شوروی تکامل پیدا کرد و مورد بهره‌برداری قرار گرفت. چنین بنظر می‌رسد که تیخونوف اولین مقاله تشریحی مربوط به این موضوع را در سال ۱۹۵۰ منتشر کرده است. این موضوع بعداً در کشورهای غربی مورد توجه ژئوفیزیکدانان نفتی قرار گرفت که متعاقب آن مقاله ژئوفیزیکی کاگنیارد<sup>۵</sup> در سال ۱۹۵۳ منتشر شد. بهر حال، این روش تا حدود سال ۱۹۶۷ بدلیل کمبود تجهیزات مناسب و ضعف برنامه‌های کامپیوتری مورد نیاز، در حد یک موضوع آکادمیک باقی ماند. به دنبال مقاله جامع و مبسوط وزوف<sup>۶</sup> (۱۹۷۲)، روش MT به مقدار قابل توجهی در صنعت نفت مقبولیت کاربردی بدست آورد؛ این مقاله بوسیله وزوف در سال ۱۹۹۱، به روز شده و بصورت جامع‌تری ارائه شده است. در کشورهای مختلف کتابهایی در باب روش MT انتشار یافته‌اند از جمله یک کتاب بوسیله کافمن و کلر<sup>۷</sup> (۱۹۸۱) و یک جلد شامل ۵۴ مقاله تجدید چاپ شده در مورد MT، تألیف وزوف (۱۹۸۶).

## ۴.۳.۱. بازنگری مقدماتی روشهای MT

در هر نقطه برداشت (ایستگاه) در سطح زمین، دو مؤلفه افقی میدان الکتریکی E و سه مؤلفه عمود بر هم میدان مغناطیسی H، همزمان و بصورت سری‌های زمانی، اندازه‌گیری می‌شوند. تجزیه و تحلیل این سری‌های زمانی در حوزه فرکانسی، اطلاعاتی را درباره نحوه توزیع مقاومت ویژه الکتریکی مربوط به زیرسطح بدست خواهد داد.

تا آنجایی که به اکتشافات نفت، مربوط می‌شود، هدف عمده در استفاده از روش MT، تهیه لاگهای مقاومت ویژه بسیار آسان (بدون انجام حفاری) در مناطق دارای شیب ملایم، می‌باشد. تحت چنین شرایطی، اندازه‌گیری‌های بعمل آمده در هر نقطه برداشت، اطلاعات رو به پایین را در آن نقطه بدست خواهند داد. با این پیش فرض که زیرسطح بصورت محلی دارای لایه‌بندی افقی (I-D) باشد. این شیوه کار بخصوص، سونداژ مگنتوتلریک<sup>۸</sup> (MTS)، خوانده می‌شود. این نوع اطلاعات همچنین می‌توانند از روشهای با چشمه کنترل شده، (الکترومغناطیس حوزه فرکانسی و حوزه زمانی و جریان

1. Kato  
3. Rikitake  
5. Cagniard  
7. Kaufman and Keller

2. Kikuchi  
4. Tikhonov  
6. Vozoff  
8. magnetotelluric sounding

مستقیم)، حاصل شوند، اما هر روش، یک ابزار متفاوت است و دارای امتیازات خاص خود می باشد. در موارد دیگر که شیب زیاد باشد، زیرسطح را می توان 2-D فرض کرد. این کار الزام استفاده از تعداد زیادی ایستگاه های MT نزدیک به هم، در امتداد یک پروفیل عمود بر امتداد زمین شناسی محل را بوجود می آورد. تعبیر و تفسیر زمین شناسی این نوع داده ها، همانند شبیه سازی در روش گرانی سنجی صورت می گیرد؛ داده های MT در تمام ایستگاه ها باید بطور همزمان، شرایط مدل 2-D را برآورده سازند. در این حالت، نتیجه بصورت «لاگ مقاومت ویژه» نخواهد بود، بلکه معمولاً بصورت یک مقطع عرضی ساده می باشد.

اگر در مواردی همچون یک ریف ایزوله شده، الزام باشد تا زیرسطح را بعنوان یک مدل 3-D در نظر بگیریم، تعبیر و تفسیر کمی (وارونه سازی همزمان تمام داده ها) بسیار دست و پاگیر و گران قیمت خواهد بود، مگر برای مدل های زمین شناسی بسیار ساده، که در کارهای نفت دارای اهمیت ناچیزی هستند. امروزه برای چنین مواردی، روش های تلیک مورد بحث در بخش ۴.۴، می توانند مقرون به صرفه تر از روش 3-D MT باشند.

روش های MT، مورد استفاده در اکتشاف حوضه های رسوبی، معمولاً از سیگنال های الکترومغناطیسی در محدوده فرکانسی حدود ۱۰۰ Hz تا حدود ۰/۰۲ Hz، استفاده می نمایند. سیگنال هایی که در محدوده فرکانسی حدود ۵ Hz تا حدود ۰/۰۱۷ MHz قرار دارند، ریزارتعاشات نامیده می شوند، که عمدتاً ناشی از گازهای یونیزه ای هستند که از طرف خورشید می آیند. عامل اصلی بوجود آمدن سیگنال هایی که در محدوده فرکانسی حدود ۵ Hz تا حدود ۱۰ kHz قرار دارند، وقوع ساعقه تقریباً پیوسته در آفریقای مرکزی، جنوب شرقی آسیا و منطقه آمازون، می باشد. اینها پدیده های جوی خوانده می شوند.

تا آنجایی که اکتشاف حوضه های رسوبی مدنظر باشد، ریزارتعاشات برگزیده و پدیده های جوی که دارای منشاء دوردست هستند، می توانند امواج مسطح در نظر گرفته شوند. همچنین، اختلاف بین مقاومت ویژه هوا و زمین (بخصوص در سنگهای رسوبی) آنچنان بزرگ است که امواج در تمامی زوایای برخورد، تقریباً بصورت قائم به داخل زمین منتقل می شوند. در نظر گرفتن این شرایط، منتهی به این پیش فرض می شود که سیگنال مورد نظر، یک موج مسطح با برخورد عمودی می باشد. این چیزی است که روش MT را اینقدر جذاب می نماید: هیچ بعد هندسی از چشمه در تعبیر و تفسیرها وارد نمی شود، که اختلاف این روش با روشهای چشمه کنترل شده می باشد، که در آنها میزان نزدیکی به چشمه یکی از فاکتورهای تعبیر و تفسیر محسوب می شود. از دیگر امتیازات مهم روش MT وجود

سیگنال‌ها در تقریباً همه فرکانس‌های دلخواه می‌باشد.

دامنه میدان مغناطیسی در مرتبه  $0/1$  گاما (nT) می‌باشد در حالی که دامنه میدان الکتریکی به

مقدار زیادی به زمین‌شناسی زیرسطحی بستگی داشته و در مرتبه  $\frac{mV}{km}$  قرار دارد.

با رجوع به شکل ۴.۶ می‌توان دید که، یک موج مسطح الکترومغناطیسی با برخورد عمودی،

بوجود آورنده یک جریان الکتریکی افقی در یک زیرسطح یکپارچه (هموژن و ایزوتروپ) و دارای

مقاومت ویژه  $\rho$  می‌باشد. این جریان بصورت یک میدان الکتریکی افقی  $E$  و یک میدان مغناطیسی افقی

$H$ ، بیان می‌شود. این دو میدان نسبت به هم زاویه قائمه دارند؛ مؤلفه  $E_x$  با مؤلفه  $H_y$  مرتبط می‌باشد. از

یک دای پل متصل به زمین برای اندازه‌گیری  $E_x$  بصورت سری‌های زمانی استفاده می‌شود. یک

مگنتومتر، بصورت همزمان با اندازه‌گیری  $E_x$ ، سری‌های زمانی  $H_y$  را اندازه‌گیری می‌نماید. مگنتومتر

می‌تواند یک سیم‌پیچ با هسته فلزی باشد. مقاطع ثبتی باید به اندازه کافی طولانی باشند تا بتوان آنها را

بعنوان «سری‌های زمانی ایستگاهی» در نظر گرفت، بدین معنا که ویژگی‌های آماری، مستقل از زمان

باشند؛ از این‌رو می‌توان آنها را بوسیله سری‌های سینوسی - کسینوسی فوریر، بیان نمود. حالا  $E_x(t)$  و

$H_y(t)$  در دست می‌باشند؛ اینها به واسطه تجزیه و تحلیل فوریر در تعدادی از فرکانسها، دامنه  $|E_x|$  و

$|H_y|$  را بدست می‌دهند. مقاومت ویژه زیرسطح، بصورت زیر تعیین می‌گردد:

$$\rho = \frac{0.12}{f} = \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (4.1)$$

که در آن  $E_x$  و  $H_y$  معرف مقدار دامنه‌ها در فرکانس  $f$  بوده و بترتیب برحسب، واحد  $\frac{mV}{km}$  و گاما ( $\gamma$ )

می‌باشند،  $\rho$  هم بر حسب اهم  $\times$  متر ( $\Omega.m$ ) می‌باشد. اگر زیرسطح یکپارچه باشد،  $\rho$  بهمان صورت

مستقل از فرکانس باقی خواهد ماند. تضعیف شدن موج پایین رونده بستگی به فرکانس دارد؛ هرچه

فرکانس بالاتر باشد، تضعیف شدن سریعتر خواهد بود؛ فرکانس‌های بالا مربوط به جریانهای کم عمق

بوده و بنابراین اطلاعات زمین‌شناختی اعماق کم را در اختیار می‌گذارند. اگر دامنه  $E_x$  در سطح،  $A$

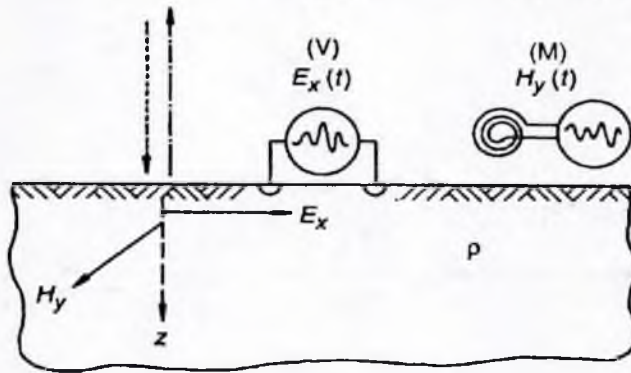
باشد، این دامنه در عمق  $\delta$ ، بر حسب متر،  $0.37 A$  خواهد شد، که عمق پوستی<sup>۱</sup> خوانده می‌شود:

$$\delta \cong 50.3 \left( \frac{\rho}{f} \right)^{1/2} \quad (4.2)$$

عمق پوستی برای یک زیرسطح با،  $\rho = 10 \text{ m}\Omega$  و  $f = 10 \text{ Hz}$ ،  $\delta = 50.3 \text{ m}$  می‌باشد. در این حالت،

بیشتر جریان الکتریکی محدود به  $0/5 \text{ km}$  فوقانی می‌باشد.

بیشتر جریان الکتریکی محدود به  $0.5 \text{ km}$  فوقانی می‌باشد.



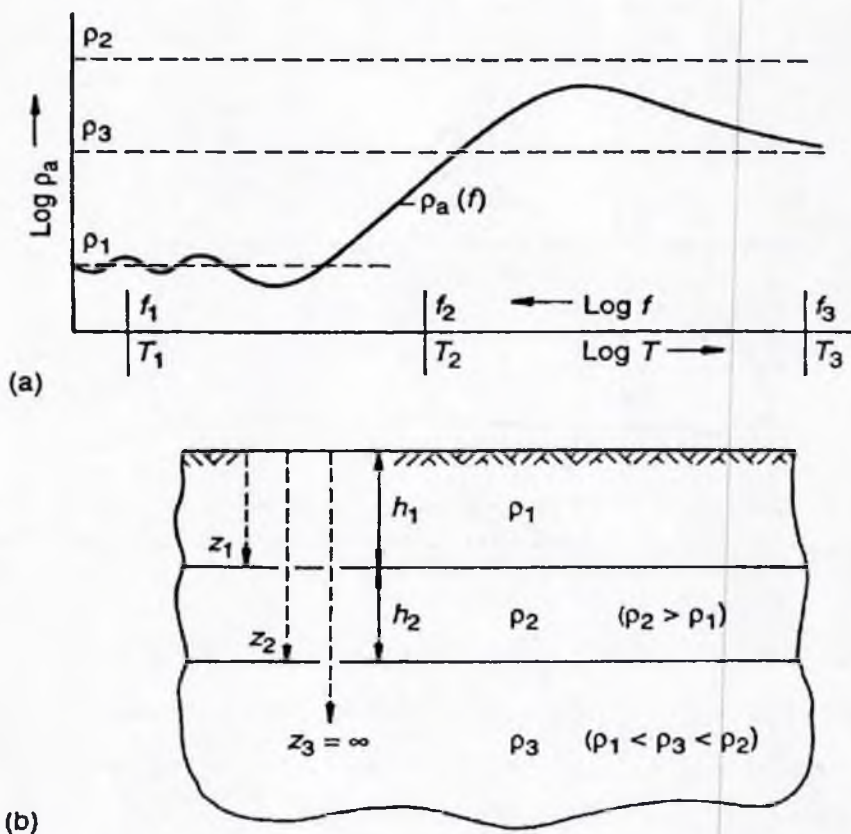
شکل ۶. ۴: استقرار صحرائی MT. منحنی نقطه چین = موج مسطح با برخورد عمودی؛ منحنی خط-نقطه = موج انعکاسی؛ منحنی خطچین = موج منتقل شده؛  $V$  = ولت‌متر؛  $M$  = مگنتومتر (از کی. وزوف، از راه ارتباط شخصی در ۱۹۷۰).

چنان که در شکل ۷. ۴ نشان داده شده است، فرض می‌کنیم که زیرسطح دارای لایه‌بندی افقی (1-D)، می‌باشد. حال  $\rho$  را بوسیله معادله (۴. ۱) با استفاده از فرکانس بالای  $f_1$  (پریود کوتاه  $T_1$ ) اندازه‌گیری می‌کنیم، به گونه‌ای که برای  $\rho_1$  و  $f_1$ ، عمق پوستی  $\delta_1$  بخش کوچکی از ضخامت اولین لایه باشد. این بدان معناست که زیرسطح برای این سیگنال، بعنوان یک نیم - فضای همگن از مقاومت ویژه  $\rho_1$  در نظر گرفته خواهد شد، به استثنای نوسانهای کوچک، که بخشی از حوزه فرکانسی مورد استفاده می‌باشند؛ آنها نشانه‌هایی از انعکاس امواج الکترومغناطیسی نیستند.

سپس معادله (۴. ۱) را برای فرکانس  $f_2$  در نظر می‌گیریم، بصورتی که موج به اعماق بیشتری نفوذ کرده و اثرات لایه‌های عمیق‌تر ملموس باشند. حال معادله (۴. ۱) دیگر اعتباری ندارد و مفهوم عمق پوستی، معنای فیزیکی خود را از دست خواهد داد. بهرحال، هنوز از معادله (۴. ۱) استفاده می‌کنیم، تا به یک پارامتر نظری بنام مقاومت ویژه ظاهری،  $\rho_a$  برسیم، به این شرط که سرانجام از دست آن خلاص شده و پارامترهای حقیقی لایه ( $\rho_1$ ،  $z_1$  و غیره) را بدست بیاوریم.

نهایتاً  $\rho_a$  را برای یک فرکانس بسیار پایین  $f_3$  در نظر می‌گیریم. در این حالت موج به اعماق بسیار زیاد نفوذ کرده و حجم عظیمی را مورد برداشت قرار می‌دهد، به گونه‌ای که لایه‌های فوقانی در این برداشت مدنظر قرار نمی‌گیرند. برای مقاصد کاربردی، زیرسطح برای مقاومت ویژه  $\rho_3$  بصورت یک نیم - فضای همگن در نظر گرفته شده و معادله (۴. ۱) مقداری را بدست خواهد داد که مجانب با  $\rho_3$  خواهد بود.





شکل ۴.۷: (a) و (b) اساس سونداژ MT (بصورت شماتیک).

برای داده‌هایی بصورت شکل ۴.۷، که مقاومت ویژه ظاهری در مقابل فرکانس باشد،  $\rho_a(f)$  می‌توان از تعبیر و تفسیر خودکار (بوسیله وارونه‌سازی)، محاسبات آزمایش و خطا (شبه‌سازی پیش‌رونده) و با تطبیق دادن منحنی‌ها، استفاده کرد. در این حالت مقادیر  $\rho$  و  $z$  بصورت لاگ مقاومت ویژه بدست می‌آیند، که در مورد آن بحث خواهد شد.

همچنین، اختلاف فاز بین مؤلفه‌های الکتریکی و مغناطیسی در فرکانس‌های مختلف،  $\phi(f)$ ، نیز مورد اندازه‌گیری قرار می‌گیرند. یک مدل با لایه‌بندی افقی که حاصل از تعبیر و تفسیر یک منحنی  $\rho_a(f)$  باشد، باید شرایط منحنی  $\phi(f)$  را نیز برآورده سازد.

زیر سطح هیچگاه بصورت کاملاً افقی لایه‌بندی نشده است. زیر سطح می‌تواند بصورت محلی، تقریباً دو-بعدی (بصورت قطعه‌ای دو-بعدی) در نظر گرفته شود. از این گذشته، جهت میدان چشمه در تمام مدت نیز در حال تغییر کردن است. این شرایط ایجاب می‌کند تا اندازه‌گیری‌های تانسور،

صورت گیرد. در هر فرکانس، برای هر کدام از  $\rho_a$  و  $\phi$ ، چهار مقدار وجود دارد. این اندازه گیری های تانسور باید از نظر تحلیلی، حول محور اصلی انیزوتروپی دوران نمایند (تقریباً همان جهت های شیب و امتداد). برای انجام این کار به مؤلفه عمودی میدان مغناطیسی هم نیاز داریم. شیوه کار در صحرا بدین صورت است که  $E_x$ ،  $E_y$ ،  $H_x$  و  $H_z$  را بصورت همزمان، اندازه گیری می نماییم. حاصل انجام دوران، دو منحنی  $\rho_a(f)$  می باشد:  $\rho_{11}$  که  $E$  در آن هم جهت امتداد است،  $\rho_{\perp}$  که در آن  $E$  در جهت شیب می باشد و دو منحنی فاز  $\phi_{11}$  و  $\phi_{\perp}$  مرتبط با آنها. پس از آن که تعبیر و تفسیر I-D توجیه می شود، می توان پی برد که در بیشتر موارد  $\rho_{11}$  نتایج بهتری را نسبت به  $\rho_{\perp}$  بدست می دهد.

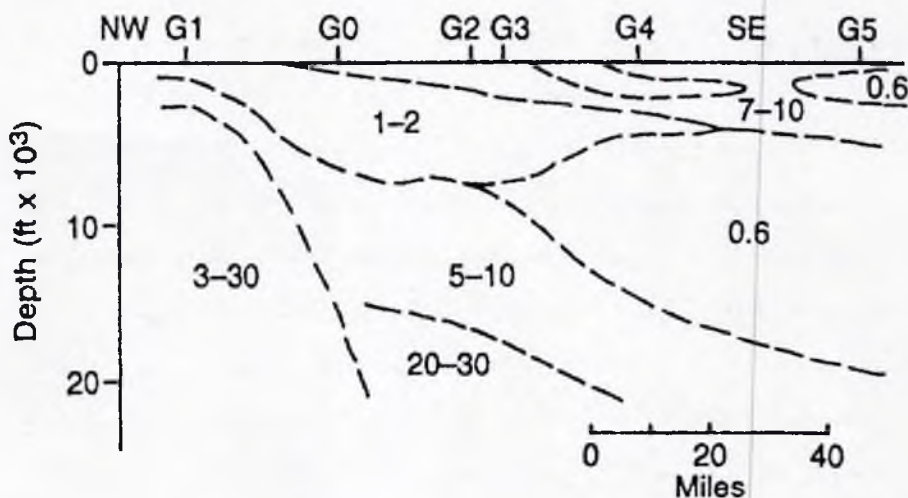
مشکل هم ارزی (عدم - منحصربه فرد بودن) در تعبیر و تفسیر MT، یک نقطه ضعف جدی می باشد. این دشواری با درجات متفاوتی در میان تمام روشهای الکتریکی به چشم می خورد. از این رو، تعبیر و تفسیر خودکار (وارونه سازی)، عمدتاً نتایج غیرواقع بینانه ای را بدست خواهد داد، مگر آنکه برآوردهای اولیه، چندان دور از مدل صحیح نبوده باشند و محدودیت هایی برای برخی از پارامترها وضع گردد.

روشی سریع برای رسیدن به یک تعبیر و تفسیر تقریبی (یک برآورد) I-D، تطبیق دادن داده های MT با منحنی های استاندارد شده تئوریک می باشد. می توان زیرسطح تشکیل شده از چندین لایه را با استفاده از منحنی های استاندارد سه لایه ای، با برهنه سازی<sup>۱</sup> دو لایه فوقانی و سپس ادغام کردن آنها بصورت یک لایه و ادامه این عمل به سمت پایین، تعبیر و تفسیر نمود. کاتالوگهای کوچکی از منحنی های سه لایه ای بوسیله یانگل (۱۹۶۱)، سریواستاوا (۱۹۶۷) و دیگران منتشر شده است. ویتال<sup>۲</sup> (۱۹۸۶)، روشی را مورد بحث قرار می دهد که در آن با مشکل عدم منحصربه فرد بودن، که محدودیت های فیزیکی حاصل از چشمه های خارجی به ما تحمیل می کنند، مقابله می شود.

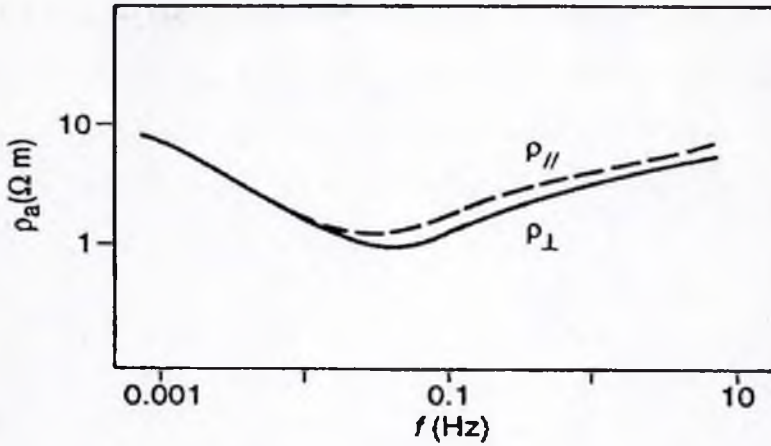
روشی از وارونه سازی که استفاده از آن در تعبیر و تفسیر I-D MT، بخصوص در کار نفت، یک الزام به حساب می آید، روشی فوق العاده ساده و تا حدودی تجربی می باشد. این روش وارونه سازی پیوسته بوستیک<sup>۳</sup> (۱۹۷۷)، می باشد. در برخی حوضه های رسوبی که مقاومت ویژه ها، نشاندهنده لایه های ضخیم ناپیوسته بوده و تغییرات بصورت تدریجی می باشند، وارونه سازی ناپیوسته لایه ها، نتایج رضایت بخشی را به دست نخواهد داد، در حالی که با استفاده از وارونه سازی پیوسته می توان نتایج مناسبی را به دست آورد؛ نتایج بصورت تقریبی بدست خواهند آمد، که می توان آنها را

همانند چاه‌نگاشت‌ها، بهم ارتباط داد.

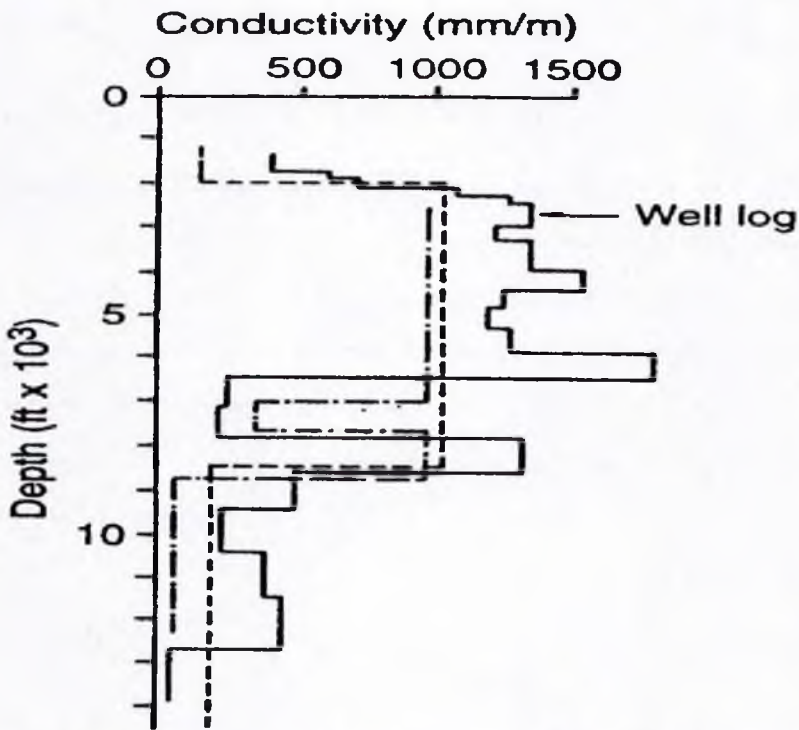
یک مثال صحرایی از ارزشیابی حوضه بوسیله روش MT، انجام پیمایش با استفاده از ایستگاههای فاصله‌دار در جنوب ایالت نگراس می‌باشد (وزوف، ۱۹۷۲). شکل ۸، نشاندهنده مقطع عرضی حاصل از تعبیر و تفسیر آزمایش و خطا I-D، مربوط به داده‌های MT در شش ایستگاه می‌باشد. شماره‌هایی که روی سازندها نگاشته شده‌اند، بیانگر محدوده‌های مقاومت ویژه، بر حسب اهم  $\times$  متر، می‌باشند. این مقطع عرضی، بصورت مناسبی با مقطع حاصل از هموارسازی<sup>۱</sup> چاه‌نگاشت‌های موجود، سازگار و منطبق است (وزوف، ۱۹۷۲، شکل ۳۱، که در اینجا نشان داده نشده است). شکل ۹، نشاندهنده داده‌های  $\rho_{11}$  و  $\rho_{12}$  در ایستگاه  $G_2$  بوده و شکل ۱۰، تعبیر و تفسیر I-D برای  $\rho_{12}$  می‌باشد که بر روی یک لاگ هموارسازی شده القایی، حاصل از یک چاه حفاری در مجاورت  $G_2$ ، برهم‌نهی<sup>۲</sup> یافته است. منحنی توپر، لاگ القایی می‌باشد. منحنی خط‌چین، تصویری از مدل چهارلایه‌ای است، که محصول شبیه‌سازی آزمایش و خطای داده‌های  $\rho_{12}(f)$  می‌باشد. منحنی خط - نقطه حاصل از وارونه‌سازی خودکار همان داده‌ها می‌باشد؛ مدل‌های شش‌لایه‌ای مورد استفاده قرار گرفته و اجازه داده شده است تا ضخامت لایه‌ها و مقاومت ویژه آنها، آزادانه تغییر کنند.



شکل ۸، ۹: تعبیر و تفسیر یک بعدی از برداشت MT، در جنوب ایالت نگراس. داده‌ها بر حسب  $\Omega \times m$ ، می‌باشند (از وزوف، ۱۹۷۲).



شکل ۴.۹: مقاومت ویژه‌های ظاهری دوران یافته MT مربوط به ایستگاه  $G_2$ ، واقع در جنوب ایالت تگزاس (از وزوف، ۱۹۷۲).



شکل ۴.۱۰: مقایسه چاه‌نگاشت با تعبیر و تفسیر MT یک - بعدی در ایستگاه  $G_2$ ، واقع در جنوب ایالت تگزاس. منحنی توپر = لاگ القایی؛ منحنی خط چین = مدل آزمایش و خط؛ منحنی نقطه - خط = مدل وارونه‌سازی خودکار (از وزوف، ۱۹۷۲).

## ۲.۳.۴. اصل تئوریک روشهای MT

ما در ابتدا فرض می‌کنیم که موج الکترومغناطیسی (EM) هم‌آهنگ (سینوسی) و یک‌بعدی (مسطح)، در محیطی نامحدود، خطی، ایزوتروپ و همگن در حال انتشار است، که هیچگونه پلاریزاسیون الکتریکی، بارهای سرگردان و مغناطیدگی دائمی وجود ندارد. روابط اصلی MT در چنین محیطی عبارتند از:

$$J = \sigma E \quad (۴.۳)$$

$$H = \frac{B}{\mu} \quad (۴.۴)$$

$$D = \epsilon E \quad (۴.۵)$$

که در آن،  $J$  چگالی جریان  $\left(\frac{A}{m^2}\right)$ ،  $E$  شدت میدان الکتریکی  $\left(\frac{V}{m}\right)$ ،  $\sigma$  رسانایی  $\left(\frac{mho}{m} + \frac{1}{\rho}\right)$ ،  $H$  شدت میدان مغناطیسی  $\left(\frac{A}{m}\right)$ ،  $B$  القای مغناطیسی (تسلا،  $T$ )،  $\mu$  ظرفیت القایی مغناطیسی  $\left(\frac{هنری}{m}\right)$ ،  $D$  جابجایی الکتریکی  $\left(\frac{کولمب}{m^2}\right)$  و  $\epsilon$  ظرفیت القای الکتریکی  $\left(\frac{فاراد}{m}\right)$  می‌باشند. معادله ۴.۳، شکل دیفرانسیلی قانون اهم، می‌باشد. واژه «خطی»، بیانگر آنست که فاکتورهای نسبی بین  $J$ ،  $E$  و غیره، مستقل از بزرگی  $J$ ،  $E$  و غیره می‌باشند، با آنکه ممکن است آنها وابسته به جهت باشند، که در این مورد گفته می‌شود که محیط، خطی ولی ایزوتروپ می‌باشد. مواد تشکیل‌دهنده زمین، کم‌وبیش دارای رفتار خطی می‌باشند. در مقام مقایسه، می‌توان گفت که تئوری الکترومغناطیس در محیط‌های غیرخطی فوق‌العاده پیچیده، ولی در محیط‌های خطی و ایزوتروپ، خیلی پیچیده می‌باشد. در کارهای ژئوفیزیکی، معمولاً فرض را بر این می‌گذارند که محیط خطی و ایزوتروپ می‌باشد و تنها یافتن ناهمگنی‌ها مدنظر قرار می‌گیرد.

تحت این شرایط، معادلات ماکسول، معادلات صحرائی زیر را برای یک موج مسطح که در

جهت  $z$ ، حرکت می‌کند، بدست خواهند داد:

$$\frac{\partial^2 E}{\partial z^2} = \gamma^2 E \quad (۴.۶)$$

$$\frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = \gamma^2 H \quad (۴.۷)$$

که در آن  $E$  و  $H$  فقط وابسته به یک مختصات فضایی،  $z$ ، و یک زمان  $t$  می‌باشند، که در آن،

$$\gamma^2 = i\omega\mu\sigma - \omega^2\epsilon\mu \quad (۴.۸)$$

$\gamma$  ثابت انتشار<sup>۱</sup>، یا شماره موج خوانده می شود؛  $\omega$  فرکانس زاویه ای بر حسب رادیان بر ثانیه می باشد. مؤلفه های یک میدان می توانند بطور جداگانه مورد استفاده قرار گیرند و در نهایت تلفیق شوند. از این رو، ما به یک مؤلفه مانند  $E_x$ ، خواهیم پرداخت. بر اساس معادله ماکسول می دانیم که  $E_x$  فقط با  $H_y$  مرتبط می باشد. جواب های عمومی برای معادلات (۴.۶) و (۴.۷)، معادلات زیر را برای میدان بدست می دهند:

$$E_x(z,t) = Ae^{i\omega t + \gamma z} + Be^{i\omega t - \gamma z} \quad (۴.۹)$$

$$H_y(z,t) = -\frac{\gamma}{i\omega\mu} [Ae^{i\omega t + \gamma z} - Be^{i\omega t - \gamma z}] \quad (۴.۱۰)$$

که در آن  $A$  و  $B$  ثابت های دلخواه می باشند. باید متذکر شد که این معادلات برای یک محیط نامحدود و همگن معتبر هستند. اگر زیرسطح، به زیرمجموعه هایی از مناطق همگن تقسیم بندی شود، که هر کدام دارای خصوصیات ویژه ای باشند، معادلات متفاوتی را باید برای هر منطقه مورد استفاده قرار داد، که این معادلات در مرزها به واسطه شرایط مرزی، با یکدیگر مرتبط می شوند. حل همزمان معادلات میدان و شرایط مرزی، بوجود آورنده یک راه حل منحصر به فرد می باشد. حال باید ببینیم که این مسأله در ارتباط با یک زیرسطح با لایه بندی افقی، چگونه صورت می گیرد.

برای اکتشاف حوضه های رسوبی، می توان معادلات صحرایی (۴.۹) و (۴.۱۰) را که حالت عمومی دارند، ساده نمود. برای این منظور، واحد  $\sigma$ ،  $\frac{mho}{m}$ ،  $\omega$ ،  $\frac{radian}{s}$ ،  $\epsilon$  و  $\frac{farad}{m}$ ،  $10^{-10}$  در نظر گرفته می شوند. از این رو،  $\sigma$  چندین مرتبه بزرگتر از  $\omega \epsilon$  می باشد؛ از عبارت دارای  $\epsilon$  می توان صرف نظر کرد، که در این صورت  $\gamma$  در معادله (۴.۸) خواهد شد:

$$\pm \gamma = (i\omega\mu\sigma)^{\frac{1}{2}} \quad (۴.۱۱)$$

همچنانکه این کار بوسیله دیگر مؤلفین، برای مثال، کلر و فریچکنت (۱۹۶۶)، نیز صورت گرفته است. با خارج کردن عبارت دارای  $\epsilon$ ، ما در واقع از جریان های جابجایی<sup>۲</sup>، صرف نظر می نماییم که در این صورت، این انتشار دیگر نمی تواند یک موج واقعی نامیده شود، بلکه پراکنده شدن<sup>۳</sup> می باشد، همانند انتقال گرما. معادلات صحرایی فاقد عبارت  $\epsilon$ ، معرف یک میدان الکترومغناطیسی نیمه-ایستا<sup>۴</sup>، می باشند.

$\mu$  برای مواد تشکیل دهنده زمین، تقریباً برابر مقدار مربوط به فضای آزاد می باشد،

1. propagation constant  
3. diffusion

2. displacement  
4. quasi-static

هنری  $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \frac{\text{m}}{\text{A}}$ . بنابراین، با قرارداد  $T = \frac{\gamma\pi}{\omega}$  و نامگذاری قسمت حقیقی  $\gamma$  تحت عنوان  $\alpha$ ، خواهیم داشت،

$$\alpha = \text{Re } \gamma = \frac{\gamma\pi}{1.7} \left( \frac{1.0}{\rho T} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (4.12)$$

صفحه  $x-y$  را معرف سطح یک زمین هموار در نظر می‌گیریم که یک نیم-فضای همگن بوده و محور  $z$  به سمت پایین مثبت می‌باشد. یک موج مسطح هماهنگ را که برخورد عمودی با سطح دارد، در نظر بگیرد. بخشی از آن بسمت بالا منعکس شده و بخشی از آن بسمت پایین در امتداد  $z$  انتقال پیدا می‌کند. بخشی که پایین می‌رود، بوسیله معادلات (۹.۴) و (۱۰.۴) تشریح می‌شود که در آن  $\rho$  مربوط به زیرسطح می‌باشد. بوسیله بازنگری در معادلات (۹.۴) و (۱۰.۴) پی‌می‌بریم زمانی که  $z \rightarrow \infty$ ،  $E_x$  نمی‌تواند بینهایت باشد. در نتیجه  $A = 0$  خواهد بود. با استفاده از بخشهای حقیقی و استفاده از:

$$e^{i\omega t} = \cos \omega t + i \sin \omega t$$

معادلات (۹.۴) و (۱۰.۴) تبدیل می‌شوند به:

$$E_x(z,t) = B e^{-\alpha z} \cos(\omega t - \alpha z) \quad (4.13)$$

$$H_y(z,t) = \left( \frac{1}{\omega \rho \mu_0} \right)^{\frac{1}{2}} B e^{-\alpha z} \cos\left(\omega t - \alpha z - \frac{\pi}{4}\right) \quad (4.14)$$

توجه به این نکته لازم است که یک تأخیر فاز  $45^\circ$  در  $H_y$  وجود دارد؛ این حاصل از  $i^{\frac{1}{2}} \equiv e^{\frac{i\pi}{4}}$  می‌باشد. در سطح ( $z=0$ )، نسبت به دامنه‌ها عبارتست از:

$$|Z_0| = \left| \frac{E_x}{H_y} \right|_{z=0} = (\omega \rho \mu_0)^{\frac{1}{2}} = \frac{\gamma\pi}{1.7} \left( \frac{\rho}{\Delta T} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (4.15)$$

که در آن  $z$  امپدانس خوانده می‌شود و واحد آن اهم می‌باشد. همانطور که مشخص است، مقاومت ویژه  $\rho$  مربوط به زیرسطح، می‌تواند از طریق معادله (۴.۱۵) تعیین شود:

$$\rho = \frac{\Delta \times 10^6}{\gamma\pi^2} T \left| \frac{E_x}{H_y} \right|_{z=0}^2 \quad (4.16)$$

که واحدهای بر حسب MKS می‌باشند. در کارهای ژئوفیزیکی چنین متداول است که از واحدهای کاربردی گاما ( $\gamma$ ) یا نانوتسلا (nT) برای  $H$ ، میلی‌ولت / km برای  $E$  و متر  $\times$  اهم ( $\Omega m$ ) برای  $\rho$  استفاده شود. واحدهای  $H$ ، در حقیقت مربوط به القای مغناطیسی،  $B$ ، می‌باشند، اما این ابهام در عمل هیچگونه

اشکالی را ایجاد نمی‌کند (بخش ۱. ۲. ۴). با لحاظ کردن این واحدهای تجربی خواهیم داشت:

$$\rho = 0.12T \left| \frac{E_x}{H_y} \right|_{z=0} \quad (۴. ۱۷)$$

که در آن  $\rho$  یک مقدار ثابت، مستقل از پریود  $T$ ، می‌باشد.

حال در مورد جزئیات تضعیف شدن و تأخیر فاز مؤلفه‌های فرکانسی مختلف یک موج پایین‌رونده، متناسب با افزایش عمق، تحقیق می‌کنیم. با رجوع به معادله (۴. ۱۳) می‌توان روابط زیر را استنباط کرد.

• مقدار  $E$ ، در  $z=0$  هست  $B$ .

• مقدار  $E$ ، در  $z = \frac{1}{\alpha}$  هست  $\frac{B}{e} \cong 0.137B$ .

• مقدار  $E$ ، در  $z = \frac{1}{\alpha}$  هست  $\frac{B}{e^n}$ .

• فاز  $E_x$  در  $z = \frac{n}{\alpha}$  با توجه به  $E_x$  در  $z=0$  دارای تأخیر فاز  $\text{rad}$  ۱، می‌باشد.

• عمق  $z = \frac{1}{\alpha}$ ، طول موج رادیان<sup>۱</sup>، یا عمق پوستی<sup>۲</sup> خوانده می‌شود که با  $\delta(m)$  نشان داده می‌شود.

$$\delta = \frac{1}{\alpha} = \left( \frac{\gamma \rho}{\omega \mu_0} \right)^{\frac{1}{2}} \cong 5.02(\rho T)^{\frac{1}{2}} \quad (۴. ۱۸)$$

• در عمق  $z = \frac{2\pi}{\alpha}$ ، تأخیر فاز،  $2\pi \text{ rad}$  می‌باشد. از این رو، طول موج کامل ( $m$ ) عبارتست از:

$$\lambda = 2\pi\delta = 2\pi \left( \frac{\gamma \rho}{\omega \mu_0} \right)^{\frac{1}{2}} = 10.4 \left( \frac{\rho T}{10} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (۴. ۱۹)$$

• زمانی که  $z$  به اندازه  $\delta$  افزایش پیدا می‌کند، دامنه با ضریبی به اندازه  $\frac{1}{e}$  تضعیف شده و تأخیر فاز یک رادیان بوجود می‌آید. به همین دلیل است که  $\alpha$ ، ثابت تضعیف شدن<sup>۳</sup>، خوانده می‌شود.

از یک مشاهده جالب توجه می‌توان پی برد که سرعت موج پایین‌رونده در یک حوضه رسوبی

فرضی یا  $\rho = 10 \Omega m$  و برای  $T = 10^5 s$ ، عبارتست از،

$$\text{سرعت} = f\lambda = 10.4 \left( \frac{\rho}{10 T} \right)^{\frac{1}{2}} = 3163 \frac{m}{s}$$

که از نظر سرعت، در مرتبه سرعت امواج لرزه‌ای قرار دارد.



که از نظر سرعت، در مرتبه سرعت امواج لرزه‌ای قرار دارد.

واضح است که رابطه‌های بین عمق نفوذ (تضعیف شدن) از یک سو، و  $T$  و  $\rho$  از سوی دیگر وجود دارد. می‌توان در مورد اکتشاف مقاطع خاصی از زیر-سطح (از سطح زمین به پایین) با گزینش مؤلفه‌های مناسب فوریر، انتخاب‌گر بود. این بیانگر امکان اکتشاف رو به پایین، سونداژ، در یک مکان می‌باشد. استراتژی مورد استفاده در تکمیل این روش در بخش ۱.۳.۴، با استفاده از شکل ۷.۴، مورد بحث قرار گرفته است.

یک تئوری که دارای اهمیت زیادی می‌باشد، عبارتست از پاسخ MT یک زیر-سطح  $D-1$ ، شامل تعداد دلخواهی لایه، که مورد استفاده یک برنامه کامپوتری مناسب برای شبیه‌سازی پیش‌رونده یا وارونه‌سازی، بصورتی مقرون‌به‌صرفه، قرار خواهد گرفت.

ابتدا به اختصار طرح کلی شیوه کاغنیارد (۱۹۵۳) را تشریح می‌نماییم. زیر-سطح، شامل  $n-1$  لایه همگن و ایزوتروپ افقی است که در زیر آن یک نیم - فضای مقاومت ویژه  $\rho_n$  قرار دارد. شکل ۷.۴ برای جایی که  $n=3$  باشد، چنین مدلی را ارائه می‌دهد. معادلات صحرائی عمومی (۹.۴) و (۱۰.۴) را بازنویسی می‌نماییم،

$$E_x = Ae^{i\omega t + \gamma z} + Be^{i\omega t - \gamma z} \quad (9.4)$$

$$H_y = -\frac{\gamma}{i\omega\mu} [Ae^{i\omega t + \gamma z} - Be^{i\omega t - \gamma z}] \quad (10.4)$$

که در آن،  $\gamma^2 = (i\omega\mu\sigma - \omega^2\epsilon\mu)$  و  $A$  و  $B$  ثابت‌های دلخواه هستند. این معادلات برای یک محیط نامحدود می‌باشند. هر لایه دارای یک  $\gamma$  متفاوت بوده و در نتیجه، ثابت‌های  $A$  و  $B$  متفاوتی خواهد داشت. زمانی که  $n$  لایه داشته باشیم، به تعداد  $2n$  مقدار ثابت  $A$  و  $B$  خواهیم داشت. هنگامی که  $z \rightarrow \infty$ ،  $E_x$  نمی‌تواند به سمت بینهایت میل کند. بنابراین در نیم - فضا،  $A_n = 0$  خواهد بود. هر کدام از ثابت‌ها، می‌توانند بصورت دلخواه انتخاب شوند. بنابراین تعداد  $(n-1)$ ، ثابت وجود دارد و به همین تعداد هم شرایط مرزی، به منظور تعیین این ثابت‌ها وجود خواهد داشت و دلیل آن هم  $(n-1)$  فصل مشترک است که  $E_x$  و  $H_y$ ها باید در آنها پیوسته باشند. حل همزمان شرایط مرزی، مقادیر ثابت  $A$  و  $B$  را برای هر لایه، بدست خواهد داد. در نهایت، تمام آنچه ما می‌خواهیم، بدست آوردن  $A_1$  و  $B_1$ ، به منظور ارائه  $Z_0$  می‌باشد،

$$\dot{Z}_0(\omega) = \frac{\dot{E}_x(\omega)}{\dot{H}_y(\omega)} \quad (20.4)$$

که در آن نقطه‌های روی نمادها، معرف دامنه‌های مختلط می‌باشند.

$$\dot{Z}_0 = \left| Z_0 \right| e^{i\phi} = \frac{|E_x| e^{i\phi}}{|H_y| e^{i\phi}} = \frac{|E_x|}{|H_y|} e^{i(\phi_x - \phi_y)} \quad (۴.۲۱)$$

بدین ترتیب منحنی تئوریک  $\rho_a(T)$  بدست می‌آید [ معادلات (۴.۱۵)، (۴.۱۶) و (۴.۱۷) ]. فاز مربوط به  $\dot{Z}_0$ ، اختلاف فاز بین  $\dot{E}_x$  و  $\dot{H}_y$  خواهد بود.

### ۴.۳.۳. تعبیر و تفسیر یک بعدی (1-D)

حال فرض می‌کنیم که زیرسطح متشکل از لایه‌های افقی همگن و ایزوتروپ می‌باشد. با در دست داشتن داده‌های حاصل از آزمایش بصورت  $\rho_a(T)$  و  $\phi(T)$ ، باید سعی کنیم تا پارامترهای زیرسطحی  $h_i$  و  $\rho_i$  را چنان که در شکل ۴.۷ نشان داده شده است، تعیین کنیم. این کار فقط در صورتی عملی خواهد بود که داده‌های آزمایشی، مؤید فرض 1-D باشند (بخش ۴.۳.۴). از نظر تئوری، هر راه حل، منحصر به فرد می‌باشد، اما بی‌قاعدگی‌های زمین‌شناختی و میدان مغناطیسی طبیعی و خطاهای آزمایش، مشکل را بصورتی درهم‌پیچیده جلوه‌گر خواهند ساخت. به همین جهت، هر منحنی آزمایشی می‌تواند برای مدل‌های گوناگونی مورد استفاده قرار گیرد. یک رساله از ویتال و اولدنبرگ (۱۹۹۲) به وارونه‌سازی 1-D MT پرداخته است، که دربرگیرنده یک بحث از عدم منحصر به فرد بودن در اعماق می‌باشد.

### (a) تعبیر و تفسیر بوسیله شبیه‌سازی پیش‌رونده

کار را با مدل اولیه‌ای شروع می‌کنیم، که یک حدس از راه احتمالی است و معمولاً بصورت تعدادی لایه منفصل (پارامتر بندی شده)، فرضاً پنج لایه، می‌باشد. چنین مدل تخمینی را می‌توان با استفاده از روش تطبیق دادن منحنی‌ها بدست آورد (بخش، (d) ۴.۳.۳). منحنی‌های تئوریک  $\rho_a$  و  $\phi$  مربوط به مدل، با استفاده از منحنی‌های آزمایشی، محاسبه و مقایسه می‌شوند. مدل باید بوسیله کارشناس اصلاح شود و منحنی‌های تئوریک آنقدر تجدید محاسبه شوند تا آنکه با منحنی‌های آزمایشی تطبیق پیدا کنند. روشهای گوناگونی برای محاسبه منحنی‌های تئوریک  $\rho_a$  و  $\phi$  منتشر شده‌اند (برای مثال، مادن و سویت، ۱۹۶۹).

### (b) تعبیر و تفسیر خودکار

این روش همان روش به اصطلاح وارونه‌سازی، می‌باشد. در یک شکل از چنین تعبیر و تفسیری، همانند قبل، کار با یک مدل فرضی اولیه از لایه‌های منفصل شروع می‌شود، با این تفاوت که محاسبات آزمایش و خطا (عمل تکرار کردن) بوسیله یک الگوریتم خودکار انجام می‌گیرد (رانکین،

موزسون و نیاتانی<sup>۱</sup>، ۱۹۷۴؛ ژوب و وزوف، ۱۹۷۵).

اگر الگوریتم به گونه‌ای باشد که تکرار کردن‌ها برای تعداد زیادی از لایه‌ها مقرون به‌صرفه باشد، از جمله در مورد شباهتهای خطوط انتقال، استفاده کننده می‌تواند ضخامت تعداد زیادی از لایه‌های نازک را تعیین نماید و مقاومت ویژه آنها را بدست آورد. این کار بصورت قدم به قدم، ساختار مقاومت ویژه پیوسته را بدست خواهد داد. در یک راهکار جدید که عملکرد آن در جهت خلاف این شیوه می‌باشد، اسمیت و بوکر (۱۹۸۸)، از برنامه‌ای استفاده می‌کنند که کمترین تعداد لایه‌ها را برای یک تطبیق مناسب، بدست می‌دهد.

در یک روش وارونه‌سازی که بوسیله اولدنبرگ<sup>۲</sup> (۱۹۷۹) تکامل یافت، پیش فرض مربوط به لایه‌های منفصل کنار گذاشته شد و مدل I-D بصورت یک تابع پیوسته دلخواه از عمق، مطرح گردید. این کار به واسطه استفاده از توابع هموار کننده در توزیع پارامتر لایه، در هر کدام از مراحل تکرار کردن، صورت می‌پذیرد.

یک جایگزین برای روش اولدنبرگ (۱۹۷۹)، بوسیله هوبز<sup>۳</sup> (۱۹۸۲)، تکامل یافت. این روش نیز یک ساختار مقاومت ویژه هموار و پیوسته را بدست می‌دهد، اما نیازی به یک پیش فرض اولیه ندارد؛ بلکه با یک تیم - فضای یکپارچه شروع می‌شود.

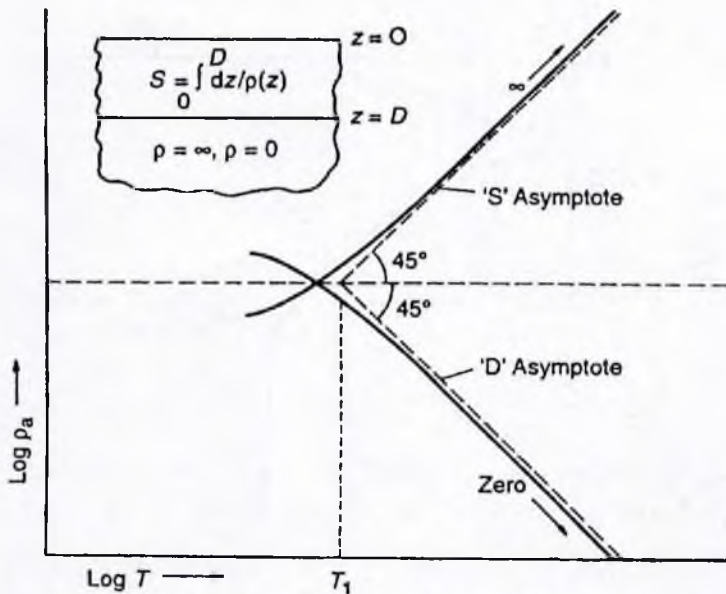
### (c) وارونه سازی پیوسته

چندین تکنیک تا اندازه‌ای تجربی وجود دارند، که به موجب آنها منحنی‌های آزمایشی  $\rho_a(T)$  و  $\phi(T)$  را می‌توان بصورت نقطه به نقطه وارونه کرد، بدین معنا که هر نقطه روی  $\rho_a(T)$ ، یک نقطه عمق - مقاومت ویژه را بدست می‌دهد (جوئز، ۱۹۸۳). مشخص است که جوابها صرفنظر از کیفیت داده‌ها و پارامترهای زیرسطحی نمی‌توانند صحیح باشند، زیرا راه حل حقیقی مستلزم آنست که به تمام نقاط داده‌ها، بطور همزمان پرداخته شود. یک چنین روشی که بوسیله بوستیک<sup>۴</sup> (۱۹۷۷) تکامل یافت، بسیار ساده بوده و به طور گسترده‌ای در اروپا و آمریکای شمالی مورد استفاده قرار می‌گیرد. بهتر است این روش را وارونه‌سازی بوستیک، بنامیم. این روش معمولاً برای بدست آوردن یک تخمین اولیه قبل از شروع تعبیر و تفسیر بر مبنای تکرار، مورد استفاده قرار می‌گیرد. همچنین می‌توان آنرا شیوه‌ای برای نشان دادن داده‌ها، محسوب کرد.

وارونه‌سازی بوستیک بر اساس رفتار مجانب منحنی‌های  $\rho_a(T)$  در فرکانس‌های پایین، بنا

نهاده شده است. شکل ۱۱، ۴ نشاندهنده دو منحنی تئوریک  $\rho_a(T)$  می باشد. منحنی دارای مجانب افزایشی<sup>۱</sup> با زاویه ۴۵°، مربوط به لایه پوشاننده ای است که مقاومت ویژه آن با عمق تغییر می کند،  $\rho(z)$ ؛ لایه زیرین آن بستری است که از یک نیم-فضای با مقاومت ویژه بینهایت تشکیل شده است. منحنی دیگری که دارای مجانب نزولی<sup>۲</sup> با زاویه ۴۵° می باشد، برای همان لایه پوشاننده است ولی با بستری که مقاومت ویژه آن صفر است. عمق نا بستر برای این لایه  $D$  می باشد؛ رسانایی کلی لایه پوشاننده، بصورت زیر تعریف می شود.

$$S = \int_0^D \frac{dz}{\rho(z)} \quad (۴.۲۲)$$



شکل ۱۱، ۴: فاعده وارونه سازی پوستیک. منحنی های با خط توپر قسمت های دارای دوره تناوب طولانی از منحنی های تئوریک (MT) دولایه ای هستند، یکی با بستری که مقاومت ویژه آن بینهایت است ( $\rho_B = \infty$ ) و دیگری با مقاومت ویژه صفر ( $\rho_B = 0$ ). خط چین ها مجانب های مربوط به منحنی های  $\rho_a$  می باشند.

مجانب ها دارای خصوصیتی هستند که به خوبی شناخته شده اند:

معادله مجانب افزایشی، عبارتست از،

$$\rho_a = \frac{T}{2\pi\mu_0 S^2} \quad (۴.۲۳)$$

که بدون توجه به شکل  $\rho(z)$  فقط به  $S$  بستگی دارد؛ و معادله مربوط به مجانب نزولی، عبارتست از،

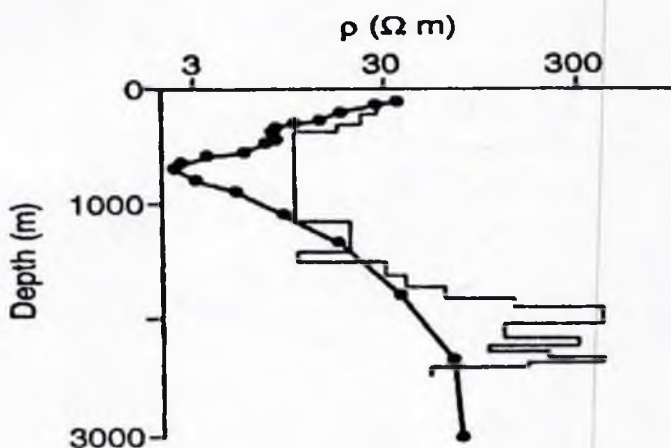
1. ascending asymptote

2. descending asymptote

که بدون توجه به شکل  $\rho(z)$  فقط به  $S$  بستگی دارد؛ و معادله مربوط به مجانب نزولی، عبارتست از،

$$\rho_a = \frac{2\pi\mu_0 D^2}{T} \quad (۴.۲۴)$$

که فقط به مقدار  $D$  بستگی دارد. اگر ما یک مقاومت ویژه ظاهری آزمایشی را برای یک پرید کوتاهتر از  $T_1$ ، که مجانب‌ها یکدیگر را قطع می‌کنند در نظر بگیریم، نمی‌توان پیش‌بینی کرد که این مقدار مورد نظر به کدام طرف خواهد رفت، بالا بطرف  $\infty$  یا پایین بطرف صفر؛ پس در این صورت تنها عامل تعیین کننده، مقاومت ویژه‌های مربوط به اعماق پایین‌تر از  $D$  خواهد بود. مبنای این روش، بیان مقادیر مقاومت ویژه ظاهری بصورت تقاطع مجانب برای مقدار مقاومت ویژه موردنظر می‌باشد.



شکل ۴.۱۲: مقایسه‌ای بین وارونه‌سازی داده‌های  $MT$  به روش بوستیک و مقاومت ویژه‌های حاصل از داده‌های جاه‌بیمایی بوسیله کیگونهالاس، مجارستان. منحنی دارای نقطه = وارونه‌سازی پلاریزاسیون  $E$  ( $\rho_{11}$ ) از آدم. نگی و وارگا، (۱۹۸۹).

برداختن همزمان به معادلات (۴.۲۲)، (۴.۲۳) و (۴.۲۴) رابطه زیر را بدست خواهد داد،

$$D = \left( \frac{\rho_a T}{2\pi\mu_0} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (۴.۲۵)$$

$$\rho = \rho_a \frac{\left( 1 + \frac{d \log \rho_a}{d \log T} \right)}{\left( 1 - \frac{d \log \rho_a}{d \log T} \right)} \quad (۴.۲۶)$$

که در آن  $\rho_a$  تابعی از  $T$  می‌باشد و جمله‌های دارای مشتق، شیب منحنی  $\rho_a(T)$  بر روی یک مقیاس  $\log\text{-}\log$  می‌باشند. بنابراین، زمانی که نقطه‌ای در  $T$  بر روی منحنی در دست باشد، مقادیر  $\rho_a$  و شیب منحنی معلوم می‌شوند و مقاومت ویژه  $\rho$  متناظر با آنها در عمق  $D$ ، محاسبه می‌گردد. مقادیر شیب بدست آمده به واسطه منحنی  $\rho_a(T)$ ، معمولاً موجب افتراق در عمل وارونگی می‌گردند؛ شاید بهتر آن باشد که در صورت دسترسی داشتن، مقادیر شیب را از داده‌های فاز،  $\phi(T)$ ، بدست آوریم. با استفاده از داده‌های  $\phi(T)$  و یک عملیات تغییر شکل هیلبرت<sup>۱</sup>، معادله (۴.۲۶) بصورت زیر تغییر شکل خواهد داد،

$$\rho \cong \rho_a \left( \frac{\pi}{2\phi} - 1 \right) \quad (4.27)$$

که در آن  $\phi$  بر حسب رادیان می‌باشد. یک مثال صحرائی از وارونه‌سازی بوستیک، که بوسیله آدام، نگی و وارگا (۱۹۸۹) معرفی شده است، در شکل ۱۲. ۴ نشان داده شده است. داده‌های مربوط به گمانه‌ها از لاگهای مقاومت ویژه بدست آمده‌اند. مثال دیگری نیز بوسیله گلدبرگ و روتستاین<sup>۲</sup> (۱۹۸۲)، ارائه شده است.

#### (d) تعبیر و تفسیر بوسیله تطبیق دادن دستی

یک کاتالوگ استاندارد شده تئوریک از منحنی‌های سه‌لایه‌ای، می‌تواند جهت تعبیر و تفسیر موارد چند لایه‌ای با برهنه‌سازی از سطح بطرف پایین، مورد استفاده قرار گیرد. شیوه کار و مزایای استفاده از روش تطبیق دادن منحنی‌ها در  $MT$ ، مشابه سونداژ مقاومت ویژه می‌باشد (بخش ۲. ۳). متأسفانه دسترسی به یک کاتالوگ سه‌لایه‌ای مناسب به راحتی امکان‌پذیر نمی‌باشد. آنهایی که بوسیله یانگل (۱۹۶۱) و سرواستاوا (۱۹۶۷) منتشر شده‌اند، برای استفاده‌های عمومی مناسب نیستند. خانواده‌هایی از منحنی‌های دولایه‌ای به همراه منحنی‌های کمکی، به هیچ وجه قادر به انجام این کار نیستند. یک کاتالوگ از منحنی‌های چهارلایه‌ای نیز به هیچ وجه کار را پیش نخواهند برد، زیرا این منحنی‌ها بصورتی غیر متعارف، حجیم خواهند بود.

یک روش مناسب استاندارد کردن منحنی‌های تئوریک برای بی‌بعد شدن به منظور انطباق دادن آنها بر روی منحنی‌های آزمایشی، استفاده از قانون همزمانی در الکترو دینامیک می‌باشد. همانند گذشته با صرف نظر کردن از جریانهای جابجایی، طول موج را بر حسب متر، بدست می‌آوریم،

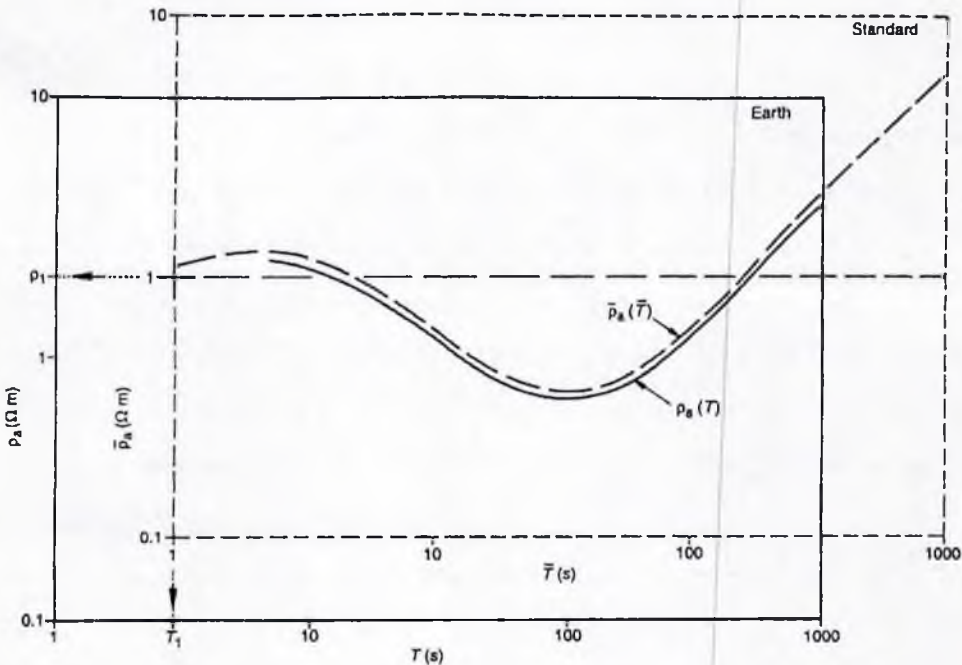
$$\lambda_i = 10^{3/5} (\rho_i T_i)^{1/2} \quad (4.19)$$

$H_i$  را معرف هر کدام از ابعاد هندسی مربوط به مدل واقعی درون زمین در نظر می‌گیریم. آنگاه، کمیت زیر را خواهیم داشت:

$$N_i = \frac{\rho_i T_i}{h_i^2} \quad (۴.۲۸)$$

که بدون بعد بوده و عددی نظری می‌باشد. بر این اساس، سیستمی که مقادیری مشابه  $N$  داشته باشند، صرفنظر از اینکه عملاً مقادیر  $\rho$ ،  $T$  و  $h$  آنها چه مقدار است باید پاسخ‌های مشابهی را بدست دهند، زیرا حل معادلات ماکسول برای همه مدل‌هایی که مقادیر مشابه  $N$  داشته باشند، یکسان می‌باشد. مدل زمین را بصورتی در نظر می‌گیریم که ابعاد هندسی  $h_i$ ، مقاومت ویژه‌ها  $\rho_i$  و پریود سیگنال‌ها  $T_i$  باشند. مدل مقیاسی الکترودینامیکی دارای ابعادی بصورت زیر خواهد بود،

$$\bar{h}_i = h_0 h_i \quad \text{و} \quad \bar{\rho}_i = \rho_0 \rho_i \quad \text{و} \quad \bar{T}_i = T_0 T_i \quad (۴.۲۹)$$



شکل ۴.۱۳: تطبیق دادن یک منحنی استاندارد سه‌لایه‌ای با یک منحنی مدل زمین سه‌لایه‌ای.

که در آن  $h_0$ ،  $\rho_0$  و  $T_0$  ضریب مقیاسی بوده و ثابت‌هایی هستند که لازم و ملزوم یکدیگرند. با انتخاب مقداری برای  $N$  که در مدل زمین و مدل مقیاسی یکسان باشد، پی‌می‌بریم که،

$$h_0^2 = \rho_0 T_0 \quad (۴.۳۰)$$

دو مورد از ضرایب مقیاسی می‌توانند بصورت دلخواه انتخاب شوند، ولی سومی باید تابع (۴.۳۰) باشد. ضریب مقیاسی  $\rho_a$  همانند ضریب مقیاسی  $\rho$  می‌باشد؛ فاز  $\phi$  در هر دو مدل، مشابه می‌باشد. اگر ما راه حل را برای مدل مقیاسی بدانیم، می‌توانیم راه‌حل مدل زمین را از طریق معادله (۴.۲۹) بدست آوریم. متعاقب آن، اگر ما  $\rho_a(T)$  مربوط به مدل زمین و  $\bar{\rho}_a(\bar{T})$  مربوط به مدل مقیاسی را بر روی یک کاغذ لگاریتمی طرح کنیم، دو منحنی می‌توانند روی یکدیگر قرار گیرند، زیرا در ترسیم لگاریتمی، ضرب کردن‌ها به صورت جابجایی، جلوه‌گر می‌شوند. بمنظور استاندارد کردن منحنی‌های مدل مقیاسی، مقاومت ویژه و ضخامت بالاترین لایه یعنی  $\bar{\rho}_1$  و  $\bar{h}_1$  را بترتیب  $1\Omega m$  و  $1km$  تعیین می‌کنیم. کاتالوگ منحنی‌های سه‌لایه‌ای به گونه‌ای آماده شده‌اند که هر صفحه، خانواده‌ای از منحنی‌هایی را در برمی‌گیرند که برای ترکیب خاصی از  $\bar{\rho}_1$  و  $\bar{\rho}_2$  مناسب می‌باشند؛ هر منحنی متعلق است به یک مقدار برای  $\bar{z}_1$  که عمق لایه سوم می‌باشد که یک نیم - فضا است. (شکل ۴.۷).

منحنی‌های دولایه‌ای در واقع اشکال خاصی از منحنی‌های سه‌لایه‌ای هستند که در آنها،  $\infty$  یا  $1 \rightarrow z_1$ ، با این تفاوت که به منظور تسهیل عمل تعبیر و تفسیر موارد دولایه‌ای یا شاخه‌های مجانبی، آنها را در یک برگه گردآورده‌ایم.

با رجوع به شکل ۴.۱۳، فرض می‌کنیم که منحنی با خط توپر، معرف یک مدل زمین سه‌لایه‌ای است که ما می‌خواهیم آنرا با استفاده از یک کاتالوگ سه‌لایه‌ای تعبیر و تفسیر نماییم. با توجه به مشخصات منحنی استاندارد تطبیق داده شده، نسبت‌های زیر بدست می‌آید،

$$\frac{\rho_2}{\rho_1} \quad \text{و} \quad \frac{\rho_3}{\rho_1} \quad \text{و} \quad \frac{z_2}{z_1}$$

که در آن  $z_1$  و  $z_2$  به ترتیب اعماق تا لایه‌های دوم و سوم می‌باشند. خط افقی در  $\bar{\rho}_1 = 1$ ،  $\rho_1$  را به روی محور  $\rho_a$  بیان می‌کند. خط قائم در  $\bar{T} = 1$ ،  $T_1$  را بر روی محور  $T$  بیان می‌کند. با توجه به معادله (۴.۳۰) خواهیم داشت،

$$z_1 = (\rho_1 T_1)^{\frac{1}{2}} \quad (۴.۳۱)$$

از این رو، تمامی ضرایب مدل زمین با استفاده از نسبت‌های ارائه شده در فوق، تعیین می‌شوند. حال یک منحنی از مدل زمین چهارلایه‌ای را تعبیر و تفسیر می‌نماییم. زمانی که ما پارامترهای دو لایه فوقانی را تعیین کرده باشیم، همچنانکه در بالا شرح داده شد، می‌توانیم این دو لایه را تحت



عنوان یک لایه جایگزین ادغام نماییم که دارای ضخامت  $z_2$  بوده، که دارای مقاومت ویژه جایگزین  $\rho^*$  می‌باشد، که در زیر شرح شده است:

جریان‌های تلریک تقریباً بصورت افقی حرکت می‌نمایند، بخصوص در جایی که استفاده از مدل I-D، توجیه شده باشد. برای تعیین عمق تا لایه چهارم،  $z_4$ ، طول موج‌های مورد استفاده باید بزرگتر از حالتی باشند که برای تعیین  $z_2$  مورد استفاده قرار می‌گرفت و برای استفاده از این طول موج‌های بزرگتر می‌توان از اثر پوستی دو لایه فوقانی صرف‌نظر کرد. در این صورت، می‌توان چنین فرض کرد که دو لایه فوقانی همانند دو مقاومت موازی رفتار می‌کنند، که بر حسب قانون کیرشوف<sup>۱</sup> خواهیم داشت،

$$\frac{z_4}{\rho^*} = \frac{z_1}{\rho_1} + \frac{z_2 - z_1}{\rho_2} \quad (۴.۳۲)$$

معادله (۴.۳۲) که بعنوان رابطه هومل<sup>۲</sup> شناخته می‌شود، از دهه ۱۹۳۰ تاکنون در ارتباط با سونداژ مقاومت ویژه به کار گرفته شده است.

شکل ۱۴. ۴ بیانگر درجه اعتبار نتیجه حاصل از ادغام دو لایه بصورت یک لایه، می‌باشد. منحنی‌های تئوریک سونداژ MT (MTS)، یکبار برای مدل ۱ (پنج لایه) و یکبار برای مدل ۲ (دو لایه) محاسبه گردیده‌اند، که چهار لایه فوقانی بصورت یک لایه با ویژگی  $\rho^* = 10/45 \Omega m$ ، ادغام شده‌اند. این دو مدل برای طول موج‌های بلند کاملاً مشابه هستند، حتی برای این مدل که دارای اختلاف‌های بزرگی در مقاومت ویژه می‌باشد.

شکل ۱۵. ۴ نشان‌دهنده یک منحنی MTS چهار لایه‌ای (خط توپر) می‌باشد. این یک منحنی ساختگی است که بر اساس مدل نشان داده شده در گوشه بالا دست چپ، محاسبه شده است. یک منحنی استاندارد که با (1:10:1) برای  $z_4 = 6$  نشان‌گذاری شده است، بصورت یک منحنی نقطه‌چین نمایش داده شده است، که با قسمتی از منحنی MTS که متناظر با سه لایه فوقانی است، برازش می‌شود. توجه داشته باشید که دو منحنی، در نزدیکی  $T = 10$  s بطور قابل توجهی حالت واگرایی پیدا می‌کنند. این بعث آنست که شاخه در حال افزایش (مجانبی) دست راست، متعلق به هر کدام از منحنی‌های MTS، با عبور از زیر نقطه هدف، پیشی می‌گیرد. و به همین ترتیب، شاخه نزولی دست راست با عبور از روی نقطه هدف، پیشی می‌گیرد.

محل تقاطع منحنی نقطه‌چین با منحنی MTS ( $T = 10$  و  $\rho_a = 1$ )، که با  $x_1$  مشخص شده است،

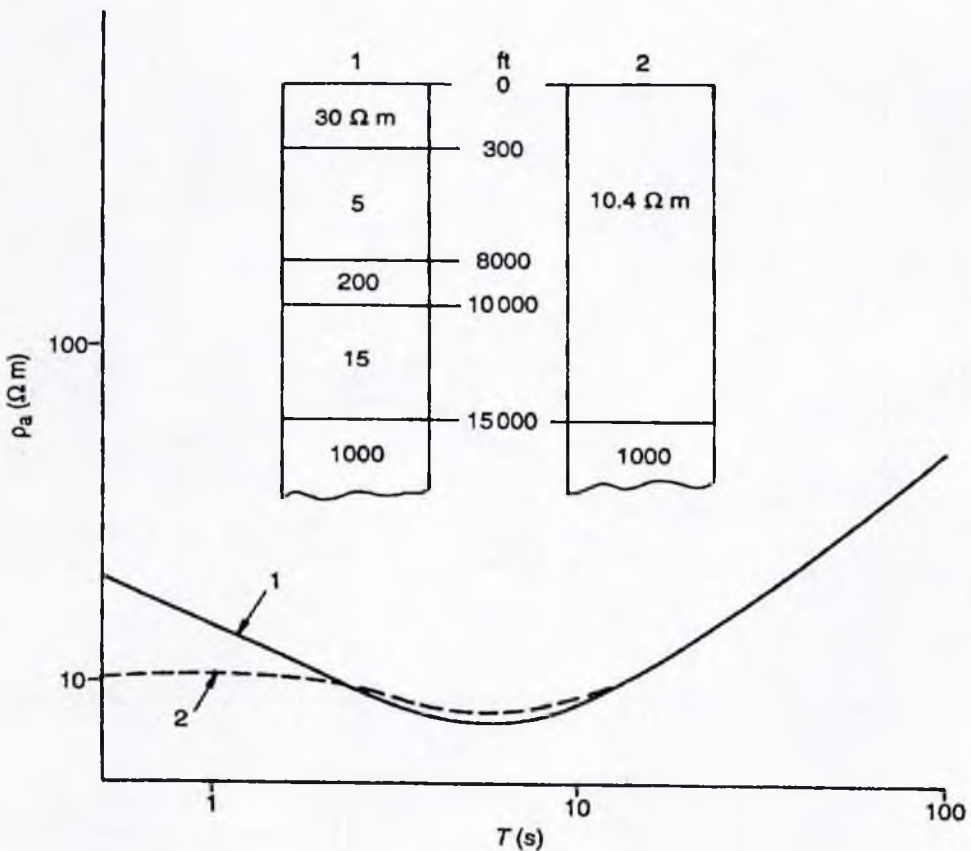
را بر روی مختصات مربوط به منحنی MTS قرائت می‌نماید. بنابراین  $\rho_1 = 8$  و  $T_1 = 0.1021$  می‌باشند. مقدار بالا برای  $\rho_p$  قطعیت نداشته و در این مرحله به آن نیازی نیست. معادله (۴.۳۱) منتهی خواهد شد به،

$$z_1 = (\rho_1 T_1)^{\frac{1}{2}} = (8 \times 0.1021)^{\frac{1}{2}} \cong 0.15 \text{ km}$$

$$z_p = 6z_1 = 3 \text{ km}$$

با تلفیق دو لایه فوقانی در یک لایه جایگزین، پی می‌بریم که،

$$\rho^* = 32 \Omega \text{ m}$$



شکل ۴.۱۴: هم‌ارزی مدل‌های دو لایه‌ای و پنج لایه‌ای برای پریدهای طولانی.

محل تقاطع ( $T=1$  و  $\rho_a=1$ ) مربوط به دومین سری منحنی‌های استاندارد، که با قسمت

باقیمانده منحنی MTS تطبیق خواهیم داد، و با  $X_p$  نمایانده می‌شود، در مختصات‌هایی از منحنی MTS

قرار داده می‌شود، که در زیر آورده شده است:

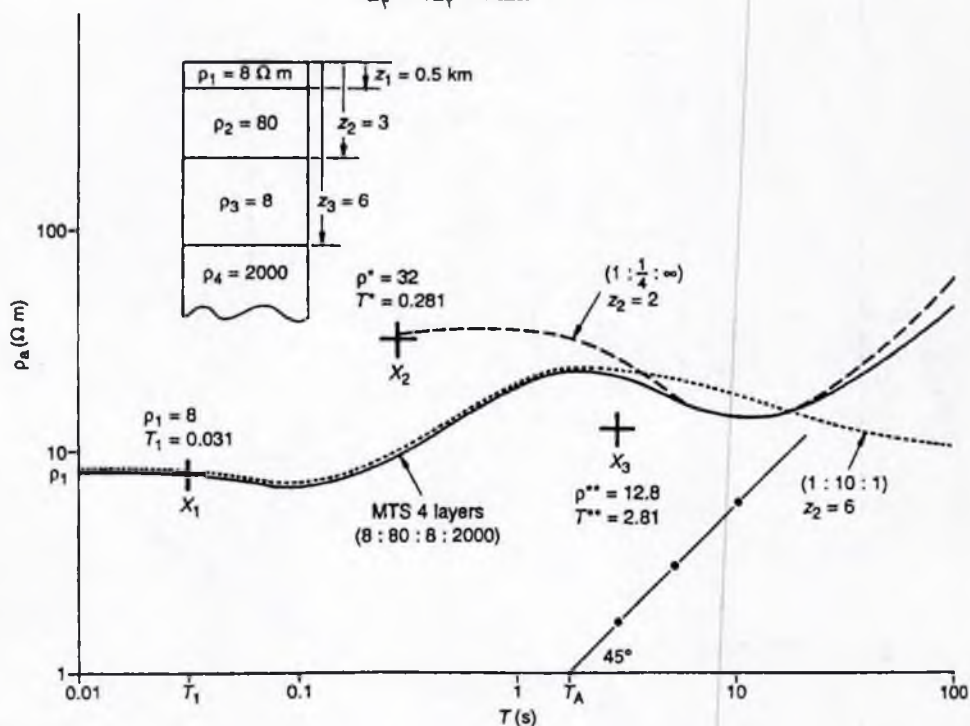
$$\rho_a = \rho^* = 32 \Omega m$$

$$T = T^* = \frac{z_r^2}{\rho^*} = \frac{9}{32} = 0.281 s$$

که در آن، واحد  $z$ ، ۱ km می‌باشد. به واسطه  $(1: \frac{1}{4}: \infty)$ ، منحنی خط‌چین، برای  $z_r = 2$ ، عمل تطبیق را انجام می‌دهیم. آنگاه خواهیم داشت،

$$\rho_r = \frac{1}{4} \rho^* = \frac{32}{4} = 8 \Omega m$$

$$z_r = 2z_r = 6 km$$



شکل ۱۵. ۴: تعبیر و تفسیر یک منحنی (MTS) مدل زمین چهار لایه‌ای با استفاده از منحنی‌های استاندارد سه‌لایه‌ای. سومین لایه مقاومت‌ویژه از منحنی خط‌چین،  $\infty$  می‌باشد؛ که از منحنی MTS بصورت رفتن به سمت بالا، فاصله می‌گیرد. یک مقدار تقریبی برای  $\rho$ ، بواسطه ادغام لایه جایگزین بدست آمده در بالا با لایه سوم، بدست می‌آید. این کار، یک لایه جایگزین دوم را بدست می‌دهد که ضخامت آن ۶ km بوده و مقاومت‌ویژه آن،  $12.8 \Omega m \cdot \rho^{**}$  می‌باشد. محل تقاطع  $X_2$ ، برای یک منحنی استاندارد دولایه‌ای که باید آنرا با شاخه بالارونده دست راست منحنی MTS تطبیق دهیم، به شرح زیر در مختصاتی که مربوط به

منحنی MTS می باشد قرار خواهد گرفت:

$$\rho_a = \rho^{**} = 12/8 \Omega m$$

$$T = T^{**} = \frac{(Z_r)^2}{\rho^{**}} = \frac{26}{12/8} = 2/81 s$$

منحنی استاندارد دولایه ای با  $\rho_r \cong 160 \Omega m$ ، با شاخه بالارونده دست راست منحنی مقاومت ویژه، تطبیق می کند. بنابراین،

$$\rho_r \cong 160 \times 12/8 \cong 2000 \Omega m$$

### رسانش کلی

حال نگاهی کلی به نتایج حاصل شده در بالا خواهیم داشت تا اطمینان حاصل کنیم که در جایی، اشتباه فاحشی روی نداده باشد. با رجوع به شکل ۱۵، مجانب شاخه دست راست بالارونده مربوط به منحنی خط چین که برای مورد فرضی،  $\rho_r = \infty$  می باشد، بصورت خطی با شیب  $45^\circ$  نشان داده شده است. معادله خط مربوط به مجانب، همانند قبل عبارت است از،

$$\rho_a = \frac{T}{2\pi\mu_0 S^2} \quad (۲۳)$$

که در آن S عبارتست از رسانش کلی مقطع بالای نیم - فضای  $\rho_a = 2000 \Omega m$ ، نتایج حاصل از تعبیر و تفسیر، عبارتست از،

$$S = \sum \frac{h}{\rho_i} = 486/75 \text{ mho}$$

شکل ساده شده ای از معادله (۲۳)، عبارتست از،

$$S = 256 T_A^{1/2} \text{ [برحسب mho]}$$

که در آن  $T_A$  محل برخورد مجانب با محور  $\rho_a = 1$  می باشد؛ برای مورد اخیر، این مقدار حدود  $1/5$  می باشد. دو مقدار بدست آمده برای S، که یکی حاصل از تعبیر و تفسیر لایه ای،  $486/75 \text{ mho}$  و دیگری حاصل از  $T_A$ ،  $464 \text{ mho}$  هستند، بسیار نزدیک می باشند.

اگر آخرین محیط (تخمین مربوط به نیم - فضا) دارای مقاومت ویژه بسیار پایین باشد، معادله

(۲۴) می تواند به واسطه عمق کلی، جهت بازنگری نتایج، مورد استفاده قرار گیرد.

### (e) تفکیک لایه ها

از نظر تئوری، هر راه حل برای مسئله وارونه سازی I-D، می تواند منحصر به فرد باشد (ویتال و

الدنبرگ، ۱۹۹۲)، ولی بی نظمی های زمین شناسختی (انحراف از حالت I-D)، وجود چشمه میدان

غیرصفحه‌ای و خطاهای عملیاتی، مسئله را بصورت بسیار پیچیده‌ای در می‌آورند. بدین معنی که هر منحنی عملیاتی (صحرایی) می‌تواند ملزومات مدل‌های زیادی را برآورده نماید. می‌توان جواب مدل پیش‌بینی شده را به سادگی تعیین کرد، اما این مسئله در مورد بی‌نظمی‌های زمین‌شناختی و نویزهای عملیاتی نمی‌تواند بطور مؤثری مصداق داشته باشد. از این رو، قابلیت تفکیک، بعنوان یک مبحث سؤال برانگیز مطرح است. بهر حال، یک سری نارسایی‌های تئوریک نیز وجود دارند، که در زیر به آنها اشاره شده است.

با لحاظ کردن همان فرض‌های بخش ۲.۳.۴، از قبیل صرفنظر کردن از جریانهای جانبی، به واسطه معادله‌های ماکسول، دامنه‌های یک جفت مؤلفه  $H_y$  و  $E_x$  در سطح برای یک فرکانس  $\omega$ ، بصورت زیر محاسبه خواهند شد،

$$H_y(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \sigma(z) E_x(z) dz \quad (۴.۳۳)$$

$$E_x(\omega) = -i\omega\mu_0 \int_0^{\infty} H_y(z) dz \quad (۴.۳۴)$$

معادله (۴.۳۳) چیزی جز یک شکل ویژه از قانون مدار آمپر<sup>۱</sup> نیست. که این قانون می‌گوید، جریان کلی بر حسب آمپر که در امتداد محور  $x$  از میان سطح مقطع واحد عمودی مستطیل شکل، واقع بر روی صفحه  $y-z$  عبور می‌نماید و این جریان صرفنظر از شکل  $\sigma(z)$  از سطح زمین تا عمق بینهایت گسترش دارد، بوسیله  $H_y(\omega)$  مورد اندازه‌گیری قرار می‌گیرد. در واقع  $H_y(z)$  به صورتی، قدرت چشمه‌ای را اندازه‌گیری می‌نماید، که در آن  $E_x(\omega)$  همانند جریان مستقیم در کارهای مقاومت‌ویژه نرمالیزه شده است. از این رو، این مورد یک اثر انباشتی<sup>۲</sup> محسوب می‌شود.

معادله (۴.۳۴) همچنین تأکید می‌نماید که  $E_x(\omega)$  به  $H_y(\omega)$  انباشتی، بستگی دارد. بنابراین،

امپدانس  $Z = \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)}$  و از این رو  $\rho_a(T)$ ، حساسیتی نسبت به جزئیات مربوط به توزیع  $\sigma(z)$

ندارند. این در واقع یک روش انعکاسی الکترومغناطیسی نمی‌باشد. علاوه بر این، از آنجایی که چگالی جریان به سرعت با عمق، کاهش پیدا می‌کند (اثر پوستی) و دلیل آنست که حوضه رسوبی با توجه به رسانایی بالایی که دارد، محیطی است مستعد برای افت فوق‌العاده زیاد جریان در مقابل افزایش درجه حرارت، اثرات انباشتی لایه‌های عمیق‌تر نیز به سرعت افزایش پیدا کرده و در این حالت، امکان تفکیک لایه‌ها، ضعیف‌تر خواهد بود. برای آنکه بتوان لایه‌ای عمیق را تشخیص داد، باید آن لایه

ضخیم باشد.

برای لایه‌های نازک، یعنی حالتی که ضخامت لایه  $h$ ، بسیار کمتر از عمق پوستی در آن لایه باشد، تفکیک لایه‌ها بصورت زیر امکان‌پذیر خواهد بود (مادن، ۱۹۷۱).

۱. اگر لایه دارای مقاومت ویژه پایین باشد، فقط می‌توان واحد رسانایی،  $\frac{h}{\rho}$ ، آن را همانند سونداژ مقاومت ویژه، تعیین کرد.

۲. اگر لایه، دارای مقاومت ویژه بالا باشد، تنها می‌توان ضخامت،  $h$ ، آنرا تعیین کرد. از سوی دیگر، سونداژ مقاومت ویژه، فقط مقاومت ویژه واحد،  $hp$ ، را بدست می‌دهد. این واقعیت، بوجود آورنده انگیزه تلفیق اندازه‌گیری‌های  $MT$  و مقاومت ویژه گردید، تا امکان تعیین  $p$  و  $h$  بصورت جداگانه برای یک لایه دارای مقاومت ویژه بالا، بوجود آید.

#### (f) عمق اکتشاف

عمق اکتشاف از نظر عملی فاقد محدودیت می‌باشد؛ با وجود این، استفاده از پریدهای بلند، موجب افزایش هزینه کاوش‌ها می‌گردد. لازم است که قبل از شروع عملیات، بدانیم که کدام محدوده از پریدها، مورد نیاز است. برای این منظور، جایگزینی برای روش مدل‌سازی، جهت بدست آوردن  $p_n$  و  $\phi$  وجود ندارد. بهر حال، یک اصل پیش‌یافتاده وجود دارد که دارای کاربرد فراوان بوده ولی در همه موارد کاملاً صحیح نیست؛ این اصل بر بازمینی مشاهده‌ای منحنی‌های استاندارد استوار بوده، که برای منحنی‌های  $p_n$ ، عمق اکتشاف در حدود  $\frac{\delta}{4}$ ، نصف عمق پوستی، می‌باشد. برای مثال، با استفاده از قانون  $\frac{\delta}{4}$ ، با در نظر گرفتن یک مقطع رسوبی دارای ضخامت  $5000m$  و مقاومت ویژه مؤثر  $2052m$ ، می‌توانیم در یک پریده حدود  $20s$  از روی منحنی  $p_n$ ، پی به وجود پی‌سنگ ببریم، در حالی که برای پی‌بردن به وجود این پی‌سنگ از روی منحنی  $\phi$  نیاز به پریدهای کوتاه‌تری می‌باشد.

#### ۴.۳.۴ تجزیه و تحلیل داده‌ها

بسیاری از پیشرفت‌های پایه‌ای در این مورد به دهه ۱۹۶۰ برمی‌گردد. وزوف (۱۹۷۲) به بسیاری از مراجع مرتبط با این پیشرفت‌های پایه‌ای اشاره می‌کند و مقالات او (۱۹۷۲، ۱۹۹۱) بطور گسترده‌ای به بحث پیرامون این مسأله می‌پردازند.

موضوع اصلی، مشخص کردن دامنه و طیف فازی هموار شده سری‌های زمان حقیقی،  $E_s(T)$  و غیره، می‌باشد تا به واسطه آنها بتوانیم منحنی‌های  $\rho_n(T)$  و  $\phi(T)$  را ترسیم نماییم. با پیدایش

تکنیک‌های تجزیه و تحلیل سریع فوریر، امکان بدست آوردن مستقیم طیف هموار شده از تجزیه و تحلیل فوریر، بجای استفاده از تکنیک‌های خودهمبستگی<sup>۱</sup> و همبستگی عرضی<sup>۲</sup>، که در نوشته‌های قدیمی‌تر تشریح شده‌اند، بوجود آمد.

چنین در نظر می‌گیریم که علاقمند به ریزارتعاشاتی هستیم که در محدوده فرکانسی  $10^{-2}$  Hz تا  $10$  Hz، قرار دارند. علاوه بر اینها، نویز با فرکانس بسیار پایین که شامل نوسانات روزانه، انحراف الکترودها و ابزارآلات می‌باشد و همچنین نویز با فرکانس بالا که ناشی از ابزارآلات، عوامل جوی و فعالیت‌های بشری<sup>۳</sup> است، نیز وجود دارند. قسمت اعظم نویز با فرکانس بالا می‌تواند از طریق مراحل متعدد فیلتر کردن الکترونیکی و/یا دیجیتال، برطرف شود. برای برطرف کردن نویز با فرکانس پایین، می‌توان از روش حذف روندها<sup>۴</sup>، به واسطه تقریب یک منحنی چندجمله‌ای انطباق یافته بوسیله کمترین مربعات، استفاده کرد. معمولاً می‌توان با استفاده از یک تابع درجه سوم این کار را انجام داد. بهرحال، برخی از اوقات، زیان روش حذف روندها، می‌تواند بیش از فایده آن باشد. از این رو، بعضی افراد، به جای استفاده از روش حذف روندها، استفاده از یک قالب‌بندی<sup>۵</sup> مؤثر، پس از حذف یک روند خطی (پلکان شیب‌دار) و یک جابجایی DC (پایه)، را ترجیح می‌دهند. عمل قالب‌بندی در هر صورت باید به گونه‌ای انجام گیرد تا از خطاهای گسستگی جلوگیری شود، چه از روش حذف روندها استفاده شده باشد یا نشده باشد. برای این منظور، ممکن است از قالب‌بندی‌های هنینگ<sup>۶</sup>، همینگ<sup>۷</sup>، نیمه‌کسینوسی<sup>۸</sup>، دوزنقه<sup>۹</sup> و مثلثی<sup>۱۰</sup>، استفاده گردد. تعدادی از قالب‌هایی که همپوشانی دارند، جهت بدست آوردن دامنه و طیف فازی هموار شده، تجزیه و تحلیل شده و میانگین‌گیری می‌شوند.

ممکن است برای تعیین محدوده طول موج در حد فاصل  $1s$  تا  $1000s$ ، مجبور به تهیه یک ثبت دو ساعتی شویم که در هر ثانیه آن حدود پنج تا ده برداشت وجود دارد. سرعت نمونه‌برداری، که دقیقاً  $10$  نمونه در ثانیه باشد، در محدوده نویز  $60$  Hz قرار خواهد گرفت، که بدلیل تبدیل شدن به حالت DC موجب تغییر نام روش می‌گردد، که این کار توصیه نمی‌شود. این ثبت از نوع فرکانس پایین، می‌باشد. قالب مورد استفاده می‌تواند دارای پهنای  $30$  دقیقه باشد و بوسیله پله‌های  $15$  دقیقه‌ای، جابجا شود. همچنین نیاز به یک ثبت دیگر جهت تعیین محدوده طول موج در حدفاصل  $0.1s$  تا  $1s$  می‌باشد، که ترجیحاً در ادامه تا  $10s$ ، دارای همپوشانی باشد. یک ثبت به مدت  $5$  دقیقه، با سرعت

1. autocorrelation  
3. culture  
5. windowing  
7. Hamming  
9. trapezoid

2. cross-correlation  
4. detrending  
6. Hanning  
8. half-cosin  
10. triangular

نمونه برداری حدود ۱۰۰ برداشت در ثانیه، می تواند مناسب باشد. این ثبت از نوع فرکانس بالا، می باشد.

چنانکه در بالا تشریح شد، در برخی موارد، انجام ثبت در دو یا تعداد بیشتری باند فرکانسی می تواند حالت الزامی داشته باشد، که این عمل بر مبنای محدوده دینامیکی ابزارآلات مورد استفاده، کنترل می شود؛ این عمل همچنین برای کاهش تعداد نقاط داده های مورد نیاز به منظور تعیین محدوده فرکانسی برای دقت چهار رقم اعشار، ضروری است.

در برداشت هایی که سرعت آنها بطور قابل ملاحظه ای بیشتر از دو برابر فرکانس های نیکویست<sup>۱</sup> باشند، فیلتر کردن دیجیتالی پایین گذر صورت می گیرد و داده ها کاهش پیدا می کنند. البته استفاده از این شیوه برای همه موارد ضرورت ندارند. تحت شرایطی که نسبت سیگنال به نویز مناسب باشد، می توان کار را با ثبت حداقل دو نمونه در هر پریود و بدون تقلیل داده ها، انجام داد.

ابتدا شرایط زیرسطح ۱-D در نظر گرفته می شود. می توانیم سری های زمانی  $E_x(T)$  و  $H_y(T)$  را برای یک سیگنال تک فرکانسی در نظر بگیریم و امپدانس را در آن فرکانس خاص بیان کنیم.

$$\frac{\dot{E}_x(t)}{H_y(t)} = Z_{xy} \quad (۴.۳۵)$$

در این رابطه، نقطه های روی نمادها، معرف کمیت های مختلط می باشند، زیرا دامنه های میادین  $E_x$  و  $H_y$  بدلیل وجود اختلاف فاز، در زمان های متفاوتی دارای رابطه متقابل می باشند. معادله (۴.۳۵) به آن اندازه که دارای معنای ریاضی می باشد، دارای معنای فیزیکی نیست. می توان  $\dot{E}_x(t)$  و  $\dot{H}_y(t)$  را با تبدیل های فوریر مختلط سری های زمان حقیقی، جایگزین نمود.

$$\frac{|E_x(\omega)|e^{i\phi_x(\omega)}}{|H_y(\omega)|e^{i\phi_y(\omega)}} = |Z_{xy}(\omega)|e^{i[\phi_x(\omega)-\phi_y(\omega)]} \quad (۴.۳۶)$$

که در آن:

$$|E_x(\omega)|e^{i\phi_x(\omega)} = \int_{-\infty}^{\infty} E_x(t)e^{-i\omega t} dt \quad (۴.۳۷)$$

برای تشکیل منحنی  $\rho_{xy}(T)$  از مدول<sup>\*</sup> و برای تشکیل منحنی  $\phi(T)$  از آرگومان<sup>\*\*</sup> عدد مختلط استفاده می گردد. برای مثال، با استفاده از مؤلفه های  $E_x$  و  $H_y$ ، ما بر حسب واحدهای کاربردی خواهیم داشت،

$$\rho_{xy} = 0.2T |Z_{xy}|^2$$



اگر زیرسطح دقیقاً ۱-D باشد، امتداد محور  $x$  بی‌اهمیت بوده و منحنی  $\rho_{xy}$  شامل تمام داده‌های لازم برای تعبیر و تفسیر، خواهد بود. پیش‌فرض مدل ۱-D در صورتی مناسب خواهد بود، که تمامی شرایط زیر بطور همزمان برقرار باشند:

$$۱- \rho_{xy}(T), \text{ عملاً برای جهت‌های مختلف محور اندازه‌گیری یکسان باشد، یعنی، } \rho_{xy} \cong \rho_{yx}$$

$$۲- \phi(T) \text{ نیز به همان صورت } \rho_{xy}(T) \text{ باشد.}$$

$$۳- \frac{H_z}{H_x} \text{ برای حالت‌هایی که } x \text{ در جهات مختلف قرار دارد، ناچیز و قابل صرف‌نظر باشد.}$$

۴- منحنی‌هایی  $\rho_e(T)$  و  $\phi(T)$ ، بطور همزمان بوسیله یک مدل ۱-D مشخص، ارضا شوند. توجه داشته باشید که شروط ۱، ۲ و ۳ برای داده‌های بدست آمده از کانون یک ساختار دایره‌ای متقارن، ناکارآمد خواهند بود.

حال یک زیرسطح 3-D را در نظر می‌گیریم. همانند معادله (۴.۳۵)، برای یک فرکانس مشخص، مؤلفه‌های مختلط میدان  $\vec{E}_x(t)$  و غیره بصورت خطی، با یکدیگر مرتبط هستند. بهر حال، برای پلاریزاسیون خطی چشمه، در امتداد  $x$ ، جریان القایی بصورت منحنی خمیده‌ای درآمده و دارای دو مؤلفه  $x$  و  $y$  خواهد بود. یک جفت از بردارهای کلی میدان افقی  $E$  و  $H$ ، دیگر بصورت متعامد نخواهند بود. یک میدان  $E_x$  با مؤلفه‌های  $H_x$  و  $H_y$  در ارتباط بوده و بنابراین با  $Z_{xx}$  و  $Z_{yy}$  نیز در ارتباط می‌باشد؛ که حالت اول، امپدانس اصلی<sup>۱</sup> و دیگری امپدانس عرضی<sup>۲</sup>، خوانده می‌شوند. بنابراین، برای یک موج مسطح تک فرکانسی، خواهیم داشت (کنتول<sup>۳</sup>، ۱۹۶۰)،

$$\begin{aligned} \vec{E}_x(t) &= \dot{Z}_{xy} \dot{H}_y(t) + \dot{Z}_{xx} \dot{H}_x(t) \\ \vec{E}_y(t) &= \dot{Z}_{yx} \dot{H}_x(t) + \dot{Z}_{yy} \dot{H}_y(t) \end{aligned} \quad (۴.۳۸)$$

که در آن  $Z$ ، معرف مؤلفه‌های یک تانسور امپدانس سطحی  $Z_{ij}$  می‌باشد؛ که مؤلفه‌ها بستگی به توزیع مقاومت‌ویژه و امتداد محورهای اندازه‌گیری دارند. همانند گذشته، مؤلفه‌های میدان می‌توانند با تبدیل‌های فوریر مختلط مربوط به سری‌های زمان حقیقی جایگزین شوند و معادله (۴.۳۸) می‌تواند به صورت زیر تغییر شکل پیدا کند،

$$\begin{aligned} E_x(\omega) &= Z_{xy}(\omega)H_y(\omega)e^{i\phi_{xy}(\omega)} + Z_{xx}(\omega)H_x(\omega)e^{i\phi_{xx}(\omega)} \\ E_y(\omega) &= Z_{yx}(\omega)H_x(\omega)e^{i\phi_{yx}(\omega)} + Z_{yy}(\omega)H_y(\omega)e^{i\phi_{yy}(\omega)} \end{aligned} \quad (۴.۳۹)$$

که تمامی مقادیر  $E$ ،  $H$  و  $Z$ ، اعداد حقیقی می‌باشند. به استناد معادله (۴.۳۹) حالا چهار

منحنی  $p_0(T)$  و چهار منحنی  $\phi(T)$  خواهیم داشت. علاوه بر این، یک مؤلفه  $H_z(T)$  داریم، که می‌تواند به واسطه نسبت‌های زیر،

$$\frac{H_z}{H_x} \text{ در مقابل } T \text{ و } \frac{H_z}{H_y} \text{ در مقابل } T$$

و فازهای آنها، تعریف شود. بنابراین، در هر سایت اندازه‌گیری، ۱۲ منحنی خواهیم داشت، که به عبارتی دیگر ۱۲ کمیت برای هر مقدار  $T$  می‌باشد. به منظور تعبیر و تفسیر زیرسطح، ما باید در تعدادی از ایستگاهها، چنین داده‌هایی در دست داشته باشیم و مدلی را پیدا کنیم که تمامی این داده‌ها را بطور همزمان ارضا نماید. البته این امر، مسأله‌ای بسیار پیچیده است.

حال برمی‌گردیم به یک زیرسطح 2-D و می‌خواهیم بدانیم که چه می‌توان کرد. زیرسطح را می‌توان بر اساس شرایط محلی، تقریباً دوبعدی در نظر گرفت (بصورت قطعه‌ای دوبعدی). این بدان معناست که اگر دستگاه محورهای اندازه‌گیری در جهت مشخصی دوران پیدا کند، امپدانس عرضی، صفر شده و یا آنقدر کوچک خواهد بود که بتوان از آن صرف‌نظر کرد. محورهای جدیدی که در این امتداد بخصوص تنظیم شده‌اند، محورهای اصلی انیزوتروپی<sup>۱</sup> خوانده می‌شوند. اگر اندازه‌گیری‌ها در طول این محورها صورت گیرد، معادله (۴.۳۹)، بصورت زیر خواهد بود،

$$\begin{aligned} E_x(\omega) &= Z_{xy}(\omega) H_y(\omega) e^{i\phi_{xy}(\omega)} \\ E_y(\omega) &= Z_{yx}(\omega) H_x(\omega) e^{i\phi_{yx}(\omega)} \end{aligned} \quad (4.40)$$

برای هر مقدار  $\omega$ ، دو معادله با دو مجهول ( $Z$ )، مقدار  $Z$  را بدست خواهند داد. بهر حال، اگر امتداد زمین‌شناختی ناشناخته باشد و جهت‌گیری محورهای اندازه‌گیری  $x$  و  $y$  بصورت دلخواه انتخاب شوند، هر چهار عنصر تانسور امپدانس  $Z_{ij}$  همچنانچه در معادله (۴.۳۹) آمده است، غیر صفر خواهند بود. اگر محورهای مختصات بطور فیزیکی و یا به واسطه محاسبات، دوران پیدا کنند، بطوری که یکی از آنها به موازات امتداد زمین‌شناختی قرار گیرد، امپدانس عرضی، صفر خواهد بود و شرایط معادله (۴.۴۰) در سیستم مختصات جدید برآورده می‌شود، که با محورهای اصلی انیزوتروپی منطبق خواهد بود. امپدانس‌های اصلی، غیر صفر بوده و با یکدیگر مساوی نخواهند بود. در حقیقت امپدانس‌های عرضی هیچگاه صفر نخواهند شد، زیرا نه یک زیرسطح واقعاً دوبعدی و نه امواج واقعاً مسطح، هیچکدام وجود ندارند. تنها کاری که می‌توان انجام داد، کاهش امپدانس عرضی می‌باشد. باید متوجه بود که دوران، می‌تواند برای هر فرکانس، متفاوت باشد.

بجای دوران دادن محورهای سری‌های زمان حقیقی، به واسطه محاسبات، بهتر است ابتدا چهار مؤلفه  $Z_{ij}$  را محاسبه کرده، آنگاه محورها را بصورتی که در زیر شرح داده خواهد شد، دوران دهیم. امپدانس‌های چهارگانه، به واسطه حل معادله‌های (۳۹، ۴) محاسبه می‌شوند، که تبدیل‌های فوریر را در قالب دستگاه مختصات اندازه‌گیری اولیه، با هم مرتبط می‌سازد. مشخص می‌شود که دو معادله و چهار مجهول، وجود دارند. راه حل این مسأله به واسطه بهره‌گیری از این خاصیت است که تغییرات مؤلفه‌های  $Z_{ij}$  به نسبت تغییرات  $\omega$  بسیار کند بوده در نتیجه می‌توان این مؤلفه‌ها را بصورت میانگین‌هایی در باندهای فرکانسی محاسبه نمود، که هر باند شامل مقادیر متفاوتی برای  $E$  و  $H$  می‌باشد. یک چنین فرآیندی بوسیلهٔ مادن و نلسون (۱۹۶۴)، تشریح شده است.

وقتی که مقادیر  $Z_{ij}$  در سیستم اولیه  $x$  و  $y$  محاسبه گردید، می‌توان آنها را با زاویه  $\theta$  به هر سیستم  $x'$  و  $y'$  دیگری، دوران داد. معمولاً زمانی که  $Z'_{yy}$  ماکزیمم و  $Z'_{yx}$  مینیمم می‌شوند،  $y'$  یا امتداد زمین‌شناختی منطبق می‌شود، ولی گاهی اوقات هم  $x'$  با امتداد زمین‌شناختی انطباق پیدا می‌کند ( $Z'_{xy}$  از  $E_x$  و  $H_y$  بدست می‌آید). معمولاً محورهای  $x'$  و  $y'$  با محورهای اصلی انیزوتروپی منطبق هستند، هر چند که مشخص نیست که کدامیک در امتداد زمین‌شناختی قرار دارند. یک راه بدست آوردن محورهای  $x'$  و  $y'$  محاسبهٔ امپدانس‌های اصلی برای مقادیر متفاوت  $\theta$  و درون‌یابی<sup>۱</sup> آنها برای بدست آوردن ماکزیمم و مینیمم برای هر مقدار  $\omega$  می‌باشد. به‌رحال، می‌توان از یک تکنیک تحلیلی برای کاهش محاسبات استفاده کرد. سویفت (۱۹۶۷) تکنیکی را پایه‌گذاری کرد که به موجب آن زاویهٔ دوران  $\theta^\circ$  مورد نیاز برای ماکزیمم کردن مجموع مربعات امپدانس‌های اصلی، تعیین می‌شود. همان مقدار  $\theta^\circ$ ، مقدار مینیمم مجموع مربعات امپدانس‌های عرضی را بدست می‌دهد. هر چهار امپدانس، برای هر یک از مقادیر  $\omega$  محاسبه می‌گردد ولی فقط مقاومت‌ویژه‌های ظاهری اصلی،  $\rho'_{yx}$  و  $\rho'_{xy}$  ترسیم می‌شوند، زیرا مقاومت‌ویژه‌های ظاهری عرضی، تنها از طریق مدل سه‌بعدی قابل تعبیر و تفسیر خواهند بود. فرض بر این است که زیرسطح در زیر هر ایستگاه، بصورت قطعه‌ای دوبعدی بوده و مقاومت‌ویژه‌های ظاهری عرضی قابل صرف‌نظر کردن می‌باشند، گرچه از مرتبهٔ بزرگی آنها برای پی‌بردن به آنکه زیرسطح در چه درجه‌ای از انحراف نسبت به مدل دوبعدی قرار دارد، استفاده می‌شود، که در زیر توضیح داده خواهد شد.

با استناد به اظهارات سیمز<sup>۲</sup> و بوستیک (۱۹۶۹)،  $|Z_{xx} + Z_{yy}|$  و  $|Z_{xy} - Z_{yx}|$  هر دو، مستقل از  $\theta$  می‌باشند. مرتبهٔ بزرگی نسبت این دو کمیت، که آن هم مستقل از  $\theta$  می‌باشد، چولگی<sup>۳</sup>،  $S$ ، خوانده

می‌شود،

$$S = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \quad (۴.۴۱)$$

اگر  $S$  کوچک باشد، نتیجه گرفته می‌شود که زیرسطح در آن سایت و برای آن فرکانس بخصوص، عملاً 1-D یا 2-D می‌باشد، در غیر اینصورت 3-D خواهد بود. روشن است که اگر زیرسطح واقعاً 1-D باشد، آنگاه  $S$ ، صفر خواهد بود. یک قاعده کلی و غیر قابل اطمینان که جنبه کاربردی دارد، به شرح زیر می‌باشد:

• 1-D اگر  $S \leq 0.05$

• 3-D اگر  $S \geq 0.12$

• 2-D اگر  $0.05 < S < 0.12$

بطوری که در بالا اشاره شد، دوران مختصات‌ها، برای یکی از امپدانس‌های اصلی، مقدار ماکزیمم و برای دیگری مقدار مینیمم را بدست خواهد داد؛ که در آن، زاویه دوران  $\theta^\circ$  برای هر فرکانس، متفاوت می‌باشد. این دو امپدانس، منحنی‌های  $\rho_{max}$  و  $\rho_{min}$  را بدست می‌دهند. در بیشتر موارد، وقتی محور  $x'$  عمود بر امتداد زمین‌شناختی است،  $Z'_{xy}$  که از  $E_x$  بدست آمده، ماکزیمم بوده و بنابراین محور  $y'$ ، در امتداد زمین‌شناختی قرار دارد. بهرحال، همیشه چنین نیست.  $x'$  و  $y'$  محورهای اصلی هستند که هم‌راستای شیب و امتداد زمین‌شناختی می‌باشند، ولی نحوه تشخیص اینکه کدامیک امتداد زمین‌شناختی است، بصورت زیر می‌باشد. در شرایط ایده‌آل برای چشمه،  $H_z$  تماماً ناشی از جریانهای است که به موازات امتداد زمین‌شناختی حرکت می‌کنند. در نتیجه، آن امتداد مشخصی از  $H$  که در راستای افق به بیشترین مقدار با  $H_z$ ، هم‌دوس<sup>۱</sup> می‌باشد، محور شیب خواهد بود که عمود بر امتداد زمین‌شناختی می‌باشد. شیوه تشخیص این امتداد بوسیله تی.آر. مادن (۱۹۶۸، منتشر نشده) تکامل پیدا کرد و بوسیله وزوف (۱۹۷۲) تشریح گردید. فرض بر این است که،  $H_z$  با  $H_x$  و  $H_y$  دارای ارتباط خطی بوده و در هر فرکانس، تبدیل فوریر آنها می‌تواند بصورت زیر نوشته شود،

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y \quad (۴.۴۱a)$$

که در آن  $T_x$  و  $T_y$  ضرایب مختلط مجهولی هستند که می‌توان آنها را محاسبه کرد. اگر ساختار 2-D و امتداد زمین‌شناختی در راستای محور  $y'$  باشد، معادله (۴.۴۱ a) بصورت زیر خواهد بود،

$$H_z = T_x H_x \quad (۴.۴۱b)$$

که در آن  $x'$  (محور شیپ) عمود بر امتداد زمین‌شناختی می‌باشد.  $T_x$ ، منتقل‌کننده<sup>۱</sup> نامیده می‌شود، به این معنا که بخشی از مؤلفه افقی  $H$  را به مؤلفه عمودی منتقل می‌کند. قدر مطلق  $T_x$ ، معمولاً در مرتبه ۰/۱ می‌باشد.

پس از ترسیم منحنی‌های  $\rho_{\min}$  و  $\rho_{\max}$  که در آن هر فرکانس بصورت جداگانه دوران پیدا کرده است، بعضی از کارشناسان ترجیح می‌دهند که تمامی فرکانس‌های هر منحنی را مجدداً به یک زاویه میانگین  $\bar{\theta}$ ، دوران دهند. یک کار معقول این است که اختلاف  $90^\circ$  بین  $\bar{\theta}_{\min}$  و  $\bar{\theta}_{\max}$  را مورد بازیابی قرار دهیم. اطلاعات حاصل از انتقال دهنده (tipper)، به ما اجازه می‌دهد تا تشخیص دهیم که کدام یک از  $\rho_{\min}$  یا  $\rho_{\max}$  با امتداد زمین‌شناختی انطباق دارند. آن یکی که با امتداد زمین‌شناختی انطباق داشته باشد، بعنوان  $\rho_{11}$  شناخته می‌شود، بدین معنا که هم راستا با آن مؤلفه‌ای از  $E$  می‌باشد که به موازات امتداد زمین‌شناختی قرار دارد. این مورد،  $\rho_a$  برای پلاریزاسیون  $E$ ، هم نامیده می‌شود؛ که همچنین حالت  $TE$ <sup>۲</sup>، خوانده می‌شود؛ بدین معنا که  $E$  عمود بر صفحه کاغذی است که مقطع عرضی مدل 2-D روی آن ترسیم شده است. دیگری بعنوان  $\rho_{\perp}$  شناخته می‌شود و همانند بالا می‌توان آنرا پلاریزاسیون  $H$  و یا حالت  $TM$ <sup>۳</sup>، نامید. برخی مواقع منحنی‌های  $\rho_{11}$  و  $\rho_{\perp}$  یکدیگر را قطع می‌نمایند. به عبارتی دیگر، بخشی از  $\rho_{\min}$  و بخشی از  $\rho_{\max}$  باید به یکدیگر ملحق شوند تا منحنی  $\rho_{11}$  بوجود آید؛ برای  $\rho_{\perp}$  نیز به همین صورت است.

قوانین چولگی ابعادی و قوانین مربوط به تعیین امتداد زمین‌شناختی، که در بالا مورد بحث قرار گرفت، در جایی که ناهمگنی‌های 3-D نزدیک به سطح وجود داشته باشد، به علت پیدایش اعوجاج<sup>۴</sup> در تانسور امپدانس که مانع از جدایش دو حالت،  $\rho_{11}$  و  $\rho_{\perp}$ ، می‌شود، جواب مطلوب را بدست نخواهند داد. (پارک و لایولی بروکس<sup>۵</sup>، ۱۹۸۹).

اگر هدف از یک کاوش، اساساً تعبیر و تفسیر 1-D باشد، دیگر نیازی به تعیین چگالی ایستگاهی به منظور تشخیص ناهمگنی‌های 3-D و 2-D نزدیک به سطح، که می‌توانند جابجایی‌های چشمگیر استاتیکی تا حدودی مستقل از فرکانس بین منحنی‌های  $\rho_{11}(T)$  و  $\rho_{\perp}(T)$  بوجود آورند، نخواهد بود.

شکل ۱۶. ۴، نشانگر اثرات یک ناهمگنی 2-D نزدیک به سطح بر روی  $\rho_a$  می‌باشد. مدل مورد نظر در گوشه بالا دست چپ و همچنین در قسمت پایین، با استفاده از مسافت لگاریتمی،  $x$ ، از مرکز

1. tipper  
3. TM mode (Transversal M.)  
5. Park and Livelybrooks

2. TE: mode (Transversal E.)  
4. distortion

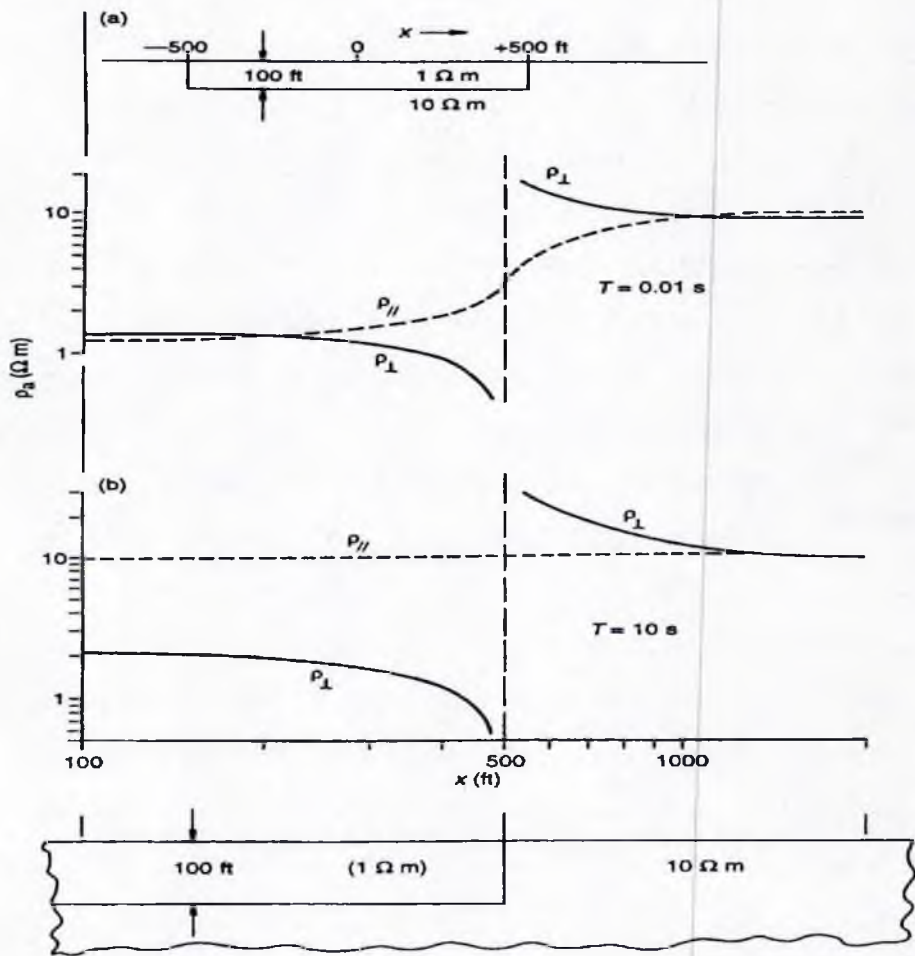
صفحه‌ای که بصورت بینهایت در جهت‌های  $\pm y$  گسترش دارد، نشان داده شده است. عبور  $p_{\perp}$  از روی نقطه هدف و اختلاف‌های بزرگ (جابه‌جایی‌ها) بین  $p_{\perp}$  و  $p_{\parallel}$ ، در تمامی فرکانس‌ها وجود دارد. این موارد موجب پیدایش جابه‌جایی‌های فاحشی بین منحنی‌های  $p_{\perp}(T)$  و  $p_{\parallel}(T)$  می‌گردند: برای این مثال، حدوداً با ضریبی در مرتبه ۱۰. در فرکانس‌های پایین (منحنی‌های مربوط به  $T=10^5$ ) بطور محسوس  $p_{\parallel}$  نه از صفحه عمودی تأثیر پذیرفته و نه بر روی آن تأثیر گذاشته است؛ برای تمامی مقاصد کاربردی ایجاد هیچگونه ناهنجاری نمی‌کند. به همین دلیل، در بیشتر موارد برای تعبیر و تفسیر  $p_{\parallel}$ ، 1-D مورد استفاده قرار می‌گیرد؛ این حالت TE می‌باشد؛ ولی به این صورت که  $p_{\min}$  از صفحه عمودی مقاومت‌ویژه به سمت خارج و  $p_{\max}$  به سوی این صفحه، قرار دارند. این قانون در تعبیر و تفسیرهای مربوط به نزدیکی شیب‌های تند گسل‌ها، مفید است. بهرحال وقتی ویژگی‌های محیط 3-D صادق باشد،  $p_{\perp}$  به نسبت  $p_{\parallel}$ ، می‌تواند تعبیر و تفسیرهای 1-D معتبرتری را بدست دهد.

شکل ۱۷. ۴ نتیجه محاسبات مدل مربوط به سونداژ MT بر روی یک ناهمگنی 2-D نزدیک به سطح را نشان می‌دهد. مرتبه ضریب جابجایی ایستایی بین منحنی‌های  $p_{\perp}(T)$  و  $p_{\parallel}(T)$  حدوداً در مرتبه ۸ می‌باشد. یک مثال غیر واقعی دیگر از جابه‌جایی ایستایی، در شکل ۲۰. ۴ نشان داده شده است. شکل ۹. ۴ نشاندهنده یک مورد عملی از جابجایی ملایم می‌باشد.

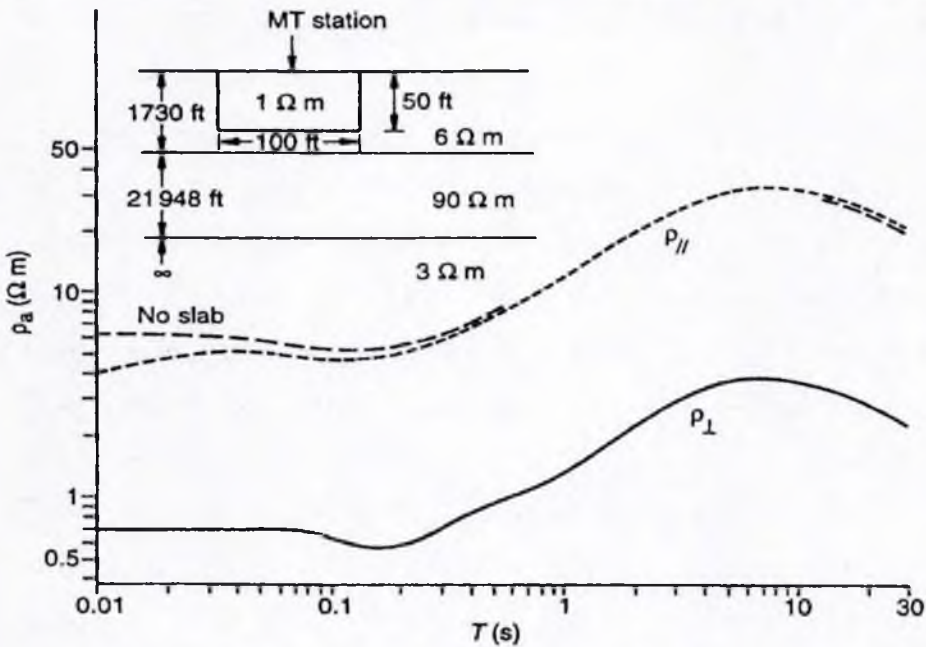
بیشتر جابه‌جایی به علت حساسیت میدان الکتریکی نسبت به ویژگی‌های نزدیک به سطح می‌باشد. این مورد را می‌توان با اندازه‌گیری در طول خطوط بلند، در حدود ۵۰۰ m، تحت کنترل درآورد. چنین شیوه‌ای پرزحمت بوده و قدرت تفکیک فضایی (سه بعدی) را کاهش می‌دهد. برای بهبود جابه‌جایی ایستایی در داده‌ها، برخی ژئوفیزیکدانان از میانگین‌های حسابی  $Z_{\min}$  و  $Z_{\max}$  استفاده می‌کنند. ژئوفیزیکدانان دیگر، از میانگین‌های لگاریتمی استفاده می‌کنند.

پلیرین و هوهمان<sup>۱</sup> (۱۹۹۰) پیشنهاد کرده‌اند در صورتی که افزایش قابل توجه هزینه‌ها برای کسی اهمیت نداشته باشد، از یک سونداژ الکترومغناطیسی حالت گذار یا حلقه مرکزی (TEM) برای جابه‌جا کردن قسمت سطحی یک منحنی سونداژ MT به موقعیت متعارف آن استفاده شود.

بوستیک (۱۹۸۶) یک تکنیک پروفیل‌زنی پیوسته را (بخش ۴.۳.۷) برای تضعیف اثرات نزدیک به سطح 2-D و 3-D تکامل بخشید، که به واسطه آن جابجایی ایستایی کاهش پیدا می‌کند.



شکل ۱۶. ۴: اثرات ناهمگنی نزدیک به سطح بر روی اندازه‌گیری‌های سونداژ مگنتوتلریک. با این ذهنیت که میدان الکتریکی یک تابع نقطه‌ای است. ناهمگنی بصورت یک صفحه دوبعدی افقی با گسترش بینهایت و در جهت عمود بر پروفیل می‌باشد.



شکل ۴.۱۷: جابجایی ایستایی در منحنی‌های  $\rho_{\perp}(T)$  و  $\rho_{\parallel}(T)$  سوندال مقاومت ویژه، ناشی از یک ناهمگنی 2-D نزدیک به سطح، که به صورت یک صفحه دارای گسترش  $\pm\infty$  و عمود بر شمای مقطع عرضی نشان داده شده در گوشه بالا سمت چپ می‌باشد. (میدان الکتریکی بصورت تابع نقطه‌ای می‌باشد).

#### ۴.۳.۵. تعبیر و تفسیر دوبعدی

رابطه MT در هر ایستگاه بر روی یک مدل دوبعدی، با شش منحنی متفاوت بصورت توابعی از فرکانس، تعریف می‌شوند:  $\rho_{\perp}$ ،  $\phi_{\perp}$ ،  $\phi_{\parallel}$ ،  $\rho_{\perp}$ ،  $\rho_{\parallel}$  و فاز  $\frac{H_z}{H_{\alpha}}$ ، که  $\alpha$  راستای عمود بر امتداد زمین‌شناختی می‌باشد. اولین قدم، بنانهادن یک مدل تقریبی 2-D بر مبنای اطلاعات مستقل و تعبیر و تفسیر 1-D، برای هر ایستگاه MT می‌باشد. به این منظور، با فرض اینکه دقیقاً در زیر هر ایستگاه، مدل 1-D وجود دارد، هر کدام از منحنی‌های  $\rho_{\perp}$  و  $\rho_{\parallel}$  بطور جداگانه مورد تعبیر و تفسیر قرار می‌گیرند. یک تلفیق از دو نتیجه تعبیر و تفسیر صورت می‌گیرد، که معمولاً تأکید بیشتر بر روی نتیجه تعبیر و تفسیر منحنی  $\rho_{\parallel}$  می‌باشد، به استثنای موارد خاص، از جمله بر روی نقطه اوج یک تاقدیس و یا بعضی اوقات در مناطقی که تحت تأثیر مدل 3-D قرار دارند. با تعبیر و تفسیر تمام منحنی‌های  $\rho_{\parallel}$  و  $\rho_{\perp}$  در همه ایستگاهها به صورتی که گفته شد، یک مدل دوبعدی بنا نهاده می‌شود. اینجا، جایی است که شبیه‌سازی دوبعدی، شروع می‌شود. به این مسأله در بالا اشاره شد که رابطه کامل MT در هر ایستگاه، نیاز به شش منحنی مستقل دارد. گاهی اوقات، بعضی از این منحنی‌ها بصورت کیفی مورد



استفاده قرار می‌گیرند، ولی منحنی‌های  $\rho_{11}$ ،  $\rho_{12}$  داده‌های اصلی را در هر ایستگاه تشکیل می‌دهند؛ این موارد می‌توانند بصورت‌های زیر ارائه داده شوند.

۱- مقاطع عرضی مقاومت‌ویژه ظاهری (مقاطع کاذب)، یکی برای  $\rho_{11}$  و دیگری برای  $\rho_{12}$  در نظر گرفته شوند. محور  $x$  بیانگر مسافت (مکان ایستگاهها) بوده و محور  $z$  که بطرف پایین افزایش پیدا می‌کند، نشاندهنده پرید بر روی یک مقیاس لگاریتمی می‌باشد. مقاومت‌ویژه‌های ظاهری در مقابل مختصات پرید و مسافت نوشته شده و سپس کانتورها برای مقاومت‌ویژه‌های ظاهری یکسان، ترسیم می‌شوند. این تجربه‌ای است که بیشتر استفاده‌کنندگان از آن اظهار رضایت می‌کنند (شکل ۱۸، ۴).

۲- پروفیل‌های مقاومت‌ویژه ظاهری برای  $\rho_{11}$ ،  $\rho_{12}$  در عرض ساختار بصورت یک پروفیل برای هر پرید، ترسیم می‌شوند.

۳- منحنی‌های کوچک مقیاس سونداژ MT بر روی هر ایستگاه ترسیم می‌شوند.

۴- پروفیل  $E_{11}$ ،  $E_{12}$ ،  $H_{11}$  و  $H_{12}$  در عرض ساختار بصورت یک پروفیل برای هر پرید، ترسیم می‌شوند.

تعبیر و تفسیر معمولاً با شبیه‌سازی پیش‌رونده آزمایش و خطا، انجام می‌گیرد. از انواع روش‌های متداول شبیه‌سازی، می‌توان به سه مورد اشاره کرد: (۱) راه‌حل شبکه‌ای، که در آن از خط فرستنده یا تشابه سطحی<sup>۱</sup> فرستنده استفاده می‌شود، (۲) تفاضل متناهی، (۳) اجزاء متناهی. روش راه‌حل شبکه‌ای، بوسیله سوئیفت مورد بحث قرار گرفته‌است (۱۹۷۱). فهرست‌نگاشت یک برنامه با استفاده از روش تفاضل متناهی بوسیله جونز و پاسکو<sup>۲</sup> (۱۹۷۱) منتشر شده است. یک برنامه اجزاء متناهی در دانشگاه یوتا واقع در سالت‌لیک‌سیتی<sup>۳</sup>، تکامل یافت که در آن از زیرمجموعه‌های حوزه مثلثی استفاده می‌شود. نسخه ۱۹۸۱ این برنامه، MT2D نامیده شده است: یک برنامه دارای تأثیر متقابل برای MT دوبعدی و شبیه‌سازی چشمه خطی. این روشهای شبیه‌سازی عددی بصورتی مبسوط بوسیله هوهمان (۱۹۸۸)، مورد بحث قرار گرفته‌اند.

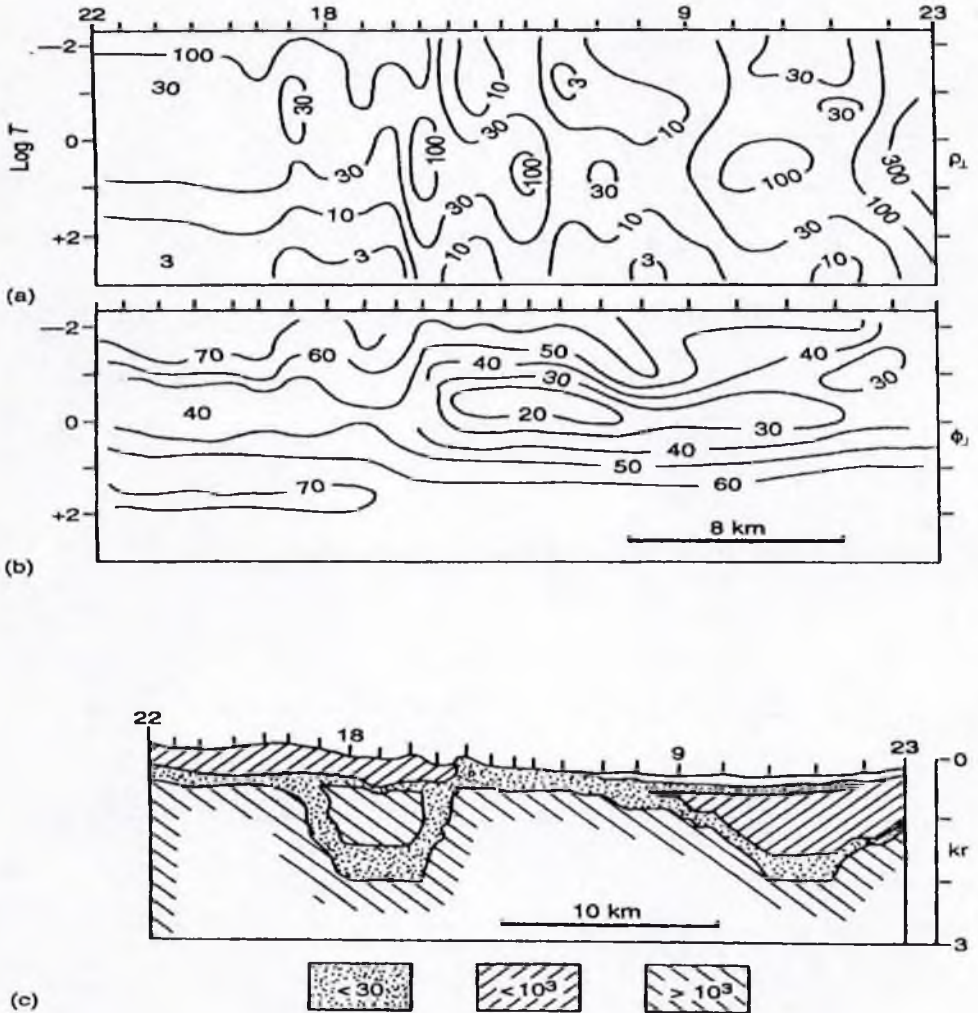
نتایج شبیه‌سازی، تا حدود زیادی به صحت تخمین‌های ارائه شده برای مدل اولیه و همچنین به درجه پارامتربندی شدن، بستگی دارد. می‌توان گفت که اطلاعات زمین‌شناسی بدست آمده از این نوع شبیه‌سازی، بیش از آنکه نشان دهد چه چیزی وجود دارد، آن چیزی را که وجود ندارد نشان می‌دهد، مگر آنکه مدل اولیه به قدری ساده باشد که با توانایی تفکیک روش MT، یک سازگاری

1. surface analogy

2. Jones and Pascoe

3. University of Utha, Salt Lake City

واقع‌بینانه داشته باشد. دی‌گروت - هدلین و کونستابل<sup>۱</sup> (۱۹۹۰) شیوه‌ای را توسعه دادند که به واسطه آن یک ساختار بسیار ساده منطبق با داده‌های موجود، یافت می‌شود. این امر از راه ایجاد یک تعدیل جزئی، در معیاری که منطبق نمی‌باشد، صورت می‌گیرد.



شکل ۱۸. ۴: کاوش MT در دهانه آتشفشان لانگ‌ولی<sup>۲</sup>. کلیفرنیا. مقاطع کاذب مربوط به  $\rho_{\perp}$  و  $\phi_{\perp}$  بر حسب  $\Omega m$  و (b) بر حسب درجه. (c) تعبیر و تفسیر دوبعدی با شبیه‌سازی پیش‌رونده اجزاء منتهای (پس از وانامیکر و همکاران<sup>۳</sup>، ۱۹۹۱).

1. De Groot- Hedlin and Constable  
3. Wannamaker et al.

2. Long Valley

شکل ۱۸. ۴ نشاندهنده یک مثال صحرایی می‌باشد (وانامیکر و همکاران، ۱۹۹۱) که در آن از شبیه‌سازی پیش‌رونده اجزاء متناهی استفاده شده است. داده‌ها شامل یک پروفیل از ۲۴ سونداژ MT در عرض دهانه آتشفشان لانگ‌ولسی واقع در کلیفرنیا، می‌باشند. یک مدل 2-D با استفاده از پتانسیل ژئوترمال، تدوین گردید و مورد تعبیر و تفسیر قرار گرفت. استفاده از  $\rho_{\perp}$  و  $\phi_{\perp}$  در شبیه‌سازی مورد تأکید قرار گرفته است، زیرا تجربه در این مورد مؤید آن است که اینها به نسبت  $\rho_{\parallel}$  و  $\phi_{\parallel}$  کمتر تحت تأثیر اثرات 3-D قرار می‌گیرند. شکل ۱۸C. ۴ نتیجه شبیه‌سازی پیش‌رونده می‌باشد. تنها آن قسمتی از مدل که دارای عمق کمتر از ۳km می‌باشد، در اینجا نشان داده شده است. برخی از اطلاعات مربوط به اعماق کم، از سونداژهای حوزه زمانی EM و داده‌های حاصل از حفاری، بدست آمده‌اند.

### ۴.۳.۶. ملاحظات نهایی در ارتباط با تعبیر و تفسیرهای 1-D، 2-D و 3-D

هنر یک متخصص تعبیر و تفسیر از نقطه نظر ابعادی، احتیاط او در قبال این مسأله می‌باشد که در صورت عدم اطمینان از مقرون‌به‌صرفه بودن بازدهی احتمالی، به سوی تعبیر و تفسیر فراتر از 1-D سوق داده نشود.

۱- اگر داده‌های MT در هر ایستگاه متناسب با پیش‌فرض مدل 1-D باشند، نتایج بسیار ثمربخش خواهند بود.

۲- اگر شرایط زیرسطح ایجاب نماید به واسطه شبیه‌سازی 2-D به آن پرداخته شود، روش MT نسبتاً دارای ثمربخشی کمتری خواهد بود؛ هزینه و همچنین دشواری‌های تعبیر و تفسیر بطور قابل ملاحظه‌ای افزایش پیدا می‌کنند. تغییرات مدل برای هر آزمون، انتخابی دشوار بوده و استفاده از آزمون‌های وقت‌گیر، اجتناب‌ناپذیر خواهد بود، مگر آنکه خصوصیات قسمت‌های زیرسطحی و نزدیک به سطح از پیچیدگی برخوردار باشند.

۳- اگر شرایط زیرسطح ایجاب نماید که به واسطه مدل 3-D متناسب با وضعیت محل به آن پرداخته شود، این کار می‌تواند با استفاده از اشکال هندسی بسیار ساده و معمولی از جمله منشورها صورت پذیرد. این مورد می‌تواند در ژئوفیزیک معدنی مفید باشد، ولی به استثنای اهداف آموزشی در مطالعه حوضه‌های رسوبی کاربرد محدودی دارد. در این صورت شاید بهتر آن باشد تا از روشهای تلیک استفاده نماییم؛ روش‌های تلیک در چنین مواردی مقرون‌به‌صرفه‌ترند (بخش ۴. ۴).

### ۴.۳.۷. انواع روشهای مگنتوتلیک و شبه‌مگنتوتلیک

از زمان انتشار مقاله کاگنبارد (۱۹۵۳) تا کنون، انواع گوناگون و شیوه‌های عملیاتی مختلفی

برای MT تکامل یافته‌اند که هر کدام به درجات متفاوتی متناسب با شرایط مختلف از لحاظ مشکلات زمین‌شناسی، تجهیزات و بودجه مالی با یکدیگر تفاوت دارند. برخی از اینها عبارتند از، MT کامل، MT ارجاعی، MT از راه دور<sup>۱</sup>، سونداژ تلریک، MT تلریک و پروفیل‌زنی آرایه الکترومغناطیسی<sup>۲</sup> (EMAP).

روش مدنظر کاگنیارد (۱۹۵۳)، بر مبنای پیش‌فرضهای مربوط به یک زیرسطح کاملاً I-D و قابل صرف‌نظر بودن  $H_z$ ، استوار می‌باشد. این کار مستلزم اندازه‌گیری مؤلفه‌های افقی، دو مؤلفه از E و دو مؤلفه از H، در طول یک سیستم مختصاتی خواهد بود، که امتداد آن باید در صحرا تعیین شود. در این روش هیچ‌گونه دورانی انجام نخواهد شد. چنین مقاومت‌ویژه‌های ظاهری، هم‌اکنون، مقاومت‌ویژه‌های کاگنیارد<sup>۳</sup> یا مقاومت‌ویژه‌های اسکالر نامیده می‌شوند، تا بتوان آنها را از مقاومت‌ویژه‌های دوران یافته تانسور تمیز داد و هم‌اکنون چنین شیوه‌ای را MT ساده<sup>۴</sup> می‌نامند. این روش هنوز از سوی سازمانهایی که دارای تجهیزات محدودی هستند و همچنین در مسائل زمین‌شناسی مناسب برای این روش، با انتخاب مکان‌ها و امتدادهای مناسب برای محورهای اندازه‌گیری، مورد استفاده قرار می‌گیرد. در صورتی که این کار بصورت مناسب انجام شود، مقاومت‌ویژه‌های کاگنیارد می‌توانند بصورت رضایت بخشی بعنوان داده‌های نهایی، مورد استفاده قرار گیرند، آنها حتی ممکن است ارزشمندتر از مقاومت‌ویژه‌های تانسور دوران یافته باشند، که حاصل از داده‌های بدست آمده در طول محورهایی با امتداد دلخواه می‌باشند. چنین مطالعاتی می‌توانند با استفاده از جداول ثبت شده روی کاغذ و حتی بدون پردازش دیجیتالی، برای برخی از موضوعات خاص، همچون تعیین عمق پی‌سنگ الکتریکی و رسانایی کلی مقطع رسوبی، انجام شوند. متعاقب این موارد، روشهای زیر تکامل پیدا کرده‌اند.

### (a) MT کامل (عادی)<sup>۵</sup>

این روش مستلزم اجرای شیوه‌ای است که در قسمت ۴.۳.۴ شرح شد. داده‌ها باید بصورت دیجیتالی باشند تا محورهای اندازه‌گیری را بتوان بصورت تحلیلی دوران داد تا  $p_{11}$  و  $p_{12}$  و فازهای آنها را بدست بیاوریم. علاوه بر این از مواردی که در تعبیر و تفسیر مفید است، اطلاعات منتقل‌کننده هستند که برگرفته از سه مؤلفه H، می‌باشند. بنابراین، MT کامل، مستلزم اندازه‌گیری‌های دیجیتالی برای

1. remote MT

3. Cagniard resistivities

5. complete (conventional) MT

2. electromagnetic array profiling

4. simple MT

پنج مؤلفه در یک باند فرکانسی گسترده می‌باشد. وزوف (۱۹۷۲) چنین عملیاتی را تشریح می‌کند. این نوع کاوش بر مبنای هزینه - بر - ایستگاه، گران است، ولی برای کارهای منطقه‌ای از قبیل ارزیابی حوضه در اکتشافات نفت، نهایتاً ارزان‌تر از روشهای دیگر خواهد بود. در صورتی که به فرکانس‌های بسیار پایین علاقه‌مند نباشیم و نسبت سیگنال به نویز مناسب باشد، هزینه‌ها کاهش خواهند یافت.

### MT (b) ارجاعی<sup>۱</sup>

در این روش دو سیستم MT کامل، مورد استفاده قرار می‌گیرند و اندازه‌گیری‌ها بصورت همزمان در دو ایستگاه که فاصله آنها حدوداً ۳ و ۱۵km می‌باشد، صورت می‌گیرند. اندازه‌گیری‌های انجام شده در یک ایستگاه بصورت خودکار به ایستگاه دیگر ارسال می‌شود که عمل ثبت در آنجا برای هر دو ایستگاه صورت می‌پذیرد، یا آنکه اندازه‌گیری‌ها بطور مستقل در هر ایستگاه صورت گرفته و ساعت زده می‌شوند. در پردازش داده‌ها، ضرایب حاصل از احتساب میداین مغناطیسی افقی در دو ایستگاه، مورد استفاده قرار می‌گیرند، تا بتوانیم تانسورهای امپدانس را در هر دو ایستگاه محاسبه نماییم. یک ارزیابی صحرائی به این شیوه، بوسیله گمبل، گویانو و کلارک<sup>۲</sup> (۱۹۷۹) منتشر شده است. این روش، انواع گوناگون نویز را که با خصوصیات سیگنال‌های منشاء دور دست رده MT همخوانی ندارند، کاهش می‌دهد.

MT ارجاعی را می‌توان بصورتهای زیر مورد استفاده قرار داد:

۱- دو اندازه‌گیری MT کامل، با ارجاع مغناطیسی انجام می‌شود و سپس هر دو سیستم به یک جفت ایستگاه دیگر، حرکت می‌کنند. می‌توان از میدان الکتریکی بعنوان مرجع استفاده کرد (مرجع تلریک)، ولی به نظر اکثر متخصصان، مرجع مغناطیسی بهتر است، که آنهم عمدتاً به دلیل حساسیت بیش از حد میدان الکتریکی در ارتباط با زمین‌شناسی محلی در مقایسه با میدان مغناطیسی می‌باشد.

۲- یک سیستم کامل MT، همراه با یک واحد مرجع مغناطیسی دو مؤلفه‌ای، در یک ایستگاه مبنای تعدادی ایستگاه MT به آن ارجاع می‌شوند مورد استفاده قرار می‌گیرد. این شیوه تنها نیاز به یک نفر از اکیپ MT دارد.

نیازی به گفتن نیست که، داده‌های MT ارجاعی، بهتر از داده‌های تک‌ایستگاهی MT کامل، برای همان مدت زمان ثبت صحرائی می‌باشند و همیشه اینطور نیست که آنها هزینه بیشتری را دربرداشته باشند. در مقایسه مزایای هزینه‌ای این روش نسبت به سایر روشها، می‌توان به ابعاد دیگر، از جمله

تعداد و چگالی ایستگاهها، نسبت سیگنال - به - نویز و مسائل لجستیکی، اشاره کرد. بهرحال در مناطقی که نویز حاصل از فعالیت‌های بشری زیاد می‌باشد، چاره‌ای نیست جز آنکه از MT ارجاعی، که تمامی امواج غیرمسطح را حذف می‌نماید، استفاده شود.

این روش احتمالاً از پراهمیت‌ترین موارد تکامل، از زمان در دسترس قرار گرفتن MT کامل محسوب می‌شود، زیرا امروزه کمتر منطقه‌ای یافت می‌شود که نویز حاصل از فعالیت‌های بشری در آنجا وجود نداشته باشد. نوشته‌ای از کلارک و همکاران (۱۹۸۳) تجهیزات لازم و شیوه کار این روش را تشریح می‌نماید.

### (c) MT از راه دور (سیار، گردش‌کننده)<sup>۱</sup>

چنانکه در بالا اشاره شد، قابلیت تشخیصی عمدتاً به واسطه استفاده از میدان الکتریکی می‌باشد؛ وابستگی مؤلفه‌های افقی میدان مغناطیسی به زمین‌شناسی محلی نسبتاً کم می‌باشد. بنابراین، میدان مغناطیسی افقی را از نظر فضایی، یکپارچه در نظر می‌گیریم و مگنتومتر را می‌توان تا اندازه‌ای از خطوط اندازه‌گیری تلیک جابجا کرد. اینکه فاصله این جابه‌جایی چه مقدار می‌تواند باشد، بستگی به موضوع کاوش و مقاومت ویژه‌های زیرسطحی دارد؛ در برخی موارد، ممکن است مجبور باشیم این فاصله را در محدوده ۱۰۰m نگاه داریم و برای مواردی دیگر، این فاصله در حد دهها کیلومتر در نظر گرفته می‌شود. کاکینارد (۱۹۵۳)، با وقوف نسبت به این مسأله، پیشنهاد کرد که می‌توان داده‌های MT فراساحلی<sup>۲</sup> را از طریق اندازه‌گیری میدان مغناطیسی در خشکی و میدان تلیک در بستر دریا، بدست آورد. بهرحال، اگر زیرسطح دارای تغییرات جانبی عمده‌ای باشد، میدان مغناطیسی افقی برای فاصله‌ای در حد ۷km می‌تواند با ضریب ۱/۵ برابر تغییر نماید. این اثر، وابسته به فرکانس بوده و می‌تواند موجب بروز خطاهای اساسی گردد. از طرف دیگر، تعبیر و تفسیر داده‌های MT از راه دور، می‌تواند بدون پذیرش فرض یکپارچگی فضایی میدان مغناطیسی افقی، و به واسطه محاسبه پاسخ‌های عملی MT از راه دور، صورت گیرد (استودت، هوهمان و تینگ<sup>۳</sup>، ۱۹۸۱)، ولی این مسأله تا اندازه زیادی موجب کاهش انگیزه انتخاب روش MT از راه دور، بعنوان اولین گزینش، خواهد شد.

از زمانی که روش MT بصورت عملیاتی درآمد، انتخاب این روش برای مناطقی که دسترسی به آنها دشوار می‌باشد، به دفعات تجربه شده است، زیرا واحدهای اندازه‌گیری میدان تلیک قابل حمل و نقل بوده یا به بیان ساده هزینه‌ها را کاهش می‌دهند. با پیشرفت‌های اخیر در اندازه‌گیری از راه

1. remote (wandering, roving) MT  
3. Stodt, Hohmann and Ting

2. offshore

دور و داده‌پردازی زمان حقیقی ارجاعی، این روش بیش‌ازپیش متداول گردید. یک ایستگاه مبنای MT کامل، و در اطراف آن سه ایستگاه تلیک از راه دور برپا می‌شوند. داده‌ها بطور همزمان در چهار سایت به واسطه ارسال خودکار از ایستگاههای تلیک به ایستگاه مبنای MT، مورد اندازه‌گیری قرار می‌گیرند. مرجع تلیک، مورد استفاده قرار می‌گیرد. آنگاه تمامی آنچه برپا شده است به مکان دیگری منتقل می‌شود. بنابراین در حدود یک چهارم از تمام ایستگاهها، از نوع MT کامل بوده و بوجد آوردنده اطلاعات منتقل‌کننده می‌باشند. با استناد به آمار موجود، یک اکیپ که تنها دارای یک سیستم MT باشد می‌تواند در هر روز حدوداً شش ایستگاه را برپا نماید. هزینه بر ایستگاه در این روش، معمولاً در حد نصف یا یک سوم روش MT کامل بصورت تک ایستگاهی می‌باشد. این روش می‌تواند برای کاوش‌های دارای چگالی ایستگاهی بالا، یا برای شناسایی اهدافی با گسترش جانبی اندک، همچون ریف‌های ایزوله شده، یا در طول پروفیل‌هایی با ایستگاههای نزدیک به هم بمنظور کاهش اثرات ناهمگنی‌های نزدیک به سطح و همچنین جهت افزایش قدرت تفکیک زیرسطحی در تعبیر و تفسیر 2-D مورد استفاده قرار گیرد.

تعداد زیادی از ایستگاههای تلیک از راه دور، می‌توانند به واسطه ثبت در گروه‌هایی مشتمل از دو یا سه ایستگاه تلیک، به یک مبنای MT ارجاع داده شوند، ولی برای نتایج مشابه باید به فکر استفاده از تکنیکی متفاوت بود، که MT تلیک نامیده می‌شود و متعاقباً در بخش ۳.۷ (e)، ۴، تشریح خواهد شد.

برخی سازمانها از سیستم‌های MT دارای کانال‌های متعدد استفاده می‌نمایند. برای مثال، یک سیستم ۱۶ کاناله می‌تواند برای دو ایستگاه MT کامل با مرجع مغناطیسی به همراه سه ایستگاه تلیک از راه دور و یا یک مبنای MT چهارمؤلفه‌ای به همراه شش ایستگاه تلیک از راه دور، مورد استفاده قرار گیرد. برخی پیمانکاران استفاده از دو واحد ۱۶ کاناله با قابلیت کار همزمان را پیشنهاد می‌کنند، که با استفاده از آن می‌توان تا ۱۵ ایستگاه MT از راه دور را در یک مرحله ثبت، برداشت کرد. با توجه به شرایط فوق، می‌توان پی‌برد که این روش برای ثبت‌های طولانی مدت، شبانه‌روزی، جهت رسیدن به نسبت سیگنال - به - نویز مطلوب، مناسب بوده و همچنین می‌تواند برای انجام ثبت در طول پروفیل‌های با چگالی ایستگاهی بالا، بمنظور فیلترکردن ناهمگنی‌های نزدیک به سطح، مورد استفاده قرار گیرد.

#### (d) سونداژ تلیک

این روش، داده‌های نوع MT را بشکل مقاومت‌ویژه‌های اسکالر (نرده‌ای) بدست می‌دهد،

بدون آنکه هیچ گونه اندازه گیری مغناطیسی یا هر گونه موارد دیگری از این قبیل مورد نیاز باشد (یانگل، ۱۹۶۶). این روش در اواخر دهه ۱۹۵۰، زمانی که مگنومترهای ریزارتعاشی برای اهداف اکتشافی وجود نداشتند، تکامل پیدا کرد. اصولاً، این روش در صورتی که اندازه گیری های مغناطیسی در یک ایستگاه مبنا با داده های مغناطیسی تصنعی حاصل از اندازه گیری های تلریک بعلاوه داده های مقاومت ویژه زیرسطحی جمع آوری شده در آن محل جابجا شوند، با روش MT از راه دور تفاوتی نخواهد داشت. بهر حال، این مسأله در حالت کاربردی ساده تر خواهد بود؛ این کار بر اساس انتقال مدل مقاومت ویژه ایستگاه مبنا به ایستگاه های تلریک دور دست به واسطه داده های تلریک همزمان با آن در ایستگاه مبنا، صورت می پذیرد. داده های مقاومت ویژه در مبنا، می تواند از راه سونداژهای جریان مستقیم بسط داده شده در دو آزیموت و یا به واسطه چاه پیمایی، بدست آمده باشد.

در صورتی که اندازه گیری های تلریک محدود به مؤلفه هایی شوند که به واسطه آنها  $E_1$  را تخمین می زنیم (عمود بر امتداد میانگین پدیده های عمده زمین شناسی) این روش فوق العاده مفید خواهد بود، زیرا برای یک زیرسطح کاملاً 2-D، در صورتی که مقاومت ویژه هوا بی نهایت در نظر گرفته شود،  $H_{11}$  برای تمام نقاط سطح زمین یکسان خواهد بود. تمام آنچه که ما نیاز داریم، بدست آوردن نسبت های مربوط به دامنه  $E_1$  در ایستگاه های در حال جابجایی به دامنه ایستگاه مبنا می باشد. از آنجایی که هزینه بر ایستگاه، بسیار پایین می باشد، ایستگاه های قابل جابجایی می توانند به فواصل نزدیک به هم قرار داده شوند، حتی بصورت پیوسته، تا بتوان یک فیلتر فضایی را بدست آورد.

در اولین مراحل تکامل این روش، اینجانب (مؤلف) فقط با استفاده از جداول ثبت کاغذی و تجهیزات ارتباط رادیویی قابل جابجایی، نتایج خوبی را در ارتباط با حوضه های رسوبی عمیق، بدست آوردم. این روش می تواند از سوی سازمانهایی که امکانات MT را در اختیار ندارند، مورد استفاده قرار گیرد.

کاستی های این روش آشکار است، ولی همچنین از برخی مزایای تئوریک نیز برخوردار می باشد. در MT، به منظور خشی کردن تأثیرات ناهمگنی های 2-D و 3-D نزدیک به سطح، با لحاظ کردن اینکه اندازه گیری های مغناطیسی بصورت توابع نقطه ای می باشند، از خطوط طولانی، در حدود 400m، برای اندازه گیری جریان تلریک استفاده می شود. بنابراین، اندازه گیری های تلریک و مغناطیسی واقعاً مؤلفه های میدان الکترومغناطیسی تابع نقطه ای، نمی باشند. این شرایط، زمانی که محورهای امیدانس بصورت تحلیلی دوران پیدا می کنند، بیش از پیش بدتر خواهد شد، بخصوص در مکان هایی که ناهمگنی های جانبی نزدیک به سطح وجود داشته باشد. با استفاده از سونداژ تلریک، می توان در مبنا، از



خطوط تلیک طولانی‌تر هم استفاده کرده و سونداژهای جریان مستقیم را در امتداد آنها بدست آورد، که بر این اساس می‌توان یک میانگین‌گیری قابل انطباق را ارائه نمود. علاوه بر این، هیچگونه نویز مغناطیسی وجود نخواهد داشت.

### (e) MT تلیک

اصول این روش همانند MT از راه دور می‌باشد، با این تفاوت که اندازه‌گیری‌های همزمان MT در ایستگاه مینا، با یک تانسور امپدانس MT بدست آمده از یک اندازه‌گیری MT در آن محل، جایگزین شده است (هرمنس و تیسیر، ۱۹۷۵). این روش نیاز به داده‌پردازی از نوع MT دارد، اما هزینه آن کمتر از MT از راه دور خواهد بود.

با رجوع به معادله (۳۸. ۴)، می‌توان مؤلفه‌های  $Z_{ij}$  مربوط به تانسور امپدانس سطح در ایستگاه مینا،  $[Z_H]$ ، را به واسطه یک دسته از داده‌های MT، بدست آورد (وزوف، ۱۹۷۲). به همین صورت، مؤلفه‌های E در ایستگاه مینا و ایستگاه‌های سیار، یک تانسور انتقال تلیک،  $[T]$ ، را تعریف می‌کنند، که مؤلفه‌های آن  $T_{ij}$  می‌باشند. اگر فرض شود که H در همه جا یکسان است، تانسور امپدانس در ایستگاه سیار،  $[Z_S]$ ، برابر با حاصل ضرب  $[T]$  و  $[Z_H]$  خواهد بود؛ این داده‌های MT، حاصل از ایستگاه سیار می‌باشند. یک فرض دیگر این است که در تمامی فرکانس‌های مورد نظر، یک تانسور انتقال تلیک مناسب وجود دارد.

تا آنجایی که به شیوه‌های صحرائی مربوط است، چنین بنظر می‌رسد که، تنها تفاوت بین MT تلیک و MT از راه دور، این است که در MT تلیک مگنومتر پس از انجام یک اندازه‌گیری در ایستگاه مینا، بازگردانده می‌شود، در حالی که در MT از راه دور، مگنومتر در مدت زمان انجام مطالعات، در جای خود باقی می‌ماند. بهرحال، در انجام کاوش‌های گسترده، تفاوتی‌هایی در نحوه طراحی وجود دارد. MT تلیک، چنان طراحی شده است که ابتدا اندازه‌گیری‌های MT بر روی نقاط یک شبکه از ایستگاه‌های مینا که بصورت یکنواخت توزیع شده‌اند، انجام می‌گیرد و بقیه کار صحرائی تماماً به روش تلیک با استفاده مجدد از مکان‌های قبلی الکترودهای تلیک در ایستگاه‌های مینا، صورت می‌گیرد.

### (f) پروفیل‌زنی آرایه الکترود مغناطیسی (EMAP)

اهدافی که در این روش اولویت دارند عبارتند از کاهش اثرات نامطلوب جایجایی (شیفت)

ایستایی، ناشی از ناهمگنی‌های نزدیک به سطح و همچنین اثرات موسوم به فضایی که ناشی از نمونه‌برداری‌های نامتراکم می‌باشد (بوستیک، ۱۹۸۶؛ دوربرین و ساویت<sup>۱</sup>، ۱۹۸۸؛ وزوف، ۱۹۹۱؛ تورس - وردین و بوستیک<sup>۲</sup>، ۱۹۹۲a، ۱۹۹۲b؛ وارن و سرنکا<sup>۳</sup>، ۱۹۹۲).

نمای ساده‌ای از آرایش صحرایی این روش در شکل ۱۹f، نشان داده شده است. دای‌پل‌هایی که میدان الکتریکی را اندازه‌گیری می‌نمایند، هر کدام بطول ۳۰۰m، بصورت انتها به انتها در طول یک مسیر اکتشافی پیوسته، که فرض می‌شود عمود بر امتداد یک زیرسطح 2-D می‌باشد، قرار گرفته‌اند. فرض می‌شود که این میداین E، مؤلفه‌های  $E_{\perp}$  (عمود بر امتداد زمین‌شناختی) می‌باشند، که وقتی با  $H_{\parallel}$  (موازی با امتداد زمین‌شناختی) در ایستگاه مبنای مغناطیسی ترکیب شوند، مقاومت ویژه‌های ظاهری نوع MT را بدست خواهند داد. اندازه‌گیری‌ها، در تعداد زیادی از دای‌پل‌های اندازه‌گیری میدان E، بصورت همزمان صورت می‌پذیرد. دو مؤلفه افقی (x و y) یا هر سه مؤلفه (x، y و z) میدان مغناطیسی، در یک ایستگاه مبنای ثابت مورد اندازه‌گیری قرار می‌گیرند. تورس - وردین و بوستیک (۱۹۹۲a، ۱۹۹۲b) بر این نکته تأکید می‌کنند که اندازه‌گیری‌های میدان E، به میدان H در مبنای ارجاع داده نمی‌شوند، بلکه به میدان مغناطیسی امواج مسطح اولیه در محدوده مورد کاوش، ارجاع داده می‌شوند، که به واسطه میانگین‌گیری ناحیه‌ای از میدان H، در امتداد و حواشی خط اکتشافی، تخمین زده می‌شود. بهر حال، یک مطالعه صحرایی در ناحیه وایت‌پاین<sup>۴</sup>، ایالت نوادا (تورس - وردین و بوستیک، ۱۹۹۲b)، با استفاده از یک ایستگاه مغناطیسی مبنای، صورت گرفته است.

تورس - وردین و بوستیک (۱۹۹۲a) تأکید می‌کنند که یک تجزیه و تحلیل از خصوصیات داده‌های EMAP، حاصل از پیمایش‌های مورب بر روی یک زیرسطح 2-D، همچنانکه برای یک زیرسطح مختلط 3-D وجود دارد، در آینده منتشر خواهد شد.

اندازه‌گیری‌های همزمان میداین E در بسیاری از دای‌پل‌های همجوار، اثرات موسوم به فضایی را کاهش داده و خود را بسمت فیلترکردن عدد موج پایین‌گذر با انطباق فضایی<sup>۵</sup>، متعایل می‌کند. مزایای این نوع فیلتر کردن، با استفاده از سه مدل 2-D تصنعی تورس - وردین و بوستیک (۱۹۹۲b) نشان داده شده است.

در عملیات صحرایی EMAP، برخی اوقات علاوه بر اندازه‌گیری‌های صورت گرفته در ایستگاه مبنای مغناطیسی، اندازه‌گیری‌های مرجع از راه دور مغناطیسی، نیز صورت می‌پذیرد. این موارد

1. Dorbrin and Savit

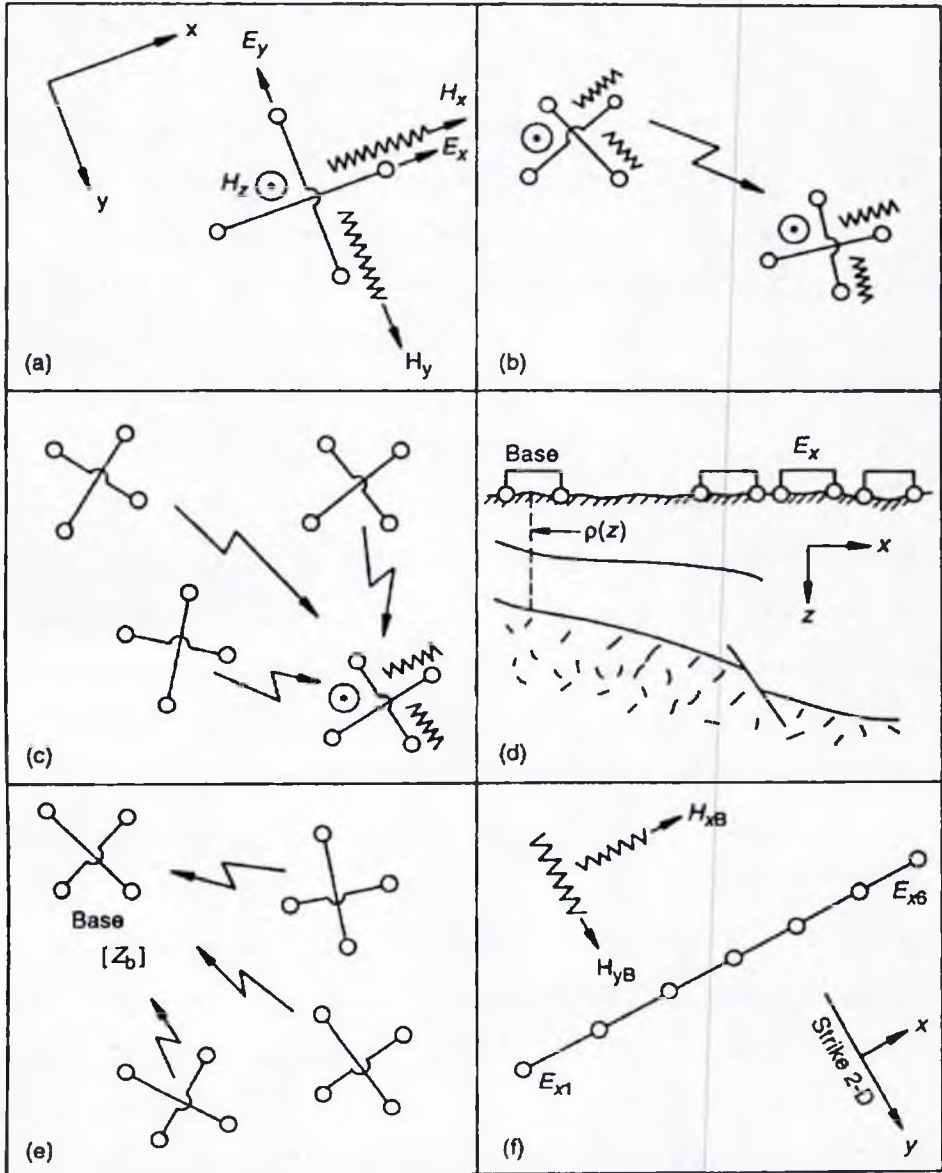
3. Warren and Smka

5. spatial adaptive low-pass wavenumber filtering

2. Torres- Verdin and Bostick

4. White Pine County

طبق معمول نویز حاصل از فعالیت‌های بشری را حذف می‌نمایند، ولی موجب خلاصه شدن دای‌پل‌های E همجوار، بصورت فاز همدوس نیز می‌گردد.



شکل ۱۹. ۴: انواع روشهای MT و شبه MT: (a) کامل؛ (b) ارجاعی؛ (c) MT از راه دور؛ (d) سونداژ تلسریک؛ (e) MT تلسریک؛ (f) پروفیل‌زنی آرایه الکترومغناطیسی. دایره‌های کوچک الکترودهای تلسریک می‌باشند. پیچها (در شکل بصورت زیگ‌زاگ دیده می‌شوند) حس‌گرهای مغناطیسی افقی بوده و دایره‌های بزرگ با نقطه‌هایی در مرکز، حس‌گرهای مغناطیسی قائم، می‌باشند.

وارن و سرنکا (۱۹۹۲) یک کاوش آزمایشی EMAP مربوط به سه مکان پوشیده شده از بازالت واقع در فلات کلمبیا<sup>۱</sup>، در ایالت واشنگتن، را تشریح می‌نمایند. سه خط اکتشافی مجزا، هر کدام بطول ۱۶km، چنان تعبیه شده بودند که هر کدام از کنار یکی از گمانه‌های اکتشافی قبلاً حفر شده عبور می‌کردند. خطوط با فاصله‌ای در حدود ۲۰km، از یکدیگر جدا شده بودند. میدین مغناطیسی در یک ایستگاه مبنا و یک سایت مرجع از راه دور، مورد اندازه‌گیری قرار می‌گرفتند. امپدانس‌های  $\frac{E}{H_{\perp}}$  بصورت فضایی فیلتر شده و با پیش‌فرض یک زیرسطح I-D در زیر هر دای پل، تبدیل به مقاومت ویژه شدند، مقاطع عرضی مقاومت ویژه در این مقاله ضمیمه شده‌اند. این مکان‌ها عبارتند از کوه سدل<sup>۲</sup>، کوه ویسکی<sup>۳</sup> و پیج<sup>۴</sup>. چنین بنظر می‌رسد که دو مورد اول تا اعماقی در حدود ۴km، با داده‌های مربوط به گمانه‌ها همخوانی دارند، ولی در مورد پیج، چنین نیست. نگارندگان تأکید می‌کنند که راستای مربوط به خط اکتشافی در پیج، برای پیش‌فرض یک زیرسطح 2-D مناسب نبوده است.

#### ۸.۳.۴. نتیجه‌گیری درباره روش‌های مختلف MT

در بحث مذکور، به طیف گسترده‌ای از روش‌ها از حیث ارزش، کیفیت و هزینه بدست آوردن داده‌های مشابه، پرداخته شد. هر روش در صورتی که بطور معقول به کار گرفته شود، یک ابزار کارآمد محسوب می‌شود.

در انتهای روشن این طیف ما MT ارجاعی را داریم؛ این روش، داده‌های با کیفیت بالا را با هزینه‌ای بالا بدست می‌دهد. انتهای دیگر طیف تا اندازه‌ای باز است؛ می‌توان به واسطه روش‌های مختلف، تا حدود زیادی به کاهش هزینه و کیفیت ادامه داد. یک مطالعه اکتشافی با در نظر گرفتن تعداد و چگالی ایستگاههای یکسان، می‌تواند تا ده برابر روش‌های دیگر، هزینه داشته باشد. برای کاهش بیشتر در هزینه‌ها، می‌توان از روش‌های تلریک استفاده کرد، که در بخش ۴.۴ مورد بحث قرار گرفتند، برای این منظور معمولاً از سیگنال‌های PC3 (محدوده پرید ۴۵s-۱۰)، استفاده می‌گردد، در صورتی که مسأله خود را به سوی چنین داده‌هایی از نوع میدان شبه‌پتانسیل سوق دهد، این سیگنال‌ها دارای قدرت و بازدهی مناسب بوده و اندازه‌گیری و تعبیر و تفسیر آنها ساده می‌باشد. برای یک مسأله زمین‌شناسی بخصوص و با دردست داشتن بودجه‌ای محدود، باید تصمیم دشواری را درباره استفاده از ایستگاههای نزدیک به هم و ارزان قیمت و یا ایستگاه‌های با فاصله زیاد و گران‌قیمت، اتخاذ کرد. این

تصمیم‌گیری تنها بر اساس ابعاد هندسی اهداف زمین‌شناسی و طول موج سیگنال‌ها صورت نمی‌پذیرد، بلکه مسائل لجستیکی و شرایط سطحی و زیرسطحی نیز در نظر گرفته می‌شوند.

### ۹.۳.۴. اندازه‌گیری میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی

مؤلفه افقی میدان الکتریکی، الزاماً بهمان صورت عملیات مقاومت‌ویژه، مورد اندازه‌گیری فرار می‌گیرد،

$$E_r(t) \cong \frac{\Delta V(t)}{l}$$

که در آن  $\Delta V(t)$  معرف تغییرات زمانی اختلاف ولتاژ بین دو الکتروود غیرپلاریزه متصل به زمین می‌باشد که در انتهای یک سیم عایق‌بندی شده قرار دارند، جهت و فاصله بین الکتروودها بترتیب ۲ و ۱ می‌باشند. این رابطه، میانگین  $E_r$ ، در طول  $l$  می‌باشد، که بر حسب  $\frac{mV}{km}$  اندازه‌گیری می‌شود. ولتاژ حاصل از الکتروودها بصورت کوئل DC به آمپلی‌فایرهای تفاضلی، متصل می‌گردد. فرض می‌کنیم که این میانگین، یکی از مقادیر تابع نقطه‌ای  $E_r$ ، در مرکز  $l$  می‌باشد؛ بهرحال این مورد حتی یک میانگین دقیق از شدت میدان الکتریکی، را ارائه نمی‌نماید. طول  $l$  باید حداقل به اندازه‌ای باشد که بر نویزهای ناشی از سیستم‌های الکترونیک و الکتروودها، فائق آید. همچنین طول  $l$  باید به اندازه‌ای باشد که بر نایک‌خواختی‌های سطحی و نزدیک سطح فائق آید، تا بتواند بعنوان یک فیلتر فضایی بکار گرفته شود. یک مشکل مهم در ارتباط با نویز می‌تواند ناشی از وزش باد باشد که موجب حرکت سیم‌ها می‌گردد (اثر دینامو).

سلول‌های سربی، نقره‌ای و مسی بعنوان الکتروودهای غیرپلاریزه‌کننده، مورد استفاده قرار می‌گیرند. نحوه مدیریت یک پروژه با استفاده از این سلول‌ها، یک مبحث گسترده است که به تفصیل در نوشته‌هایی که از زمان تکامل روش‌های پتانسیل خودزا (SP) تاکنون وجود داشته‌اند، به آنها پرداخته شده است (برای مثال، کلارک و همکاران، ۱۹۸۳). این مسأله در مورد کارهای MT به نسبت روشهای مقاومت‌ویژه، تله‌ریک یا SP، جدی‌تر است، زیرا در اینجا با سیگنال‌های دارای باندهای فرکانسی گسترده سروکار داریم و برخی از آنها، از قبیل آنهایی که در باند ۵-۱۰ Hz قرار دارند، معمولاً دارای دامنه بسیار کوچکی هستند.

متداول‌ترین حسگرهای مغناطیسی در حال حاضر عبارتند از: (۱) پیچ‌های القایی یا یک هسته آلایزی دارای خاصیت گذردهی مغناطیسی بالا، و (۲) مگنتومترهای ابرسانا با خاصیت اتصال

جوزفسون<sup>۱</sup> که به آن SQUID گفته می‌شود؛ چنین بنظر می‌رسد که مورد دوم بصورت گسترده‌تری برای کارهای عمیق مورد استفاده قرار می‌گیرد.

پیچه القایی بر مبنای قانون فارادی<sup>۲</sup> کار می‌کند؛ نیرو محرکه الکتریکی در پیچه، متناسب با مشتق نسبت به زمان  $H$  می‌باشد. از این رو، دامنه ولتاژ خروجی، متناسب با افزایش فرکانس، افزایش پیدا می‌کند. از سوی دیگر، دامنه میدان‌های طبیعی، معمولاً با افزایش یافتن فرکانس، کاهش پیدا می‌کند (شکل ۴.۴.۱). نتیجه این است که خروجی پیچه از نظر میداین طبیعی از قبل پاک می‌شود؛ این کار موجب گسترش محدوده دینامیکی سیستم می‌گردد. در فرکانس‌های بالا، فراتر از  $100\text{ Hz}$ ، پیچه‌های القایی به نسبت SQUID، دارای نویز کمتری هستند، که به همین دلیل برای کار  $MT$  که نیاز به فرکانس‌هایی تا  $1\text{ kHz}$  می‌باشد، ترجیح داده می‌شوند. قابلیت تفکیک در حدود  $10^{-8}\text{ nT}$  برای  $100\text{ Hz}$  و در حدود  $10^{-11}\text{ nT}$  برای  $10^4\text{ Hz}$  می‌باشد. به‌رحال این سلول‌ها سنگین و طویل بوده و سه‌تای آنها باید بطور مجزا دفن شوند تا از پیدایش نویز ناشی از تأثیر متقابل و لرزش بر اثر باد جلوگیری شود؛ استفاده از حسگر  $\text{Hz}$  ممکن است مستلزم ایجاد یک حفره اگر به عمق  $1\text{ m}$  باشد. خواننده می‌تواند اطلاعات بیشتر و مراجع زیادی را در رابطه با پیچه‌های القایی، در نوشته وزوف (۱۹۹۱)، که خود یکی از پیشگامان تکامل آنها بوده است، بدست آورد.

مگنتومتر SQUID شامل سه حسگر می‌باشد، که بصورت متعامد در یک سردکننده حاوی هلیوم مایع کار گذاشته شده‌اند. قابلیت تفکیک با استفاده از این مگنتومتر،  $10^{-11}$  تا  $10^{-8}\text{ nT}$  می‌باشد؛ این امر موجب از قبل پاک شدن میدان طبیعی نمی‌شود، ولی محدوده دینامیکی، گسترده است. به استثنای کاستی‌های آن در انتهای بالایی طیف فرکانس‌های  $MT$ ، و اشکالات مربوط به تدارکات، حمل و نقل و کنترل کردن هلیوم مایع، مگنتومتر SQUID در مقایسه با پیچه‌های القایی دارای قابلیت کاربرد چندمنظوره بوده، نیاز به پرسنل کمتری داشته و دارای قابلیت تفکیک بالاتری در فرکانس‌های کمتر از  $10\text{ Hz}$  می‌باشد. اطلاعات بیشتر را می‌توان از نوشته‌های کلارک و همکاران (۱۹۸۳) و وزوف (۱۹۹۱) بدست آورد.

## ۴.۴. روش‌های تلریک\*

### ۴.۴.۱. مقدمه

روش‌های تلریک، در بخش ۱.۴ تعریف شده‌اند. اگر بخواهیم از نظر تئوری صحبت کنیم،

1. Josephson

2. Faraday's law

\* این بخش یک نسخه خلاصه شده است، از نوشته: بانگل، اس. ایچ (۱۹۷۷) روش‌های تلریک در مطالعه ساختارهای رسوبی - یک اکتشاف. نشریه ژئواکسلوریشن شماره ۱۵، ۲۳۸ - ۲۰۷، با اجازه از انتشارات علمی السویز (خداوند آن دوشیزه را رحمت نماید).

روش‌های تلریک و MT معادل یکدیگرند، که در آن، اندازه‌گیری تغییرات فضایی E (تلریک) معادل اندازه‌گیری E و H در نقاط منفصل (MT) می‌باشد. به‌رحال، اینجا، محلی است که معادل بودن این دو پایان می‌گیرد. روش‌های تلریک، در بهترین شرایط عملکرد خود، همانند روش‌های گرانج‌سنجی، یک ابزار اکتشافی جانبی می‌باشند، و از نظر دارا بودن یک چشمه‌دای پل بی‌اندازه بلند، همانند نقشه‌برداری مقاومت‌ویژه هستند. تغییرات فضایی در کمیت‌های اندازه‌گیری شده، تقریباً بطور کامل ناشی از تغییرات جانبی در توزیع مقاومت‌ویژه زیر سطح می‌باشد؛ هر چه تغییرات جانبی مقاومت‌ویژه (ساختمان‌های زمین‌شناسی) در حوضه‌های رسوبی واضح‌تر باشند، نتایج رضایت‌بخش‌تر خواهند بود. روش MT، در بهترین شرایط عملکرد خود، یک ابزار اکتشافی عمودی، همانند سونداژ مقاومت‌ویژه می‌باشد، که اطلاعاتی از نوع چاه‌پیمایی را بدست خواهد داد؛ هر چه ساختارهای زمین‌شناختی ملایم‌تر باشند، نتایج رضایت‌بخش‌تر خواهند بود. بنابراین، اگر این دو روش بصورتی مقرون‌به‌صرفه بکارگرفته شوند، بطور کلی می‌توانند مکمل یکدیگر باشند. به‌رحال، برخی از ژئوفیزیکدانان که با روش‌های تلریک آشنایی کافی ندارند، تصور می‌کنند که این روش‌ها با MT جایگزین شده‌اند.

اولین تکنیک‌های کاربردی تلریک بوسیله اشلومبرگر (۱۹۴۱، ۱۹۳۶) تکامل یافت. روش مساحت نسبی بیضی<sup>۱</sup>، بوسیله کونه‌تز<sup>۲</sup> (۱۹۵۲ a) نقطه عطفی در این راه محسوب می‌شود، که در این روش با استفاده از سایت‌های اندازه‌گیری، می‌توان آنومالی‌های تلریک اسکالر را تعیین کرد. این روش بوسیله بویسوناس و لیوناردون<sup>۳</sup> (۱۹۴۸) تشریح شده است؛ مقاله آنها احتمالاً اولین متن انگلیسی درخور ذکر درباره این موضوع می‌باشد. یک نوشته مبسوط از میگوکس<sup>۴</sup> (۱۹۵۱)، کلیات و موارد قابل ملاحظه در ارتباط با زمین‌شناسی روش تلریک را تشریح می‌نماید. یک مقاله از کونه‌تز (۱۹۵۸) که این روش‌ها را مرور می‌نماید در برگیرنده بسیاری از پیشینه‌های اجرایی جالب توجه مرتبط با اکتشاف نفت می‌باشد. یک نقطه عطف دیگر، کتابی از بردیچوسکی (۱۹۶۰) بود، که اطلاعات کمی را درباره روش تلریک در اختیار می‌گذارد که بسیار بااهمیت می‌باشند. این کار بر مبنای تئوری MT، که در آن زمان تکامل یافته بود، صورت گرفت.

روش‌های تلریک در حدود دو دهه، به روش‌های MT مقدم بوده‌اند و در نهایت به آنها منجر شده‌اند، ولی ادراک کمی از مورد اول (روش‌های تلریک)، یک محصول جانبی از مورد دوم (روش‌های MT) بوده است.

1. relative ellipse area  
3. Boissonnas and Leonardon

2. Kunetz  
4. Migaux

## ۲.۴.۴. مقایسه روش‌های تلیک و مکتوتلیک

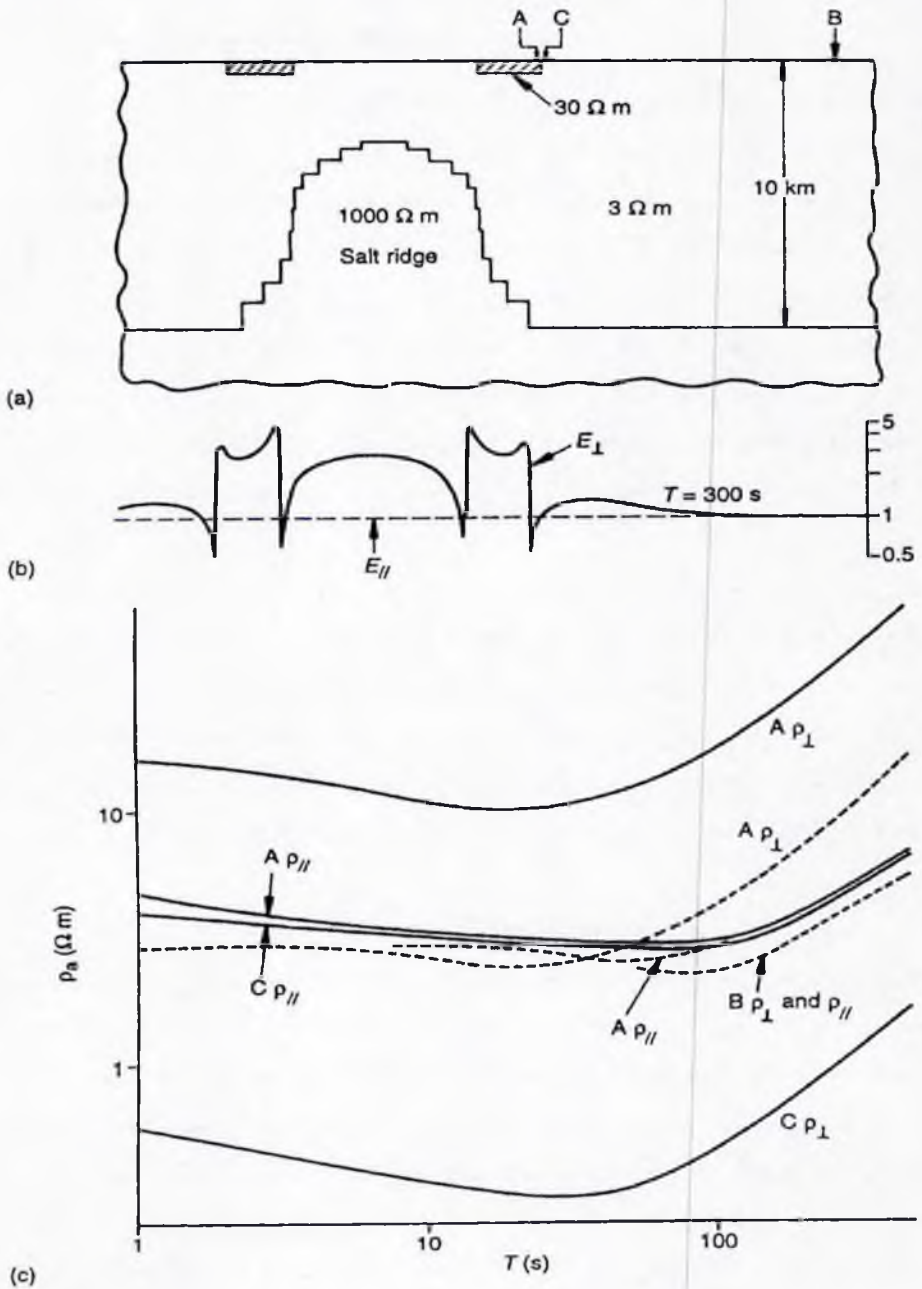
شکل (a) ۲.۰،  $E_1$ ، مقطع عرضی یک مدل 2-D است، که معرف پشته نمکی در یک حوضه رسوبی عمیق بوده و همانند کلف کوست<sup>۱</sup> در ایالت نگراس، مقاومت ویژه آن بطور غیرعادی پایین می‌باشد. دو ناهمگنی نزدیک به سطح می‌تواند معرف وجود ماسه‌های حاوی آب شیرین باشد.

شکل ۲.۰۵،  $E_1$ ، نشاندهنده منحنی‌های محاسبه شده سونداژ MT در ایستگاههای A، B و C می‌باشد. میدین الکتریکی توابع نقطه‌ای می‌باشند. منحنی‌های خط‌چین نشاندهنده شرایطی هستند که ناهمگنی‌های نزدیک به سطح وجود نداشته باشند. همانند گذشته،  $\rho_{11}$  مشتق شده از  $E_{11}$  می‌باشد که به موازات امتداد زمین‌شناسی محل می‌باشد. منحنی‌های خط توپر، برای مدل کامل محاسبه شده‌اند. منحنی‌های خط‌چین در A، بدون وجود ناهمگنی‌های نزدیک به سطح، نمی‌توانند به تنهایی مورد تعبیر و تفسیر قرار گیرند؛ کاوش و تعبیر و تفسیر باید به گونه‌ای که در بخش ۵.۳.۴ توضیح داده شده است، انجام گیرد.

موردی که شامل ناهمگنی‌های نزدیک به سطح هم باشد (منحنی‌های خط توپر)، از این هم پیچیده‌تر خواهد بود؛ در صورتی که ایستگاه ۲۰۰m جابجا شود، منحنی  $\rho_{11}$  با ضریبی در حد ۱۰ برابر جابجا خواهد شد. در چنین مواردی منحنی  $\rho_{11}$  به مقدار زیادی جابجا نخواهد شد مگر آنکه ناهمگنی‌های نزدیک به سطح و ساختارهای عمیق بصورت 2-D بوده و دارای امتداد یکسان باشند، که چنین موردی به ندرت روی می‌دهد؛ در غیر اینصورت وضعیت، ناامید کننده خواهد بود. فیلتر کردن محدوده فضایی داده‌ها برای عملیات MT از این نوع، جنبه کاربردی ندارد، زیرا هزینه بر ایستگاه زیاد خواهد بود.

شکل ۲.۰b،  $E_1$ ، مؤلفه‌های نرمالیزه  $E_1$  و  $E_{11}$  را در عرض مدل کامل برای یک پرید ۳۰۰s، نشان می‌دهد. چنین داده‌هایی به واسطه استفاده از فیلترهای باندگذر، مشتمل بر داده‌های تلیک ضروری، مورد اندازه‌گیری قرار می‌گیرند که نتیجه کاوشی هستند که در آن اطلاعاتی از شرایط زیرسطح و نزدیک به سطح نداریم. حال در صورتی که نقطه‌های داده‌ای کافی وجود داشته باشند و بتوان آنومالی پشته نمکی را ایزوله و تعبیر و تفسیر نمود، می‌توان اثرات ناهمگنی‌ها را فیلتر کرد. از آنجایی که در این حالت، هزینه بسیار کمتر از MT می‌باشد می‌توان چگالی ایستگاهی بالایی را مورد استفاده قرار داد. ممکن است استفاده از دو یا سه سونداژ MT در سایت‌هایی که بطور معقول به واسطه داده‌های تلیک انتخاب شده‌اند، جهت تعبیر و تفسیر کمی داده‌های تلیک ضروری باشد. این مثال از آن جهت که در آن از یک پرید ۳۰۰s استفاده شده است، بسیار نامعمول می‌باشد؛ این بدان جهت است که مقطع زمین‌شناسی محل مورد نظر، ضخیم بوده و دارای مقاومت ویژه فوق‌العاده پایین می‌باشد. در موارد شاخص، سیگنال‌هایی در محدوده پرید ۴۰s - ۱۵، مورد استفاده قرار می‌گیرند.





شکل ۴.۲۰: پاسخ‌های تله‌ریک و مگنتوتلریک مربوط به یک مدل 2-D که بصورت رقمی محاسبه شده‌اند. منحنی‌های خط‌چین سونداژ مگنتوتلریک در صورتی بدست می‌آیند که ناهمگنی‌های نزدیک به سطح وجود نمی‌داشتند. منحنی‌های خط توپر برای مدل کامل می‌باشند (از یانگل، ۱۹۷۷؛ با اجازه از انتشارات علمی السویر).

از موارد مهم دیگر، جستجو برای پدیده‌های کوچک 3-D، از قبیل گنبد‌های نمکی، ریف‌ها و مخازن ژئوترمال می‌باشد. چنین کاوش‌هایی مستلزم استفاده از ایستگاههای نزدیک به هم بسیار زیاد می‌باشد؛ شکل ۴.۳۱. ۴ تعداد ۲۸۷ ایستگاه را نشان می‌دهد. یک کاوش MT با همین تعداد ایستگاه، بسیار گران قیمت خواهد شد. همچنین بیشتر داده‌های ارزشمند MT که بدین ترتیب بدست آمده‌اند نیز نمی‌توانند بطور مؤثر مورد استفاده قرار گیرند، زیرا تعبیر و تفسیر عمومی 3-D در حال حاضر عملی نمی‌باشد.

### ۳.۴.۴. اصل مربوط به روش‌های تلیک

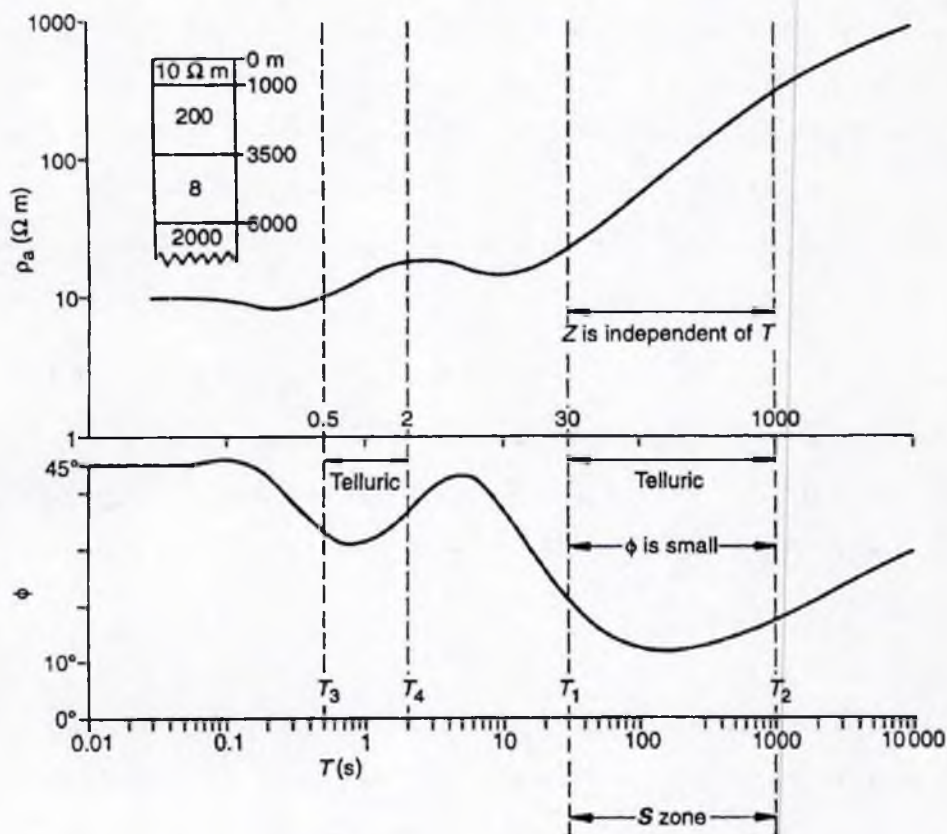
با استفاده از روشهای تلیک، ما تغییرات فضایی E را اندازه‌گیری می‌نماییم. در بالا تأکید شد که این اندازه‌گیری‌ها از نظر تئوری نیز معادل اندازه‌گیری‌های H می‌باشند، از این رو، تلیک و MT از لحاظ تئوری یک چیز می‌باشند، که در زیر نشان داده شده است. یکی از معادلات ماکسول عبارتست از،

$$\text{کِرل } E = \mu \frac{\partial H}{\partial t} \quad (۴.۴۲)$$

این رابطه تأکید می‌کند که یک تابع از مشتق‌های فضایی E در یک نقطه، مشتق نسبت به زمان H را در آن نقطه اندازه‌گیری می‌نماید. معادله (۴.۴۲) حاصل از دیفرانسیل‌گیری قانون فارادی می‌باشد. بهر حال، کِرل E شامل مشتق عمودی E می‌باشد که در عمل نمی‌توان آنرا اندازه‌گیری نمود، ولی این نقطه‌ضعف می‌تواند به واسطه برخی داده‌های مستقل، برای مثال چاه‌نگاشت و سونداژهای مقاومت‌ویژه در یک ایستگاه مبنا برای اندازه‌گیری‌های تلیک، جبران شود.

ساختار نشان داده شده در گوشه بالا دست چپ شکل ۴.۲۱، که مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است یک مقطع رسوبی با لایه‌بندی افقی می‌باشد که بر روی یک نیم - فضای دارای مقاومت‌ویژه بالا (پی‌سنگ) قرار دارد. در زیر آن، منحنی‌های محاسبه شده مقاومت‌ویژه ظاهری MT ( $\rho_a$ ) و فاز ( $\phi$ )، نشان داده شده است. منحنی  $\rho_a$  در سمت راست خود، ارتفاع گرفته است تا مجانب با مقاومت‌ویژه پی‌سنگ شود.

آن قسمت از شاخه در حال افزایش منحنی که بین  $T_1$  و  $T_2$  قرار دارد، دارای حالتی نزدیک به یک خط راست با شیب  $45^\circ$  در طرح لگاریتمی می‌باشد؛ بگذارید فرض کنیم که دقیقاً به همین صورت است. این شاخه می‌بایست شرایط رابطه MT (بر حسب واحدهای کاربردی  $\frac{mV}{km}$ ،  $nT$  و  $\Omega m$ ) را برآورده نماید:



شکل ۴.۲۱: مگنتوتلریک تنوریک در حال سوندازگیری از مقاومت ویژه ظاهری و متحنی‌های فاز، برای مدل I-D نشان داده شده در گوشه بالا دست چپ (از یانگل، ۱۹۷۷؛ با اجازه از انتشارات علمی السیوبر).

$$\rho_a = \cdot / \sqrt{T} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (4.1)$$

رابطه برای یک خط راست با زاویه  $45^\circ$  بصورت زیر خواهد بود،

$$\log \rho_a = \log T + \log \left[ \cdot / \sqrt{T} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \right] \quad (4.43)$$

که در آن جمله دوم مستقل از  $T$  می‌باشد. که در این صورت، در محدوده  $T_1$ - $T_2$  امپدانس  $Z = \frac{E_x}{H_y}$

مستقل از  $T$  خواهد بود. فاصله  $T_1$ - $T_2$ ، زون S-، نامیده می‌شود (بردیجوسکی، ۱۹۶۰)؛ S رسانایی افقی مقطع رسوبی، بر حسب mho، می‌باشد:

$$S = \sum_{i=1}^n \left( \frac{h_i}{\rho_i} \right) = \frac{D}{\rho_c} \quad (۴.۴۴)$$

که در آن  $n$  تعداد لایه‌های رسوبی بوده،  $h_i$  ضخامت لایه‌ها و  $D$  عمق تا بستر بوده، که هر دو مورد اخیر، بر حسب متر می‌باشند. این فرمول همچنین  $\rho_c$  را، که مقاومت ویژه مؤثر<sup>۱</sup> مقطع رسوبی نامیده می‌شود، تعریف می‌نماید. شاخه<sup>۲</sup>  $۴۵^\circ$  تا زمانی که  $S$  ثابت باقی می‌ماند دستخوش تغییرات اساسی نمی‌شود، صرفنظر از اینکه تعداد لایه‌ها و ترکیب‌های حاصل از ترتیب قرار گرفتن لایه‌های مختلف بر روی یکدیگر به چه صورتی باشد (معادله‌های (۴.۲۳) و (۴.۱۴) و شکل ۴.۱۴).

بردیچوسکی (۱۹۶۰) یک معادله<sup>۳</sup> مجانب  $Z$  را برای پریده‌های بلندتر از حدود  $T_1$ ، نشان داده شده در شکل ۴.۲۱، وضع نمود. معادله<sup>۴</sup> ارائه شده بوسیله<sup>۵</sup> او (بر حسب واحدهای MKS) عبارتست از:

$$\bar{Z} = \frac{E_x}{H_y} = \frac{1}{\left( S + \frac{1.7}{4\pi} \left( \frac{T}{\Delta\rho_b} \right)^{\frac{1}{2}} e^{\frac{i\pi}{4}} \right)} \quad (۴.۴۵)$$

که در آن  $\rho_p$  مقاومت ویژه پی‌سنگ بوده و نقطه‌ها معرف کمیت‌های مختلط می‌باشند. از آنجایی که در زون  $S$ ، مستقل از  $T$  می‌باشد، معادله<sup>۴</sup> (۴.۴۵) باید به صورت زیر نوشته شود (بر حسب MKS)،

$$Z = \frac{1}{S} \quad (۴.۴۶)$$

یا (بر حسب واحدهای کاربردی:  $\frac{mV}{km}$ ،  $nT$  و  $\Omega m$ )،

$$Z \cong \frac{769}{S}$$

از سوی دیگر، منحنی فاز در شکل ۴.۲۱ نشان‌دهنده<sup>۴</sup> آنست که اختلاف فاز بین  $E_x$  و  $H_y$  در زون  $S$  کوچک بوده و می‌توان آنرا صفر در نظر گرفت. متعاقب آن، امپدانس تقریباً یک عدد حقیقی می‌باشد (یعنی بطور کامل از نوع مقاومت)؛ برای مقادیر لحظه‌ای، روابط بین  $E$  و  $H$  همانند میدان الکترومغناطیسی DC می‌باشد. میدان تلریک می‌تواند یک میدان DC آنی در قالب  $T_1 - T_2$  در نظر گرفته شود.

شکل ۴.۲۱ نشان می‌دهد که یک قالب تقریباً DC در محدوده<sup>۵</sup>  $T_2 - T_1$  وجود دارد، که قسمت فوقانی لایه<sup>۶</sup>  $200 \Omega m$  برای آن همانند یک پی‌سنگ رفتار خواهد کرد. پریده‌های مربوط به زون  $S$  چنان

هستند که عمق پوستی برای  $\rho_e$  تقریباً بین  $1/5$  و  $10$  برابر عمق تا پی سنگ، می‌باشد.

تا اینجا بحث ما بر مبنای مدل‌هایی از زیرسطح بوده است که دارای لایه‌بندی افقی بوده‌اند. این مسأله در صورتی معتبر خواهد بود که سایت‌های اندازه‌گیری از تغییرات جانبی دور بوده، یا آنکه تغییرات جانبی ناگهانی وجود نداشته باشند. بهر حال، یک نقش مهم روش تئریک، مطالعه تغییرات جانبی، از جمله گسل‌ها و بیرون‌زدگی‌های یک سازند که بلاواسطه زیر یک سطح دگرشیبی قرار دارند، می‌باشد. در واقعیت، از نقطه نظر تجزیه و تحلیل دقیق، روابط فازی و بستگی داشتن  $Z$  به  $T$ ، در چنین مواردی بسیار پیچیده می‌شوند. بهر حال، تئوری و تجربه بیانگر آن هستند که تا زمانی که عملیات در زون  $S$  و با استفاده از ویژگی‌های حد واسطه مقطع رسوبی صورت می‌گیرد، فرض DC لحظه‌ای هنوز به خوبی و معمولاً در حدی برقرار خواهد بود که بتوان به واسطه آن تعبیر و تفسیر کمی انجام داد، که بعداً به این مسأله خواهیم پرداخت. وقتی که مسئله به این صورت نباشد، می‌توان تعبیر و تفسیر کیفی انجام داد. بهر حال، اگر شرایط DC برآورده شود، تعبیر و تفسیر اندازه‌گیری‌ها بطور چشمگیری سهیل می‌شود.

همانند گذشته، برای یک حالت عمومی، که در آن برخورد یک موج مسطح تک‌فرکانسی دلخواه با یک زیرسطح دلخواه وجود دارد، مؤلفه‌های  $E$  و  $H$  بر اساس روابط زیر با یکدیگر ارتباط دارند (کنتول<sup>۱</sup>، ۱۹۶۰):

$$\begin{aligned} \dot{E}_x(t) &= \dot{Z}_{xy} \dot{H}_y(t) + \dot{Z}_{xx} \dot{H}_x(t) \\ \dot{E}_y(t) &= \dot{Z}_{yx} \dot{H}_x(t) + \dot{Z}_{yy} \dot{H}_y(t) \end{aligned} \quad (۴.۳۸)$$

که در آن نقطه‌ها مشخص‌کننده کمیت‌های مختلط و  $Z$  معرف مؤلفه‌های تانسور امپدانس سطح می‌باشد. اگر فرض کنیم که در زون  $S$  مؤلفه‌های  $Z$  مستقل از فرکانس بوده و فازها بقدری کوچک باشند که بتوان از آنها صرف‌نظر کرد، معادله (۴.۳۸) به این صورت در می‌آید:

$$\begin{aligned} E_x(t) &= C_1 H_y(t) + C_2 H_x(t) \\ E_y(t) &= C_3 H_x(t) + C_4 H_y(t) \end{aligned} \quad (۴.۴۷)$$

که در آن تمامی کمیت‌ها، اعداد حقیقی می‌باشند و  $C$  معرف مقادیر ثابتی می‌باشد که فقط به زمین‌شناسی زیرسطح و امتداد محورهای اندازه‌گیری ارتباط دارد و  $E(t)$  معرف سری‌های زمان حقیقی است که در برگیرنده همه فرکانس‌های واقع در زون  $S$  می‌باشند.

بر همین اساس، مؤلفه‌های  $E$  که در دو مکان جداگانه، یکی در طول محورهای  $x$  و  $y$  در

ایستگاه مبنای B و دیگری در طول محورهای u و v در ایستگاه صحرائی F اندازه گیری می شوند نیز دارای رابطه خطی خواهند بود:

$$\begin{aligned} E_{||}(t) &= aE_x(t) + bE_y(t) \\ E_v(t) &= cE_x(t) + dE_y(t) \end{aligned} \quad (۴.۴۸)$$

که در آن مقادیر ثابت a, b, c و d فقط به امتدادهای سیستم های مختصاتی و زمین شناسی زیر سطح، بستگی دارند. بهر حال ژاکوبین تبدیل از سیستم x-y در ایستگاه B به سیستم u-v در ایستگاه F.

$$J = |ad - bc| \quad (۴.۴۹)$$

برای هر دو ایستگاه B و F یکسان بوده که مستقل از امتداد محورهای اندازه گیری می باشد و فقط به زمین شناسی محل ایستگاه های B و F بستگی دارد. این شبیه همان تانسور انتقال نلریک می باشد که در بخش (e) ۷.۳.۴ مورد بحث قرار گرفت، با این تفاوت که در اینجا، فازها صفر می باشند. J، که یک عدد حقیقی و اسکالر می باشد، همانند داده های گرانش سنجی پربندی شده و مورد تعبیر و تفسیر قرار می گیرد.

روش های شرح داده شده در ذیل، عموماً شیوه های مناسب جهت بدست آوردن مقادیر J می باشند.

#### ۴.۴.۴ روش های بیضی نسبی و مثلث<sup>۱</sup>

این روش ها بوسیله کونه تر (۱۹۵۲a) تکامل پیدا کردند. در معادله (۴.۴۸) مقادیر لحظه ای E می توانند با افزایش های همزمان بین فاصله های زمانی، جایگزین شوند، همچنانکه در شکل ۴.۲۲ نشان داده شده است:

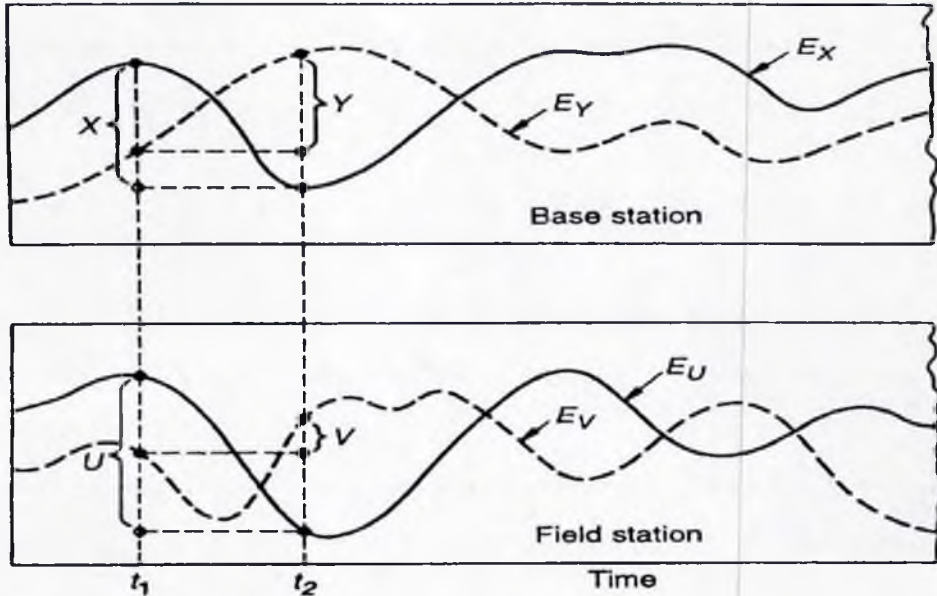
$$U = aX + bY \quad \text{و} \quad V = cX + dY \quad (۴.۵۰)$$

که در آن حروف بزرگ معرف مؤلفه های یک جفت از بردارهای دارای تغییرات مزدوج  $\Delta E_F$  در F و  $\Delta E_B$  در B می باشند. اینها متناظر با یک فاصله زمانی دلخواه،  $\Delta t = t_p - t_0$  می باشند، همچنانکه در شکل ۴.۲۲ نشان داده شده است. به این گونه جدول های ثبت نواری، تلوگرام گفته می شود.

تعیین جهت قرارگیری سیستم x-y در ایستگاه B و سیستم u-v در ایستگاه F بصورت دلخواه انجام می شود. اگر چند جفت از این نوع بردارهای دارای تغییرات مزدوج، تشخیص داده شوند و آنهایی که در F هستند نسبت به بزرگی مزدوج های خود در B نرمالیزه شوند،  $\Delta E_F$  نرمالیزه یک بیضی

را ترسیم می‌نماید که محیط آن برابر است با،

$$\pi J = \pi |ad - bc| \quad (۴.۵۱)$$



شکل ۴.۲۲: تلوگرام‌های فرضی، نشان‌دهنده ثبت‌های همزمان در طول محورهای اندازه‌گیری عمود بر هم  $X$ ،  $Y$  در ایستگاه مبنا و  $U$ ،  $V$  در ایستگاه صحرایی (از یانگل، ۱۹۶۸).

که در آن همانند معادله (۴.۴۹)،  $L$ ، ژاکوبین تبدیل از سیستم  $X$ - $Y$  به سیستم  $U$ - $V$  می‌باشد. نرمالیزه کردن در اینجا معادل آنست، که فرض کنیم  $\Delta E_B$  یک دایره را ترسیم می‌نماید؛ و به واسطه معادله (۴.۵۰) یک دایره در  $B$  به یک بیضی در  $F$  تغییر شکل می‌دهد.

تجربه نشان می‌دهد که بیضی‌های نسبتاً کاملی بدست می‌آیند، که این یک اثبات غیر مستقیم برای اعتبار معادله (۴.۵۰) می‌باشد. بیضی و در نتیجه  $L$ ، برای یک جفت ایستگاه اندازه‌گیری یکسان بوده، که تغییرات آنها فقط به زمین‌شناسی، در محل ایستگاه‌های  $F$  و  $B$  بستگی دارد. بیضی در محل ایستگاه  $F$  بیضی نسبی خوانده می‌شود و  $L$  مساحت نسبی بیضی می‌باشد.

از نظر تئوری، دو جفت از بردارهای مزدوج، که بوسیله هشت مؤلفه تعیین می‌شوند، برای حل معادله (۴.۵۰) جهت بدست آوردن  $L$  کفایت می‌کنند. نسبت مساحت دو مثلث مزدوج تشکیل شده از این چهار بردار، عبارتست از،

$$J = \frac{|U_1 V_2 - U_2 V_1|}{|X_1 Y_2 - X_2 Y_1|} \quad (4.52)$$

مورد اخیر، روش مثلث خوانده می شود که به واسطه آن بدون ترسیم یک بیضی، می توان  $J$  را بدست آورد.

معمولاً، تعداد زیادی مثلث در هر سایت بوجود می آید و یک مقدار آماری برای مثلث های برگزیده، تعیین می شود. افتراق یافتگی چشمگیری وجود خواهد داشت؛ یکی از دلایل این است که شرایط معادله (4.50) بصورت کامل برآورده نشده است. چندین مثلث باید مورد استفاده قرار گیرند تا یک مقدار  $J$  بدست آید. شیوه کار برای روش مثلث که به تفصیل بوسیله بردیچوسکی (1960) تشریح شده است، خسته کننده بوده و مهارت قابل توجهی را می طلبد. این روش خود را به سادگی با پردازش دیجیتالی بوسیله کامپیوتر وفق نمی دهد، شاید هم دلیل عمده این باشد که فازها واقعاً صفر نیستند. فاصله های زمانی مناسب ابتدا از راه مشاهده کردن انتخاب می شوند و سپس بردارهای تغییرات حاصل شده، مورد یک گزینش مشاهده ای دیگر، قرار می گیرند.

می توان از MT تله ریک، که در بخش (c) 3.7.4 تشریح شد، استفاده کرد و  $c, b, a$  و  $d$  را همراه فازهای آنها و در تعدادی از فرکانس ها، مورد اندازه گیری قرار داد. این کار نیازمند ثبت دیجیتالی و تجزیه و تحلیل فوریر بوده و یک تکنیک MT را مورد استفاده قرار می دهد. در اینجا ما علاقه مند به استفاده از یک روش باند باریک (در فرکانس های قالب زون S) هستیم که سریع، ساده و کم هزینه، باشد.

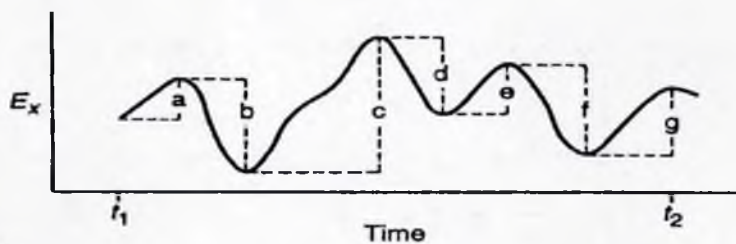
#### 5.4. روش بیضی ذاتی<sup>1</sup>

مقادیر تقریبی  $J$  می توانند از راه یک روایت خودکار شده از روش بیضی ذاتی کونه تر (1957, 1952b) حصول شوند. در حالی که، با استفاده از روش مثلث، تلوگرام ها در  $F$  و  $B$  و در طول محورهای  $u-v$  و  $x-y$  بدست می آیند؛ یک مورد شماتیک در شکل 4.23a نشان داده شده است. یک تلوگرام تصنعی برای امتداد میانه محورهای اندازه گیری، همچون در طول محور  $w$ ، محاسبه می شود (شکل 4.23 b). همچنین می توان تلوگرام امتداد میانه را بطور مستقیم در صحرا، به واسطه خط اندازه گیری سومی، بدست آورد. تغییرات کلی در تلوگرام ها برای یک فاصله زمانی برگزیده، که چیزی در حدود 15 دقیقه می باشد، محاسبه می شوند. تغییرات کلی در طول محور  $x$ ، که در شکل

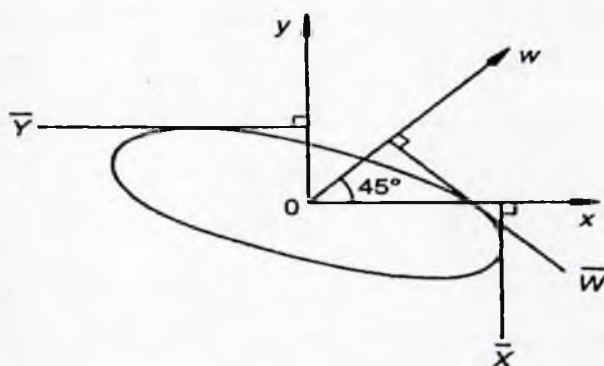


۴.۲۳a. نشان داده شده است، حاصل جمع عددی مسیر گردش اوج - تا - قعر می‌باشد.

$$\bar{X} = a + b + c + d + e + f + g$$



(a)



(b)

شکل ۴.۲۳: بیضی ذاتی: (a) یک نلوگرام فرضی؛ (b) تعیین بیضی ذاتی یا استفاده از تنازانت‌های آن (پس از کونه‌تیز، b، ۱۹۵۲).

یک خط راست عمود بر محور x که در فاصله  $\bar{X}$  از مبدا ترسیم شده است، بوجود آورنده یک تنازانت بر بیضی ذاتی می‌باشد (شکل ۴.۲۳ b). بیضی، به واسطه مبدا خود و سه تنازانت آن تعیین می‌شود. مساحت آن در ایستگاه F عبارتست، از (کونه‌تیز، b، ۱۹۵۲):

$$A_F = \frac{\pi}{4} \left\{ \left[ (\bar{X} + \bar{Y})^2 - r\bar{W}^2 \right] \left[ r\bar{W}^2 - (\bar{X} - \bar{Y})^2 \right] \right\}^{1/2} \quad (4.53)$$

نسبت، (خارج قسمت)  $A_F$  بر  $A_B$  بطور تقریبی برابر با  $l$  می‌باشد. یک مقایسه بین مقادیر  $l$  بدست آمده بوسیله روشهای بیضی ذاتی و مثلث (یا بیضی نسبی) بوسیله کونه‌تیز (۱۹۵۷) نشاندهنده انحراف میانگین ۷٪ می‌باشد.

روش بیضی ذاتی می‌تواند به سادگی بوسیله کامپیوتر دیجیتالی پردازش شود. تغییرات کلی را نیز می‌توان بطور مستقیم در صحرا با استفاده از پریندی‌ها، بدست آورد (کونه‌تیز، ۱۹۵۷). من (مؤلف)

پی برده‌ام که برای پردازش کامپیوتری شده خودکار تلوگرام‌های ۲۰ دقیقه‌ای، هر چه حالت بیضی‌شدگی افزایش پیدا می‌کند، دقت  $l$  بدتر می‌شود. برخی اوقات معادله (۴.۵۳) مقادیر موهومی را بدست خواهد داد. می‌توان برای کمک به حل این مسأله از مقاطع ثبتي طولانی‌تر و همچنین اندازه‌گیری مؤلفه سوم در امتداد محور  $w$  (شکل ۲۳. ۴) در صحرا، استفاده نمود. شیوه کار این روش به تفصیل بوسیله تایمه<sup>۱</sup> (۱۹۶۳) تشریح شده است.

آزیموت و بیضی‌شدگی بیضی ذاتی از برخی جهات زمین‌شناختی دارای اهمیت هستند، ولی این مسأله و موضوع روش‌های بیضی مطلق<sup>۲</sup> در اینجا مورد بحث قرار نخواهند گرفت.

#### ۴.۴.۶ روش بردارنگاری<sup>۳</sup>

من (مؤلف) پی برده‌ام که اقتصادی‌ترین روش تعیین  $l$  در مقایسه با روش‌های بیضی، مثلث و بیضی ذاتی، یک دیاگرام ثبتي قطبی  $E$  بر روی ثبت کننده‌های  $X-Y$  می‌باشد (یانگل، ۱۹۶۸).

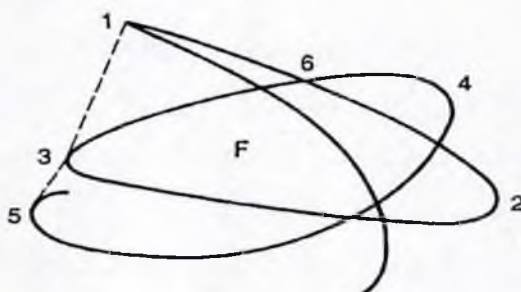
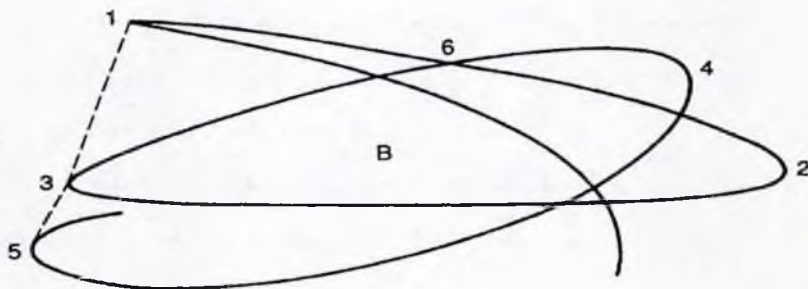
شکل ۲۴. ۴ نشاندهنده یک جفت بردارنگاشت می‌باشد، که تقریباً بطور همزمان در ایستگاه‌های  $F$  و  $B$  برای زمان ثبت حدود یک دقیقه، بدست آمده‌اند. فیلتر باندگذر برای نقطه اوج  $T = 20s$ ، تنظیم شده بود. نسبت هر کدام از مناطق محصور منفرد یا تلفیقی در ایستگاه  $F$ ، با انضمام تانژانت‌ها، بر مزدوج آنها در ایستگاه  $B$ ، برابر  $l$  می‌باشد. این امر در تطابق با معادله (۴.۵۰) می‌باشد. با استفاده از این جفت، تا حدود دوازده مقدار را می‌توان اندازه‌گیری نمود، ولی سه مقدار بدست آمده از پربندهای (۱، ۲، ۳)، (۴، ۵)، (۶، ۷) کفایت خواهند کرد.

طبیعتاً در هر ایستگاه صحرايي چندین مورد از چنین بردارنگاشت‌هایی، بدست خواهد آمد. به نسبت روش مثلث، تعداد کمتری از مقادیر  $l$ ، مورد نیاز می‌باشد، زیرا هر منطقه محصور، معادل است با میانگین چندین مثلث. اندازه‌گیری مربوط به مناطق محصور بطور مؤثری سیگنال‌های نامطلوب و نویز مربوط به فرکانس‌های نسبتاً بالاتر را، تلفیق می‌نماید.

من (مؤلف) پی برده‌ام که انحراف از معیار برای روش بردارنگاری، در همان فاصله ثبت ۲۰ دقیقه‌ای، از نظر بزرگی، در یک رده پایین‌تر از روش مثلث قرار دارد (یانگل، ۱۹۶۸).

می‌توان بردارنگاشت‌های تقریباً هم‌زمان را در ایستگاه‌های  $F$  و  $B$  به واسطه مکالمه از فرستنده‌های رادیویی قابل حمل، بدست آورد. یک نفر در ایستگاه  $B$  می‌تواند سه یا چهار اکپ مربوط به ایستگاه‌های  $F$  را اداره نماید. مناطق محصور بر روی بردارنگاشت‌ها می‌توانند با استفاده از پلانیمتر

(پهنه‌سنج) مورد اندازه‌گیری قرار گیرند، بدون آنکه نیازی به پیوند زمان<sup>۱</sup> دقیقی باشد.



شکل ۲۴. ۴: یک جفت از بردارنگاشت‌های تلریک عملی، ثبت شده بطور همزمان در ایستگاه مبنای (B) و ایستگاه صحرائی (F)، در یک فاصله زمانی در حدود ۱ دقیقه (از بانگل، ۱۹۶۸).

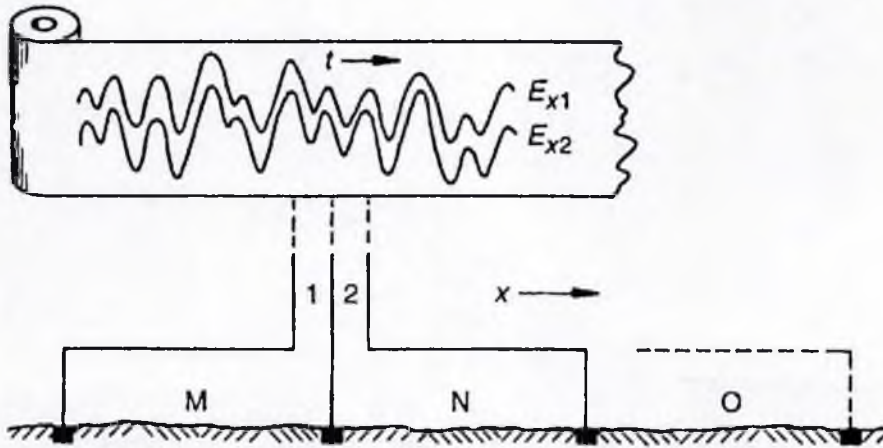
در مکان‌هایی که E تقریباً بصورت خطی پلاریزه شده باشد، دقت J کاهش پیدا کرده و برخی اوقات برای روش مثلث، غیرقابل استفاده خواهد بود. برای روش بردارنگاری، وضع چنین نیست؛ پس از حدود چند دقیقه صبر کردن، یک یا دو حلقه غیر خطی به وقوع می‌پیوندد.

#### ۴.۴.۷ روش شکافت و پخش شدگی<sup>۲</sup>

شکل ۲۵. ۴ نشان دهنده یک آرایش صحرائی از این روش با آرایه سه الکترودی هم‌خط و دارای فواصل تقریباً مساوی، می‌باشد. هر کدام از دو اختلاف پتانسیل بین الکتروود مرکزی و یکی از الکتروودهای خارجی، بطور همزمان بر روی یک نوار کاغذی واحد، حدود ۲۰ دقیقه، ثبت می‌شوند. نتیجه کار، یک جفت تلوگرام تقریباً سازگار، برای هر آرایش می‌باشد.

هنگام اجرای پروفیل زنی پیوسته (همپوشانی پخش شدگی‌ها)، با توجه به اصطلاح شکافت و

پخش شدگی، می توان مقادیر  $l$  را در نقاط میانه جفت الکترودهای متوالی، تعیین کرد؛ برای مثال، در  $N$  با توجه به  $M$  و در  $O$  با توجه به  $N$ ، که همگی نسبت به  $M$  نرمالیزه می شوند. در حالی که بنظر می رسد برای تعیین مقدار  $l$  نیاز به داده های دویعدی ( $x$  و  $y$ ) می باشد و این شیوه کار تنها داده های یک بعدی را بدست می دهد، در صورتی که  $\Delta E$ ، زیر سطح را از جهات متفاوت جاروب نماید و در صورتی که فرض شود زیر سطح فقط در مجاورت هر پخش شدگی بصورت قطعه ای ولی دلخواه دویعدی می باشد، می توان مقادیر  $l$  را بدست آورد.



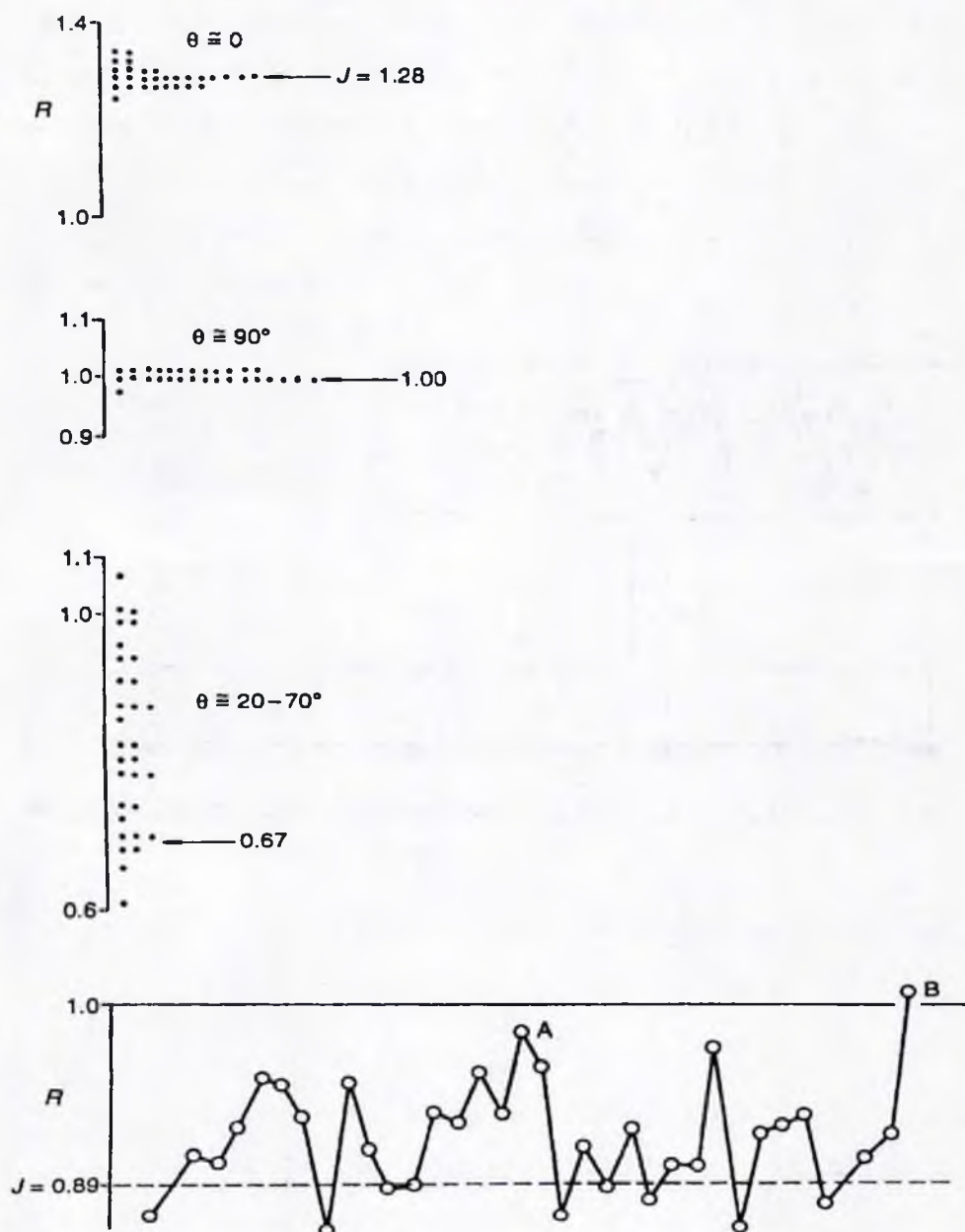
شکل ۴.۲۵: پروفیل زنی تریک به روش شکافت و پخش شدگی. آرایش صحرائی و تلوگرام فرضی (از یانگل، ۱۹۷۰؛ با اجازه از انتشارات علمی السویر).

بر روی هر جفت از تلوگرام ها، بزرگی اوج - تا - قعر وقایع تقریباً سازگار، با یک خط کش با مقیاس قابل گسترش، مورد اندازه گیری قرار می گیرد و نسبت های  $R$ ، این بزرگی ها محاسبه می شوند:

$$R = \frac{\Delta E_{x1}}{\Delta E_{x2}}$$

در حدود ۳۰ مورد از مقادیر  $R$ ، بصورت هیستوگرام (بافت نگاشت) نقطه ای یا بصورت زنجیره ای تهیه و ترسیم می شوند (شکل ۴.۲۶). بطور کلی،  $R$  دارای پراکندگی زیادی است. آنگاه مقادیر  $l$  به واسطه بازبینی مشاهده ای این هیستوگرام ها استخراج می شود، که در زیر شرح داده است.

فرض کنید که  $\theta$  زاویه تند افقی بین امتداد شیب زمین شناسی و پخش شدگی است، که اختیاری و ناشناخته می باشد. از نظر تئوری، تغییرات کلی  $R$  برای هر آرایش، از  $-\infty$  تا  $+\infty$  می باشد. بهرحال، اگر مقادیر  $\Delta E_x$  از وقایع تقریباً سازگار بدست آمده باشد، روابط تقریبی و تئوریک زیر، حاصل می شوند:



شکل ۲۶. ۴: مثال‌های عملی از داده‌پردازی یا روش شکافت و پخش‌شدگی تریک.  $R$  نسبت بزرگی می‌باشد:  $\theta$  زاویه تند افقی بین امتداد شیب زمین‌شناسی و خط الکترودها می‌باشد (از یانگل، ۱۹۷۷؛ با اجازه از انتشارات علمی السویر).

• اگر  $\theta$  کوچک باشد، چیزی در حدود  $10^\circ$ ، پراکندگی در  $R$  کوچک خواهد بود؛  $J$  معادل مقدار میانگین  $R$  می باشد.

• اگر  $\theta$  بزرگ باشد، چیزی در حدود  $70^\circ - 20^\circ$ ، پراکندگی در  $R$  بزرگ خواهد بود؛ تغییرات آن از ۱ تا  $J$  می باشد؛ بنابراین،  $J$  معادل ماکزیمم انحراف  $R$  از ۱ خواهد بود. این مسأله از نکات حساس این روش می باشد.

• اگر  $\theta = 90^\circ$  (پخش شدگی در طول امتداد زمین شناختی)، هیچگونه پراکندگی در  $R$  وجود نخواهد داشت؛  $R$  و  $J$  برابر ۱ می باشند.

شکل ۲۶. ۴ نشاندهنده چهار مورد عملی و چگونگی استنتاج مقادیر  $J$  از هیستوگرام های  $R$  می باشد. برای کاهش کارهای دفتری، هیستوگرام ها، با استفاده از ضرب کالیبراسیون که تنها مربوط به مقادیر  $J$  برگزیده می باشد، بر روی نمودار لگاریتمی دارای مقیاس  $R$ ، ترسیم می شوند.

اندازه گیری  $J$ ، در صورتی که خطاهای انباشتی به واسطه ایجاد انحنای در پروفیل های طولی، اصلاح شوند، در محدوده ای حدود ۵٪ تکرارپذیر خواهد بود، زیرا خطاهای تصادفی بصورت  $\frac{1}{n^2}$  انباشته می شوند، که در آن  $n$  تعداد آرایش های (ایستگاه های) برپا شده می باشد.

روش شکافت و پخش شدگی برای آنومالی های محلی و کوچک مرتبط با پدیده هایی از قبیل گسل های کوچک، دارای قدرت تفکیک بالایی می باشد، که در بخش ۸. ۴. ۴ (شکل ۲۹. ۴) نشان داده خواهد شد؛ بهر حال این روش از نقطه نظر خطاهای انباشتی برای فواصل طولانی، دارای کاستی هایی می باشد، بنابراین برای مطالعات ناحیه ای پیشنهاد نمی شود. داده پردازی در دفتر کار، فوق العاده ساده است، ولی مقادیر  $R$  را می توان بطور مستقیم در صحرا با استفاده از ابزارهای ویژه، تهیه نمود.

شروع جهشی یک در میان با استفاده از سه الکتروود هم خط، بوسیله نوانشواندر و متکالف<sup>۱</sup> (۱۹۴۲) و داهلبرگ<sup>۲</sup> (۱۹۴۵) در محدوده فرکانسی ۰/۵ Hz تا چندین کیلوهرتز، مورد استفاده قرار می گرفت. تجزیه و تحلیل آنها محدود به استخراج طبقات نسبی نویز از میانگین نسبت های دامنه بود، که داده های تکرارپذیر و تحلیلی زمین شناسی مهم را فقط زمانی که  $\theta$ ،  $0^\circ$  یا  $90^\circ$  باشد، بدست خواهد داد.

### (a) تعیین شیب و امتداد

برخی اوقات لازم است تا اطلاعات مربوط به شیب و امتداد زمین شناختی را به واسطه یک

ایستگاه صحرائی ایزوله شده، بدست آوریم. در اینجا شیب و امتداد متناسب با انیزوتروپی الکتریکی کُل می‌باشد (تلفیقی از ماکرو - و میکرو - انیزوتروپی). برای بدست آوردن این اطلاعات می‌توان دو اندازه‌گیری شکافت و پخش‌شدگی پی‌درپی، ابتدا با بدست آوردن  $J_1$  و سپس  $J_2$  به واسطه یک پخش‌شدگی ناشی از دوران اولین پخش‌شدگی به اندازه  $90^\circ$  به دور الکتروود مرکزی، انجام داد. تجزیه و تحلیل داده‌ها در زیر شرح داده شده است.

شرایط مرزی نشان می‌دهد که هر کدام از صفحات جریان تلریک در زیرسطح، که چیزی در حد یک عمق واحد در زیر الکتروود مرکزی قرار دارند، می‌توانند با قسمت فوقانی یک پی‌سنگ عایق شده فرضی، بدون بوجود آوردن نگرانی در ارتباط با  $E$  در سطح، جایگزین شوند. اگر قسمت فوقانی پی‌سنگ که بلافاصله در زیر پخش‌شدگی عرضی قرار دارد یک سطح با کج‌شدگی دلخواه در زیر یک مقطع زمین‌شناسی همگن و ایزوتروپ فرض شود، آنگاه مقادیر  $J$  تقریباً با عمق تا پی‌سنگ نسبت عکس خواهند داشت، که در بخش ۸. ۴. ۴ تشریح خواهد شد. بنابراین پی‌بردن به ارتباط  $J_1$  و  $J_2$  که بصورت مجزا از هم نرمالیزه شده‌اند از یک سو و آزیموت شیب این پی‌سنگ از سوی دیگر، یک مسأله ساده هندسی خواهد بود. پی‌سنگ بوسیله یک مثلث تعیین می‌شود که یک گوشه آن بطور عمودی در زیر الکتروود مرکزی و دو الکتروود دیگر آن در زیر نقاط مرجع  $J_1$  و  $J_2$  که  $D_1$  و  $D_2$  مربوط به عمق ۱ هستند، قرار داشته، که به ترتیب عبارتند از،

$$D_1 = \frac{2}{(J_1 + 1)} \quad \text{و} \quad D_2 = \frac{2}{(J_2 + 1)} \quad (۴. ۵۴)$$

دیگر اینکه، اگر کانال سومی در دسترس باشد، می‌توان سه پخش‌شدگی را که بصورت حرف  $T$  قرار گرفته‌اند بطور همزمان ثبت کرد و به سادگی اطلاعات مربوط به شیب و امتداد زمین‌شناختی را بدست آورد.

برای یک جهت‌گیری دلخواه پخش‌شدگی  $T$ ، داده‌های شکافت و پخش‌شدگی بصورتی که در پایین شکل ۴. ۲۶ نشان داده شده است، درخواهند آمد. در اینجا،  $A$  و  $B$  که مقادیر  $R$  هستند، تقریباً برابر مقدار واحد بوده، پس برای  $A$  و  $B$ ، بردار تغییرات  $\Delta E$  تقریباً موازی با امتداد زمین‌شناختی خواهد بود. حال می‌توان امتداد این  $\Delta E$  را با استفاده از پخش‌شدگی سوم بدست آورد و این برابر با راستای امتداد زمین‌شناختی خواهد بود. آزیموت شیب بصورتی که در بالا توضیح داده شد، با استفاده از  $J$  تعیین می‌گردد.

## ۴.۴.۸. تعبیر و تفسیر

دشواریترین بخش کار، تعبیر و تفسیر نقشه‌های پریندی شده  $J$  می‌باشد، که نقشه‌های آنومالی تلریک خوانده می‌شود.

## (a) تعبیر و تفسیر کیفی

برای تسهیل در فهم ویژگی‌های زمین‌شناسی  $J$ ، ما باید بحث خود را محدود به ساختارهای دوبعدی نماییم. برای یک ساختار دوبعدی که امتداد زمین‌شناختی آن در امتداد  $y$  می‌باشد،  $J$  در ایستگاه  $F$  عبارتست از،

$$J_F = \frac{E_{xF}}{E_{xB}} \quad (۴.۵۵)$$

برای یک میدان DC، در همه جا  $E_y$  یکسان بوده و یک  $E$  در امتداد  $x$ ، هیچگونه مؤلفه  $y$  را بوجود نمی‌آورد. این بیانگر آنست که در معادله (۴.۵۸)،  $b=c=0$ ،  $d=1$  و  $J=a$  بوده که از اینجا به معادله (۴.۵۵) می‌رسیم.

آنومالی‌های تقریبی دوبعدی را می‌توان با برداشت پروفیل‌های  $J$  از روی نقشه آنومالی تلریک در طول امتدادهایی که اساساً عمود بر پریندی‌ها می‌باشند، تهیه کرد.

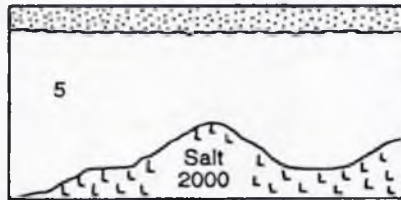
می‌توان برای تجسم بهتر، یک مدل ذهنی دوبعدی آنالوگ را که جایگزین‌کننده موارد زیر است، در نظر گرفت: (۱) جریان الکتریکی بجای حرکت غیرمتلاطم سیال، (۲) توزیع رسانایی الکتریکی  $\left(\frac{1}{\rho}\right)$  بجای توزیع تراوایی سیال و (۳)  $E$  بجای سرعت سیال،  $V$ . انجام این کار از این رو امکان‌پذیر است که هر دو پدیده، تابع معادلات و شرایط مرزی یکسانی می‌باشند. این همانندی، تحت مدل‌های خاص زمین‌شناسی، در تجسم کیفی اینکه چه نوع از توزیع  $J$  را باید در سطح، انتظار داشته باشیم، ما را یاری می‌نماید. برای بیشتر افراد، تجسم سرعت آب ساده‌تر از تجسم  $E$ ، می‌باشد.

شکل‌های ۴.۲۷ و ۴.۲۸ بصورت شماتیک نشاندهنده آنومالی‌های  $J$  مرتبط با ساختارهای شاخص در حوضه‌های رسوبی می‌باشند. چندین مورد از این تأثیرات خاص می‌توانند در یک مدل افزوده شوند. حال بگذارید برخی از پیشینه‌های اجرایی که متناظر با برخی از این مدل‌های شماتیک می‌باشند را مورد مطالعه قرار دهیم.

شکل ۴.۲۹ نشاندهنده دو پروفیل تلریک بر روی یک گسل می‌باشد. اطلاعات زیرسطح، حاصل از داده‌های تفصیلی لرزه‌ای و چاه‌پیمایی، می‌باشند. مقطع رسوبی (در زیر زمین‌های زراعی سطح) شامل ساختارهایی با شیب ملایم می‌باشد که فاقد هر گونه لایه عمده دارای مقاومت ویژه

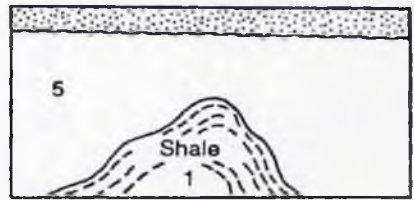


نایبسته هستند. مقاومت ویژه مؤثر در حدود  $4 \Omega m$  می‌باشد. داده‌های تلیک به واسطه اندازه‌گیری‌های شکافت و یخش شدگی بدست آمده‌اند. پروفیل‌های ۱ و ۲،  $1/6 \text{ km}$  (یک مایل) از یکدیگر فاصله دارند. یک فیلتر باندگذر تنظیم شده برای اوج  $T=20s$  مورد استفاده قرار گرفته است. تکرار پروفیل ۱ در یک زمان متفاوت و با استفاده از ابزارهای متفاوت از دو پروفیل دیگر صورت پذیرفت، تا قابلیت تکرارپذیری مورد بازبینی قرار گیرد.



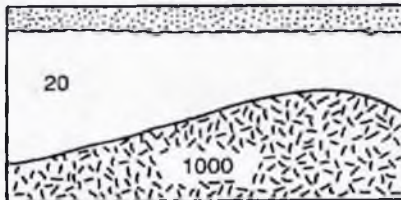
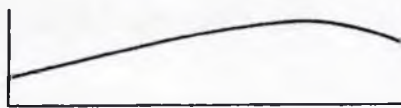
Salt structure

(a)



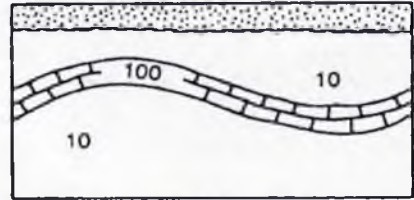
Shale structure

(b)



Basement structure

(c)



Macro-anisotropy

(d)

شکل ۴.۲۷: آنومالی‌های تلیک بصورت شماتیک، که ناشی از ساختارهای 2-D فرضی می‌باشند. اعداد، معرف مقاومت ویژه، برحسب  $\Omega m$ ، می‌باشند (از یانگل، ۱۹۷۷؛ با اجازه از انتشارات علمی السیور).

آنومالی مربوط به گسل، در صورت استفاده از یک روش تلیک دیگر، احتمالاً با خطای ناشی از آزمایش مواجه می‌شد. همانند شکل ۴.۲۸b، مربوط به توده گسل خورده. عملاً استفاده از چاه پیمایی برای بوجود آوردن یک مدل از زیرسطح که بتواند از نظر کمی پاسخگوی این آنومالی باشد، غیرممکن است. این بدلیل آنست که همه خصوصیات میکروسکوپی و ماکروسکوپی مقطع رسوبی بصورت یکجا

مورد بررسی قرار می‌گیرند. این آنومالی را باید بعنوان یک امضاء<sup>۱</sup> در نظر گرفت که رضایت‌بخش می‌باشد.

در شکل ۲۹. ۴ افزایش ناحیه‌ای مقدار  $J$  در قسمت سمت راست، عمدتاً ناشی از بالا آمدگی پی‌سنگ می‌باشد. این مورد با شکل ۲۷c. ۴، ساختار پی‌سنگ، همخوانی دارد. در صورتی که مقطع رسوبی همگن و ایزوتروپ می‌بود، منحنی نقطه‌چین را بدست می‌آوردیم؛ این مورد در بخش ۸(b). ۴ توضیح داده خواهد شد. در بخشی که افزایش در مقدار  $J$  دارای شیب تندتری می‌باشد، عدت را می‌توان افزایش مقاومت ویژه در قسمت سمت راست و بسوی حاشیه‌های حوضه دانست.

آنومالی تلریک نشان داده شده در شکل ۳۰. ۴، از روی گنبد نمکی بیرون‌زده هاین‌اسویل<sup>۲</sup>، تگزاس، حاصل شده است (بوسوناس و لیوناردون، ۱۹۴۸). عمق تا قسمت فوقانی گنبد نمکی در حدود ۳۶۵/۸ m (۱۲۰۰ ft) می‌باشد. طرح کلی مربوط به وجود نمک در نزدیکی قسمت فوقانی، بوسیله پریند خط‌چین مشخص شده است. این آنومالی با شکل ۲۷a. ۴، ساختار نمکی، همخوانی دارد و در بخش ۸(c). ۴ مورد تجزیه و تحلیل قرار خواهد گرفت.

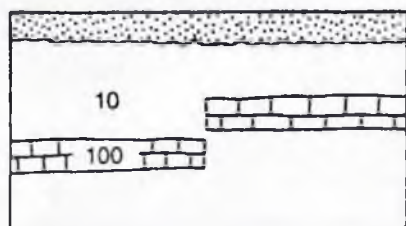
شکل ۳۱. ۴ یک نقشه آنومالی تلریک از منطقه‌ای در حوضه میدلند<sup>۳</sup>، واقع در ایالت تگزاس است، که در برگبرنده سه ریف اصلی ایزوله شده، شناخته شده و مدفون در عمق، می‌باشد (بانگل، همبری و گرین‌هاوس<sup>۴</sup>، ۱۹۷۳). اینها عبارتند از ریفهای میلیکان<sup>۵</sup> (M)، جیمسون<sup>۱</sup> (J) و IAB. داده‌ها عمدتاً حاصل از بردارنگاشت و بخشی هم حاصل از روش‌های شکافت و پخش‌شدگی می‌باشند. از کل ایستگاه‌ها، تنها ۲۸۷ مورد از ایستگاه‌های بردارنگاشتی، بوسیله نقطه‌ها بر روی نقشه مشخص شده‌اند.

شکل ۳۲. ۴ نشاندهنده یک مقطع عرضی شرقی - غربی و پروفیل  $J$  در عرض ریف میلیکان است، که بیانگر نتایج تعبیر و تفسیر کمی می‌باشد (در بخش ۸(c). ۴. ۴ توضیح داده شده است). اعداد نوشته شده در زون‌های مقاومت ویژه، نسبت‌های مقاومت ویژه می‌باشند. ریف‌های شناخته شده، از نظر جغرافیایی با اوج‌های تلریک مرتبط هستند. به‌رحال، عامل پیدایش این آنومالی‌ها، تغییرات جانبی مقاومت ویژه در رسوبات پس از تشکیل ریف بوده است، که بر مبنای اطلاعات حاصل از حفاری‌های گسترده، چنین بنظر می‌رسد که شبیه همان انواع معمولی، لایه کیک حفاری، می‌باشند. این

1. signature  
3. Midland Basin  
5. Millican

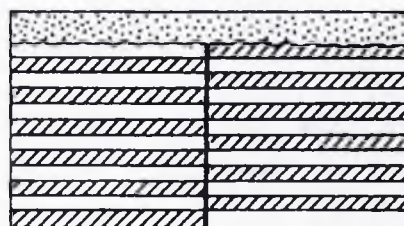
2. Haynesville  
4. Yungul, Hembree and Greenhouse  
6. Jameson

آنومالی از نوع تداخل به حالت بین انگشتان دست<sup>۱</sup>، نشان داده شده در شکل c ۲۸. ۴. می‌باشد. می‌توان تأثیر توده ریف را بر روی این آنومالی بسیار عظیم، نادیده گرفت.



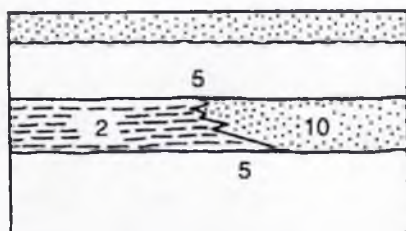
Faulted layer

(a)



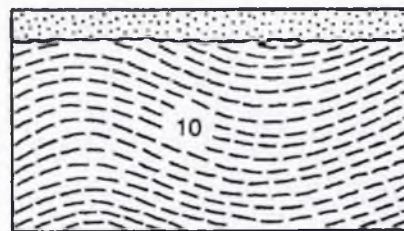
Faulted stack

(b)



Interfingering

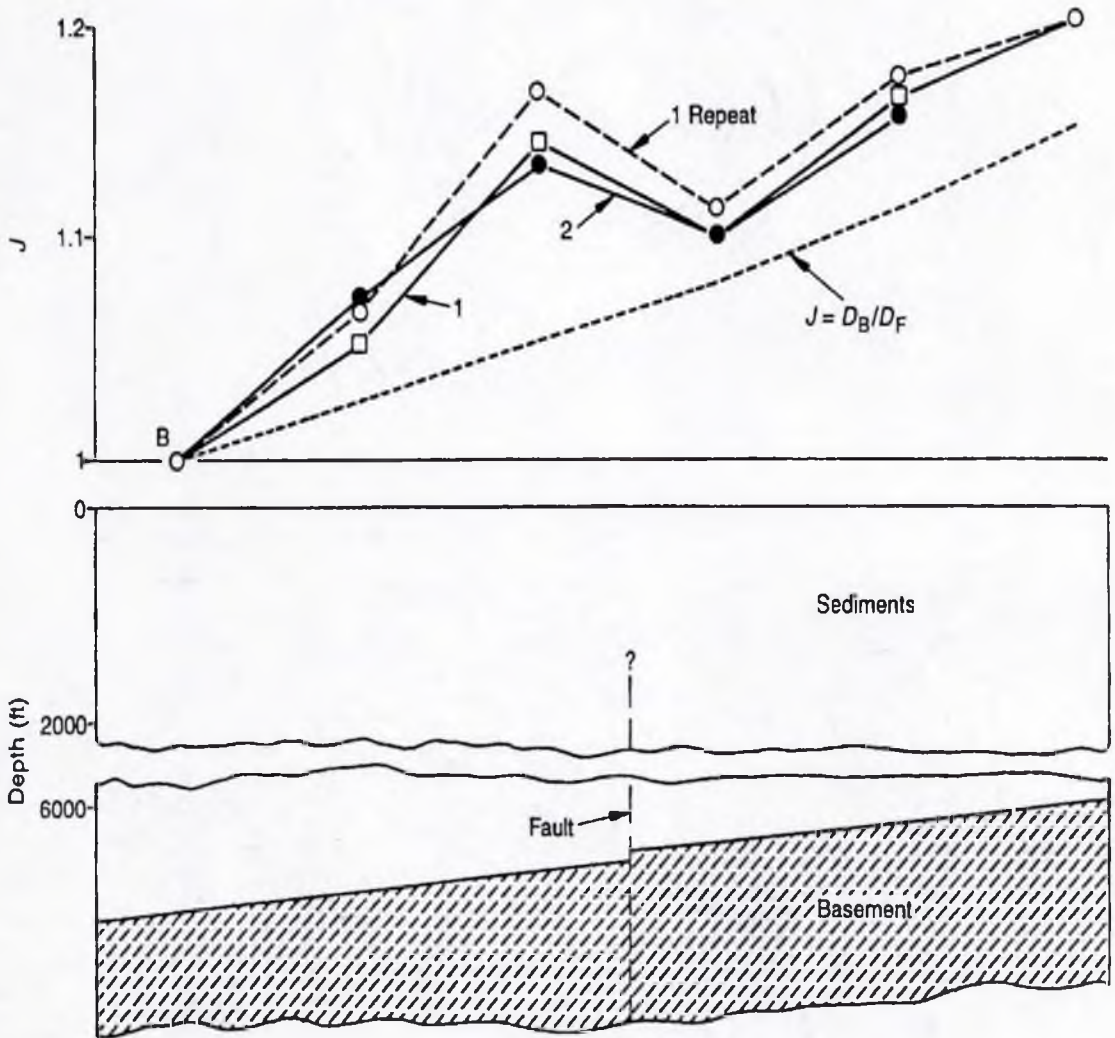
(c)



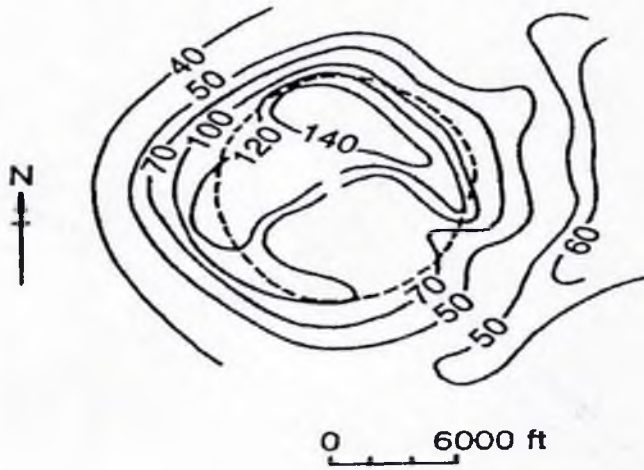
Micro-anisotropy

(d)

شکل ۲۸. ۴: آنومالی‌های تلسریک بصورت شماتیک، که ناشی از ساختارهای فرضی 2-D می‌باشند. اعداد، معرف مقاومت ویژه‌ها بر حسب  $\Omega m$  می‌باشند (از یانگل، ۱۹۷۷؛ با اجازه از انتشارات علمی السیور).



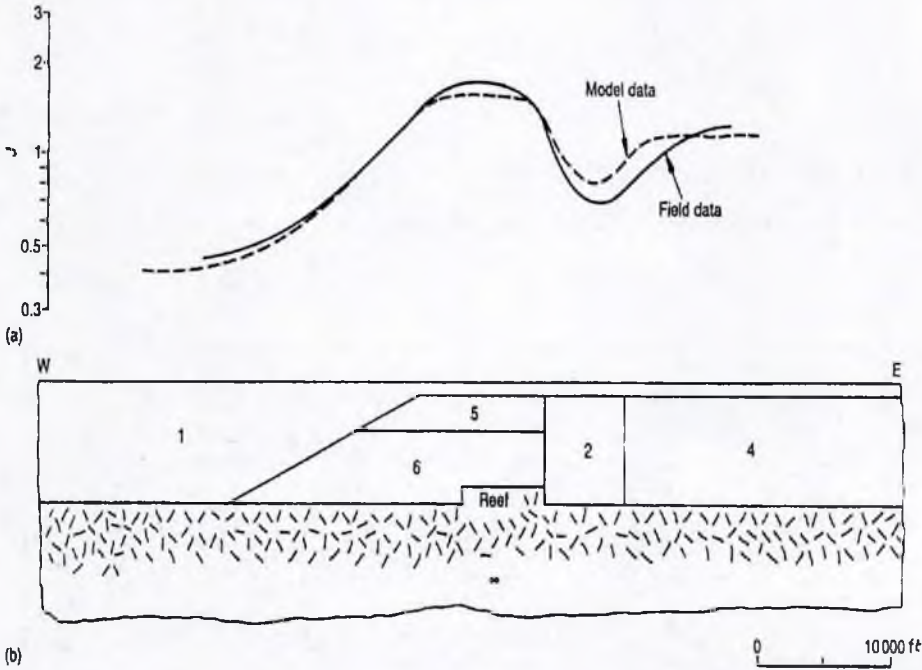
شکل ۲۹. ۴: آنومالی تدریک مربوط به یک گسل، بدست آمده بوسیله پروفیل زنی شکافت و بخش شدگی. اطلاعات زیرسطح حاصل از داده‌های لرزه‌ای و چاه‌پیمایی می‌باشند. جدایی بین پروفیل‌های ۱ و ۲، ۱۶۰۹m. در صورتی که رسوبات همگن و ایزوتروپ می‌بودند منحنی نقطه‌چین بدست می‌آمد (از یانگل، ۱۹۷۷؛ با اجازه از انتشارات علمی السویر).



شکل ۴.۳۰: نقشه آنومالی تریک (پریندهای J)، مربوط به گنبد نمکی بیرون‌زده هاین‌اسویل، در ایالت تگزاس (نقل از بویوناس و لیوناردون، ۱۹۴۸).



شکل ۴.۳۱: نقشه (پریندهای J) آنومالی تریک (بردارنگاشت) مربوط به حوضه رسوبی میدلند، در ایالت تگزاس. قسمت‌های ترسیم شده بصورت نقطه نقطه، مناطق شناخته شده بوجود آورنده ریاب‌ها را نشان می‌دهند: جیمسون (J)، IAB و میلیکان (M) (از یانگل، همبری و گرین‌هاوس، ۱۹۷۳).



شکل ۴.۳۲: مدل دوبعدی ریف میلیکان، حوضه رسوبی میدلند، در ایالت تگزاس. مقطع عرضی شرقی - غربی و داده‌های تنوری (مدل) همراه داده‌های عملی (صحرائی). اعداد، معرف نسبت‌های مقاومت ویژه می‌باشند؛  $1$  معادل  $7 \Omega m$  می‌باشد (از بانگل، همبری و گرین‌هاوس، ۱۹۷۳).

دست آخر، شکل ۴.۳۳ نشان‌دهنده یک مثال کلاسیک از یک کاوش تلریک تفصیلی در حوضه آکویتین<sup>۱</sup>، واقع در جنوب فرانسه، می‌باشد (میگاکس<sup>۲</sup>، ۱۹۶۶). این شکل، بخشی از کاوش تفصیلی مربوط به شناسایی یک منطقه گسترده می‌باشد. ایستگاه‌های تلریک بصورت نقطه‌هایی درشت، نشان داده شده‌اند. در این کاوش، روش بیضی نسبی مورد استفاده قرار گرفته است. یک تاقدیس بصورت دگرشیب در زیر یک مقطع افقی به ضخامت چندصد متر، قرار گرفته است.

قسمت بیرون‌زدگی یک لایه آهکی در تاقدیس که بلاواسطه زیر یک سطح دگرشیبی قرار دارد، بوجود آورنده کمربندهایی از آنومالی تلریک فرعی پایین و بالا از نوع کج‌تخت<sup>۳</sup>، می‌باشد و به ترتیب با خطوط نقطه‌چین و خط‌چین نشان داده شده است، که اطراف نوک قسمت، گنبدی شکل تاقدیس

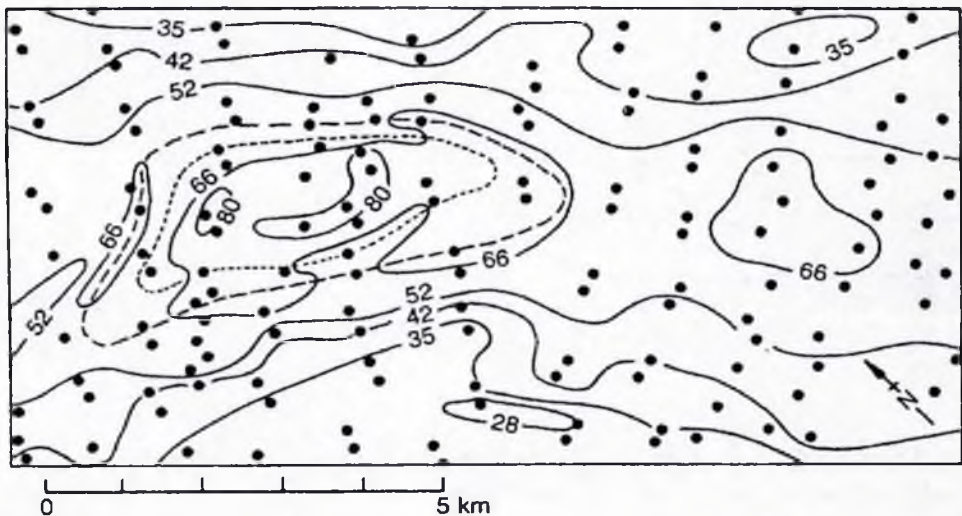
1. Aquitaine Basin  
3. Cuesta

2. Migaux

قرار دارند. تاقدیس بوسیله یک آنومالی تلیک بالا، مشخص شده است، که متناظر است با تلفیق ماکروانیزوتروپی (شکل ۲۷d) و میکروانیزوتروپی (شکل ۲۸d).

### (b) تعبیر و تفسیر تقریبی

ساختارهای ملایم با برجستگی اندک که فاقد لایه‌های دارای مقاومت ویژه بسیار بالا در میان رسوبات می‌باشند، بوجود آورنده روابط ساده‌ای میان  $J$  و هر کدام از پارامترهای رسانایی افقی کل،  $S$ ، مربوط به رسوبات روی پی‌سنگ، یا عمق تا پی‌سنگ،  $D$ ، خواهند بود.



شکل ۳۳: نقشه آنومالی تلیک (پربندی‌های  $J$ ) مربوط به منطقه‌ای در حوضه آکوئین، در فرانسه، بر روی قسمت گنبدی شکل یک تاقدیس. منحنی‌های نقطه‌چین و خط‌چین، بترتیب محورهای فرعی پایین و بالا هستند، که مربوط به ناحیه بیرون‌زدگی یک لایه آهنی می‌باشند که بلاواسطه زیر یک سطح دگرشیبی قرار گرفته است (نقل از میگاکس، ۱۹۴۶).

برای یک زیرسطح دوبعدی دلخواه که امتداد زمین‌شناسی آن در امتداد  $y$  قرار دارد، مشاهده کرده‌ایم که،

$$J_F = \frac{E_{xF}}{E_{xB}} \quad (4.55)$$

و همچنین دانستیم که  $H_y$  در همه جای زیرسطح یکسان می‌باشد. بر این اساس، خواهیم داشت،

$$J_F = \frac{Z_{xyF}}{Z_{xyB}} = \left( \frac{\rho_{1F}}{\rho_{1B}} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (4.56)$$

که در آن  $Z_{xy}$  امپدانس MT بدست آمده از  $E_x$  و  $H_y$  بوده و  $\rho_1$  مقاومت ویژه ظاهری عرضی MT می باشد.

اگر فرض شود که ایستگاههای B و F به دور از تغییرات جانبی شدید زمین شناسی بوده و بر روی لایه های تقریباً افقی قرار دارند، هر چند که برای حالت های مختلفی از توالی لایه ها باشد، با

توجه به معادله (۴.۴۶) در سیستم MKS خواهیم داشت،  $Z_F = \frac{1}{S_F}$  و  $Z_B = \frac{1}{S_B}$ . بنابراین، معادله (۴.۵۶) بصورت زیر در خواهد آمد،

$$J_F = \frac{S_B}{S_F} \quad (۴.۵۷)$$

که در آن، همچنانکه بوسیله معادله (۴.۴۴) تعریف می شود،  $S = \frac{D}{\rho_e}$ . بنابراین،

$$J_F = \frac{D_B}{D_F} \times \frac{\rho_{eF}}{\rho_{eB}} \quad (۴.۵۸)$$

اگر ساختارها ملایم و دارای برجستگی اندک باشند، حتی در صورت سه بعدی بودن، معادله (۴.۵۸) تا زمانی که ایستگاهها از تغییرات جانبی شدید به دور باشند، برقرار خواهد بود. یک محدودیت دیگر این است که لایه برده مانند دارای مقاومت ویژه بالا، از قبیل لایه های تبخیری و کربناته دارای ضخامت قابل توجه نباید وجود داشته باشد. چنین لایه ای موجب تشدید اثر تلیریک مقطع بالایی می گردد در حالی که برای مقطع زیرین، اثر تلیریک را کاهش می دهد (شکل ۴.۲۷d).

معادله (۴.۵۷) بوسیله میکاکس (۱۹۵۱) بدست آمد، ولی معادله (۴.۵۸) شبیه معادله ای است که بردیچوسکی بدست آورده بود (۱۹۶۰، صص ۴۲ - ۳۸). با رجوع به معادله (۴.۵۷)، اگر  $S_B$  را بدانیم، آنگاه مقادیر  $I$  را می توان بصورت یک نقشه  $S$  ترسیم کرد. از قرار معلوم، این امر موجب حل شدن  $D$  و  $\rho_e$  بصورت جداگانه نمی گردد. بهر حال، اگر مقادیر  $\rho_e$  در برخی مکانها با استفاده از سونداژهای مقاومت ویژه یا MT و یا چاه پیمایی بدست آمده باشند، مقادیر  $I$  را می توان مستقیماً به مقادیر  $D$  تبدیل کرد. این کار مستلزم استفاده از حالت های تعدیل شده معادله (۴.۵۷)، حاصل از روابط آماری بین مقادیر  $I$  و داده های سونداژ می باشد. بردیچوسکی (۱۹۶۰، صص ۲۰۴ - ۱۹۷) با ارائه چند مورد پیشینه اجرایی مربوط به ارزیابی حوضه های رسوبی، بر مفید بودن چنین روابطی تأکید می نماید.

تکنیک تعبیر و تقریبی که در بالا تشریح شد، بیش از حد دست و پاگیر بوده و نیازمند اطلاعات کمی، با بالاترین دقت می باشد، در غیر اینصورت باید به اندازه کافی با داده های سونداژ



تلفیق شود. از این نوع تعبیر و تفسیر به هیچ وجه نمی‌شود برای ناپوستگی‌های جانبی شدید، برای مواردی همچون شکل ۳۲. ۴، استفاده کرد.

### (c) تعبیر و تفسیر کتی

این کار بوسیله شبیه‌سازی پیش‌رونده، بصورت توزیع پتانسیل DC، یا پاسخ‌های مگنتوتلریک 2-D برای فرکانس میانی مربوط به باندگذر، صورت می‌گیرد (بخش ۵. ۳. ۴). در حال حاضر، شبیه‌سازی MT در تعبیر و تفسیر 3-D کمک چندانی نخواهد کرد. بهر حال، از آنجایی که آنومالی‌های تلریک معرف حالت DC می‌باشند، به واسطه شبیه‌سازی تجربی (شبیه‌سازی آنالوگ یا مقیاسی) یا از راه محاسبه، می‌توان برای آنها راه‌حل‌های ساده‌تری پیدا کرد.

با برقرار بودن فرض DC، انتقال جریان تلریک از قانون اهم تبعیت می‌کند (بخش ۱. ۳):

$$J = \frac{E}{\rho} \quad (۴. ۵۹)$$

که در آن،  $J$  چگالی جریان می‌باشد. مورد اخیر ما را به معادله لاپلاس رهنمون می‌شود:

$$\nabla^2 V = 0 \quad (۴. ۶۰)$$

که در آن  $V$  پتانسیل الکتریکی بوده که  $E$  گرادیان آن می‌باشد. مدل زیرسطح بین دو نیم - فضای دارای مقاومت ویژه بینهایت، یعنی پی‌سنگ و هوا، محدود می‌شود. چشمه، یک  $E$  افقی اساساً یکپارچه می‌باشد. یک حل معادله لاپلاس که شرایط مرزی مدل را برآورده می‌سازد ( $x$  و  $y$ ) را بدست می‌دهد، که به واسطه آن می‌توان نقشه‌های  $J$  را ترسیم کرد. بهر حال یک شیوه تحلیلی مستقیماً پیش‌رونده، عملی نبوده و حتی برای مدل‌های فوق‌العاده ساده باید از ترفندهای ریاضی کمک گرفت. دو مقاله قدیمی و با اهمیت، که پیرامون طبیعت این شرایط بحث می‌نمایند، بوسیله بارانوف<sup>۱</sup> (۱۹۵۱) و کونه‌تز و چاستنت دی‌گری<sup>۲</sup> (۱۹۵۶)، ارائه شده بودند.

این مقاله و بسیاری از مقاله‌های دیگر، از جهت نقشی که در تکامل محاسبات عددی MT داشته‌اند، در حال حاضر فقط دارای ارزش تاریخی می‌باشند.

### تعبیر و تفسیر تجربی

از قرار معلوم، یک تکنیک کاربردی برای تعبیر و تفسیر سه‌بعدی، شبیه‌سازی مقیاس فیزیکی در نانکرهای الکترولیت می‌باشد، که در آن، سطح الکترولیت معرف سطح زمین خواهد بود. یونزمن<sup>۳</sup>

(۱۹۵۴)، به تفصیل تجهیزات مورد نیاز و تکنیک‌های مربوط به تدوین مدل‌ها و اندازه‌گیری‌های مربوط به حالت DC لحظه‌ای را حتی در صورتی که از چشمه جریان متناوب استفاده شده باشد، تشریح می‌کند.

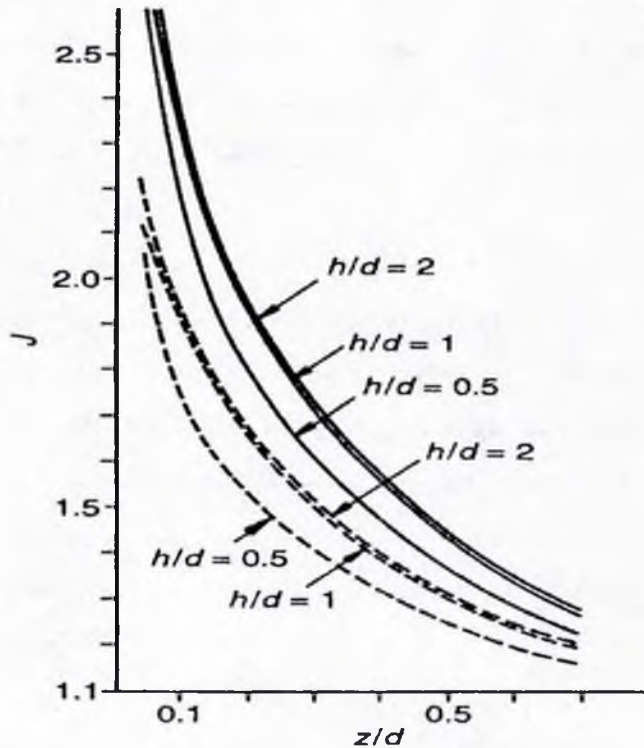
تجهیزات مورد نیاز برای شبیه‌سازی مقیاسی MT را می‌توان برای شناسایی آنومالی‌های تلیریک مورد استفاده قرار داد، ولی چنین سیستم‌هایی دارای مقیداتی هستند که برای اندازه‌گیری‌های تلیریک، الزامی به وجود آنها نیست. یک بحث گسترده از شبیه‌سازی الکترومغناطیسی مقیاس فیزیکی، بوسیله فریچکنت<sup>۱</sup> (۱۹۸۸) ارائه شده است.

در موارد خاصی می‌توان منحنی‌های الگو را به واسطه شبیه‌سازی مقیاسی برای استفاده در تعبیر و تفسیر آنومالی‌های حاصل از یک نوع مدل خاص، ولی برای محدوده گسترده‌ای از عوامل هندسی، بدست آورد. هم‌اکنون چنین مسأله‌ای را مورد بحث قرار خواهیم داد. یک گنبد نمکی بیرون‌زده، به واسطه قراردادن یک استوانه پارافین که مقطع دایره‌ای آن رو به بالا بوده است، بر روی کف تانکر، که معرف پی‌سنگ می‌باشد، شبیه‌سازی گردید. الکترولیت در اینجا معرف رسوبات می‌باشد. در این مدل، نسبت مقاومت ویژه نمک به مقاومت ویژه رسوبات، عملاً بینهایت می‌باشد. در عمل (از جمله در مورد گلف‌کوست<sup>۲</sup>) این نسبت در مرتبه ۱۰۰۰ می‌باشد، ولی چه این مرتبه ۱۰۰۰ باشد یا ۱۰۰، هیچگونه تفاوت محسوسی در نتایج، بوجود نخواهد آمد.

حتی این مدل ساده نیز خود را با محاسبات تحلیلی وفق نمی‌دهد. سه مدل برای نسبت‌های مختلف ارتفاع گنبد نمکی،  $h$ ، به قطر آنها  $d$ ، تدوین گردید و آنومالی‌های تلیریک مربوط به هر یک از مدل‌ها برای چندین عمق،  $z$ ، از سطح تا قسمت فوقانی گنبد نمکی، مورد اندازه‌گیری قرار گرفتند. نتایج، بصورت منحنی‌های الگو گردآوری می‌شوند، همچنانکه در شکل ۳۴. ۴ نشان داده شده است. منحنی‌های توپر معرف مقادیر ماکزیمم  $I$  هستند، که بر روی محور استوانه پدید می‌آیند، و تابعی از نسبت‌های عمق - به - قطر،  $\frac{z}{d}$ ، برای سه مدل می‌باشند، که به واسطه دارا بودن نسبت‌های ارتفاع - به - قطر،  $\frac{h}{d}$ ، متفاوت، دارای ویژگی‌های متفاوتی هستند. بطور مشابه، منحنی‌های خط‌چین، مقادیری از  $I$  هستند که بر روی لبه گنبد نمکی قرار دارند و به اندازه یک شعاع از محور فاصله دارند.

جالب توجه اینکه، عملاً برای مدل‌هایی که نسبت ارتفاع - به - عمق،  $\frac{h}{d}$ ، آنها برابر یا بزرگتر از واحد می‌باشد، منحنی‌ها یکسان هستند: شرایطی که در حالت کلی برای گنبد‌های نمکی بیرون‌زده

منطقه کلف‌کوست وجود دارد. از این‌رو، یک منحنی توپر و منحنی خط‌چین، فرضاً برای  $\frac{h}{d} = 2$  تا زمانی که  $\left(\frac{h}{d}\right) \geq 1$  باشد، برای تعبیر و تفسیر گنبد‌ها با هر گونه عوامل هندسی، کفایت خواهد کرد.



شکل ۳۴: منحنی‌های الگو برای آنومالی‌های تدریج ناشی از یک استوانه با مقطع دایره‌ای رو به بالای عایق‌بندی شده، که به واسطه شبیه‌سازی الکترولیتی مقیاسی در تانکر، گردآوری شده است. استوانه‌ای که بر روی کف تانکر قرار دارد، معرف یک گنبد نمکی بیرون‌زده می‌باشد.  $d$  قطر،  $h$  ارتفاع و  $z$  عمق از سطح تا قسمت فوقانی استوانه می‌باشند. منحنی‌های نوپر مربوط به آنومالی‌های ماکزیمم واقع بر روی محور، و منحنی‌های خط‌چین مربوط به آنومالی‌هایی هستند که به اندازه یک شعاع از محور فاصله دارند (از یانگل، ۱۹۷۷؛ با اجازه از انتشارات علمی السویر).

بگذارید این موضوع را برای تعبیر و تفسیر آنومالی نشان داده شده در شکل ۳۰، ۴ بکار بگیریم. اگر پربندهای  $J$  بر پایه منطقه فاقد آنومالی نرمالیزه شوند و یک شعاع میانگین نماینده آنومالی، بدست آورده شود (نشان داده نشده است)، ماکزیمم مقدار  $J$  در مرکز،  $2/4$  خواهد بود. این شرایط،  $\left(\frac{z}{d}\right) = 0.095$  را از منحنی توپر برای  $\left(\frac{h}{d}\right) = 2$  و  $J = 1/96$  را بر روی لبه منحنی خط‌چین متناظر با آن، بدست خواهد داد. بر روی آنومالی تدریج،  $J = 1/96$ ، معادل با قطر  $4419/6m$

(۱۴۵۰۰ ft) می باشد. از این رو، عمق  $420.76m$  (۱۳۸۰ ft) می باشد. به استناد نقشه ارائه شده بوسیله بویسوناس و لیوناردون (۱۹۴۸)، داده های حفاری نشانگر قطر میانگین حدود  $420.672m$  (۱۳۸۰۰ ft) در نزدیکی قسمت فوقانی گنبد نمکی و عمق میانگین  $365.8m$  (۱۲۰۰ ft)، می باشد. ارقام حاصل از تعبیر و تفسیر برای عمق و قطر، بصورت رضایت بخشی به داده های عملی نزدیک می باشند.

از قرار معلوم، در صورتی که کل مقطع رسوبی مدنظر باشد، جهت بدست آوردن آنومالی شکل ۳۰. ۴، از سیگنال هایی با پریود کوتاه تر از آنچه که زون S مربوط به هاین اسویل ایالت تگزاس نیاز داشته است، باید استفاده کرد. از سوی دیگر، منحنی های شکل ۳۴. ۴، مربوط به حالت DC می باشند (زون S). با این همه، نتیجه تعبیر و تفسیرها، قابل قبول می باشد. این بدلیل آنست که آنومالی نسبت به ارتفاع کلی توده نمک حساسیت ندارد، همچنان که این مسأله به واسطه مستقل بودن  $\frac{h}{d}$  از داده های مدل مقیاسی، نیز نشان داده شده بود. تنها موردی که برای ما دارای اهمیت می باشد این است که توده نمک به اندازه کافی در محدوده عمق نفوذ، که چیزی کمتر از یک عمق پوستی می باشد، قرار داشته باشد. این مثال به وضوح بیانگر این نکته است که داده های تلریک مهم را می توان حتی برای پریدهای کوتاه تر از پریدهای زون S، نیز بدست آورد.

### شبیه سازی عددی

شبیه سازی عددی 2-D تلریک، شامل محاسبه مقادیر  $E_1$  می باشد، که برای فرکانسی که در آن داده های تلریک اندازه گیری شده بودند، نسبت به منطقه فاقد آنومالی نرمالیزه شده باشند (فرکانس میانی فیلتر باندگذر). این بوجود آورنده یکی از برون داده های برنامه های کامپیوتری برای شبیه سازی MT، می باشد. مقادیر نرمالیزه  $E_1$  در صورتی که فرکانس در زون S قرار داشته باشد، همچنانکه بوسیله معادله (۴.۵۵) نشان داده شده است، معادل مقادیر J خواهد بود. ظاهراً، این نیازمند آنست که مدل بر اساس مقادیر مقاومت ویژه باشد و نه بر اساس نسبت های مقاومت ویژه.

برای ما مشخص شده است که زون S شامل باند گسترده ای از فرکانس ها می باشد. با رجوع به قانون مشابهت الکترومغناطیسی (بخش (d) ۳.۳. ۴)، می توان مقاومت ویژه و فرکانس را تا زمانی که نسبت آنها ثابت نگاه داشته شود، با یکدیگر جابجا کرد. از این رو، نتایج شبیه سازی تلریک، عملاً تا زمانی که نسبت های مقاومت ویژه صحیح باشند، برای محدوده گسترده ای از مقاومت ویژه ها و فرکانس ها یکسان خواهد بود.

روش های شبیه سازی عددی در بخش ۳.۵. ۴، در ارتباط با روش های MT، مورد بحث قرار

گرفته است.

## ۹.۴.۴. ابزار و تجهیزات

می‌توان برای اندازه‌گیری مؤلفه افقی E، یک سیم عایق‌بندی شده را بر روی زمین گستراند و پس از کاشتن دو الکتروود در انتهای آن، اختلاف پتانسیل بین دو الکتروود را مورد اندازه‌گیری قرار داد. دو مؤلفه عمودی E را نیز می‌توان بصورت همزمان با استفاده از سه الکتروود و یک سیم L - شکل، مورد اندازه‌گیری قرار داد.

طول سیم عمدتاً بستگی به طبیعت بی‌نظمی‌های نزدیک به سطح دارد، که باید با استفاده از یک سیم که به اندازه کافی بلند است، میانگین گرفته شود؛ در غیر اینصورت تا زمانی که نویز ابزارآلات به ما اجازه دهند، طول ۴۰m می‌تواند مناسب باشد. در صورتی که مکان سایت‌ها بصورت مناسبی انتخاب شده باشند، این امکان وجود دارد که کار را با طول ۱۵۰m، هم انجام دهیم.

الکتروودهای مورد استفاده شامل انواع مس، کادمیم، نقره یا روی غیرپلاریزه‌شونده (قابل برگشت) می‌باشند. لوله‌های مسی برهنه یا صفحات سربی نیز مورد استفاده قرار می‌گیرند. من (مؤلف) شخصاً نوارهای سربی به ضخامت کاغذ را که هوازده بوده و فاقد سطح تازه باشند و بوسیله گیره‌های سوسماری به سیم متصل شده باشند را، ترجیح می‌دهم. چنین بنظر می‌رسد که این شیوه، بهترین سازش بین دقت کار و جنبه اقتصادی باشد.

سیستم ابزارآلات برای هر کانال، شامل یک پیش‌ولتاژ DC<sup>۱</sup> قابل تغییر، یک فیلتر پایین‌گذر، یک آمپلی‌فایر DC با امپدانس ورودی حداقل  $10\text{ M}\Omega$ ، یک فیلتر باندگذر و یک ثبت‌کننده نواری یا ثبت‌کننده X-Y، بسته به آنکه کدام تکنیک مورد استفاده قرار گیرد، خواهد بود.

آمپلی‌فایرها و ثبت‌کننده‌ها از اقلامی هستند که از دستکاری آنها معذوریم؛ ولی می‌توان از فیلترهای دست‌ساز برای سازگار بودن آنها با مشکلات زمین‌شناختی که با آنها سروکار داریم استفاده کرد و یا آنکه از فیلترهای باندگذر تجاری که قابل تغییر باشند، استفاده نمود. در صورتی که نویز کلی سیستم کمتر از حدود  $3\text{ }\mu\text{V rms}$  در باند فرکانسی مورد نظر باشد مناسب خواهد بود، که دستیابی به آن هم چندان دشوار نیست. می‌توان یک سیستم دوکاناله را، به استثنای منبع تغذیه، در یک چمدان جای داد.

## فصل پنجم

# روش‌های الکترومغناطیسی با چشمه کنترل شده<sup>۱</sup> (CSEM)

۱. ۵. کلیات و مقایسه با دیگر روش‌ها

۱. ۱. ۵. معرفی روش‌های CSEM

روش‌های الکترومغناطیسی با چشمه کنترل شده (CSEM) تداعی کننده تعدادی سرواژه برای نام‌های طولانی این تکنیک‌ها می‌باشد و مفید خواهد بود که واژه‌نامه کوچکی را در شروع این معرفی، ارائه دهیم.

EM: الکترومغناطیس به‌طور کلی، به‌خصوص تمام روش‌هایی که مبنای کار آنها، القای الکترومغناطیسی از یک چشمه کنترل شده می‌باشد.

CS (Controlled Source): چشمه کنترل شده، برای مثال، یک حلقه سیم عایق‌بندی شده یا سیم متصل به زمین.

LO (Long Offset): دورافتادگی طولانی، جدایش بزرگ بین چشمه و گیرنده.

FEM (Frequency-domain EM): EM از نقطه‌نظر محدوده فرکانسی.

TEM (Time-domain EM): EM از نقطه‌نظر محدوده زمانی (یا EM گذرا).

LOTEM (Long-Offset Time-domain EM): EM با دورافتادگی طولانی از نقطه‌نظر محدوده زمانی.

LOFEM (Long-Offset Frequency-domain EM): EM با دورافتادگی طولانی از نقطه‌نظر محدوده فرکانسی.

MT: روش‌های مگنتوتلریک (چشمه طبیعی).

CSMT (Controlled- Source MT): روش‌های MT با چشمه کنترل شده.

DC: روش‌های مقاومت ویژه جریان مستقیم.

بیش از ۶۰ سال قبل، بسیاری از ژئوفیزیکدانان اعتقاد داشتند که آینده اکتشافات الکتریکی عمیق، متعلق به روش سونداژ فرکانسی می‌باشد، که ما هم‌اکنون آنرا، سونداژ الکترومغناطیسی محدوده فرکانسی با چشمه کنترل شده می‌خوانیم، که به طور ساده‌ای با FEM نشان داده می‌شود. روش مگنتوتلریک (MT)، که چیزی غیر از FEM چشمه طبیعی نیست، در آن زمان هنوز اختراع نشده بود، اما پیدایش آن در دهه ۱۹۵۰ یک افتخار برای مبلغان FEM بود.

در دهه ۱۹۳۰، روش‌های مقاومت ویژه جریان مستقیم (DC)، که از چهارقطبی‌های هم‌خط (برای مثال، وئر) استفاده می‌کردند، عملاً تنها روش‌های سونداژ الکتریکی بودند؛ آنها نیاز به گسترانیدن پرزحمت الکترودهای چشمه - گیرنده آرایه داشتند و انجام اندازه‌گیری‌هایی در فاصله‌گذاری‌های متعدد، امری الزامی بود. تصور بر این بود که یک آرایش ثابت چشمه - گیرنده، می‌تواند یک سونداژ را به واسطه اندازه‌گیری در فرکانس‌های مختلف بدست دهد، هرچه فرکانس کمتر باشد، عمق نفوذ بیشتر خواهد بود. این اصل به تنهایی و به اندازه کافی برای توسعه FEM جذابیت داشت. هم‌اکنون وضع بهتر است، می‌توان یک تابع پله‌ای، یا یک پالس را به داخل زمین تزریق نمود، که شامل تمامی فرکانس‌های مورد علاقه می‌باشد و سپس میزان تحلیل رفتن آنها را به تناسب زمان، در گیرنده ثبت نمود. این کار، داده‌های سونداژ را در زمان کوتاهی بدست خواهد داد. این تکنیک هم‌اکنون EM محدوده زمانی<sup>۱</sup> (TEM) خوانده می‌شود.

تا دهه ۱۹۷۰ موفقیت روش‌های سونداژ EM عمیق ضعیف بود؛ آنها به ندرت مورد استفاده قرار می‌گرفتند، عمدتاً به دلیل آنکه تعبیر و تفسیر دشوار بوده و ابزارآلات پیچیده بودند. یکی از دشواری‌های عمده اینست که این روش‌ها دو معیار متفاوت را در اندازه‌گیری شاخص‌های زمین، مورد استفاده قرار می‌دهند: (۱) ابعاد هندسی آرایه چشمه - گیرنده و (۲) طول موج مربوط به میدان چشمه. از این‌رو، وارونه‌سازی اندازه‌گیری‌ها برای یک زمین چندلایه‌ای I-D گران‌قیمت بوده و شبیه‌سازی 2-D، در مقایسه با DC که فقط دارای شاخص هندسی می‌باشد و MT که فقط به طول موج بستگی دارد، هنوز هم گران‌قیمت می‌باشد. تأثیرات مربوط به ابعاد هندسی آرایه در صورتی که جدایش چشمه - گیرنده زیاد باشد، برای مثال در حد ده‌ها کیلومتر، کاهش پیدا خواهد کرد. بنابراین، اثرات مربوط به

مجاورت با چشمه، کاهش یافته، ابزارآلات و تعبیر و تفسیر تا اندازه‌ای ساده می‌شود و می‌توان از یک آرایش چشمه، تعداد زیادی سونداژ بدست آورد، از این راه هزینه- بر- سونداژ، کاهش پیدا خواهد کرد. البته، جدایش‌های طویل، بوجود آورنده مشکلاتی در نسبت سیگنال- به- نویز بوده و الزام استفاده از تجهیزات حجیم برای چشمه، در ردیف چندین مگاوات، حتی استفاده از ژنراتورهای مگنتویدرودینامیک، را بوجود می‌آورد. از این گذشته، وقتی که جدایش در حد دهها کیلومتر باشد، چشمه و گیرنده ممکن است بر روی دو ساختار زمین‌شناسی کاملاً متفاوت قرار داشته باشند، در این حالت نوع متفاوتی از مشکل تعبیر و تفسیر بوجود خواهد آمد، بخصوص در ارتباط با این پیش‌فرض، که اندازه‌گیری‌ها معرف یک زمین I-D چندلایه می‌باشند.

در دهه ۱۹۷۰، پیشرفت‌های مهمی در ابزارآلات و روش‌های تعبیر و تفسیر I-D چندلایه، تحقق پیدا کرد. متعاقب آن، نیاز به این روش‌ها بطور چشمگیری در اواخر ۱۹۷۰ و دهه ۱۹۸۰، افزایش پیدا کرد. این گرایش، بوجود آورنده انگیزه‌ای بود برای انتشار چهار کتاب جدید در مورد روش‌های EM بوسیله پاترا و مالیک<sup>۱</sup> (۱۹۸۰)، کافمن و کلر (۱۹۸۳)، نابغیان<sup>۲</sup> (۱۹۹۱، ۱۹۸۸) و استرک<sup>۳</sup> (۱۹۹۲).

این پیشرفت سریع، برخی ژئوفیزیکدانان را به گونه‌ای تحت تأثیر قرار داد که دیدگاه خود را در مورد مفید بودن سونداژ EM و بطور خاص TEM را، برای انجام سونداژ الکتریکی، از «نامطلوب» به مرتبه «بهترین» و از آنجا به «منحصربه‌فرد» تغییر دهند.

در ۱۹۷۵، روش مگنتوتلریک با چشمه کنترل شده (CSMT)، کار خود را شروع کرد و در دهه ۱۹۸۰ مشهور گردید. این یک تلفیق بین LOFEM و MT می‌باشد. جدایش چشمه- گیرنده به قدری بزرگ است، که با اندازه‌گیری‌ها در گیرنده به گونه‌ای رفتار می‌شود که گویی آنها ناشی از تحریک بوسیله موج م...طح، همچون مورد MT، می‌باشند.

این علاقه‌مندی که به سرعت در دهه ۱۹۸۰ فزونی گرفت، عمدتاً در کارهای معدنی، آبهای زیرزمینی و اکتشافات ژئوترمال و کلاً برای مواردی که اعماق، عموماً کمتر از حدود یک کیلومتر داشتند، معطوف بود. چنین کاوش‌هایی بر مبنای یک روال مشخص، بوسیله پیمانکاران مورد استفاده قرار می‌گیرند و بسیاری از موارد انجام شده، که شاخص بوده‌اند، منتشر شده‌اند. چنین بنظر می‌رسد که برای چنین مواردی، در حال حاضر EM بیشتر از DC مورد استفاده قرار می‌گیرد. بهر حال، تاکنون



نتایج زیادی از کاربرد سونداژ عمیق بصورت یک روند متداول، منتشر نشده است. از این‌رو برای ارزشیابی روش‌های سونداژ EM عمیق قابل کاربرد در حوضه‌های رسوبی و مقایسه آنها با DC و MT، خیلی زود است.

## ۲. ۱. ۵. برنامه‌ریزی یک کاوش با استفاده از روش‌های EM

تکنیک‌ها و تجهیزات گوناگونی در روش EM وجود دارند، ولی در اینجا فقط آنهایی که در سونداژهای عمیق متداول هستند، مورد اشاره قرار خواهند گرفت. حدود ده حالت هندسی متفاوت چشمه-گیرنده برای مسائل مختلف عمیق یا کم عمق (برای مثال، عنوان شده بوسیله اسپایز و فریچکنت، ۱۹۹۱، ص. ۲۹۱) مورد استفاده قرار می‌گیرند، ولی فقط دو نوع چشمه، یعنی حلقه افقی و سیم متصل به زمین مورد اشاره قرار خواهند گرفت.

برنامه‌ریز یک کاوش EM، باید چندین گزینه را انجام دهد: FEM یا TEM، جدایش بصورت دورافتادگی کوتاه یا دورافتادگی بلند، حلقه افقی یا سیم متصل به زمین بعنوان چشمه، توانایی چشمه، حساسیت گیرنده‌ها و کمیت‌هایی که باید مورد اندازه‌گیری قرار گیرند. تصمیم‌گیری در این موارد دشوار بوده و باید بر مبنای محاسبات مدل زمین صورت گیرد. بحث‌های صورت گرفته در بخش‌های ۱۳. ۵ و ۱۴. ۵ می‌توانند در انجام این گزینه‌ها مفید واقع شوند.

### (a) چشمه‌ها

باید انتخاب کرد که از حلقه سیم عایق‌بندی شده خوابیده بر روی زمین (چشمه القایی) استفاده کرد و یا از یک سیم عایق‌بندی شده که بطور مستقیم روی زمین خوابانیده شده و در دو انتها به زمین متصل شده است (چشمه رسانا یا گالوانیک). حلقه ممکن است یک مربع بزرگ، با اضلاع چندصد متری و شامل یک دور باشد و یا با ابعاد کوچکتر و ساخته شده از کابل دارای چند خط رسانا باشد. اگر جدایش چشمه-گیرنده بیشتر از پنج برابر اندازه حلقه باشد، می‌توان از نظر ریاضی حلقه را بعنوان یک دایره پل مغناطیسی عمودی که گشتاور (قدرت) آن برابر حاصل ضرب  $x$  تعداد دورها  $x$  محیط حلقه، می‌باشد، در نظر گرفت. این کار موجب سادگی در محاسبات ریاضی می‌گردد. یک دلیل ساده عملیاتی برای استفاده از یک حلقه به جای یک سیم متصل به زمین، بوجود آوردن قدرت کافی چشمه برای حالتی است که مقاومت الکترودها زیاد می‌باشد، ولی دلایل تئوری و عملیاتی دیگری در این زمینه وجود دارند، که بعداً مورد بحث قرار خواهند گرفت.

در سیستم‌های FEM، شکل موج چشمه بصورت سینوسی یا مربعی می‌باشد. یا شکل موج

مربعی، می‌توان اندازه‌گیری‌هایی هم‌زمان را با استفاده از فرکانس اصلی و چند فرکانس هم‌نوا با آن، انجام داد. فرکانس در پله‌های ناپیوسته تغییر داده می‌شود تا یک سونداژ، اجرا شود. در سیستم‌های TEM شکل موج متداول، قطاری از پالس‌های مربعی، منفی و مثبت، با یک زمان خاموشی<sup>۱</sup> بین پالس‌ها می‌باشد.

در صورتی که چشمه‌هایی که بصورت سیم متصل به زمین هستند، کوتاه‌تر از حدود  $\frac{1}{5}$  جدایش چشمه - گیرنده باشند، می‌توان از نظر ریاضی آنها را دای پل الکتریکی در نظر گرفت.

### (b) گیرنده‌ها

اندازه‌گیری‌های صورت‌گرفته در ایستگاه گیرنده ممکن است در عمومی‌ترین حالت خود، شامل سه مؤلفه متعامد میدان مغناطیسی H، دو مؤلفه افقی متعامد میدان الکتریکی E و ارجاع فازی یا زمانی به فرستنده، باشند. اندازه‌گیری‌های مربوط به H و E از نظر مبانی، همانند MT می‌باشند (بخش ۹.۳.۴). ارجاع فازی یا زمانی به فرستنده می‌تواند از راه کابل‌های فیبر نوری یا بوسیله اندازه‌گیری از راه دور رادیویی، انجام شود. بیشتر سیستم‌های FEM، قسمت‌های داخل فازی و مربعی شده سیگنال‌های دریافتی را که اطلاعات دامنه و فاز را بدست می‌دهند، مورد اندازه‌گیری قرار می‌دهند.

گزینش در خصوص قدرت چشمه باید براساس حساسیت گیرنده، ماکزیمم مقدار جدایش چشمه - گیرنده و همچنین مقاومت ویژه‌های پیش‌بینی شده زیرسطح، صورت پذیرد.

### ۳.۱.۵. مقایسه بین تکنیک‌های EM

مقایسه بین روش‌های گوناگون، در زیر بشکل یک مرجع سریع، بدون توضیحات تفصیلی آورده شده‌اند. این قسمت بر مبنای بحث‌هایی که در این کتاب و کتاب‌های دیگر (برای مثال، نابغیان، ۱۹۹۱، ۱۹۸۸؛ کافمن و کلسر، ۱۹۸۳) آورده شده است و همچنین موارد مطرح شده در مقالاتی که بوسیله استفاده‌کنندگان روش الکتریکی تنظیم شده است که در مورد تمامی این مقایسه‌ها نیز با یکدیگر هم‌عقیده نیستند، تدوین گردیده است.

### (a) FEM در مقابل TEM

چنین نظر می‌رسد که سونداژهای عمیق TEM، تفکیک لایه بهتری را نسبت به FEM، بدست

می‌دهند. علاوه بر این، در صورتی که اندازه‌گیری‌ها در زمانی که نیرو قطع است صورت گیرد، با استفاده از TEM می‌توان تأثیر میدان اولیه را بر طرف کرد. این کار اجازه خواهد داد تا تجهیزات TEM ساده‌تر از تجهیزات FEM باشند و با آنکه سیگنال‌های ثانویه بسیار کوچکتر از سیگنال‌های میدان اولیه هستند، آنها را با دقت بالایی ثبت نماید. به‌رحال فیلتر کردن باند باریک مورد استفاده در FEM، که برای تقویت نسبت سیگنال-به-نویز بکار می‌رود نمی‌تواند بوسیله TEM بکار گرفته شود؛ از این رو، در مناطقی که دارای نویز EM صنعتی زیاد از حد می‌باشند، FEM یک گزینه اجباری می‌باشد. به منظور غلبه کردن بر نویز در روش TEM، تجهیزات چشمه باید بسیار بزرگتر از FEM باشند. فیلتر کردن باند باریک در صحرا کاری وقت‌گیر بوده و اندازه‌گیری‌های FEM نیازمند استقرار طولانی‌تر افراد اکیپ در صحرا، به نسبت اندازه‌گیری‌های TEM می‌باشد. به دلایل ذکر شده در زیر، بکارگیری FEM برای سونداژهای کم‌عمق ترجیح داده می‌شود؛ FEM همچنین برای محیط‌های دارای نویز EM بالا ارجحیت دارد؛ این روش نیاز به تجهیزات سبک‌تر ولی پیچیده‌تری دارد. در حال حاضر رواج در بکارگیری TEM بیش از FEM می‌باشد، ولی مرتبه نویز حاصل از فعالیت‌های بشری نیز به سرعت در حال افزایش بوده و استفاده از FEM ممکن است افزایش پیدا کند.

### (b) دورافتادگی بلند در مقابل دورافتادگی کوتاه

در استفاده از FEM، میدان ثانویه می‌بایست از میدان اولیه مجزا شود. هنگام استفاده از FEM با دورافتادگی کوتاه، اگر جدایش چشمه-گیرنده کوچکتر از عمق تا لایه هدف باشد، میدان ثانویه مربوط به این لایه در مقایسه با میدان اولیه، بسیار کوچک خواهد بود. بنابراین، جدایش باید حداقل به اندازه ماکزیمم عمق مورد اکتشاف باشد؛ در غیر این صورت میدان اولیه باید جبران شود. اگر جدایش بطور چشمگیری بزرگتر از عمق مورد اکتشاف باشد (LOFEM)، پارامترهای مربوط به لایه‌های نازک در عمق، نمی‌توانند به دقت شناسایی شوند.

با استفاده از TEM با دورافتادگی کوتاه، هیچ مشکلی با میدان اولیه وجود ندارد، ولی اطلاعات مربوط به عمق تنها در قسمت انتهایی منحنی مربوط به تضعیف شدن، پس از آنکه ولتاژ گیرنده به شدت کاهش پیدا می‌کند، وجود خواهد داشت. برای انجام کار تحت این شرایط نیاز به تجهیزاتی با محدوده دینامیکی گسترده می‌باشد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت کارهای کم‌عمق که بتواند با دورافتادگی کوتاه و تجهیزات کم‌حجم برای چشمه انجام شود، می‌تواند بطور مؤثرتری با استفاده از FEM صورت پذیرد. کاربرد متداول TEM در حالت دورافتادگی بلند، LOTEM، می‌باشد که برای کاوش‌های عمیق بکار می‌رود.

بطور کلی با استفاده از اندازه‌گیری‌های با دورافتادگی بلند، با جدایش‌هایی در حد دهها کیلومتر، سونداژهای بسیاری را می‌توان با استفاده از یک چشمه انجام داد؛ این کار بطور چشمگیری کم‌هزینه‌تر از سونداژهای با دورافتادگی کوتاه است، که در آن برای هر سونداژ ملزم به تغییر مکان چشمه می‌باشیم. البته این روش دارای دو نقطه ضعف است: (۱) جدایش‌های بزرگ نیازمند به تجهیزاتی قوی‌تر برای چشمه‌ها هستند و (۲) زمانی که چشمه و گیرنده در موقعیت‌هایی مستقر شده باشند که دارای ساختارهای زمین‌شناسی متفاوت هستند، مفهوم متداول «سونداژ»، که عبارتست از فرض زمین چندلایه‌ای I-D، در مقایسه با مواردی که از دورافتادگی کوتاه استفاده می‌شود، از کارایی کمتری برخوردار می‌باشد.

در مجموع، انجام اندازه‌گیری‌ها با دورافتادگی بلند (LOFEM، LOTEM و CSMT) ساده‌تر و پردازش (تعبیر و تفسیر) آنها آسانتر از اندازه‌گیری‌های با دورافتادگی کوتاه می‌باشد، ولی نیازمند تجهیزات سنگین‌تر بوده و دارای قدرت تفکیک افقی کمتر و عدم قطعیت زمین‌شناسی بیشتر، می‌باشد.

### (c) مقایسه چشمه حلقه افقی با چشمه با سیم متصل به زمین

در صورتی که مقاومت اتصال یک سیم متصل به زمین بسیار زیاد باشد، ممکن است تنها چاره کار استفاده از یک حلقه باشد. برای انجام سونداژهای عمیق، کار صحرائی با استفاده از یک حلقه بزرگ معمولاً گران‌قیمت‌تر از یک سیم متصل به زمین می‌باشد. از سوی دیگر، برپایی یک حلقه با ابعاد متوسط می‌تواند کم‌زحمت‌تر از استقرار سیم متصل به زمین باشد و چشمه‌هایی که بصورت حلقه هستند برای کارهای کم‌عمق ترجیح داده می‌شوند. معمولاً، سیم متصل به زمین برای دورافتادگی‌های بلند و برای کارهای عمیق ترجیح داده می‌شود، زیرا با استفاده از سیم متصل به زمین برای جدایش‌های بزرگ، میدان اولیه در مقایسه با حالتی که از حلقه استفاده می‌شود، با سرعت کمتری کاهش پیدا می‌کند.

تئوری و تعبیر و تفسیر اندازه‌گیری‌ها با یک چشمه حلقه‌ای، ساده‌تر از چشمه با سیم متصل به زمین می‌باشد، عمدتاً به این دلیل که یک دایره حلقه افقی (دایره عمودی مغناطیسی) بصورت افقی قابلیت دریافت یا ارسال سیگنال در تمامی جهات<sup>۱</sup> را دارد؛ برای یک زمین I-D، میدان در گیرنده، شامل مؤلفه‌های  $H_z$ ،  $H_\theta$  و  $H_r$  می‌باشد، که بترتیب مؤلفه‌های شعاعی، عمودی و آزیموتی هستند، در حالی که میدان یک سیم متصل به زمین، هر شش مؤلفه را داراست.

پاسخ برای یک مدل زمین مشخص با یک چشمه حلقه‌ای، از یک چشمه با سیم متصل به زمین متفاوت خواهد بود، به‌خصوص برای دورافتادگی‌های کوتاه و در فرکانس‌های پایین. این یکی از عوامل تأثیرگذار برای گزینش یکی از این دو نوع چشمه برای یک مدل کاربردی زمین، می‌باشد.

#### ۴.۱.۵. مقایسه‌های انجام شده بین تکنیک‌های EM با DC و MT

مقایسه‌هایی که بین EM و دیگر روش‌ها انجام می‌گیرد باید بصورت ترکیب‌هایی بخواهد. ووص از مدل‌های زمین و تکنیک‌ها باشد، همچون FEM در مقابل DC برای به‌نقشه درآوردن آبخان‌های کم‌عمق. کلی‌گویی‌ها در این مقایسه‌ها موجب اشتباه خواهد شد؛ آنها متمایل به قراردادن یک روش در مقابل روش دیگر هستند، در صورتی که این روش‌ها اساساً باید مکمل یکدیگر باشند. باین‌همه، بحث زیر عمدتاً مشتمل بر کلی‌گویی‌ها می‌باشد.

#### (a) EM در مقابل DC

بیشتر اظهارات زیر، مواردی هستند که صحت آنها مورد تأیید می‌باشد، ولی برای برخی از آنها جای مباحثه وجود دارد.

- EM می‌تواند در جاهایی که سنگ سخت، یخ یا ماسه خشک در سطح وجود دارد و موجب غیراقتصادی شدن کار صحرایی DC می‌گردد، بدون تماس با زمین اجرا شود.
- EM در صحرا بدلیل آنکه هر موقعیت گیرنده، یک سونداژ را بدست می‌دهد، برای اجرا نیاز به تعداد پرسنل کمتری دارد. این می‌تواند در موارد خاصی موجب کاهش هزینه گردد، ولی نه در همه موارد؛ سرمایه‌ای که برای تجهیزات سنگین یا پیچیده هزینه می‌گردد، ممکن است مزیت ارزان بودن این روش را وارونه نماید.
- با استفاده از EM، جدایش چشمه - گیرنده می‌تواند کوتاه‌تر از روش DC باشد؛ این فاصله حتی می‌تواند کوچکتر از عمق اکتشاف باشد. این بوجود آورنده تفکیک فضایی بهتری نسبت به روش DC می‌باشد. به‌رحال، تکنیک‌های دای پل DC (بخش ۲.۳) از این نقطه‌نظر، در مقایسه با آرایه اشلومبرگر که بیشتر محققین آنرا با EM مقایسه می‌کنند، چندان هم بد نیستند.
- در کل، EM در مقایسه با DC، نسبت به ناهمگنی‌های جانبی نزدیک به سطح، حساسیت کمتری دارد، ولی این مسئله به اندازه ناهمگنی‌ها و همچنین به تکنیک‌های ویژه‌ای که مورد استفاده قرار می‌گیرند، بستگی دارد. کاهش حساسیت نسبت به ناهمگنی‌ها عمدتاً ناشی از دو مسأله است:
  - ۱- اندازه‌گیری‌های انجام شده بوسیله سونداژ EM بصورت نقاط ایستگاهی صورت می‌گیرند و

تغییرات بوجود آمده بر اثر ناهمگنی‌های نزدیک به سطح ملایم می‌باشند، در صورتی که در روش DC در ضمن جابجایی الکترودهای اندازه‌گیری، این ناهمگنی‌های نزدیک به سطح بوجود آورنده تغییرات تصادفی می‌باشند؛

۲- سونداژ EM تنها می‌تواند با استفاده از میدان H انجام شود که این به اندازه میدان E که در روش DC باید استفاده شود، نسبت به ناهمگنی‌های نزدیک به سطح، حساس نمی‌باشد.

• با استفاده از EM، لایه‌های دارای مقاومت ویژه بالا (برای مثال، سنگ‌آهک‌های توده‌ای، ولکانیک‌ها، یا تبخیری‌ها) بر روی لایه‌های عمیق‌تر همانند یک مانع، سایه ایجاد نمی‌کنند. با استفاده از DC، در مواجهه با چنین لایه‌هایی مجبور می‌شویم آرایه را در ابعادی بزرگتر از حالت متعارف گسترش دهیم، که این امر موجب کاهش قابلیت تفکیک افقی می‌شود.

• با استفاده از TEM، حالت منحصربه‌فرد نبودن تا حدودی کمتر از روش DC می‌باشد.

• بر روی یک زمین چندلایه‌ای  $a-D$ ، EM مقاومت ویژه افقی را اندازه‌گیری می‌نماید، در صورتی که DC ترکیبی از مقاومت ویژه‌های افقی و عمودی را اندازه‌گیری می‌کند. با یک زمین به شدت ایزوتروپی، تخمین‌های مربوط به عمق به واسطه نتایج سونداژ EM دقیق‌تر از روش DC می‌باشد.

• پارامترهای  $\rho$  و  $h$  مربوط به لایه‌های دارای مقاومت ویژه پایین، با استفاده از EM نسبت به حالتی که از DC استفاده می‌شود، بصورت مؤثرتری شناسایی می‌شوند. این خاصیت در به‌نقشه درآوردن آبخان‌ها، دارای اهمیت می‌باشد. با این حال، قابلیت تشخیص مقاومت ویژه مربوط به لایه‌های دارای مقاومت ویژه بالا، با استفاده از DC بهتر می‌باشد.

• سونداژ DC معمولاً در مقایسه با EM جزئیات بیشتری را بدست می‌دهد. در کل، DC بیشتر به تغییرات مقاومت ویژه پاسخ می‌دهد.

• با استفاده از DC، تعبیر و تفسیر معمولاً نسبت به EM، ساده‌تر و قابل اعتمادتر می‌باشد.

• با استفاده از DC، ابزارآلات و تجهیزات در مقایسه با حالتی که از EM استفاده شود، برای عمق اکتشافی یکسان، ساده‌تر و کم‌هزینه‌تر خواهد بود.

• عمق عملی اکتشاف در کارهای عادی با استفاده از DC، زیادتر از حالتی است که از EM استفاده می‌شود، به استثنای LOTEM.

### EM در مقابل MT

مطالب زیر درباره نوع متداول MT، نگاشته شده است:

- تعبیر و تفسیر داده‌های سونداژ MT بسیار ساده‌تر از حالتی است که از داده‌های EM استفاده شده باشد.
- EM در مقایسه با MT حساسیت کمتری نسبت به ناهمگنی‌های دوردست دارد.
- EM را تنها با استفاده از میدان H و بدون استفاده از میدان E می‌توان انجام داد و بدین جهت کمتر متأثر از جابجایی ایستایی است، که در کار MT بوجود آورنده اشکالات جدی می‌باشد.
- سونداژ کم عمق EM ممکن است کم‌هزینه‌تر از MT کم عمق باشد، ولی سونداژ MT عمیق، کم‌هزینه‌تر از سونداژ عمیق EM می‌باشد.
- قابلیت تفکیک لایه‌ها بستگی به مسأله مورد نظر و تکنیک EM مورد استفاده دارد؛ مشکل است که بگوییم در حالت کلی کدامیک از MT یا EM بهتر هستند. قابلیت تفکیک MT معمولاً از قابلیت تفکیک EM در حالت دورافتادگی کوتاه، بهتر است.
- عمق اکتشاف با MT تقریباً نامحدود است، در صورتی که برای EM در حالتی که هزینه‌ها در حدی متعارف باشند، عمق اکتشاف تنها چند کیلومتر می‌باشد.

## ۲.۵. روش‌های مگنتوتلریک با چشمه کنترل شده (CSMT)

### ۱.۲.۵. یک بازنگری

در روش‌های مگنتوتلریک (MT)، برای اکتشاف حوضه‌های رسوبی، مجاز به این پیش‌فرض هستیم که میدان مربوط به چشمه، یک موج مسطح عمودبرخورد، در همه فرکانس‌های مورد علاقه می‌باشد (بخش ۲.۳، ۲.۴). در میان تمامی روش‌های چشمه کنترل شده، این یک مزیت قابل توجه می‌باشد، زیرا این امکان را می‌دهد تا بدون در نظر گرفتن هرگونه موقعیت چشمه و پیچیدگی‌های هندسی، انجام تعبیر و تفسیر تسهیل شود. از سوی دیگر، یک نقطه ضعف عمده MT این است که میدان چشمه، در تمامی فرکانس‌های مورد نظر به سادگی قابل اندازه‌گیری نیست. بخصوص در باند  $0 - 0.1 \text{ Hz}$  سیگنال‌هایی که در این فرکانس‌ها قرار دارند (به اصطلاح «باند مرده») در بیشتر کارهای MT بسیار مفید می‌باشند. بهرحال دامنه این سیگنال‌ها معمولاً کم‌تر از آن هستند که بشود آنها را به سادگی اندازه‌گیری نمود. این مسأله موجب افزایش توقف‌های طولانی در صحرا شده و باعث افزایش هزینه‌های بالای زمان پرسنل، می‌گردد. از این گذشته، جهت میدان چشمه، بطور پیوسته با زمان تغییر می‌نماید. این امر، الزام محاسبات تانسور پنج مؤلفه و دوران محاسباتی محورهای اندازه‌گیری را بوجود می‌آورد. (طبیعت چشمه در ارسال سیگنال به تمامی جهات عملاً یک مزیت

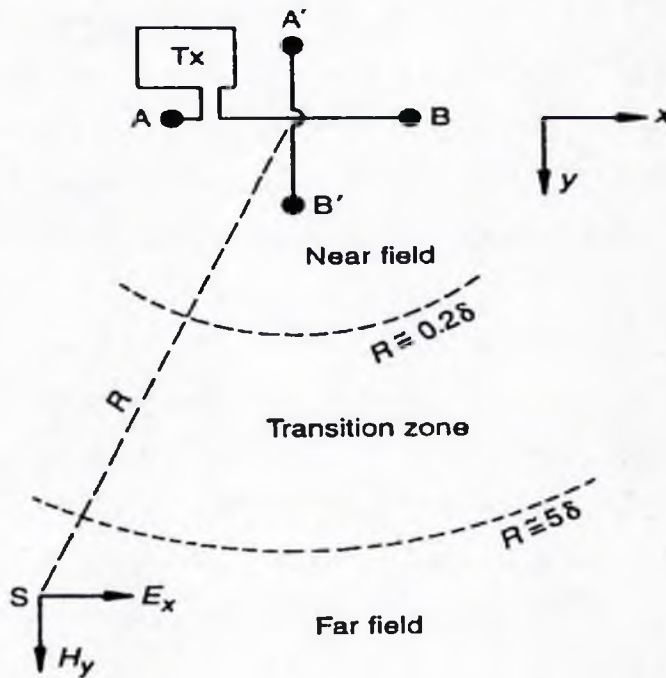
است، ولی برای پروژه‌هایی با بودجه اندک، تبدیل به یک نقطه ضعف می‌گردد). یک نقطه ضعف دیگر MT این است که جریانهای صنعتی (نویز حاصل از فعالیت‌های بشری) شرایط امواج مسطح را برآورده نمی‌سازند. بهرحال، اگر چشمه نویز به اندازه کافی دور باشد، مجاز هستیم تا نویز را چنان استفاده نماییم که گویی یک سیگنال مرتبه MT بوده است (بخش ۳.۲.۴). حال، اگر نویز صنعتی از این نوع، در اندازه‌گیری‌ها افزوده شود، مجبور هستیم تا اندازه‌گیری‌های چشمه کنترل شده (CSMT) MT را انجام دهیم.

گلدستاین و استرنگوی<sup>۱</sup> (۱۹۷۵) در این فکر بودند که یک چشمه مصنوعی می‌تواند بصورتی در نظر گرفته شود که مزیت موج مسطح MT را تقریباً محفوظ نگاهدارد، در حالی که جهت، فرکانس و قدرت میدان چشمه، هنوز قابل انتخاب باشد. این کار موجب ادغام مزایای روش‌های MT و FEM گردیده، در عین حال که نقطه ضعف‌های MT را برطرف می‌نماید. چنین تکنیکی دارای این قابلیت خواهد بود که برای انواع بخصوصی از کارها، داده‌ها را بتوانیم بصورتی سریع و کم‌هزینه گردآوری کرده و پردازش نماییم، همچون اندازه‌گیری‌های با چگالی شبکه بالا، که در پی جویی مواد معدنی بکار می‌روند.

شکل ۱. ۵، یک آرایش صحرائی را نشان می‌دهد. چشمه، معمولاً یک سیم عایق‌بندی شده می‌باشد که بوسیله الکترودهای A و B در دو انتها، به زمین متصل شده است، همانند روش‌های DC، که به آن دای پل (یا بای پل) چشمه گفته می‌شود. این یک چشمه گالوانیزه می‌باشد. همچنین می‌توان در صورتی که مقاومت در الکترودهای A و B بالا باشد از یک چشمه القایی بشکل یک حلقه افقی از سیم عایق‌بندی شده استفاده کرد، ولی این شیوه عملیاتی گران‌قیمت می‌باشد. سیستم چشمه فرستنده، یک سیگنال از فرکانس‌های برگزیده را به داخل زمین ارسال می‌کند. در موقعیت‌هایی که به اندازه کافی از چشمه فاصله داشته باشند، که همان میدان دور<sup>۲</sup> می‌باشد که فرض مسطح بودن امواج، موجه است، اندازه‌گیری‌های MT نوع عادی انجام می‌گیرد، که ساده‌ترین آن در فرکانس‌های برگزیده، یک مؤلفه افقی از هر کدام از میدان الکتریکی  $E_x$  و میدان مغناطیسی  $H_y$  می‌باشد. این اندازه‌گیری‌ها، مقاومت ویژه‌های ظاهری MT را بدست می‌دهند که بصورتی که در فصل ۴ بحث شده است، مورد تعبیر و تفسیر قرار می‌گیرند.

در کارهای عمیق، میدان دوردستی که شرایط موج مسطح در آن معتبر باشد، ممکن است برای حصول سیگنال‌های قابل اندازه‌گیری، بیش از اندازه دور باشد؛ و ممکن است موقعیت‌هایی که در آنها





شکل ۱. ۵: نمایی از آرایش صحرايي CSMT. AB دای پل چشمه است که در A و B به زمین متصل شده است؛ یک چشمه دای پل افزوده شده برای اندازه‌گیری‌های اختیاری تانسور می‌باشد؛  $T_x$  یک واحد فرستنده با ژنراتور موتوری می‌باشد؛ S ایستگاهی است که در آن مؤلفه‌های متعامد E و H، اندازه‌گیری می‌شوند؛ R جدایی بین  $T_x$  و S بوده که ترجیحاً پنج برابر عمق پوستی می‌باشد. کاوش‌های اسکالر نیاز به اندازه‌گیری‌هایی از  $E_x$  و  $H_y$  دارند که از یک چشمه بوده باشند. کاوش‌های تانسور نیاز به اندازه‌گیری  $10^\circ$  مؤلفه دارند، پنج تا از AB و پنج تا از  $A'B'$ ، که دو مؤلفه متعامد افقی E و سه مؤلفه متعامد H، می‌باشند.

سیگنال‌ها بتوانند به دقت اندازه‌گیری شوند در محدوده میدان نزدیک و زون گذار، تعریف شده باشند، که در آنها فرض موج مسطح، دیگر اعتبار ندارد. برخی نوشته‌ها سعی بر آن داشتند تا با عنوان کردن تصحیح‌هایی بر روی مقادیر اندازه‌گیری شده مربوط به زون گذار، آنها را برای داده‌های میدان دوردست، قابل قبول نمایند (یاماشیتا، هالوف و پلتون، ۱۹۸۵؛ زونگه و هیگوس، ۱۹۹۱). بهر حال، تعبیر و تفسیر داده‌های مربوط به زون گذار دشوار است؛ در این حالت دیگر از مزیت موج مسطح برخوردار نیستیم؛ این تکنیک دیگر جزء CSMT محسوب نمی‌شود، بلکه نوعی از FEM می‌باشد.

حداقل فاصله لازم برای یک میدان دوردست مؤثر از یک چشمه فرستنده، بعداً مورد بحث

قرار خواهد گرفت؛ یک بروشور تحقیقاتی تأکید می‌کند که فاصله، باید حداقل به اندازه پنج عمق پوستی باشد، که منظور جدایش R بین فرستنده و ایستگاهی است که در آن E و H اندازه‌گیری می‌شوند، که باید پنج برابر عمق پوستی برای کمترین فرکانس مورد استفاده در نظر گرفته شود (سندبرگ و هوهمان، ۱۹۸۲؛ باترورث، ۱۹۸۸؛ وزوف، ۱۹۹۱). عمق پوستی، عبارت است از:

$$\delta \cong 0.3 \left( \frac{\rho}{f} \right)^{1/2} \quad (5.1)$$

که در آن  $\delta$  برحسب m،  $\rho$  برحسب  $\Omega m$  و  $f$  که فرکانس است، برحسب Hz می‌باشد (بخش ۲.۳.۴). در مورد MT، عمق اکتشاف در حدود  $\frac{\delta}{2}$  می‌باشد (بخش ۲.۳.۴(f)). در نتیجه، میدان دوردست، در فاصله‌ای در حدود ۱۰ برابر عمق اکتشافی دلخواه، شروع می‌گردد. برای مثال، با در نظر گرفتن یک حوضه رسوبی که در آن عمق تا بستر ۵ km می‌باشد، جدایش بین فرستنده و گیرنده، باید حداقل ۵۰ km باشد. کمترین فرکانس باید متناظر با مقداری از  $\delta$  باشد که برابر ۱۰ km می‌باشد. بنابر معادله (۵.۱)، در صورتی که مقاومت ویژه مؤثر  $10 \Omega m$  باشد این فرکانس ۰/۰۲۵ Hz و در صورتی که مقاومت ویژه مؤثر  $20 \Omega m$  باشد، این فرکانس ۰/۰۵ Hz خواهد بود. این فرکانس‌ها (طول موج‌های ۲۰ و ۴۰ s) متناظر با میدان‌های طبیعی نوع Pc3 هستند که بسیار فراوان بوده و دارای دامنه‌های بزرگی می‌باشند (بخش ۲.۴). Pc3 ها مفیدترین رویدادهای مورد استفاده در اکتشاف حوضه‌های رسوبی بوسیله MT می‌باشند. در این حالت روشن است که سیگنال فرستنده CSMT با فرکانس ۰/۰۵ Hz - ۰/۰۲۵ که از فاصله‌ای ۵۰ کیلومتری می‌آید، بعید است بتواند با Pc3ها رقابت نماید. این نوعی یک موضعگیری محافظه‌کارانه است. کارهای معمولی MT در حوضه‌های عمیق، فرکانس‌های پایین، تا حد ۰/۰۰۵ Hz را مورد استفاده قرار می‌دهد؛ شکل ۴.۹ نشان‌دهنده مقادیری پایین، تا مرتبه ۰/۰۰۱ Hz می‌باشد. اگر فرض نماییم که  $\rho$ ،  $10 \Omega m$  باشد، که حالتی شاخص می‌باشد و پایین‌ترین فرکانس مورد استفاده ۰/۰۰۵ Hz باشد، عمق پوستی ۲۳ km خواهد بود و جدایش مورد نیاز، ۵۸، ۱۱۵ km می‌شود.

ظاهراً، استفاده از CSMT برای کارهای عمیق در حوضه‌ها، جنبه کاربردی ندارد. پس در این صورت برای چه عمقی کاربردی خواهد بود؟ در بحث یاد شده در بالا، هدف بدست آوردن داده‌هایی از مرتبه MT، در محدوده ۱۰٪ مقاومت ویژه‌های کاغیارد بود، که از نظر کمی قابل استفاده باشند. بهر حال، اگر منظور اصلی، تعیین موقعیت یک هدف بصورت کیفی باشد، همچون پی‌جویی برای سولفیدهای فلزی، آنگاه جدایش مورد نیاز پنج عمق پوستی را می‌توان تا حدودی کاهش داد؛ می‌توان عملیات را در زون گذار انجام داد. ژئوفیزیکدانان معدنی، از جدایش‌هایی در حد سه عمق پوستی

استفاده می‌نمایند. حال به داده‌های CSMT مرتبه MT باز می‌گردیم، زیرا استفاده از این روش برای تعبیر و تفسیر سازندهای زمین‌شناسی لایه‌بندی شده، امری ضروری است.

بگذارید حالتی را در نظر بگیریم که در آن جدایش در ابعاد کاربردی ۱۰ km بوده، که در آن  $\delta$  می‌تواند ۲ km باشد، این به ما اجازه می‌دهد تا عمقی در حدود ۱ km را مورد اکتشاف قرار دهیم. اگر  $\rho$  مقداری بین  $10 \Omega m$  و  $20 \Omega m$  باشد، پایین‌ترین فرکانس در حدود ۱ Hz خواهد بود. زونگه و هیگوس (۱۹۹۱) تأکید می‌کنند که آنها معمولاً داده‌های خود را در محدوده  $1 - 8192$  Hz جمع‌آوری می‌نمایند. این تکنیک که فقط با فرکانس‌هایی بالاتر از حدود ۱ Hz سروکار دارد، روش مگنتوتلریک صوتی با چشمه کنترل شده (CSAMT)<sup>۱</sup> خوانده می‌شود، که هم‌اکنون در صنعت اکتشاف بخوبی متداول شده است. این روش، عمدتاً در کارهای معدنی، زمین‌گرایی، آبهای زیرزمینی و مسائل ژئوتکنیکی و گاهی اوقات مسائل مرتبط با نفت در اعماق کم، بکار گرفته شده است. بسیاری از پیشینه‌های اجرایی، که در آنها از CSAMT استفاده گسترده‌ای شده است. در نوشته‌های زونگه و هیگوس (۱۹۹۱) یافت می‌شود؛ در این موارد از باند فرکانسی ۱۰ - ۰/۱ kHz، همراه با جدایش ایده‌آل  $\delta$  که ممکن است ۱۰ - ۵ km بوده و طول دای پل چشمه آن به ۳ - ۱ km برسد، استفاده شده است؛ آنها تأکید می‌کنند که سیستم آنها، روشی مؤثر برای به‌نقشه درآوردن ۲ تا ۳ km بخش فوقانی پوسته می‌باشد؛ آنها بدین ترتیب به این عمق دست یافتند، که اندازه‌گیری‌های فرکانس پایین را در زون گذار انجام داده و آنها را بطور تقریبی برای میدان دوردست تصحیح نمودند یا داده‌ها را بطور کیفی تعبیر و تفسیر نموده و یا بوسیله صرف نظر کردن از مزیت فرض MT همچون مورد FEM، یک شبیه‌سازی دقیق امپدانس را اجرا نمودند.

یک گزارش پیشینه اجرایی عملیات مربوط به ژئوترمال، ارائه شده بوسیله سندبرگ و هوهمان (۱۹۸۲) دربرگیرنده داده‌های زیاد و نتایج ثوریک، درباره کلیات CSMT می‌باشد. در این ارتباط، به رفتار غیرخطی الگوی مقاومت ویژه کم عمق، واقع بر روی سیستم هایدروترمال در منطقه چشمه‌های آبگرم روزولت، یوتا، توجه شده است. مقاومت ویژه‌های ظاهری در چهار فرکانس، در حفاصل ۳۲ Hz تا ۵۲۰۸ Hz مورد اندازه‌گیری قرار گرفتند. ماکزیمم عمق مورد اکتشاف، چیزی بین ۱۵۰ m تا ۳۰۰ m بوده است. مؤلفان گزارش، نتیجه‌گیری می‌کنند که زون‌های دارای مقاومت ویژه پایین که به واسطه رفتار غیرخطی و با استفاده از نقشه برداری مقاومت ویژه CSAMT در منطقه زمین‌گرایی چشمه‌های آبگرم روزولت مشخص شده‌اند، در انطباق با نقشه مقاومت ویژه‌ای است که با استفاده از دای پل -

دای پل DC تهیه شده بود، با این مزیت که داده‌های CSAMT با سرعت بیشتری جمع‌آوری شده و در نتیجه استفاده از CSAMT می‌تواند مقرون به صرفه‌تر از نقشه‌برداری مقاومت ویژه دای پل - دای پل باشد. آنها همچنین نتیجه گرفته‌اند که تکنیک فوق‌الذکر، در شناسایی ساختارهایی که در زیر طبقات پوشاننده رسانا قرار داشته باشند، دارای مشکل می‌باشد.

بعنوان یک روش کاربردی اکتشاف نفت، اندازه‌گیری‌های CSAMT بر روی میدان نفتی تریپ اسپرینگ<sup>۱</sup>، نوادا، واقع در مرز حوضه بزرگ غرب ایالات متحده، مورد استفاده قرار گرفت (هیگوس و کارلسون، ۱۹۸۷). در این میدان نفتی، ولکانیک‌های ترک‌برداشته، مولد نفت هستند. داده‌های CSAMT برای گسلش اصلی واقع در ولکانیک‌ها که در اعماق ۱۲۲۰m - ۴۰۰m قرار دارد، از خود، رفتار غیرخطی نشان می‌دهند. در این عملیات، از جدایش ۸ کیلومتری چشمه تا گیرنده و باند فرکانسی ۴ kHz - ۲ Hz استفاده شده بود. مقاومت ویژه‌های مربوط به طبقات پوشاننده، معمولاً در حدود ۲۰ - ۳۰ Ωm می‌باشند. حداکثر عمق نفوذ، تقریباً ۱۱۰۰m بوده است.

مباحث تئوری مربوط به داده‌پردازی و تعبیر و تفسیر برای CSMT، اساساً همان است که برای MT گفته شد و در بخش ۴ مورد بحث قرار گرفت و در اینجا دیگر به آن پرداخته نخواهد شد. در زیر، تئوری‌ها و مسائل مربوط به مجاورت با چشمه، بطور مختصر مورد بحث قرار خواهد گرفت.

## ۲.۲.۵. اصل تئوریک CSMT

تا آنجایی می‌توان بدون مشکل در میدان دوردست کار کرد که فرض تصادم عمودی امواج مسطح معتبر باشد، اصل CSMT، همانند MT می‌باشد (بخش ۲.۳.۴). در اینجا اولین مسأله‌ای که مورد توجه قرار خواهد گرفت، مشکلات مربوط به مجاورت با چشمه می‌باشد.

### میدان الکترومغناطیسی یک دای پل متصل به زمین

همانند گذشته، فرض بر این است که جریان‌های سرگردان، قابل صرف‌نظر کردن هستند؛ این ما را به یک میدان شبه‌استاتیکی الکترومغناطیسی رهنمون می‌شود، که قسمت حقیقی ثابت انتشار، برای یک زمین همگن، عبارتست از،

$$\alpha = \left( \frac{\omega\mu}{2\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (۵.۲)$$

$$\alpha = \frac{\sqrt{\pi} \left( \frac{\rho f}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}}}{10^4} = \frac{1}{\delta} \quad (5.3)$$

$$\delta \cong 0.03 \left( \frac{\rho}{f} \right)^{\frac{1}{2}} [\text{meters}] \quad (5.1)$$

که در آن  $\delta$  عمق پوستی بوده و آن عمقی است که در آن، دامنه موج به  $\frac{1}{e}$  و یا  $0.37$  آنچه که در سطح بوده است، کاهش پیدا می‌کند.

فرض می‌کنیم که دای پل چشمه AB یک دای پل افقی ایده‌آل است، که در آن، طول L بی‌اندازه کوچک می‌باشد؛ ممان دای پل که عبارتست از جریان ضربدر طول، در حالتی که طول آن به سمت صفر میل می‌کند، متناهی خواهد بود. شکل ۵.۲ نشان‌دهنده نمایی مسطح از سیستم مختصاتی می‌باشد؛ محور z عمود بر صفحه کاغذ می‌باشد.

ویت<sup>۱</sup> (۱۹۶۱) معادله‌های ریاضی مربوط به مؤلفه‌های  $E_R$ ،  $E_\phi$ ،  $H_R$ ،  $H_\phi$  و  $H_z$  در سطح را بصورت تابعی از  $R$ ،  $\phi$ ،  $\omega$ ،  $\rho$  و جریان I برای یک زمین همگن، بدست آورد. این معادله‌ها پیچیده هستند؛ آنها شامل توابع بسل بوده و نمی‌توانند به سادگی مورد ارزیابی قرار گیرند و در اینجا نیز بازگو نخواهند شد؛ آنها همچنین در نوشته‌های کافمن و کلر (۱۹۸۳)، وارد و هوهمان (۱۹۸۸) و زونگه و هیگوس (۱۹۹۱) آورده شده‌اند. ویت (۱۹۶۱) همچنین محدوده اعتبار معادلات خود را برای میدان نزدیک (برای  $\delta \ll R$ ) و میدان دور (برای  $\delta \gg R$ ) مشخص نمود. اینها در زیر، مورد بحث قرار گرفته‌اند.

### میدان نزدیک

معادله‌های محدودکننده برای  $\delta \ll R$ ، در یک زمین همگن، عبارتند از:

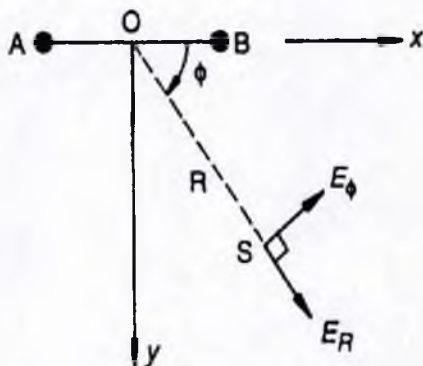
$$E_R \cong \frac{I L \rho \cos \phi}{\pi R^2} \quad (5.4)$$

$$E_\phi \cong \frac{I L \rho \sin \phi}{2\pi R^2} \quad (5.5)$$

$$H_R \cong \frac{I L \sin \phi}{4\pi R^2} \quad (5.6)$$

$$H_{\phi} \cong \frac{I L \cos \phi}{\epsilon \pi R^2} \quad (5.7)$$

$$H_z \cong \frac{I L \sin \phi}{\epsilon \pi R^2} \quad (5.8)$$



شکل ۵.۲: نمایی مسطح از سیستم مختصاتی CSMT برای مؤلفه‌های میدان الکترومغناطیسی یک دای پل AB متصل به زمین، محور z عمود بر صفحه کاغذ می‌باشد.

این معادله‌ها مستقل از فرکانس می‌باشند. مؤلفه‌های H حتی از  $\rho$  نیز مستقل می‌باشند؛ آنها بصورتی ساده جریان I را اندازه می‌گیرند. هیچ اختلاف فازی بین مؤلفه‌های E و H وجود ندارد. این حالتی است که میدان لحظه‌ای DC وجود دارد، زیرا طول موج در مقایسه با ابعاد آرایه، R، که تنها معیار مؤثر برای اندازه‌گیری  $\rho$  می‌باشد، بسیار بزرگ می‌باشد. از معادله (۵.۵) خواهیم داشت،

$$\rho = \frac{\epsilon \pi R^2 E_{\phi}}{I L \sin \phi} \quad (5.9)$$

که چیزی جز معادله (۳.۱۳)، برای اندازه‌گیری مقاومت ویژه DC با یک آرایه دای پل آزمون می‌باشد (بخش ۲.۲.۳). در معادله (۵.۹)  $E_{\phi}$  نسبت به I نرمالیزه شده است. این امر همچنین می‌تواند از راه نرمالیزه کردن نسبت به  $H_R$  حصول شود، همچنانکه از طریق معادله‌های (۵.۵) و (۵.۶) برای MT انجام شد:

$$\rho = \frac{R}{\epsilon} \left| \frac{E_{\phi}}{H_R} \right| \quad (5.10)$$

که در مورد اول کاری به جریان I در دای پل چشمه، نداریم. روش DC که موضوع فصل سوم می‌باشد، از معادله (۵.۹) استفاده می‌کند، در حالی که روش مقاومت ویژه مگنومتری، از معادله (۵.۱۰)

استفاده می‌کند (ادواردز و نابغیان، ۱۹۹۱). به عبارتی دیگر، میدان نزدیک، محدوده متداول در کار CSMT نمی‌باشد؛ برای این محدوده می‌توان کار اکتشافی را با بازده بالاتر با استفاده از روش‌های دیگر انجام داد.

### میدان دوردست

معادله‌های محدودکننده برای  $R \gg \delta$ ، در یک زمین همگن، عبارتند از:

$$E_R \cong \frac{I L \cos \phi}{\sqrt{\pi R} \sqrt{\sigma}} \quad (5.11)$$

$$E_\phi \cong \frac{I L \sin \phi}{\pi R \sqrt{\sigma}} \quad (5.12)$$

$$H_R \cong \frac{I L \sin \phi}{\pi R \sqrt{i\mu\sigma\omega}} \quad (5.13)$$

$$H_\phi \cong \frac{-I L \cos \phi}{\sqrt{\pi R} \sqrt{i\mu\sigma\omega}} \quad (5.14)$$

$$H_z \cong \frac{\sqrt{I L \sin \phi}}{\sqrt{\pi R} \sqrt{i\mu\sigma\omega}} \quad (5.15)$$

$E_R$  و  $E_\phi$  همانند حالت میدان نزدیک، مستقل از فرکانس بوده ولی در این حالت متناسب با  $\rho$  می‌باشند.  $H_R$  و  $H_\phi$  به فرکانس و  $\rho$  بستگی دارند. اختلاف فاز بین  $E_\phi$  و  $H_R$   $45^\circ$  می‌باشد، زیرا  $i^{\frac{1}{2}} = e^{\frac{i\pi}{4}}$ ، از معادله‌های (5.12) و (5.13) خواهیم داشت،

$$\rho = \frac{1}{\mu\omega} \left| \frac{E_\phi}{H_R} \right| \quad (5.16)$$

این رابطه برای سیستم x-y شکل ۲. ۵ و با واحدهای کاربردی  $\frac{mV}{km}$ ، گاما و  $\Omega m$  خواهد شد،

$$\rho = \frac{1}{\omega f} \left| \frac{E_x}{H_y} \right| \quad (5.17)$$

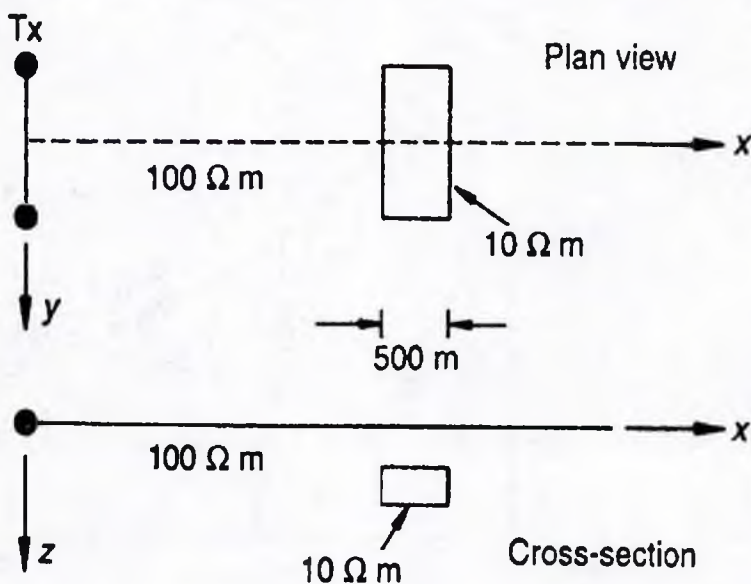
که همانند معادله (4.17) برای روش MT می‌باشد.

میدان دوردست، محدوده حقیقی CSMT می‌باشد، همچنانکه نام آن بر این مسأله دلالت دارد،

ولی چه فاصله‌ای به اندازه کافی دور می‌باشد؟ ژئوفیزیکدانانی که کار صحرایی می‌کنند نمی‌خواهند فاصله از  $\delta$  بیشتر شود؛ این مستلزم استفاده از چشمه‌هایی با قدرت زیاد با ابعادی غیرکاربردی خواهد بود؛ و نظر آنها این است که برای جدایش‌هایی کمتر از  $4\delta$  نمی‌توان داده‌ها را بعنوان MT مورد استفاده قرار دهند. اکثریت متخصصین با انتخاب  $5\delta$  اتفاق نظر دارند، که مقاومت ویژه‌های MT را در صورتی که زیرسطح بصورت افقی لایه‌بندی شده باشد، با حدود ۱۰٪ خطا بدست می‌دهد، در غیر اینصورت نتایج غیرقابل پیش‌بینی خواهند بود، زیرا در شرایط زیرسطحی 2-D و 3-D،  $\rho$  بستگی به موقعیت و جهت‌گیری R و همچنین جهت‌گیری چشمه دای پل دارد.

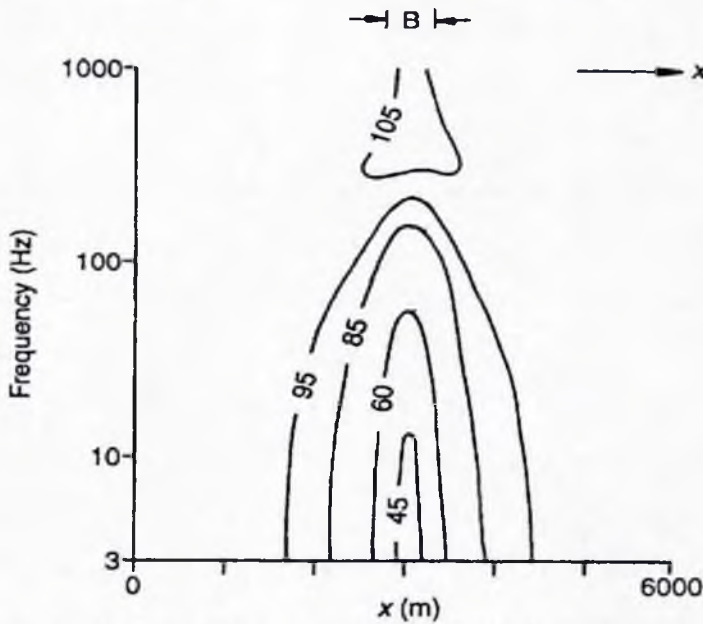
شکل ۵.۳، نشان‌دهنده یک مقایسه بین CSMT و MT به واسطه محاسبات مدل می‌باشد (باترورث، ۱۹۸۸). مدل مربوط به شکل ۵.۳ یک منشور مستطیلی  $10\Omega m$  می‌باشد، که در یک نیم - فضای  $100\Omega m$  قرار گرفته است. شکل ۵.۴ نشانگر پاسخ MT و شکل ۵.۵ نشانگر پاسخ CSMT می‌باشد. اگر فرض کنیم که زیرسطح یک نیم - فضای همگن از  $100\Omega m$  باشد، نقطه M در شکل ۵.۵ معرف تقریباً  $5/5\delta$  می‌باشد که نسبت به MT دارای حدود ۷٪ خطا می‌باشد.

مطالعات مدل بوسیله سندبرگ و هوهمان (۱۹۸۲) همچنین تأکید می‌نماید که جدایش  $5\delta$  به اندازه کافی برای بدست آوردن نتایجی با خطای حدود ۱۰٪ در یک نیم‌فضای همگن، مناسب می‌باشد.

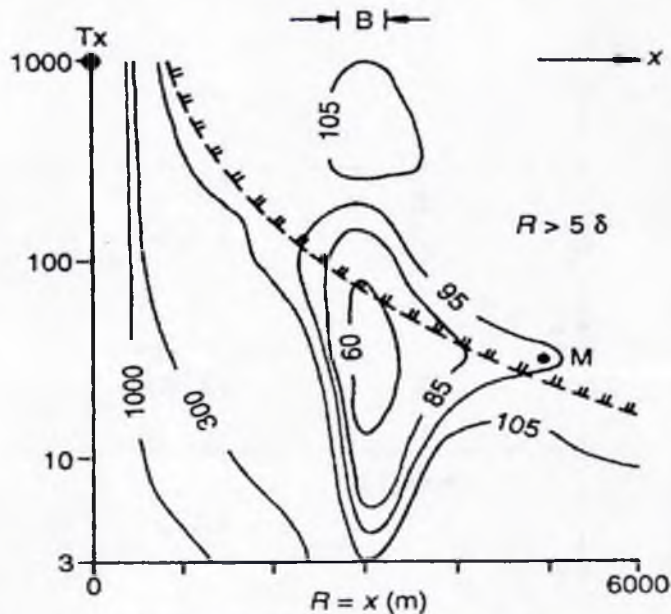


شکل ۵.۳: مدلی برای مقایسه CSMT با MT (از باترورث، ۱۹۸۸).





شکل ۴. ۵: مقطع کاذب  $\rho_{yx}$  با استفاده از MT برای مدل نشان داده شده در شکل ۳. ۵:  $\rho_{yx}$  مقاومت ویژه ظاهری، بر حسب  $\Omega m$  و حاصل از  $E_y$  و  $H_x$  می‌باشد. فاصله واقع در B، مکان دفن شدن بلوک  $10 \Omega m$  می‌باشد (از باتورث، ۱۹۸۸).



شکل ۵. ۵: مقطع کاذب  $\rho_{yx}$  با استفاده از CSMT برای مدل نشان داده شده در شکل ۳. ۵:  $\rho_{yx}$  مقاومت ویژه ظاهری، بر حسب  $\Omega m$  و حاصل از  $E_y$  و  $H_x$  می‌باشد. خط چین، مکان هندسی نقاط  $R = 5 \delta$  را نشان می‌دهد؛ M معرف اعوجاج (تفسیر شکل) حاصل از مجاورت با چشمه در  $R = 5/5\delta$  می‌باشد. فاصله واقع در B، مکان بلوک مدفون شده  $10 \Omega m$  می‌باشد (از باتورث، ۱۹۸۸).

یک مشکل عمده آنست که قانون  $\delta$  و در اصل، قضیه عمق پوستی، تنها برای زمین همگن کاربرد دارد. در غیر اینصورت، باید محاسبات مدل مربوط به پاسخهای CSMT و MT را برای تخمین آنکه میدان دوردست مدل مورد انتظار از کجا شروع می‌شود، که منظور ناحیه‌ای است که خطا برای آن  $\pm 10\%$  می‌باشد، انجام دهیم. در یک زمین ناهمگن، خطا در یک جدایش اسمی  $\delta$  ممکن است چندصد درصد باشد. شکل ۴۰ در نوشته زروف (۱۹۹۱)، اینجا آورده نشده است) یک مقایسه صحرائی از اندازه‌گیری‌های انجام شده بوسیله MT و CSMT را در یک ایستگاه واحد با  $R = 10 \text{ km}$  و در یک موقعیت استوایی (هامشی) ارائه می‌دهد. با کاهش تا فرکانس  $10 \text{ Hz}$  که در آن  $R = 20\delta$ ، همخوانی بسیار خوب می‌باشد. در  $1 \text{ Hz}$ ، که متناظر با یک عمق پوستی اسمی  $1590$  متری بوده و  $R = 63\delta$  می‌باشد، برای MT در حدود  $22 \text{ m}$  و برای CSMT در حدود  $70 \text{ m}$  می‌باشد.

### زون گذار

این زون ناحیه‌ای است که بین مرزهای کاربردی میدان نزدیک و میدان دوردست واقع شده است، چیزی بین  $R = 0.5\delta$  و  $R = 5\delta$ . در این ناحیه، معادلات ویت (۱۹۶۱) که دارای توابع بسل می‌باشند (در بالا مورد اشاره قرار گرفت، ولی در اینجا بازگو نشده است) بیانگر مؤلفه‌های میدان‌های مغناطیسی و الکتریکی برای یک زمین همگن می‌باشند. ارزیابی چنین معادله‌هایی برای یک زمین ناهمگن، که هدف ما از انجام این نوع اکتشاف است، دشوار می‌باشد.

زمانی که عمق اکتشاف به واسطه استفاده از فرکانس‌هایی پایین‌تر از مقدار لازم برای جدایش R به بیش از آن چیزی که در شرایط میدان دوردست قابل دستیابی است گسترش میابد، نتایج بدست آمده، داده‌های زون گذار هستند و دیگر CSMT نیستند، بلکه داده‌های FEM زون گذار می‌باشند. با این همه، همانطور که در بالا اشاره شد، بواسطه تصحیح تقریبی داده‌ها برای اثر مجاورت یا چشمه، اینها را به داده‌های میدان دوردست تبدیل می‌کنیم (یاماشیتا، هالوف و پلتون، ۱۹۸۵؛ یاماشیتا، ۱۹۸۷؛ زونگه و هیگوس، ۱۹۹۱)، یا آنکه آنها را مستقیماً بعنوان داده‌های FEM زون گذار مورد استفاده قرار می‌دهیم.

### ۳.۲.۵. شیوه کار در صحرا

با رجوع به شکل ۱.۵، شیوه کار متعارف اینست که مجموعه اندازه‌گیری‌هایی از  $E_x$  و  $H_y$  در هر ایستگاه برای هر فرکانس از یک دای پل چشمه AB صورت گیرد. این کار مقاومت ویژه‌های ظاهری اسکالر  $\rho_s(f)$  را بدست می‌دهد، که برای محل‌هایی که بطور مؤثر دارای زمین‌شناسی 1-D باشند و در صورتی که امتداد زمین‌شناختی محل تقریباً معلوم بوده و اگر محور x یا انتخاب شده باشد به

موازات آنها، نتایج مناسبی خواهد داد.

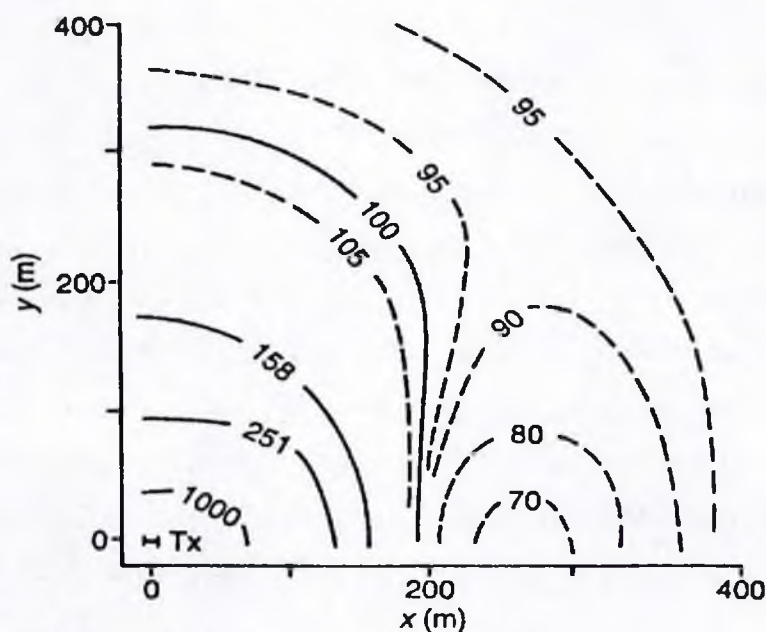
در مناطقی با زمین‌شناسی پیچیده‌تر، مجموعه داده‌هایی که شامل مقاومت ویژه‌های برداری،  $\rho_v(f)$ ، باشند، مفیدتر خواهد بود. اینها نیز از یک دای پل چشمه بدست آمده‌اند، ولی از راه اندازه‌گیری  $\rho_v$ ،  $H_x$ ،  $H_y$ ،  $E_x$ ،  $E_y$ ، اینها بردارهای عمودی میدان  $E$  و  $H$  را بدست می‌دهند، که در آن مقادیر  $\rho_v$  بصورت مستقل از جهت‌های  $x$  و  $y$  محاسبه می‌شوند، ولی اینها تانسور نیستند، زیرا یلاریزاسیون (قطبش) چشمه، خطی می‌باشد.

اگر در حال اندازه‌گیری‌های سونداژ در ایستگاه‌هایی با فواصل زیاد باشیم، اندازه‌گیری این مجموعه کامل از مؤلفه‌ها در هر ایستگاه، می‌تواند امری مقرون‌به‌صرفه باشد؛ همچنانکه در شکل ۵.۱ نشان داده شده است، دو چشمه دای پل عمود بر هم  $AB$  و  $A'B'$  داریم؛ پنج مؤلفه  $E_x$ ،  $E_y$ ،  $H_x$ ،  $H_y$  و  $H_z$  از هر کدام از چشمه‌ها؛ در مجموع ده مؤلفه. اینها همانند روش  $MT$  مورد پردازش قرار می‌گیرند و مقاومت ویژه تانسور،  $\rho(f)$ ، را بدست می‌دهند (بخش ۴.۳.۴).

شکل ۵.۶. نشاندهنده نتایج محاسبات برای یک زمین همگن و برای بردار مقاومت ویژه‌های بدست آمده از یک چشمه دای پل می‌باشد (زونگه و هیگوس، ۱۹۹۱). عمق پوستی،  $\delta$ ،  $78m$  می‌باشد. اندازه‌گیری‌های جانبی در  $y = 300m$  و برای یک جدایش حدود  $4\delta$ ، به شرایط زون دوردست می‌رسند، در حالی که در اندازه‌گیری‌های هم‌راستا در  $x = 400m$  و برای جدایشی بیش از  $5\delta$ ، به این حد می‌رسند. از این گذشته، یک خط جانبی با زاویه  $45^\circ$  در هر دو طرف، زون مناسب می‌باشد، زیرا نوسانات فضایی کمتری از خود نشان می‌دهد ( $45^\circ > \phi > 135^\circ$ ; شکل ۵.۲).

دای پل چشمه، الزاماً همانند کارهای  $DC$  می‌باشد. حداکثر ولتاژ به جهت ملاحظات ایمنی، حدود  $1000V$  می‌باشد و این ما را ملزم به استفاده از الکترودهایی با مقاومت بسیار پایین می‌نماید، تا بتوانیم مقادیر بالای جریان مورد نیاز برای کار در میدان دوردست را فراهم آوریم (بخش ۳.۲.۳) با سونداژ دای پل  $DC$ ، عمق اکتشاف از  $\frac{R}{4}$  تا  $R$  می‌باشد، در صورتی که با  $CSMT$  و با در نظر گرفتن قاعده  $5\delta$ ، عمق اکتشاف در پایین‌ترین فرکانس  $\frac{R}{10}$  خواهد بود؛ بنابراین برای عمق‌های مشابه، با استفاده از  $CSMT$ ،  $R$  در مقایسه با کاربرد دای پل  $DC$ ، بسیار بزرگتر می‌باشد. ممان دای پل برای  $CSMT$  باید بسیار بزرگتر باشد؛ این نیازمند چشمه‌هایی با قدرت زیاد در حد  $100kW$  می‌باشد. با یک چشمه قدرت  $100kW$  در  $1000V$ ، به جهت رسیدن به جریان  $100A$ ، باید مقاومت کلی را تا  $10\Omega m$  کاهش دهیم و این خود یک مشکل اساسی می‌باشد (شکل ۳.۱۲)؛ این کار نیازمند الکترودهای چندگانه، مقدار زیادی آب، حتی ادوات خاکبرداری و صفحات فلزی می‌باشد. حتی در این صورت،

خروجی‌های مربوط به حس‌گرهای E و H در مرتبه پایین‌تر از میکروولت خواهند بود. در صورت دراختیار داشتن مشخصات حس‌گرهای مغناطیسی می‌توان موارد فوق را به واسطه معادلات (۱۱-۵) - (۱۵-۵) محاسبه کرد.



شکل ۵.۶: نتایج مطالعات مدل مربوط به مقاومت ویژه‌های بردار CSMT. برای یک زمین همگن  $100 \Omega m$ ;  $T_x$  چشمه دای پل متصل به زمین می‌باشد که نقطه مرکزی آن بر روی مبدا مختصات قرار دارد،  $L = 10 m$  در جهت x می‌باشد،  $I = 1000 A$ ،  $f = 4096 Hz$ ، عمق پوستی  $78 m$  می‌باشد (از زونگه و هیگوس، ۱۹۹۱).

شیوه‌های اندازه‌گیری ایستگاهی نیز الزاماً همانند MT می‌باشند. استفاده از حس‌گرهای میدان مغناطیسی دارای هسته با القاءکننده‌های پیچیده‌ای، در این مورد متداول می‌باشند، زیرا در CSMT معمولاً فرکانس‌هایی بالاتر از ۱ Hz مورد استفاده قرار می‌گیرد (بخش ۹.۳.۴).

#### ۵.۲.۴. ملاحظات پایانی

داده‌های CSMT برای تعبیر و تفسیر بعنوان داده‌های MT در نظر گرفته می‌شوند، ولی باید حد واسط را در نظر گرفت و بی‌قاعدگی‌ها و حوادث غیر مترقبه را نیز پذیرفت، زیرا داده‌ها به مکان، جهت دای پل چشمه و همچنین به امتداد R بستگی دارند، بدون توجه به اینکه اندازه R چه مقدار باشد،  $\delta$  یا  $7\delta$ ، زیرا شرایط زمین‌شناسی در زیر دای پل چشمه و همچنین حد فاصل بین چشمه و ایستگاه، بطور قابل توجهی اندازه‌گیری‌ها را در ایستگاه تحت تأثیر قرار می‌دهند. به عبارتی دیگر،

مقاومت ویژه‌های ظاهری در ایستگاه، صرفنظر از اینکه اسکالر، برداری و یا تانسور باشند، در صورتی که چشمه دای پل به مکان دیگری انتقال یابد و در صورتی که ابعاد  $R$  ثابت بماند، تغییر خواهند کرد. برای مثال، در شکل ۵.۵ در صورتی که  $T_x$  در سمت راست  $B$  قرار داشته باشد، کشیدگی پربندها (کانتورها) در نزدیکی نقطه  $M$ ، در سمت چپ به وقوع می‌پیوندد.

چنین بنظر می‌رسد که CSMT تنها برای اعماق حدود ۱ km در حوضه‌های رسوبی عادی و تا -تایی که داده‌های میدان دوردست (از نوع MT) مدنظر باشد، کاربردی خواهد بود. این روش می‌تواند برای کاوش‌هایی که دارای ایستگاه‌هایی بصورت شبکه‌ای یا ایستگاههای نزدیک به هم هستند مقرون به صرفه باشد، ولی برای کاوش‌هایی با پیمایش‌های طولانی و سونداژهای با فواصل زیاد، بدلیل مسائل لجستیکی مربوط به چشمه، چنین نیست.

ممکن است CSMT در تلفیق با MT عمیق مورد استفاده قرار گیرد. ترکیبی از ایستگاههای زیاد CSMT بعلاوه چند ایستگاه MT که تنها از فرکانس پایین استفاده می‌کنند، می‌تواند شیوه‌ای مقرون به صرفه باشد. این کار همچنین می‌تواند به واسطه بوجود آوردن حالتی از فیلتر فضایی خطاهای جابجایی استاتیک مرتبط با MT را کاهش دهد، هر چند که خود CSMT نیز دارای مشکل جابجایی استاتیکی ناشی از اندازه‌گیری میدان الکتریکی می‌باشد.

### ۳.۵. سونداژ الکترومغناطیسی حوزه فرکانسی<sup>۱</sup> (FEM)

#### ۳.۵.۱. اصول سونداژ FEM

همانند گذشته کاربرد عبارت «سونداژ»، معرف زمین دارای لایه‌بندی افقی در محل استقرار هر آرایش چشمه - گیرنده می‌باشد.

#### (a) چشمه بصورت حلقه افقی

ساده‌ترین و مطلوب‌ترین شکل سونداژ FEM، با استفاده از دو حلقه افقی هم‌صفحه در سطح زمین صورت می‌گیرد، که صفحه  $x-y$  می‌باشد، همچنانکه در شکل ۵.۷a.  $h$  نشان داده شده است. شماره ۱، چشمه و شماره ۲، حس‌گر گیرنده‌ای است که برای اندازه‌گیری مؤلفه عمودی میدان مغناطیسی  $H_z$ ، بکار می‌رود. در بکارگیری این روش فرض‌های زیر در نظر گرفته شده‌اند:

۱. جدایش چشمه - گیرنده،  $R$ ، پنج برابر بزرگتر از ابعاد حلقه می‌باشد. این به ما اجازه می‌دهد که فرض کنیم چشمه یک دای پل مغناطیسی عمودی، با ابعادی بینهایت کوچک می‌باشد؛ میدان چشمه در

فضای آزاد، در محدوده استقرار حلقه گیرنده، یکنواخت و عمود بر آن بوده و فقط شامل  $H_z$  می باشد؛ یک و یا هر دو حلقه، ممکن است دایره ای یا مربعی شکل باشند.

۲. تقریب شبه استاتیک معتبر می باشد؛ جریان های رسانش بر جریان های جابجایی غالب هستند، که این جریان ها زمانی که جدایش چشمه - گیرنده خیلی کوچکتر از طول موج در فضای آزاد باشد، قابل صرف نظر می باشند. این موجب کاهش شماره موج (ثابت انتشار) به مقدار زیر می گردد:

$$k = (1 - i) \left( \frac{\omega \mu \sigma}{2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (5.18)$$

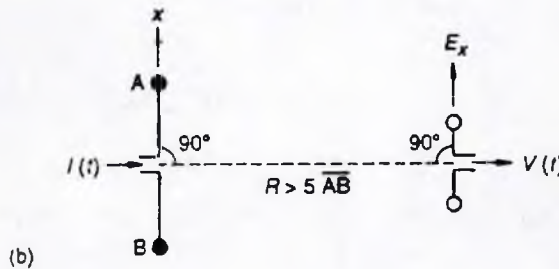
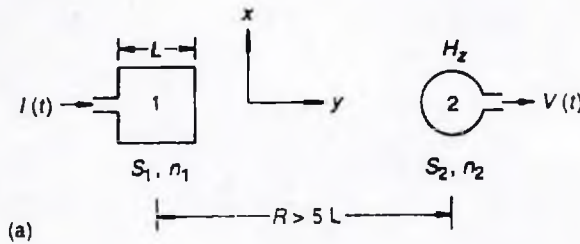
۳. جریان چشمه،  $I$ ، و میدان های  $E$  و  $H$  دارای هماهنگی زمانی می باشند،  $H = Ae^{-i\omega t}$ .

$S_1$  و  $S_2$  مساحت های محاط شده بوسیله حلقه ها بوده و  $n_1$  و  $n_2$  تعداد دور سیم در حلقه ها می باشند.

حال فرض می کنیم که سیستم در فضای آزاد می باشد. میدان مغناطیسی در گیرنده  $H_o = H_{o2}$

می باشد، که:

$$H_{o2} = \frac{-IS_1n_1}{4\pi R^2} \quad (5.19)$$



شکل ۵.۷: تصاویر سطح از (a) حلقه های هم صفحه افقی و (b) دایره های الکتریکی استوایی (هامشی).

این معادله از قانون بیوت-ساواری<sup>۱</sup> حاصل شده و برای DC و AC معتبر می‌باشد. براساس قانون فارادی،  $H_{oz}$  که با زمان تغییر می‌نماید، ولتاژ  $V_o$  را در حلقه گیرنده القاء می‌کند. نسبت ولتاژ گیرنده به جریان چشمه، امپدانس متقابل  $Z_o$  می‌باشد:

$$Z_o = \frac{V_o}{I} = \frac{i\mu_o \omega S_p n_p S_1 n_1}{4\pi R^3} \quad (5.20)$$

برای تسهیل تعبیر و تفسیر، امپدانس متقابل  $Z \left( = \frac{V}{I} \right)$ ، که در سطح زمین اندازه‌گیری شده است، براساس امپدانس متقابل  $Z_o$  فضای آزاد همان حلقه‌ها، نرمالیزه می‌شود. نسبت امپدانس متقابل، که معمولاً بنام نسبت کوپلینگ (جفت‌شدگی) متقابل،  $\frac{Z}{Z_o}$ ، شناخته شده است، در این مورد برابر با نسبت میدان‌های مغناطیسی عمودی می‌باشد:

$$\frac{Z}{Z_o} = \frac{H_z}{H_{oz}} \quad (5.21)$$

که در آن  $H_{oz}$  مقدار مربوط به فضای آزاد، میدان اولیه خوانده می‌شود. عبارت عمومی  $H_z$  برای یک زمین همگن (ویت، ۱۹۵۱، ۱۹۶۱، ۱۹۶۲؛ وارد و هوهمان، ۱۹۸۸) عبارت است از:

$$H_z = \frac{-IS_1 n_1}{4\pi k^2 R^0} \left[ (1 + 9ikR - 4k^2 R^2 - ik^3 R^3) e^{-ikR} - 9 \right] \quad (5.22)$$

نسبت امپدانس متقابل برای یک زمین همگن عبارتست از:

$$\frac{Z}{Z_o} = \left( \frac{2}{k^2 R^2} \right) \left[ -9 + (1 + 9ikR - 4k^2 R^2 - ik^3 R^3) e^{-ikR} \right] \quad (5.23)$$

حال، علاوه بر  $H_z$ ، یک مؤلفه شعاعی  $H_R$  نیز وجود دارد، ولی یک حلقه گیرنده افقی، به آن پاسخ نمی‌دهد.

برای یک زمین با لایه‌بندی ۱-D، نسبت امپدانس متقابل (کوفوید و بای‌وینگا، ۱۹۷۶) عبارتست از:

$$\frac{Z}{Z_o} = 1 - \int_0^\infty R^2 \lambda^2 K^*(\lambda) J_0(\lambda R) d\lambda \quad (5.24)$$

که در آن  $R$  جدایش چشمه-گیرنده،  $K^*(\lambda)$  یک تابع اساسی است که بستگی به ضخامت‌های  $h_i$  و مقاومت ویژه‌های  $\rho_i$  لایه‌های زیرسطح و فرکانس دارد،  $J_0$  تابع بسل از مرتبه صفر بوده و  $\lambda$  یک متغیر فرضی برای انتگرال‌گیری می‌باشد. این معادله، می‌تواند بصورت عددی حل شود. کوفوید، گوش و پولمن (۱۹۷۲)، از شیوه‌ای استفاده می‌کنند که به موجب آن انتگرال را به انتگرال کانوالوشن<sup>۱</sup> تبدیل نموده و آنرا با استفاده از یک فیلتر خطی محاسبه می‌نمایند.

آنچه که در مورد  $H_z$  در بالا عمل شد، تنها می‌تواند برای مؤلفه شعاعی  $H_R$  و مؤلفه آزیموتی میدان الکتریکی  $E_\phi$  انجام شود. سه مؤلفه متعامد  $H$ ، می‌تواند با استفاده از یک مگنتومتر مورد اندازه‌گیری قرار گیرند. دو مؤلفه متعامد  $E$ ، می‌توانند بوسیله دو دای پل عمود برهم که دارای سیم اتصال به زمین هستند، مورد اندازه‌گیری قرار گیرند. بنابراین، می‌توان سه نسبت کوپلینگ (یا جفت‌شدگی) متقابل بدست آورد، که هر کدام نسبت به میدان اولیه خود، نرمالیزه شده است،  $\frac{H_z}{H_{oz}}$ ،  $\frac{E_\phi}{E_{o\phi}}$  و  $\frac{H_R}{H_{oR}}$ . میدان اولیه  $H_{oz}$  بشکل معادله (۵.۱۹) ارائه شده است.  $H_R$  نیز نسبت به  $H_{oz}$  نرمالیزه می‌گردد، زیرا  $H_{oR} = 0$ ؛ برای یک زمین I-D،  $H_R$  کاملاً ثانوی (القایی) می‌باشد. میدان ثانوی  $E_\phi$  عبارتست از:

$$E_{o\phi} = \frac{-i\mu_0 \omega I S_1 n_1}{4\pi R^2} \quad (5.25)$$

این میدان ثانوی، برای حلقه‌های هم‌صفحه افقی می‌باشند که در فضای آزاد بر روی صفحه  $x-y$  واقع شده‌اند. آنها معرف میدانی هستند که تنها از جریان چشمه بوجود آمده‌اند، بدون آنکه بوسیله جریان‌های القایی در زمین رسانا تقویت شده باشند.

عبارات ریاضی مربوط به میداین الکترومغناطیسی، میداین اولیه، نسبت‌های کوپلینگ متقابل و دیگر روابط برای آرایه‌های مختلف چشمه-گیرنده و برای آرایه‌های زمین یکپارچه، در نوشته‌های اسپایز و فریچکنت<sup>۲</sup> (۱۹۹۱)، جمع‌آوری شده است.

می‌توان برای هر موقعیت استقرار گیرنده، سه دامنه و سه منحنی فاز بدست آورد. این شش منحنی، می‌توانند بصورت جداگانه مورد پردازش قرار گرفته و یک مدل عمومی را بوجود آورند.

در کار با حلقه‌های هم‌صفحه افقی، تنها می‌توان دامنه و فاز  $\frac{H_z}{H_{oz}}$  را مورد اندازه‌گیری قرار



داد. بهرحال، اندازه‌گیری اختلاف فاز بین سیگنال‌های فرستنده و گیرنده نیاز به ابزاری دارد که تا اندازه‌ای پیچیده بوده و ساده‌ترین عملیات در این راستا شامل اندازه‌گیری دامنه  $\frac{H_z}{H_{z_2}}$  می‌باشد. در مورد CSMT، E نسبت به H نرمالیزه می‌شود، که مستقل از فاز و دامنه چشمه می‌باشد، همچون  $\frac{E}{H_R}$ ، ولی این تنها می‌تواند در میدان دوردست، یعنی زمانی که  $R > 0.5$  باشد، انجام پذیرد.

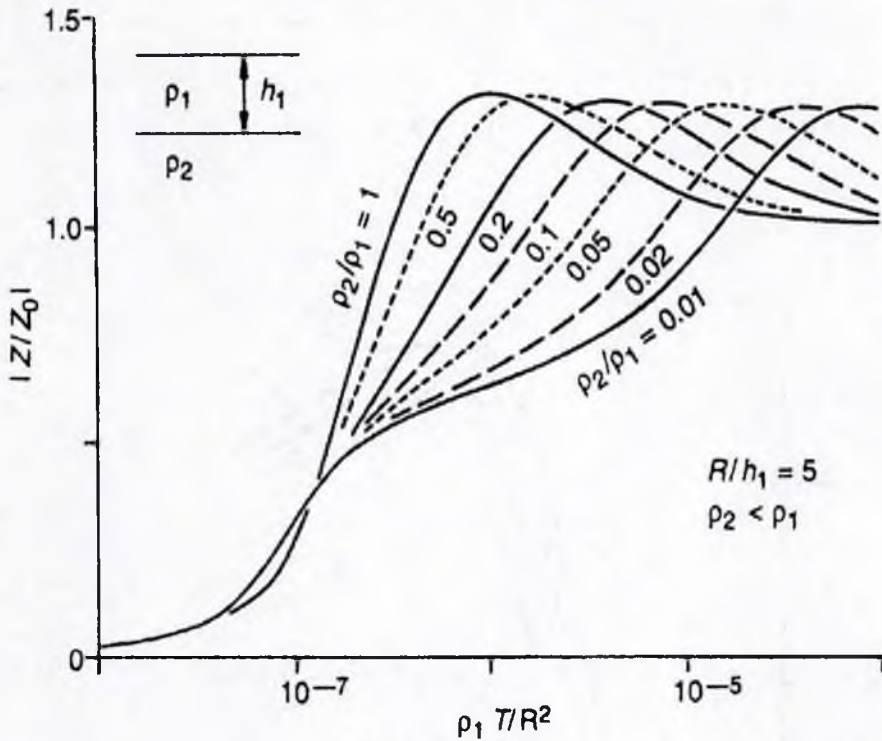
با رجوع به حالت کلی که در آن از حلقه‌های هم‌صفحه افقی استفاده می‌شود، شکل ۸. ۵ نشانگر مجموعه‌ای از منحنی‌های تئوریک، برای یک زمین دولایه‌ای، در حالتی است که زیرلایه رسانا،  $\rho_2 < \rho_1$  وجود داشته باشد، که نسبت‌های متفاوت مقاومت ویژه بر روی منحنی‌ها نشان داده شده است که این منحنی‌ها برای  $\frac{R}{h_1} = 0.5$  ترسیم شده‌اند، که در آن  $h_1$  ضخامت لایه فوقانی و R جدایش چشمه - گیرنده می‌باشد. دامنه‌های  $\frac{Z}{Z_0}$ ، بر روی محور عرض‌ها با یک مقیاس خطی مشخص شده است. فرکانس‌ها، بصورت مقادیر  $\frac{\rho_1 T}{R}$  بر روی محور طول‌ها با یک مقیاس لگاریتمی ثبت می‌گردند، که در آن T دوره تناوب (پریود) می‌باشد. همچنانکه در فصل ۴ بحث شد، این پارامتر نرمالیزه، بدون بعد می‌باشد، زیرا متناسب است با  $\left(\frac{\lambda_1}{R}\right)^2$ ، که در آن  $\lambda_1$  طول موج در لایه فوقانی می‌باشد (معادله‌های (۴. ۱۹) و (۴. ۲۸)). یک شکل دیگر از نرمالیزه کردن،  $\frac{R}{\delta_1}$  می‌باشد، که  $\delta_1$  عمق

پوستی در لایه فوقانی می‌باشد؛ این نسبت، عدد القایی خوانده می‌شود.

شکل ۸. ۵ نشانگر همان مجموعه منحنی‌های تئوریک است که در شکل ۸. ۵ نمایش داده شد، ولی برای حالتی که مقاومت ویژه زیرلایه بیشتر باشد،  $\rho_2 > \rho_1$ . جدایش منحنی‌ها نسبت به آنچه که برای نیم - فضای یکپارچه  $\left(\frac{\rho_2}{\rho_1} = 1\right)$  وجود دارد، کوچک است. همچنانکه در شکل ۸. ۱۰ نشان داده شده است، این حالت برای  $\frac{R}{h_1} = 2/2$  مشهودتر می‌باشد. تجربیات عمومی حاصل از کار کردن

با  $\frac{R}{h_1} \geq 1$ ، برای این مورد موجه نمی‌باشد. بر این اساس می‌توان گفت که سیستم حلقه هم‌صفحه افقی، در تشخیص عمق برای حالتی که مقاومت ویژه زیرلایه بیشتر باشد، عملکرد خوبی ندارد. همچنانکه برای تعیین مقاومت ویژه آن،  $\rho_2$ ، وضعیت از این هم بدتر است؛ با گذر از حد  $\frac{\rho_2}{\rho_1} = 0.5$ ،

یک اثر اشباع‌شدگی وجود دارد که دیگر چندان تفاوتی نمی‌کند که این نسبت ۵ باشد یا بینهایت.



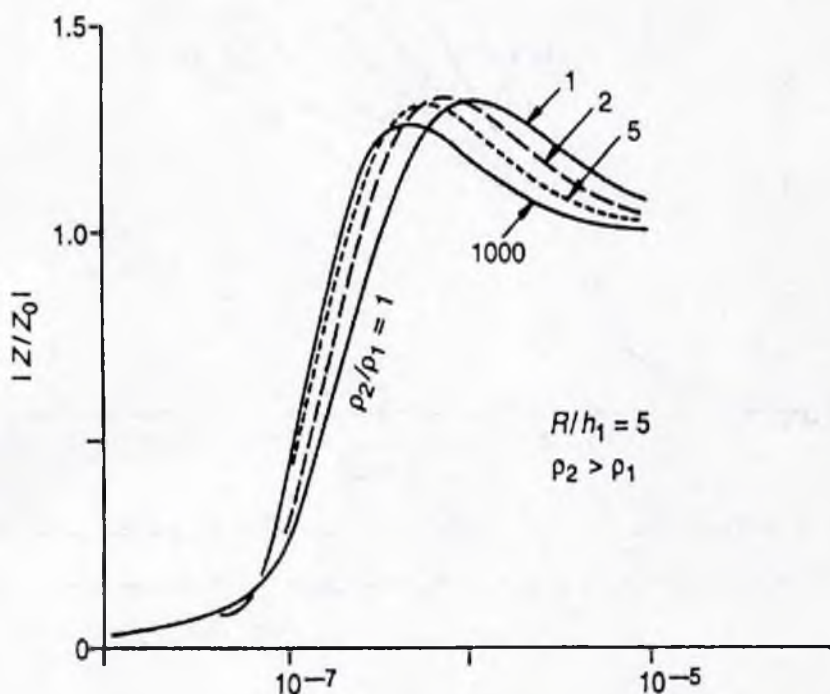
شکل ۸: منحنی‌های تئوریک FEM (دامنه  $\frac{Z}{Z_0}$  در مقابل  $\frac{\rho_1 T}{R^2}$ ) برای یک زمین دولایه‌ای با استفاده از حلقه‌های هم‌صفحه افقی، برای  $\frac{R}{h_1} = 5$ ، برای مقادیر متفاوت از  $\frac{\rho_2}{\rho_1}$ ، در حالتی که زیرلایه رسانا وجود داشته باشد (پس از کوفید و بای‌وینگا، ۱۹۷۶).

در اکتشاف حوضه‌های رسوبی عمیق، عمق تا پی‌سنگ کمپلکس<sup>۱</sup>، بسیار بااهمیت می‌باشد. برای پی‌سنگی که در عمق ۵ کیلومتری قرار دارد نیاز به یک جدایش R در حدود ۲۰km می‌باشد تا بتوان با استفاده از سیستمی که در بالا مورد بحث قرار گرفت عمق پی‌سنگ را با قدرت تفکیک ضعیفی، تعیین نمود. استفاده از یک چشمه حلقه‌ای برای جدایش R با این ابعاد، در هر صورت عملی نمی‌باشد.

### (b) چشمه دای پل با سیم متصل به زمین

می‌توان برای حل مشکل تعیین عمق پی‌سنگ که در بالا مورد بحث قرار گرفت، از تکنیک دیگری که آرایه دای پل الکتریکی استوایی می‌باشد استفاده نمود، که این همان آرایشی است که در کار

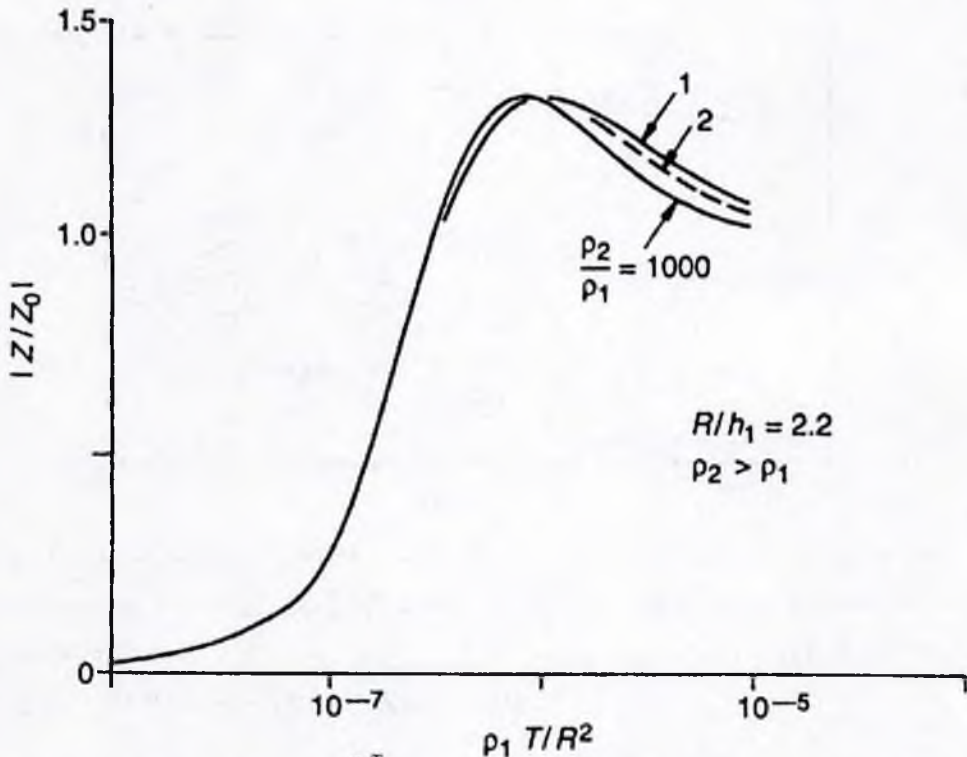
DC مورد استفاده فرار می‌گرفت، که در شکل‌های ۵.۷b و ۳.۱۰ نشان داده شده است. چشمه، یک دای پل با سیم متصل به زمین می‌باشد؛ گیرنده نیز یک دای پل با سیم متصل به زمین می‌باشد که با چشمه موازی بوده و در موقعیت استوایی قرار دارد. آرایه شرح داده شده، بطور ساده آرایه استوایی خوانده می‌شود.



شکل ۵.۹: منحنی‌های تئوریک FEM (دامنه  $\frac{z}{z_0}$  در مقابل  $\frac{\rho T}{R^2}$ ) برای یک زمین دولایه‌ای با استفاده از حلقه‌های افقی. در حالت  $\frac{R}{h_1} = 5$  و برای مقادیر  $\frac{\rho T}{R^2} > 1$ ، در مورد یک زمین با زیرلایه دارای مقاومت ویژه بیشتر (پس از کوفوید و بای‌وینگا، ۱۹۷۶).

براساس نتایج جمع‌آوری شده از منحنی‌های پاسخ FEM بوسیله اسپایز و فریچکنت (۱۹۹۱)، هرگونه ترکیبی از چشمه دای پل متصل به زمین و اندازه‌گیری‌های میدان H، را نمی‌توان بعنوان یک اصلاح رضایتبخش برای سیستم افقی حلقه - حلقه در ارتباط با مشکل تعیین عمق پی‌سنگ در نظر گرفت. تنها زمانی که گیرنده، خود نیز یک دای پل میدان الکتریکی باشد، جدایش‌های بین منحنی‌ها افزایش پیدا می‌کند، بخصوص برای یک زیرلایه با مقاومت ویژه بالا، که از آرایه استوایی استفاده شده باشد، ولی دای پل‌های الکتریکی محوری (در امتداد خط) نیز مناسب می‌باشند. بهر حال،

این آرایه‌ها از حل مشکل وارونگی<sup>۱</sup> که مربوط به زیرلایه‌های دارای مقاومت ویژه پایین از قبیل آبخان‌ها می‌باشد، ناتوان است. این نکات در شکل ۱۱.۵ ارائه داده شده‌اند، که در آن دامنه مربوط به نسبت کوپلینگ متقابل برای یک آرایه استوایی، در مقابل فرکانس (Hz) برای یک زمین دولایه‌ای با  $\rho_1 = 4/25 \Omega m$ ،  $\rho_2$  متغیر،  $h_1 = 250 m$  و جدایش  $R = 1000 m$ ، ترسیم شده است.



شکل ۱۰.۵: منحنی‌های تئوریک FEM (دامنه  $\frac{z}{z_0}$  در مقابل  $\frac{\rho T}{R^2}$ ) برای یک زمین دولایه‌ای با استفاده از حلقه‌های افقی، برای  $\frac{R}{h_1} = 2/2$  و مقادیر متفاوت  $\frac{T}{\rho_1} > 1$  (پس از کوفلید و بای‌وینگا، ۱۹۷۶).

عبارت کلی مربوط به یک آرایه استوایی بر روی زمین همگن، که دای پل چشمه در امتداد  $x$  قرار داشته باشد. عبارت است، از (ویت، ۱۹۶۱؛ وارد و هوهمان، ۱۹۸۸):

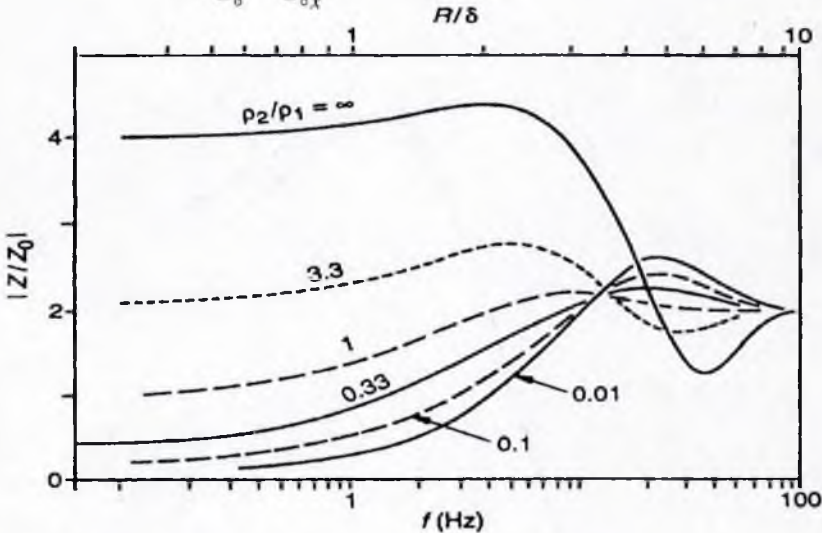
$$E_x = -E_\phi = \frac{-I L}{2\pi\sigma R} \left[ \gamma - (1 + ikR)e^{-ikR} \right] \quad (5.26)$$

که در آن  $L$  طول چشمه و  $I$  جریان می‌باشد. میدان اولیه برای یک زمین یکپارچه عبارت است از:

$$E_{ox} = \frac{-IL}{\sqrt{\pi\sigma R}} \quad (5.27)$$

نسبت کوپلینگ متقابل عبارت است از:

$$\frac{Z}{Z_0} = \frac{E_x}{E_{ox}} = \sqrt{2} - (1 + ikR)e^{-ikR} \quad (5.28)$$



شکل ۵.۱۱: منحنی‌های تئوریک FEM حاصل از دای‌پل‌های الکتریکی استوایی، برای یک زمین دولایه‌ای، نشان‌دهنده دامنه  $\frac{Z}{Z_0}$  در مقابل فرکانس (Hz) و عدد القایی  $\frac{R}{\delta}$  که در آن عمق پوستی، برای مقادیر متفاوت  $\frac{\rho_2}{\rho_1}$  می‌باشد: مقاومت ویژه لایه فوقانی  $\rho_1 = 4/25 \Omega m$ ؛  $\rho_2$  متغیر می‌باشد، ضخامت لایه فوقانی  $h_1 = 250 m$  و جدایش  $R = 1000 m$  می‌باشد (پس از اسپایز و فریچکت، ۱۹۹۱).

با توجه به مزیت آرایه استوایی نسبت به حلقه‌های هم‌صفحه افقی به منظور ارزیابی حوضه‌های رسوبی، چنانکه در بالا بحث شد، شروود و یانگل (۱۹۶۸) یک تکنیک FEM را بوجود آوردند که در آن از آرایه استوایی و چشمه با سیگنال کدگذاری شده، استفاده می‌شود. سیگنال کدگذاری شده، یک قطار موج شبه تصادفی می‌باشد که متناسب با طیف فرکانسی مورد استفاده، برنامه‌ریزی می‌شود. ساده‌ترین شکل سیگنال کدگذاری شده، یک موج مربعی با زمان تناوب متغیر می‌باشد.  $I(t)$  معرف جریان سیگنال کدگذاری شده و  $V(t)$  معرف ولتاژ خروجی در گیرنده می‌باشند. می‌توانیم  $V(t)$  را بعنوان خروجی یک فیلتر که در این مورد زمین می‌باشد بعلاوه یک نویز زمینه که تشکیل شده از ولتاژهای تریک و صنعتی می‌باشد در نظر بگیریم.

$$V(t) = I(t) * G(t) + N(t) \quad (5.29)$$

که در آن  $G(t)$  پاسخ مربوط به ضربه واحد، برای فیلتر زمین و  $N(t)$  نویز طبیعی و مصنوعی غیرقابل پیش‌بینی می‌باشد. کاری که باید انجام گیرد، جدا نمودن سیگنال  $N(t) = I(t) * G(t)$  از نویز  $N(t)$  می‌باشد. این کار بواسطه همبستگی متقاطع<sup>۱</sup>  $I(t)$  با  $V(t)$  صورت می‌پذیرد. این منتهی به یک تابع همبستگی متقاطع  $C(t)$  می‌گردد. بخش‌هایی که دارای همبستگی ضعیف هستند، معرف نویز غیرقابل پیش‌بینی می‌باشند و کنار گذاشته می‌شوند. یک آنالیز فوریر از  $C(t)$ ، دامنه و طیف فازی را بدست می‌دهد. طیف دامنه  $C(t)$  معیاری برای سنجش حاصلضرب طیف دامنه  $I(t)$  و  $S(t)$  بصورت تابعی از فرکانس می‌باشد. این تکنیک اجازه می‌دهد تا بجای آنکه یک به یک اندازه‌گیری‌هایی را با فرکانس‌های مجزا انجام دهیم، بتوانیم یکدفعه داده‌هایی برای تمامی فرکانس‌ها بدست آوریم تا فیلتر کردن باند باریک صورت پذیرد. این کار، به نوعی برخی از مزیت‌های  $FEM$  و  $TEM$  را ادغام می‌نماید؛ همانند  $TEM$ ، کار را در یک مرحله انجام می‌دهد و یک فیلترکردن مؤثر را، همانند  $FEM$  بوجود می‌آورد. این مزیت را هم دارد که اندازه‌گیری‌های  $H_z$  را در سایت گیرنده بعمل می‌آورد.

تکنیک سیگنال کدگذاری شده چشمه، بعداً بوسیله ادواردز (۱۹۷۶)، دانکن و همکاران (۱۹۸۰)، گومز- تروینو و ادواردز<sup>۲</sup> (۱۹۸۳)، هالیدی (۱۹۸۷) و ادواردز و هالیدی (۱۹۹۱)، تکامل پیدا کرد. این محققین، به استثنای هالیدی (۱۹۷۸)، تنها میدان  $H_z$  را مورد اندازه‌گیری قرار می‌دادند. دانکن و همکاران (۱۹۸۰) این تکنیک را بصورت مؤثری تشریح نموده و دو پیشینه اجرایی را ارائه می‌نمایند، یکی در حوضه رسوبی اونتاریوی جنوبی، کانادا، با سونداژ تا عمق حدود ۵۰۰m و دیگری برای انجام مطالعات عمیق پوسته‌ای در تیمینز اونتاریو<sup>۳</sup> در یک سایت واقع در محدوده سپر پرکامبرین. گومز- تروینو و ادواردز (۱۹۸۳) یک پیشینه اجرایی در حوضه رسوبی اونتاریوی جنوبی، کانادا، را تشریح می‌نمایند، که در آن اندازه‌گیری‌های سیگنال کدگذاری شده چشمه و اندازه‌گیری‌های  $DC$  اشلومبرگر، مشترکاً وارونه‌سازی شده بودند. تا هشت لایه مجزا و تا عمق حدود ۱ km بوسیله داده‌ها برازش شدند. ادواردز و هالیدی (۱۹۹۱) یک نسخه به روز شده از تئوری و تجهیزات مورد استفاده و همچنین دو مثال صحرایی، یکی در حوضه رسوبی اونتاریوی جنوبی و دیگری در نزدیکی اورنج‌ویل، اونتاریو<sup>۴</sup>، را ارائه نمودند که در آن از آرایه محوری استفاده شده بود و  $E_x$  (در خط) و  $H_y$  مورد اندازه‌گیری قرار گرفته بودند.

## ۳.۳.۲. تعبیر و تفسیر

چنانکه در فصل‌های ۳ و ۴ بحث شد، وارونه‌سازی I-D با روش‌های DC و MT آسان است؛ شبیه‌سازی 2-D در عین حال که ساده است کاری پرزحمت می‌باشد. با استفاده از EM، وارونه‌سازی I-D تا اندازه‌ای دشوار بوده و شبیه‌سازی 2-D دشوار و / یا بسیار پرزحمت می‌باشد. در زیر، تنها تعبیر و تفسیر I-D در نظر گرفته خواهد شد.

هر کدام از انواع تعبیر و تفسیر در یک و یا چند مورد از طبقه‌بندی‌های زیر جای می‌گیرد:

۱. یافتن مدلی که منحنی پاسخ تئوریک را با داده‌های مشاهده شده تطبیق نماید، که می‌تواند از این طرق حصول شود (۱) تطبیق دادن منحنی‌ها بصورت دستی (۲) تطبیق دادن منحنی‌ها به روش آزمایش و خطای متقابل بوسیله کامپیوتر (۳) برازش اتوماتیک منحنی‌ها با استفاده از کامپیوتر؛

۲. وارونه‌سازی مستقیم؛

۳. تعبیر و تفسیر کیفی با استفاده از روش‌های مختلف نمایش داده‌ها، برای مثال مقاطع کاذب، همانند مواردی که در فصل‌های ۳ و ۴ بحث شد.

## (a) تعبیر و تفسیر I-D به واسطه تطبیق دادن دستی منحنی‌ها

با ارزیابی معادله (۲۴، ۵) که برای یک زمین I-D چندلایه می‌باشد، می‌توان بی‌برد، در صورتی که در منحنی‌های  $\frac{Z}{Z_0}$  ترسیم شده بر روی مقیاس لگاریتمی افقی، تغییراتی در مقاومت ویژه لایه فوقانی  $\rho_1$ ، دوره تناوب T و یا R بوجود آید، یک جابجایی افقی در منحنی  $\frac{Z}{Z_0}$  روی خواهد داد، مشروط بر آنکه مقاومت ویژه‌هایی که نسبت به  $\rho_1$  و ضخامت‌هایی که نسبت به R نرمالیزه شده‌اند، ثابت بوده باشند (کوفوید و بای‌وینگ، ۱۹۷۶). بدین ترتیب تطبیق منحنی‌های تئوریک بدون بعد با منحنی‌هایی که بصورت عملی بدست آمده‌اند، در اختیار خواهد بود.

برای یک زمین دولایه‌ای، هر مجموعه‌ای از منحنی‌های تئوریک استاندارد شده، برای اندازه‌گیری‌های یک نوع آرایه می‌باشد (همچون دو حلقه هم‌صفحه افقی)، برای یک مؤلفه (همچون  $H_z$  یا  $E_x$ ) یا برای پارامترهای دیگر (همچون مقدار بیضی‌شدگی)، برای دامنه‌ها و فازهای مربوط به یک نسبت  $\frac{h_1}{R}$ ، که در آن  $h_1$  ضخامت لایه فوقانی بوده و هر منحنی برای یک نسبت  $\frac{\rho_2}{\rho_1}$  می‌باشد.

چنین مجموعه منحنی‌هایی در شکل‌های ۵.۸ تا ۵.۱۱ نشان داده شده‌اند. ظاهراً حتی برای تعبیر و تفسیر یک زمین دولایه‌ای، نیاز به یک کاتالوگ گسترده از منحنی‌های تئوریک می‌باشد در حالی که

MT تنها نیازمند دو مجموعه منحنی می‌باشد، یکی برای دامنه و دیگری برای فازها و DC تنها نیازمند یک مجموعه از منحنی‌ها می‌باشد. حال شرایط زمین دولایه‌ای، حلقه‌های هم‌صفحه افقی و  $|H_z|$  را مدنظر قرار می‌دهیم.

در مجموعه منحنی‌های تئوریک مربوط به یک  $\frac{h_1}{R}$  خاص، دامنه مربوط به نسبت کوپلینگ

متقابل،  $\left| \frac{Z}{Z_0} \right| = \left| \frac{H_z}{H_{z0}} \right|$ ، با یک مقیاس خطی بر روی محور عمودی ترسیم می‌شود. دوره تناوب

نرمالیزه،  $\frac{\rho_1 T}{R^2}$ ، بر روی محور افقی با مقیاس لگاریتمی، ترسیم می‌شود. هر منحنی برای یک مقدار جداگانه از  $\frac{\rho_2}{\rho_1}$  می‌باشد.

داده‌های برداشت شده، بصورت  $\left| \frac{Z}{Z_0} \right|$  در مقابل T، ترسیم می‌شود. مقیاس محور مختصات

عمودی برای مقادیر تئوریک و برداشت شده، یکسان می‌باشد. یک منحنی حاصل از داده‌های برداشت شده می‌تواند بواسطه جابجایی افقی، با منحنی تئوریک، تطبیق داده شود. مقدار R مشخص می‌باشد.

مقدار  $\frac{h_1}{R}$  برای مجموعه منحنی‌های تطبیق داده شده، مستقیماً  $h_1$  را بدست می‌دهد. هر مقدار T بر

روی منحنی برداشت شده، متناظر با یک مقدار  $\frac{\rho_1 T}{R^2}$  بر روی منحنی تئوریک می‌باشد؛ بدین ترتیب

$\rho_1$  مشخص می‌شود. نسبت  $\frac{\rho_2}{\rho_1}$  از روی منحنی، قرائت می‌شود. در صورتی که بتوان مجموعه منحنی

مناسب را از آلبوم انتخاب نمود، این کار بسیار ساده می‌باشد. به‌نظر انجام تغییر و تفسیر از

طریق I-D چندلایه‌ای، همانند آنچه که برای DC و MT صورت گرفت، نیاز به کاتالوگی از

سرمحنی‌های سه‌لایه‌ای می‌باشد. به دلایلی که در بالا مورد بحث قرار گرفت، یک کاتالوگ سه‌لایه‌ای

مؤثر، بسیار حجیم خواهد شد و جستجو در آن برای گزینش مجموعه منحنی‌های مناسب، دیگر جنبه

کاربردی نخواهد داشت. دلیل دیگری که تا حدود زیادی موجب غیرمؤثر بودن یک کاتالوگ گسترده

از سرمحنی‌ها می‌باشد، شباهت زیاد منحنی‌های دامنه تئوریک و فاز، برای انواع مدل‌های I-D به

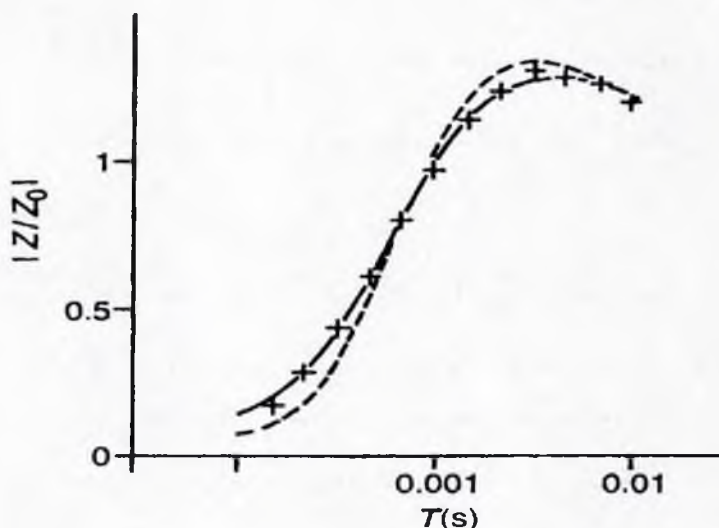
یکدیگر می‌باشد؛ آنها همانند منحنی‌های DC و MT بصورتی که قابل مشاهده باشد نشاندهنده

مشخصه‌های مدل نمی‌باشند. این مسأله باعث دشواری در گزینش مجموعه منحنی‌های مناسب

می‌گردد، که در زیر به آن پرداخته شده است.



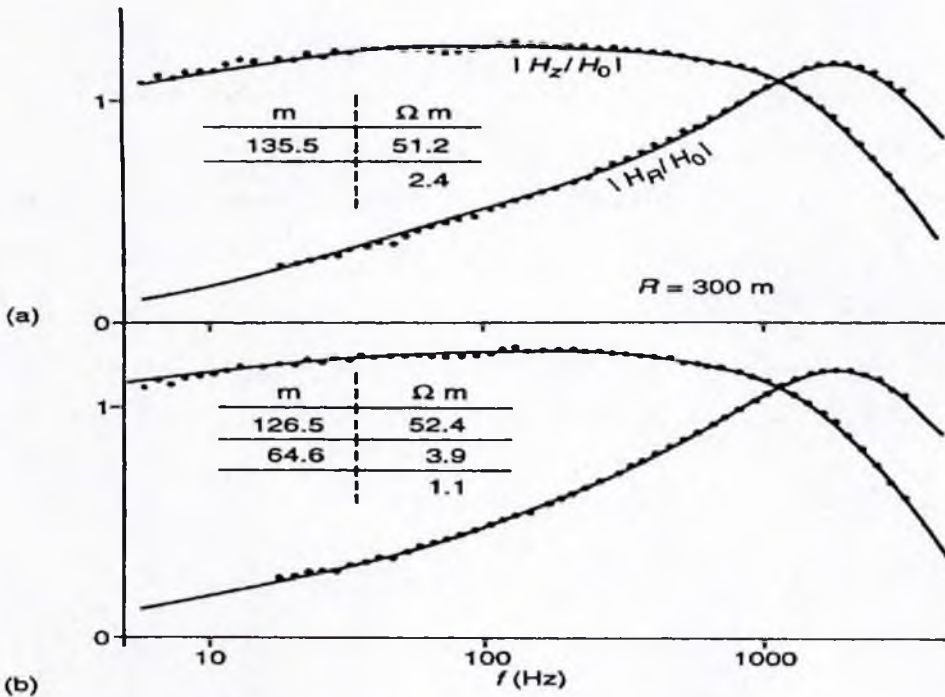
شکل ۱۲. ۵ نشاندهنده یک مثال صحرایی از یک سونداژ FEM با حلقه‌های هم‌صفحه افقی می‌باشد. داده‌های برداشت شده (با علامت ضربدر) بعنوان یک زمین سه‌لایه‌ای مورد تعبیر و تفسیر قرار گرفته است، ولی با این وجود از منحنی خط‌چین که معرف یک زمین یکپارچه می‌باشد فاصله زیادی پیدا نمی‌کند.



شکل ۱۲. ۵: سونداژ FEM با حلقه‌های هم‌صفحه افقی،  $R = 200\text{ m}$ ؛ داده‌های برداشت شده با ضربدر مشخص شده‌اند؛ منحنی سه‌لایه‌ای تنوریک با داده‌های برداشت شده برازش شده است (خط توپر)؛ پارامترهای مدل عبارتند از  $\rho_1 = 22/5 \Omega\text{m}$ ،  $h_1 = 30\text{ m}$ ،  $\rho_2 = 4/5 \Omega\text{m}$ ،  $\rho_3 = 11/5 \Omega\text{m}$ ،  $h_2 = 80\text{ m}$ ،  $h_3 = 11/5 \Omega\text{m}$ ،  $\rho_4 = 4/5 \Omega\text{m}$ ، خط‌چین، منحنی تنوریک برای یک نیم - فضای یکپارچه می‌باشد (همراه با تغییرات از کوفوید و پای‌ویگا، ۱۹۷۶).

شکل ۱۳. ۵ نشانگر یک مثال صحرایی دیگر از داده‌های برداشت شده (نقطه‌ها) می‌باشد، که آنها نیز با حلقه‌های هم‌صفحه افقی بدست آمده‌اند. داده‌ها ابتدا با یک مدل دولایه‌ای و سپس با یک مدل سه‌لایه‌ای برازش می‌شوند. تفاوت‌هایی که بین دو منحنی مدل وجود دارد به سختی قابل تشخیص می‌باشد. اینطور که پیداست، دست یافتن به هماهنگی در این حد، نمی‌تواند از راه جستجو در میان صفحات جلد‌های مختلف یک آلبوم حصول شود و باید توجه داشت که تا به این جای کار، فقط یک مدل سه‌لایه‌ای مدنظر بوده است. در محل سونداژ FEM، یک سونداژ DC با استفاده از یک آرایه اشلومبرگر، نیز انجام گرفت. تعبیر و تفسیر این سونداژ (ماندرای و بلوهم، ۱۹۸۷) براساس هفت لایه، صورت گرفت. مقاومت ویژه لایه‌ها از بالا تا قسمت تحتانی، برحسب  $\Omega\text{m}$  عبارتند از: ۱۲۶۰۷،

۲۰۰۰۰، ۲۹۵، ۳۹۵، ۷۳، ۱۱۹ و ۲. اعماق فصل مشترک لایه‌ها، برحسب متر، عبارتند از: ۱/۱، ۳/۱، ۸/۴، ۳۹، ۶۵ و ۲۱۵. طبق معمول، جزئیات حاصل از سونداژ FEM، بطور قابل ملاحظه‌ای کمتر از آنچیزی است که با استفاده از DC بدست خواهد آمد. همچنین، در تعیین مقاومت ویژه لایه‌های مقاوم در مقطع، مرتبه صحت سونداژ FEM در حد DC نمی‌باشد، که این مسأله موجب بروز اختلافهای فاحشی بین مقاومت ویژه لایه‌ها، با استفاده از روش‌های FEM و DC می‌گردد. این مشاهدات همچنین خیر از آن می‌دهند که به واسطه رؤیت منحنی‌های FEM نمی‌توان به ویژگی‌های قابل توجهی پی‌برد.



شکل ۱۳. ۵: سونداژ با چشمه حلقه‌ای افقی، با گیرنده‌های  $H_z$  و  $H_R$ ،  $R = 300$  m. (a) تعبیر و تفسیر دولایه‌ای و (b) تعبیر و تفسیر سه‌لایه‌ای از مجموعه‌ای از داده‌ها (از ماندرای و پلوم، ۱۹۸۷).

براساس دلایلی که در بالا مورد بحث قرار گرفت، کاتالوگ‌های مربوط به سرمحنی‌ها به منظور تعبیر و تفسیر متعارف، برای آن نوع تابع‌هایی که در کاتالوگ‌های DC و MT عرضه می‌شوند، برای تعبیر و تفسیر سونداژهای FEM وجود ندارد و شاید هیچوقت هم اقدام به تهیه آنها نشود، دلیل آن نیز ساده است زیرا تطبیق دادن منحنی‌ها فقط با استفاده از کامپیوتر، بصورت خودکار (اتوماتیک) یا

بصورت تأثیر متقابل، با این فرض که روش‌های وارونه‌سازی مستقیم که در حال حاضر مورد استفاده قرار می‌گیرند نیز کاملاً رضایت‌بخش نیستند، بسیار جذاب‌تر است.

کاتالوگ‌های دولایه‌ای دارای ارزش کاربردی بوده و مجموعه برگزیده‌ای از منحنی‌های سه‌لایه‌ای دارای ارزش آموزشی و برخی از آنها دارای ارزش کاربردی می‌باشند. جدول‌های دولایه‌ای مربوط به  $\frac{Z}{Z_0}$  برای سیستم‌های افقی حلقه-حلقه و حلقه-سیم، بوسیله فریچکنت (۱۹۶۷) ارائه شده‌اند. ورما<sup>۱</sup> (۱۹۸۰a) و (۱۹۸۲) جلدهایی از سرجدول<sup>۲</sup> و سرمنحنی‌های سه و چهار لایه‌ای را برای  $\frac{Z}{Z_0}$  منتشر نمود.

انواع مختلفی از سرمنحنی‌های FEM دو و سه‌لایه‌ای و منحنی‌های کمکی، بوسیله کافمن و کلر (۱۹۸۳) ارائه شده‌اند. منحنی‌های آنان مربوط به دو گونه متفاوت از تکنیک‌های سونداژ EM می‌باشد: سونداژ پارامتری، که تا به حال مورد بحث قرار گرفت و بواسطه آن مقادیری از  $Z$  را برای تعدادی از فرکانس‌ها و برای یک مقدار مشخص  $R$  مورد اندازه‌گیری قرار می‌دهند؛ و سونداژ هندسی، که بواسطه آن از یک فرکانس مشخص استفاده می‌شود، در حالی که فاصله  $R$  را گسترش می‌دهند. در سونداژ هندسی، می‌توان از دو یا تعداد بیشتری فرکانس استفاده کرد و مجموعه گسترده‌تری از داده‌ها را بدست آورد، که تلفیقی از دو تکنیک سونداژ می‌باشد. منحنی‌های ارائه شده بوسیله آنها برای نوع

پارامتری، بصورت  $\frac{\rho_a}{\rho_1}$  در مقابل  $\frac{h_1}{\rho_1}$  ترسیم شده است، که در آن  $\rho_a$  مقاومت ویژه ظاهری و  $\lambda_1$  طول

موج در لایه فوقانی می‌باشد، که پارامترهای آن  $\rho_1$  و  $h_1$  می‌باشند. مقاومت ویژه ظاهری به واسطه مقدار حدگیری شده از  $Z$  برای یک زمین یکپارچه در انتهای فرکانس بالای طیف بدست می‌آید.

منحنی‌های سونداژ هندسی بصورت  $\frac{\rho_a}{\rho_1}$  در مقابل  $\frac{R}{h_1}$  برای نسبت‌های مختلف  $\frac{\rho_2}{\rho_1}$  و  $\frac{\rho_3}{\rho_1}$  و برای یک فرکانس مشخص، ترسیم می‌شوند.

اسپایز و فریچکنت (۱۹۹۱)، تعداد زیادی منحنی‌های دولایه‌ای را برای انواع آرایه‌های چشمه-

گیرنده، که شامل حلقه‌های هم‌صفحه افقی و دای‌پل‌های الکتریکی استوایی می‌باشند، ارائه کرده‌اند

(شکل ۱۱، ۵ یکی از آنهاست). در این منحنی‌ها، دامنه‌ها و فازهای  $\frac{Z}{Z_0}$  در مقابل  $\frac{R}{\delta}$  و همچنین در

مقابل فرکانس، بر حسب هرترتز، ترسیم شده است.

**(b) تعبیر و تفسیر بکمک گاه پیوتر**

متداولترین تکنیک تعبیر و تفسیر در حال حاضر، برازش منحنی‌ها بوسیله کامپیوتر از راه آزمایش و خطا می‌باشد. این کار نیاز به یک الگوریتم سریع و دقیق، برای حل مشکل پیشروندگی دارد (برای محاسبه منحنی‌های پاسخ ثوریک). این تکنیک در یافتن تطبیق‌های تقریبی برای الگوهای دو و سه لایه‌ای، مؤثر بوده، ولی در رسیدن به یک تطبیق مناسب برای مدل‌های چهار لایه یا بیشتر، کند می‌باشد. از طرفی، این تکنیک بسیار نظری بوده و برای تعبیر و تفسیر نیاز به افراد بسیار ماهر دارد. یک روش پیشرفته‌تر برازش مدل، تکنیک کمترین مربعات رگرسیون غیرخطی بر مبنای تکرار می‌باشد، که پارامترهای لایه را به تعداد مناسب می‌رساند. این روش، که عموماً تحت عنوان تکنیک مارکوارت<sup>۱</sup>، شناخته شده است، در تعبیر و تفسیر داده‌های نشان داده شده در شکل ۵.۱۳ مورد استفاده قرار گرفته است (ماندرای و بلوهم، ۱۹۸۷). این روش پارامترهای یک مدل فرضی را محاسبه می‌نماید؛ مدل می‌تواند بواسطه داده‌های مستقل یا فرضیات، محدود شود، که از این طریق برخی از موارد غیرمنحصربه‌فرد حذف خواهند شد (هوهمان و رایچه، ۱۹۸۸). استفاده کننده، باید مقادیری را برای این موارد انتخاب کند: (۱) تعداد لایه‌ها، (۲) حدس‌های اولیه برای پارامترهای لایه  $(h_i \text{ و } \rho_i)$ ، (۳) ضریب‌های ارزش‌گذاری و (۴) هم‌ارزی (بخش ۳.۳.۵). اطلاعات زیادی در مورد کاربرد تعبیر و تفسیر بکمک کامپیوتر (وارونه‌سازی) در نوشته اسپایز و فریچکنت (۱۹۹۱) یافت می‌شود، از جمله، روش‌های باکوس-گیلبرت<sup>۲</sup> و مونت کارلو<sup>۳</sup> و تأثیرات ساختارهایی که I-D نمی‌باشند.

**(c) وارونه‌سازی مستقیم**

بی‌تردید، واقعی‌ترین روش، وارونه‌سازی مستقیم می‌باشد که در آن  $h_i$ ،  $\rho_i$  و تعداد لایه‌ها، مستقیماً از داده‌ها محاسبه می‌شوند. این مسأله بسیار پیچیده است، زیرا غیرخطی می‌باشد. این روش در حال حاضر کاربردی نمی‌باشد، زیرا گفته می‌شود که نتایج وارونه‌سازی مستقیم با الگوریتم‌های موجود، ناپایدار بوده و دارای نویز فراوان می‌باشد. این موضوعی است که نیاز به تحقیقات بیشتری دارد.

**۳.۳.۵. قابلیت تفکیک لایه‌ها**

همانند DC و MT، پاسخ‌های EM مربوط به یک لایه نازک با مقاومت ویژه پایین، تنها به

رسانایی همان لایه بستگی دارد. برای یک لایه نازک با مقاومت ویژه بالا، اساساً روش‌های EM، تنها در مقابل ضخامت و نه مقاومت ویژه، حساس می‌باشند.

پارامترهای معادل مربوط به یک لایه نازک برای استفاده از حلقه هم‌صفحه افقی، بر مبنای

برداشت‌های محدود که بوسیله کاوش‌گران مختلف انجام شده است، عبارتند از  $\frac{1}{\rho} (h)^2$  برای لایه با

مقاومت ویژه کم و  $h^2 \rho$  برای لایه با مقاومت ویژه بالا. پارامترهای فوق برای حالت DC، عبارتند از  $\frac{h}{\rho}$

و  $h\rho$ : برای حالت MT عبارتند از  $\frac{h}{\rho}$  و  $h$ .

چنین بنظر می‌رسد که استفاده از حلقه هم‌صفحه افقی، بهترین راه حل برای لایه میانی می‌باشد که در بین دو محیط با مقاومت ویژه بالاتر یا پایین‌تر قرار گرفته باشد که بترتیب به نام‌های سه‌لایه‌ای نوع H و نوع K خوانده می‌شوند (ورما، ۱۹۸۰b).

بخوبی دانسته شده است که استفاده از حلقه هم‌صفحه افقی در صورتی که مقاومت ویژه با ازدیاد عمق کاهش یابد، بهترین کارآیی را خواهد داشت؛ این شیوه‌ای متداول برای پی‌جویی آبخان‌ها می‌باشد، ولی برای مطالعه پی‌سنگ مناسب نیست (شکل‌های ۵.۸ و ۵.۹).

دای‌پل‌های الکتریکی استوایی می‌توانند در شناسایی لایه‌های نازک با مقاومت ویژه بالا، که ممکن است برای اندازه‌گیری‌های  $H_z$  نامرئی باشند، کارآیی مناسبی داشته باشند. از این‌رو، نلفیق اندازه‌گیری‌های  $E_x$  و  $H_z$  در یک آرایه استوایی می‌تواند شناسایی‌هایی با ابهام کمتر، از لایه‌های نازک با مقاومت ویژه بالا، همچون مخازن نفت و گاز در اختیار بگذارد. همچنین، آرایه دای‌پل الکتریکی استوایی، در مطالعات پی‌سنگ کارآیی خوبی دارد، ولی این مسأله شامل شناسایی لایه‌های با مقاومت ویژه پایین، همچون آبخان‌ها نمی‌شود (شکل ۵.۱۱).

#### ۵.۳.۴. عمق اکتشاف

این مسأله برای EM به اندازه DC و MT روشن و ساده نیست، زیرا در کار با EM، عمق اکتشاف علاوه بر فرکانس به جدایش R نیز بستگی دارد. برای حل این مشکل هیچ قاعده ساده و مؤثری و یا جایگزینی به منظور شبیه‌سازی وجود ندارد.

برای حلقه‌های هم‌صفحه افقی در حالتی که از فرکانس‌های متعارف استفاده می‌شود، حداکثر

عمق اکتشاف، تقریباً از  $\frac{R}{\rho}$  تا R تغییر می‌نماید، که در آن، R جدایش چشمه-گیرنده می‌باشد.

بهرحال، این عمق بواسطه نسبت سیگنال به نویز  $\left(\frac{S}{N}\right)$ ، به مقدار زیادی محدود می‌شود، که ناشی از سه عامل است که ربطی به نویز سیستم اندازه‌گیری ندارند:

۱. قدرت سیگنال، به سرعت یا افزایش R کاهش می‌یابد (معادله (۲۲. ۵)).
۲. میدان ثانوی EM القایی با افزایش زمان تناوب T، کاهش می‌یابد.
۳. همچنانکه T افزایش می‌یابد، دامنه‌های ریزارتعاشات ژئومغناطیسی (نویز تلریک) نیز افزایش پیدا می‌کنند (شکل ۴A. ۴).

نویز تلریک برای زمان تناوب‌های بزرگتر از حدود ۵s به قدری پر قدرت می‌شود که نیاز به استفاده از سیستم حذف نویز با مرجعیت از راه دور، تبدیل به یک ضرورت می‌شود. بنابراین در یک حوضه رسوبی معمولی، برای افزایش عمق اکتشاف به بیش از ۲km، باید از تجهیزات بزرگ و پر قدرت چشمه، مرجعیت از راه دور (بخش ۷(b). ۳. ۴) و سیستم‌های پیچیده اندازه‌گیری و پردازش سیگنال، استفاده نمود. بیشتر سیستم‌هایی که در بازار وجود دارند معمولاً قابلیت اکتشاف تا عمق حدود ۱km را دارا می‌باشند.

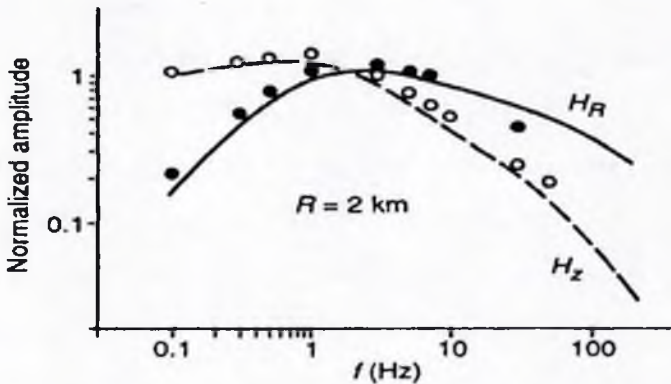
### ۵.۳.۵. تجربه صحرایی

بحث زیر، که در مورد تجربه صحرایی با استفاده از یک سیستم EM می‌باشد بوسیله آزمایشگاه لاورنس برکلی<sup>۱</sup> و دانشگاه کالیفرنیا در برکلی<sup>۲</sup> تهیه شده است. این سیستم مورد بحث، EM-60 می‌باشد (موریسون و همکاران، ۱۹۷۸؛ موریسون و گلدستاین، ۱۹۹۱). نحوه تکامل این سیستم و نتایج صحرایی بدست آمده بوسیله آن، اتصافاً بخوبی انتشار یافته‌اند؛ این سیستم کم‌وبیش جدید محسوب می‌شود (پس از ۱۹۷۸)؛ این سیستم سونداژ FEM عمیق بصورتی طراحی شده بود که با فرکانس پایین و با داشتن حلقه افقی با ممان بزرگ مورد استفاده قرار گیرد. از این رو، شرایط این سیستم برای بحث تجربه صحرایی EM مناسب می‌باشد. ابعاد حلقه‌های مربعی چشمه، تا ۳km برای هر ضلع و جدایش‌های چشمه - گیرنده تا حد ۳۰km، مورد استفاده قرار گرفته است. حداکثر جریان ۴۰۰A پیک - تا - پیک (اوج - تا - اوج) در ۲۵۰V با یک ممان فرستنده تا  $10^8 \text{ Am}^2$ ، می‌تواند به حلقه چشمه تزریق شود. شکل موج، مربعی می‌باشد. محدوده فرکانسی از  $10^{-2}$  تا  $10^2$  هرتز می‌باشد، ولی در پایین‌تر از ۰/۰۵ Hz (بیشتر از  $T = 20s$ )، بدلیل نویز تلریک، داده‌ها دیگر قابل اعتماد نمی‌باشند. یک مگنتومتر سه مؤلفه‌ای SQUID جهت اندازه‌گیری مؤلفه‌های  $H_z$ ،  $H_R$  و  $H_\theta$  مورد استفاده قرار می‌گیرد؛

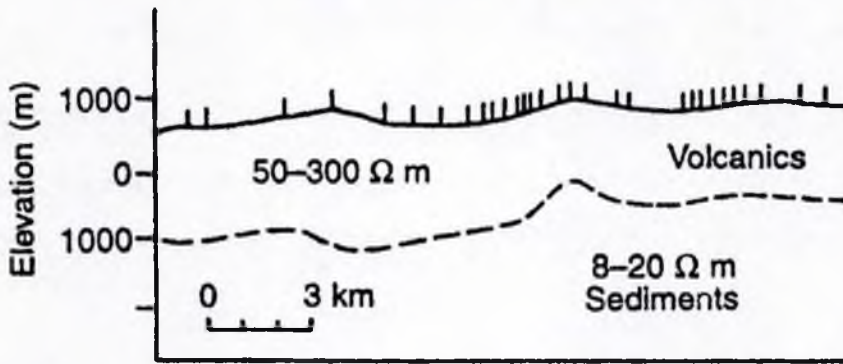
$E_H$  نیز ممکن است مورد اندازه‌گیری قرار گیرد. یک سیستم مرجعیت از راه دور، جهت حذف نویز تلریک، مورد استفاده قرار می‌گیرد؛ که در مسافتی حدود ۱۰ تا ۱۵ km دورتر از حلقه فرستنده کار گذاشته می‌شود. سیگنال مرجعیت از راه دور در نهایت به‌سادگی از سیگنال دریافت شده در گیرنده، تفریق می‌گردد.

یک کاوش با استفاده از EM-60 در منطقه ژئوترمالی سودالیکس<sup>۱</sup>، نوادا انجام شده است (استارک و همکاران<sup>۲</sup>، ۱۹۸۰). در این کاوش، کلاً ۱۳ ایستگاه مورد استفاده قرار گرفتند. نتایج مربوط به یک سونداژ، در شکل ۵.۱۴ نشان داده شده است. تعبیر و تفسیر با استفاده از وارونه‌سازی خودکار کمترین مربعات مارکووات، صورت گرفت. حداکثر عمق اکتشافی ممکن، در حدود ۱-۱/۵ km بوده است؛ مؤلفان، انتظار عمق نفوذ بیشتری را داشتند و از این امر ناخرسند شدند. در شکل ۵.۱۴، پایین‌ترین فرکانس ۰/۱ Hz می‌باشد؛ قابلیت سیستم ۰/۰۰۱ Hz، است.

ویلت و همکاران (۱۹۸۳) تجربه خود را در استفاده از سیستم EM-60 برای اکتشافات ژئوترمال در نوادا تشریح می‌نمایند. تشریح سیستم، تعبیر و تفسیر داده‌ها و مطالعات صحرایی در پنتراکینیون<sup>۳</sup>، سودالیکس و مک‌کوی<sup>۴</sup>، مورد بحث قرار گرفته‌اند.



شکل ۵.۱۴: سونداژ FEM با EM-60 در سودالیکس، نوادا (خط A-A' با روندی در جهت شمال‌شرق برای فرستنده شماره ۱)، جدایش چشمه - گیرنده ۲ کیلومتر با استفاده از چشمه حلقه افقی، که نشاندهنده دامنه‌های نرمالیزه می‌باشد. تعبیر و تفسیر سه‌لایه‌ای با  $\rho$  بر حسب  $\Omega m$  وضخامت (h) بر حسب m:  $\rho_1 = 11$ ;  $\rho_2 = 2/5$ ;  $\rho_3 = 50 \pm 77$ .  $h_1 = 230$ ;  $h_2 = 850 \pm 50$  (از استارک و همکاران، ۱۹۸۰).



شکل ۱۵. ۵: مقطع عرضی حاصل از وارونه‌سازی ۱-D از سونداژهای FEM حلقه افقی در موقعیت‌هایی که با خطوط عمودی در سطح زمین مشخص شده‌اند، حوضه کلمبیا، واشینگتن. خط چین، نشان‌دهنده بستر ولکانیک‌ها می‌باشد (به اختصار از ویلت و همکاران، ۱۹۸۹).

یک کاوش مربوط به نفت در حوضه کلمبیا، واشینگتن، اجرا گردید (ویلت و همکاران، ۱۹۸۹). با رجوع به شکل ۱۵. ۵، هدف اولیه، به‌نقشه درآوردن پیکربندی بستر بازالت‌های ولکانیک می‌باشد که معمولاً از سطح تا اعماق حدود ۱۸۰۰m - ۱۳۰۰m گسترش دارند؛ مقاومت‌ویژه میانگین بازالت‌ها در حدود ۲۰۰ Ωm بوده و مقاومت‌ویژه مقطع رسوبی زیرین در حدود ۱۰ Ωm می‌باشد این همچنین راهی بود برای پی‌بردن به امکان به‌نقشه درآوردن جزئیات پیکربندی بستر ولکانیک‌ها. چنین ویژگی‌هایی می‌تواند مرتبط با ساختارهای رسوبی، چین‌ها و گسل‌ها باشد که می‌توانند هدف‌هایی برای حفاری نفت محسوب شوند. این مسأله برای روش‌های لرزه‌ای یک نقطه‌ضعف و برای سیستمی از نوع EM-60 یک مزیت می‌باشد، همچنانکه در شکل‌های ۸ و ۹. ۵ نشان داده شده است، یعنی برای لایه سطحی با مقاومت‌ویژه بالا و زیرلایه با مقاومت‌ویژه پایین. میدین مغناطیسی  $H_z$ ،  $H_R$  و  $H_\theta$  با مگنتومترهای SQUID مورد اندازه‌گیری قرار گرفتند. جدایش R بین ۱ تا ۵/۵km بوده است. حلقه‌های مربعی چشمه به اضلاع ۵۰۰m، با محدوده فرکانسی ۱۰۰ Hz - ۰/۱ و سیستم حذف نویز با مرجعیت از راه دور، مورد استفاده قرار گرفتند. طی ۱۵ روز کار صحرايي، برداشت در ۳۸ ایستگاه انجام گرفت. یک مقایسه بین چاه‌نگاشت القایی در یک چاه با سه سونداژ FEM در مجاورت آن، نشان‌دهنده یک انطباق مناسب تا اعماقی در حدود ۲km می‌باشد، یعنی حدود ۵۰۰m پایین‌تر از ولکانیک‌ها (شکل ۱۵. ۵). به‌رحال، اشاره‌ای نشده است که داده‌های چاه‌نگاشت تا چه عمقی مستلزم استفاده از وارونه‌سازی مارکوارت بوده‌اند. بیشتر تعبیر و تفسیر، شامل وارونگی‌های ۱-D سه‌لایه‌ای



بوده است. چنانکه در شکل ۵.۱۵ نشان داده شده است، یک مقطع عرضی 2-D را از به هم متصل کردن وارونه‌سازی‌های 1-D بوجود می‌آوریم. اعتبار چنین عملکردی بوسیلهٔ مقادیر  $\frac{|H_\phi|}{|H_R|}$  کنترل می‌شود، که بعنوان معرف‌های 3-D مورد استفاده قرار می‌گیرند ( $H_\phi = 0$  برای یک زمین 1-D). همچنین، مقطع عرضی نهایی 2-D، با داده‌های بدست آمده از شبیه‌سازی مقیاس فیزیکی مدل 2-D مقایسه گردید.

#### ۵.۴. سونداژ الکترومغناطیسی حوزهٔ زمانی (TEM یا سونداژ گذار)

##### ۵.۴.۱. مقدمه

مطالبی که بعنوان مقدمه در بخش ۱.۵ آورده شده است شامل روش‌های حوزهٔ زمانی نیز می‌گردد. در اینجا تنها نیاز به تأکید چند نکته می‌باشد. از نظر تئوری، روش‌های حوزهٔ زمانی و حوزهٔ فرکانسی (بترتیب TEM و FEM)، معادل یکدیگر می‌باشند؛ داده‌های حوزهٔ زمانی می‌توانند به داده‌های حوزهٔ فرکانسی تبدیل شوند، ولی در عمل با لحاظ کردن شکل و اندازهٔ داده‌های ثبت شده و مشکلات نویز، این عمل مفید نخواهد بود. تفاوت اساسی بین TEM و FEM این است که اندازه‌گیری‌های TEM می‌توانند در نبود سیگنال چشمه هم انجام گیرند، یعنی زمانی که انرژی قطع است و هیچ میدان اولیه‌ای وجود ندارد. این معمولاً موجب می‌گردد تا تجهیزات TEM ساده‌تر از FEM باشند و در عین حال، سیگنال‌های ثانویه را نیز بطور صحیح ثبت نمایند.

تا آنجایی که سونداژ عمیق EM مدنظر باشد، در حال حاضر TEM متداول‌تر از FEM است؛ این روش، تفکیک لایهٔ بهتری را در اختیار قرار داده و نسبت به FEM برای کارهای عمیق، مقرون‌به‌صرفه‌تر می‌باشد.

کاوشگران اولیه، برای اکتشافات نفتی در ایالات متحدهٔ آمریکا، انواع تکنیک‌های EM حوزهٔ زمانی را بکار گرفتند، از جمله روش‌های الترن (الکترومغناطیس گذار) و الفلکس (انعکاس الکترومغناطیسی)، که شرکت‌های نفتی طی سالیان دهه‌های ۱۹۳۰ تا ۱۹۶۰ به استفاده از آنها علاقه‌مند بوده‌اند.

روش الترن از آرایهٔ دای-پل - دای-پل استفاده می‌نماید (دای-پل‌های هم‌راستا برای چشمهٔ با سیم متصل به زمین و گیرنده). سیگنال چشمه، یک موج الکتریکی ذخیره شده بوسیلهٔ خازن می‌باشد.

سیگنال گیرنده بطور همزمان با سیگنال چشمه، مورد اندازه‌گیری قرار می‌گیرد. این تکنیک بصورت گسترده‌ای در دهه ۱۹۵۰ کنار گذاشته شده بود، زیرا در آن زمان نمی‌دانستند که چگونه باید، برای یک زمین چندلایه، داده‌ها را مورد تعبیر و تفسیر کمی قرار دهند. برخی کاوش‌گران، در میان هزاران موج‌نگاشت صحرائی به دنبال انعکاس‌هایی می‌گشتند، ولی هیچ مورد قابل اعتمادی نیافتند. بهر حال، داده‌ها بازهم تا اندازه‌ای مفید واقع می‌شدند، زیرا نشان‌دهنده تغییرات جانبی در برآیند خصوصیات الکتریکی بودند، ولی این نتایج می‌توانست بطرز مؤثرتری با استفاده از روش‌های DC حصول شود.

طرفداران روش الفلکس ادعا می‌کردند که اندازه‌گیری‌های آنان معرف انعکاس‌های EM از سازندهای حاوی نفت یا گاز می‌باشد و واژه «شناسایی مستقیم» را به آن منصوب کردند (فصل ۶). پس از آن، پیشرفت‌های تئوری روشن نمود، که بسیار بعید می‌نماید بتوان چنین انعکاس‌هایی را که از اعماق در حدود ۲۰۰۰m می‌آیند (همچنانکه معمولاً ادعا می‌گردید) را در حوضه‌های رسوبی معمولی، تفکیک نمود. این موجب دلسردی شرکت‌های نفتی آمریکایی در استفاده از روش‌های EM حوزه زمانی گردید.

صنعت نفت بخصوص در دهه‌های ۱۹۴۰ و ۱۹۵۰ به TEM علاقه‌مند شد و رقابت‌هایی در این زمینه صورت می‌گرفت ولی قبل از ورود به دهه ۱۹۶۰ آنرا بدلیل نتایج مطالعات تئوریک، بصورت گسترده‌ای کنار گذاشتند. نحوه روی آوردن و کنار گذاشته شدن استفاده از این تکنیک، هر دو بحث برانگیز است، زیرا تصمیم‌گیرها در این موارد، تا حدود زیادی براساس توصیه‌های پرسنل عملیاتی لرزه‌نگاری و گرانج‌سنجی صورت می‌گرفت. از سوی دیگر علاقه‌مندی و قابلیت‌های صنعت اکتشاف معدن، در مورد اندازه‌گیری‌های حوزه زمانی دائماً در حال افزایش است.

تجربیات نوین در ارتباط با TEM عمیق، در دهه ۱۹۳۰ و در اتحاد جماهیر شوروی پیشین، پایه‌گذاری گردید. کلر در مقدمه ترجمه‌ای از وانیان و همکاران<sup>۱</sup> (۱۹۶۷)، این پیشرفت‌ها را مورد بازنگری قرار می‌دهد. بیشتر ترجمه‌های صورت گرفته از متون روسی به انگلیسی بوسیلهٔ پروفیسور جی. وی. کلر از مدرسه معدن کلرادو<sup>۲</sup> صورت گرفته است، که یک کاوش‌گر فعال در تئوری سونداژ TEM و کاربردهای آن در اکتشافات ژئوترمال و نفت و مطالعات پوسته‌ای بوده است. نگارنده اصلی نوشته کافمن و کلر (۱۹۸۳) از اتحاد جماهیر شوروی پیشین بوده است.

علاقه‌مندی برخی شرکت‌های نفتی در به‌کارگیری سونداژ TEM عمیق در حوضه‌های رسوبی

1. Vanyan et al.

2. Professor G. V. Keller, of the Colorado School of Mines

برای استفاده تا اعماق چند کیلومتری، در حال افزایش است. بهر حال، استفاده از TEM به خوبی روش مگنتونلریک (MT) در این زمینه جا نیافتاده است؛ تا به حال نتایج زیادی از کاربرد این روش منتشر نشده است و احتیاج به پیشرفت‌های بیشتری در تئوری و تجهیزات می‌باشد.

### ۵.۴.۲. اصول سونداژ TEM

مطالبی که در مورد روش‌های EM بطور عام و TEM بطور خاص در بخش‌های ۱.۵، ۲.۵ و ۳.۵ مورد بحث قرار گرفته‌اند، در اینجا تکرار نخواهند شد.

یکی از دو مزیت قابل ملاحظه سونداژ TEM نسبت به روش‌های FEM و DC، اینست که عمق اکتشاف عمدتاً به مدت زمان اندازه‌گیری زمان،  $t$ ، بر روی مشخصات تجهیزات (برای مثال محدوده دینامیکی و قدرت تفکیک) و همچنین نویز محیط بستگی داشته، ولی به مقدار کمتری به جدایش چشمه - گیرنده بستگی دارد. این مسأله یک مزیت بسیار مهم برای تفکیک فضایی، تدارکات (لجستیک) و مقرون به صرفه بودن روش می‌باشد. برای مثال، با سونداژ لوپ مرکزی، که در آن، چشمه یک حلقه افقی بزرگ و گیرنده یک حلقه افقی کوچک در مرکز حلقه بزرگتر می‌باشد، برای یک زمین دولایه، زیرلایه ابتدا در حالتی که در آن عمق انتشار لایه فوقانی،

$$\delta_{TD} = \left( \frac{2t\rho_1}{\mu_0} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (5.30)$$

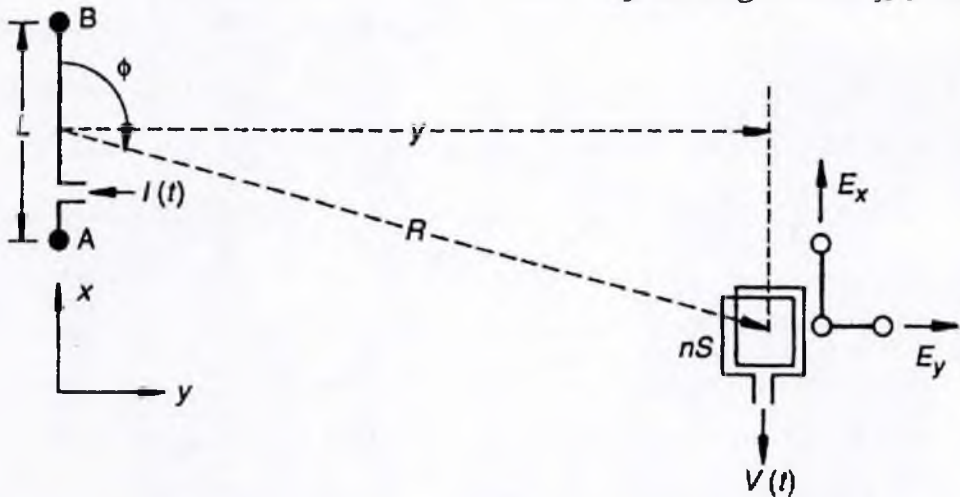
تقریباً معادل ضخامت لایه فوقانی باشد، تعیین می‌گردد (اسپایز و فریچکنت، ۱۹۹۱). جدایش در این مورد، (شعاع حلقه چشمه) حتی در معادله (۵.۳۰) دخالت داده نمی‌شود، گرچه بزرگتر بودن حلقه چشمه موجب بهتر شدن کیفیت سیگنال و عمیق‌تر شدن عمق اکتشاف می‌گردد.

شکل موج چشمه می‌تواند قطاری از تپ‌های مربعی<sup>۱</sup> دوقطبی (منفی و مثبت) که در بین آنها فواصل نیروی صفر وجود دارد، یا تپ‌های مربعی روشن و خاموش با الگویی مشابه و یا شکل موج‌های دیگر باشد. اندازه‌گیری‌ها زمانی در گیرنده صورت می‌گیرد که نیرو قطع باشد؛ از این رو، تضعیف شدن کوپلینگ القایی (میدان ثانویه) در نبود یک میدان اولیه بزرگ، ثبت می‌گردد. این می‌تواند دیگر مزیت این روش نسبت به روش FEM می‌باشد.

از سوی دیگر، کارکردن با اندازه‌گیری‌های TEM دشوار می‌باشد. سیگنال به سرعت تضعیف شده، تجهیزات گیرنده مستلزم یک محدوده دینامیکی گسترده بوده، اندازه‌گیری‌ها نمی‌توانند در مقابل

نویز محیط تحمل زیادی از خود نشان دهند، منحنی‌های سونداژ دارای ویژگی‌های شاخص که دلالت بر لایه‌بندی زمین داشته باشند نیست و این موجب دشواری تعبیر و تفسیر می‌گردد.

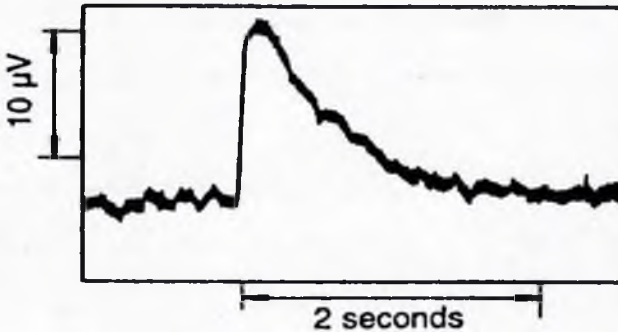
نمونه‌ای از آرایش صحرائی یک سیستم سونداژ عمیق دارای یک چشمه دای پیل با سیم متصل به زمین و یک گیرنده حلقه افقی، بعلاوه دای پیل‌های افقی جهت اندازه‌گیری میدان الکتریکی، در شکل ۱۶. ۵ نشان داده شده است. جریان دای پیل چشمه،  $I$ ، معمولاً از چندده تا چندصد آمپر می‌رسد. یک سیکل پالس مربعی نمونه، یک دقیقه مثبت، یک دقیقه خاموش و یک دقیقه منفی خواهد بود. طول دای پیل چشمه،  $AB$ ، معمولاً ۱ تا ۳ km می‌باشد. جدایش،  $R$ ، از چند کیلومتر تا چند ده کیلومتر می‌رسد. گیرنده عیارت است از حلقه‌ای مربعی با چند دور، که ضلع آن در حدود ۱۰۰m می‌باشد. مؤلفه‌های میدان الکتریکی  $E_x$  و  $E_y$  نیز مورد اندازه‌گیری قرار می‌گیرند. مگنتومترهای برداری، ممکن است بجای حلقه افقی، جهت اندازه‌گیری  $H_z$  مورد استفاده قرار گیرند، که معمولاً به  $\frac{\partial H_z}{\partial t}$  تبدیل می‌شود تا با  $V(t)$  درگیرنده حلقه افقی سازگار شود.



شکل ۱۶. ۵: نمونه‌ای از یک آرایش صحرائی سونداژ TEM عمیق، چشمه دای پیل با سیم متصل به زمین (AB) و گیرنده حلقه افقی. میدان افقی  $E_x$  و  $E_y$  نیز مورد اندازه‌گیری قرار می‌گیرند.

شکل ۱۷. ۵ نشاندهنده یک ثبت صحرائی از ولتاژ خروجی گیرنده حلقه افقی است، که ناشی از چشمه دای پیل با سیم متصل به زمین می‌باشد. دهها مورد از چنین ثبت‌هایی حاوی مقدار زیادی نویز اتفاقی (برای مثال نویز EM طبیعی و حاصل از فعالیت‌های بشری) بصورتی همزمان شده برانبارش می‌شوند. تا اثر نویز کاهش پیدا کند. اعوجاج ایجاد شده در سیستم ثبت، بوسیله یک فرآیند

دی‌کانوالوشن<sup>۱</sup> (واهم‌آمیختگی) برطرف می‌گردد. تأثیر سیگنال‌های نامربوط بعداً بوسیله فیلترهای مخصوصی تقلیل پیدا می‌نماید. داده نهایی  $V(t)$  ممکن است بصورت مدل یک زمین لایه‌بندی شده تبدیل شود. بهرحال، تلاش‌ها در حال حاضر در جهت تبدیل منحنی  $V(t)$  به منحنی مقاومت‌ویژه در مقابل  $t$  می‌باشد که در زیر مورد بحث قرار خواهد گرفت.



شکل ۵.۱۷: نمونه‌ای از یک ثبت صحرائی، حاصل از یک سیستم از نوع نشان داده شده در شکل ۵.۱۶. ۵ (بازنگاری شده از جکسون و کِلر<sup>۲</sup>، ۱۹۷۲؛ نویز، شماتیک می‌باشد).

### (a) مقاومت‌ویژه ظاهری

همانند موارد تشریح شده DC و MT، نرمالیزه کردن اندازه‌گیری‌ها به یک زمین یکپارچه، در این مورد نیز مفید خواهد بود. این کار از راه تبدیل اندازه‌گیری‌های  $(V, H_z, \frac{\partial H_z}{\partial t})$  (غیره) به یک تابع مقاومت‌ویژه ظاهری،  $\rho(t)$ ، صورت می‌گیرد، که بعنوان مقاومت‌ویژه ظاهری یک زمین یکپارچه، که بوجود آورنده کمیت‌های اندازه‌گیری شده خواهد بود، تعریف می‌شود. چندین مزیت در انجام این کار وجود دارد: (۱) ارائه کمیت‌های اندازه‌گیری شده بصورت مستقل از شرایط هندسی و دیگر پارامترهای غیرمرتبط با زیرسطح. (۲) کاهش محدوده دینامیک منحنی‌های سونداژ. (۳) قبل از تبدیل به  $\rho_a$ ، بررسی مشاهده‌ای شکل منحنی‌های سونداژ، سرخ زیادی از پروفیل مقاومت‌ویژه زیرسطح بدست نمی‌دهند: کمیت‌های اندازه‌گیری شده به سرعت با افزایش زمان، کاهش پیدا می‌کنند، بدون آنکه مقاومت‌ویژه در عمق افزایش یا کاهش یافته باشد، و رابطه مشخصی بین شکل منحنی آزمایشی و پروفیل مقاومت‌ویژه عمودی به چشم نمی‌خورد. منحنی‌های مقاومت‌ویژه ظاهری شباهت‌هایی را با پروفیل مقاومت‌ویژه نشان می‌دهند و موجب تسهیل کار تعبیر و تفسیر می‌گردند.

دای پل چشمه با سیم متصل به زمین و گیرنده حلقه افقی

فرض می‌کنیم که یک چشمه با جهت‌گیری  $x$  و یک گیرنده حلقه افقی بر روی سطح یک زمین یکپارچه قرار گرفته‌اند. ولتاژ خروجی در گیرنده عبارتست از (کافمن و کلو، ۱۹۸۳؛ وارد و هوهان، ۱۹۸۸)،

$$V = \frac{nSI L \rho}{2\pi} \frac{y}{R^2} \left[ \text{erf}(\theta R) - \frac{y}{\pi} \theta R \left( 1 + \frac{y}{R} \right) e^{-\theta^2 R^2} \right] \quad (5.31)$$

که در آن  $nS$  حاصلضرب دور سیم پیچ در مساحت گیرنده،  $I L$  ممان دای پل چشمه  $(A \times m)$ ،  $\rho$  مقاومت ویژه زمین یکپارچه،  $y$  مختصات مرکز گیرنده است که عمود بر دای پل چشمه دارای جهت یافتگی  $x$  می‌باشد،  $R$  جدایش چشمه-گیرنده می‌باشد  $(y = R \sin \phi)$ .

$$\theta^2 = \frac{\mu_0}{\epsilon \rho t}$$

و  $\text{erf}$  تابع خطا می‌باشد.

$$\text{erf}(\theta R) \equiv 1 - \frac{2}{\pi} \int_0^{\theta R} e^{-v^2} dv \quad (5.32)$$

$H_z$  می‌تواند به واسطه قانون فارادی جایگزین ولتاژ شود.

$$V = -\mu_0 nS \left( \frac{\partial H_z}{\partial t} \right)$$

اگر بخواهیم رابطه‌ای بین  $V$  و  $\rho$  را از طریق معادله (۵.۳۱) بدست آوریم، منحنی دلخواه  $\rho_a(t)$  بدست خواهد آمد. بهر حال، معادله (۵.۳۱) نمی‌تواند برای  $\rho$  حل شود و هیچ رابطه منحصره فردی بین  $V$  و  $\rho_a$  در این مورد وجود ندارد؛  $\rho_a$  تنها می‌تواند در شرایط مجانبی محاسبه شود، از جمله شرایط زمان پیش از موعد (ET)<sup>۱</sup> و زمان پس از موعد (LT)<sup>۲</sup>. واتیان و همکاران (۱۹۶۷) عبارتی را برای مقاومت ویژه ظاهری زمان پیش از موعد ( $\rho_{ET}$ ) ارائه می‌نمایند که در مدت کوتاهی پس از آنکه تابع پله‌ای خاموش می‌شود معتبر بوده و برای پیکربندی شرح داده شده در بالا، عبارتست از،

$$\rho_{ET} = \frac{y R^3}{3nSI L} V \quad (5.34)$$

این رفتار مجانبی معادله (۵.۳۱) برای مقادیر کوچک  $t$  می‌باشد. جکوبسن<sup>۳</sup> (۱۹۶۹)، عبارتی را برای مقاومت ویژه ظاهری زمان پس از موعد ( $\rho_{LT}$ ) ارائه می‌نماید که برای همان سیستم اندازه‌گیری شرح

داده شده در بالا و برای مدت‌های طولانی پس از آنکه تابع پله‌ای خاموش می‌شود معتبر می‌باشد،

$$\rho_{LT} = \left( \frac{nSI Ly}{V_l} \frac{\xi}{\sigma} \pi \times 10^{-17/5} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (5.35)$$

این عبارت مجانبی معادله (۵.۳۱) برای مقادیر بسیار بزرگ  $t$  می‌باشد. روابط  $\rho_{LT}$  و  $\rho_{ET}$  در نوشته‌های جکسون و کلسر (۱۹۷۲)، کافمن و کلسر (۱۹۸۳)، کلسر و همکاران (۱۹۸۴) و استراک (۱۹۹۲) بصورت‌های مختلفی عنوان شده‌اند. موضوع مقاومت‌ویژه ظاهری در TEM بوجودآورنده ابهامات زیادی بوده است (اسپایز و ایگرز، ۱۹۸۶). با پیدایش تکنیک وارونگی مستقیم، دیگر الزامی به تبدیل داده‌های صحرائی به مقاومت‌ویژه ظاهری نمی‌باشد. البته، متفاوت بودن عبارت‌های مورد استفاده در محاسبه مقاومت‌ویژه‌های ظاهری و دایورژانس بین منحنی‌های  $\rho_{LT}$  و  $\rho_{ET}$ ، تا زمانی که در هماهنگی با شیوه تعبیر و تفسیر و منحنی‌های سر مورد استفاده باشند، نباید موجب نگرانی کاربران شوند.

شکل ۱۸(a). ۵ نشانگر مقاومت‌ویژه‌های ظاهری زمان پیش از موعد و زمان پس از موعد برای یک زمین یکپارچه می‌باشد. پس از قطع ناگهانی جریان چشمه،  $\rho_{ET}$  برای حدود  $0.7s$ ، مساوی

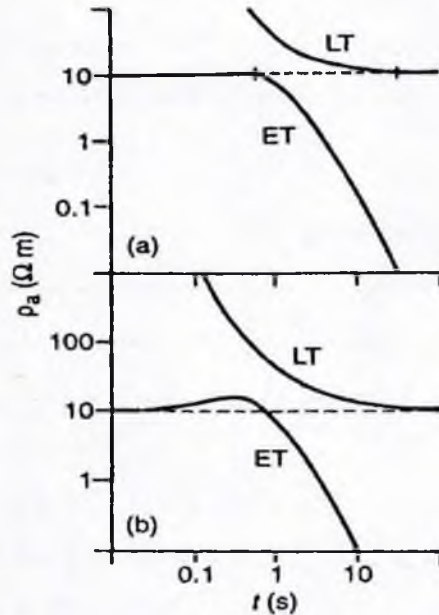
$$\text{مقاومت‌ویژه حقیقی، } 10 \Omega m, \text{ می‌باشد [برای } \frac{\tau}{R} \leq 2, \text{ که در آن } \tau = \left( \frac{8\pi \rho t}{\mu_0} \right) \text{ و پس از آن به}$$

سخت صفر تنزل پیدا می‌نماید. منحنی  $\rho_{LT}$  نیز عملاً برای  $\frac{\tau}{R} \geq 16$  (بالتر از حدود  $30s$ ) برابر مقاومت‌ویژه حقیقی خواهد شد. در یک زمین با لایه‌بندی  $I-D$ ، برای مقادیر بسیار کوچک  $t$ ،  $\rho_{ET}$  برابر مقاومت‌ویژه حقیقی لایه فوقانی،  $\rho_1$ ، خواهد بود. منحنی  $\rho_{LT}$  برای مقادیر خیلی بزرگ  $t$  برابر مقاومت‌ویژه حقیقی پی‌سنگ،  $\rho_n$ ، خواهد بود.

شکل ۱۸(b). ۵ نشانگر منحنی‌های  $\rho_{ET}$  و  $\rho_{LT}$  برای یک زمین سه‌لایه‌ای می‌باشد. وجود لایه دارای مقاومت‌ویژه بالاتر در وسط، به وضوح نشان داده می‌شود؛ این مورد، بر روی یک منحنی  $V(t)$  به این وضوح قابل تشخیص نمی‌بود.

#### سونداژ حلقه مرکزی

یک گیرنده حلقه افقی در مرکز یک چشمه حلقه افقی که دایره‌ای بزرگ است قرارداد می‌شود. ولتاژ خروجی گیرنده و مقاومت‌ویژه‌های ظاهری متناظر با آن در نوشته اسپایز و ایگرز (۱۹۸۶) ارائه شده‌اند. ولتاژ عبارت است از:



شکل ۵.۱۸: منحنی‌های تنوریک مقاومت ویژه ظاهری زمان پیش از موعد و زمان پس از موعد، بترتیب ET و LT، برای یک چشمه با سیم متصل به زمین و گیرنده حلقه افقی، جدایش  $R = 10 \text{ km}$ : (a) برای یک زمین یکپارچه  $10 \Omega \text{ m}$ : (b) برای یک زمین سه‌لایه‌ای با  $\rho_1 = \rho_2 = 10 \Omega \text{ m}$ ،  $\rho_3 = 1000 \Omega \text{ m}$ ،  $h_1 = h_2 = 700 \text{ m}$  (از استریک، ۱۹۹۲).

$$V = \frac{nSI\rho}{a^2} \left[ \text{erf}(\theta a) - \frac{1}{\pi} \theta a \left( r + \sqrt{\theta^2 a^2 + r^2} \right) e^{-\theta^2 a^2} \right] \quad (5.36)$$

که در آن  $a$  شعاع حلقه چشمه است؛ نمادهای دیگر همانند موارد ذکر شده در معادله (۵.۳۱) می‌باشند. مقاومت ویژه‌های ظاهری عبارتند از،

$$\rho_{ET} = \frac{a^2 V}{nSI} \quad (5.37)$$

$$\rho_{LT} = \frac{\left( \frac{1}{l} \right)^2 \left( \frac{1}{a} \right)^2 \left( nS \right)^2 \left( \mu_0 \right)^2}{\left( r_0 \right)^2 \left( \pi \right)^2 \left( l \right)^2 \left( \nu \right)^2} \quad (5.38)$$

بنخاطر بسیاری که معادله (۵.۳۶) برای حلقه مرکزی و معادله (۵.۳۱) برای یک دای پیل با سیم متصل به زمین با جهت گیری  $x$ ، در صورتی که حلقه گیرنده برای ممان هم‌ارز چشمه بر روی محور استوایی یک دای پیل با جهت گیری  $x$  ( $y = R$ ) قرار داده شود، با یکدیگر یکسان خواهند بود. این مسأله بطور



شهودی با تصور یک انتگرال‌گیری از تأثیر دای پل دارای سیم متصل به زمین در طول محیط دایره پیرامون مرکز گیرنده، قابل توضیح می‌باشد. این مسأله همچنین برای زمین چندلایه‌ای 1-D بدلیل وجود تقارن دایره‌ای، معتبر می‌باشد. در عملیات، حلقه بزرگ چشمه، معمولاً بصورت مربعی می‌باشد.

### (b) تئوری زمین چندلایه‌ای 1-D

تئوری TEM از نظر بنیادی همانند FEM می‌باشد، زیرا معادلات یک محدوده می‌توانند به دیگری تغییر شکل پیدا کنند. برخی از رساله‌های مبسوط در این باره، از وانیان و همکاران (۱۹۶۷)، کافمن و کالر (۱۹۸۳)، وارد و هوهمان (۱۹۸۸) می‌باشند. موارد پرداخته شده در این رساله‌ها الزاماً گزینشی بوده‌اند، زیرا انواع مختلفی از پیکربندی چشمه و گیرنده و همچنین انواع مختلفی از کمیت‌های اندازه‌گیری شده وجود دارند.

جهت پی‌بردن به اینکه برای یک مسأله زمین‌شناسی مطرح شده، استفاده از کدام پیکربندی و کدام کمیت‌های اندازه‌گیری و برای چه مدت زمانی مناسب می‌باشند، باید عبارت‌ها و منحنی‌های تئوریک مربوط به پاسخ مدل‌های زمین چندلایه‌ای را مورد تجزیه و تحلیل قرار داد.

فهرستی از فرمول‌های مربوط به تعدادی از انواع چشمه برای تابع پله‌ای حالت خاموش، برای تعدادی از انواع گیرنده (میدان الکتریکی، میدان مغناطیسی و مشتق آنها نسبت به زمان) و مقاومت‌ویژه‌های ظاهری مجانبی مربوط به یک زمین یکپارچه، در نوشته‌های اسپایز و فریچکنک (۱۹۹۱) ارائه شده است؛ آنها همچنین مجموعه‌ای از منحنی‌های تئوریک دولایه‌ای با دو نوع پاسخ ولتاژ و میدان مغناطیسی را ارائه می‌دهند؛ مدل زمین، همانند منحنی‌های تئوریک FEM که در ارتباط با شکل ۱۱.۵ مورد بحث قرار گرفتند، می‌باشد.

برخی عبارت‌های تئوریک، مربوط به زون‌های عملیاتی خاصی بر مبنای عمق تا پی‌سنگ، D، در مقایسه با جدایش چشمه-گیرنده، R، می‌باشند که براساس پیش‌فرض یک زمین دولایه‌ای تعریف شده و عبارتند از،

زون نزدیک :  $R \ll D$

زون دور دست :  $R \gg D$

زون حدواسط: حدفاصل بین زون‌های نزدیک و دور دست

ما همچنین زون‌های زیر را داریم که مربوط به حداکثر عمق اکتشافی d می‌باشند:

دورافتادگی کوتاه:  $R \ll D$

دورافتادگی بلند:  $R \gg D$

زون‌های عملیاتی دیگری نیز وجود دارند؛ هرکدام برای خود دارای قالب‌های زمان پیش از موعد، زمان پس از موعد و زمان حدواسط می‌باشند.

### ۵.۴.۳. تعبیر و تفسیر

بسیاری از موارد مورد بحث در ارتباط با تعبیر و تفسیر FEM (بخش ۵.۳) برای تعبیر و تفسیر ۱-D TEM نیز کاربرد دارند.

همانند گذشته، می‌توان از روش انطباق دستی منحنی‌ها استفاده نمود. کاتالوگ‌های مفصلی از سرمحنی‌های زمان پس از موعد TEM از دهه ۱۹۶۰ در اتحاد جماهیر شوروی سابق انتشار یافته‌اند. این منحنی‌ها در نوشته کافمن و کلر (۱۹۸۳) شرح داده شده‌اند، که منحنی‌های دو و سه‌لایه‌ای را نیز

ارائه نموده‌اند. در این منحنی‌ها محور عمودی  $\frac{\rho_a}{\rho_1}$  و محور افقی  $\frac{2i\rho_1}{\mu_0}$  می‌باشد، که مربع (ریاضی)

عمق پخش در لایه فوقانی است. تطبیق دادن منحنی در TEM به دو دلیل، امر ساده‌ای نیست. (۱) زمانی که بررسی مشاهده‌ای صورت می‌گیرد، امکان تشخیص ویژگی‌های شاخصی که بیانگر مقاومت ویژه پروفیل زیرسطح باشند ضعیف می‌باشد. (۲) چنان که در بالا گفته شد، مختصات‌های زمان و مقاومت ویژه ظاهری مربوط به منحنی‌های تئوریک، نسبت به  $\rho_1$  مقاومت ویژه لایه فوقانی، نرمالیزه می‌شوند؛ از این رو وقتی تطبیق دادن صورت می‌گیرد، موقعیت (نقطه تقاطع) نیز باید مقدار صحیح  $\rho_1$  را بدست دهد. این مسأله روشن می‌سازد که چرا تطبیق دادن از راه آزمایش و خطا با استفاده از کامپیوتر نیز امری دشوار می‌باشد. چنانکه در بخش ۵.۳.۲ بحث شد، تکنیک‌هایی که پارامترها را به اندازه مناسب می‌رسانند، مورد استفاده قرار می‌گیرند. اطلاعات زیادی در مورد تعبیر و تفسیر بکمک کامپیوتر (وارونه‌سازی) در نوشته‌های هوهمان و رایچه (۱۹۸۸) و اسپایز و فریچکنت (۱۹۹۱) یافت می‌شود.

کافمن و کلر (۱۹۸۳) یک فهرست‌گیری FORTRAN برای وارونه‌سازی داده‌های بدست آمده بوسیله چشمه دای پل دارای سیم متصل به زمین گیرنده حلقه افقی، برای آرایش‌های دورافتادگی طولانی (زون دوردست)، ارائه می‌نمایند. در این مورد از یک رگرسیون غیرخطی و جستجوی قیوناسی برای بدست آوردن مدل با استفاده از تعداد دلخواهی از لایه‌ها و پارامترهای دلخواه لایه، استفاده می‌گردد.

وارونه‌سازی داده‌های سونداژ مرکزی (درون حلقه) می‌تواند از طریق برنامه‌ای که در حال

حاضر مورد استفاده سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده آمریکا<sup>۱</sup> می‌باشد، انجام گیرد (اندرسن<sup>۲</sup>، ۱۹۸۲).

#### ۵.۴.۴. تفکیک لایه‌ها

منحنی‌های تئوریک دولایه‌ای ارائه شده بوسیله اسپایز و فریچکنت (۱۹۹۱)، برای FEM و TEM، معمولاً نشانگر این هستند که اختلاف‌های نسبی بین منحنی‌ها برای کنتراست‌های مقاومت‌ویژه متعدد برای TEM بزرگتر از FEM می‌باشند. این بدین معنی است که بطور کلی، TEM تفکیک لایه بهتری را نسبت به FEM در اختیار می‌گذارد.

با استفاده از TEM، یک سطح مشترک که در عمق بخصوص  $d$  قرار دارد می‌تواند به بهترین صورت ممکن با یک جدایش بخصوص از چشمه - گیرنده،  $R$ ، شناسایی گردد. برای حالت زمان پس از موعد با چشمه دای پل دارای سیم متصل به زمین و گیرنده حلقه افقی، حداکثر حساسیت، زمانی که  $d \ll R$  باشد، بدست می‌آید. همانطور که در گذشته نیز گفته شد، این قانون برای سونداژ حلقه مرکزی نیز کاربرد دارد؛ بهرحال، حلقه‌های با ابعاد بزرگتر، داده‌های با کیفیت بهتر را بدست می‌دهند (نسبت سیگنال به نویز بهتر و تأثیرپذیری کمتر از ناهمگنی‌های نزدیک به سطح) و حداکثر شعاع ممکن برای حلقه، تقریباً برابر با عمق می‌باشد،  $a \cong d$ .

تفکیک لایه‌ها و هم‌ارزی با روش‌های EM، که در بخش ۵.۳ برای FEM مورد بحث قرار گرفت، برای TEM نیز کاربرد دارند.

#### ۵.۴.۴. عمق اکتشافی

در بخش ۵.۴.۲ این مسأله که عمق اکتشافی  $d$  عمدتاً به تأثیر مدت زمان اندازه‌گیری،  $t$ ، بر روی مشخصات تجهیزات (برای مثال محدوده دینامیکی و قدرت تفکیک) و همچنین نویز محیط بستگی داشته، ولی به مقدار کمتری به فاصله دورافتادگی  $R$  و شعاع حلقه چشمه،  $a$ ، بستگی دارد، مورد بحث قرار گرفت. این عمق، به مقدار زیادی به پروفیل مقاومت‌ویژه زیرسطح نیز بستگی دارد. عوامل مستقل زیادی وجود دارند که تعیین کمی عمق اکتشافی را دشوار می‌نمایند. تا آنجایی که عوامل زیرسطح مورد نظر هستند، ساده‌ترین راه حل این مسأله عبارت است از، شناسایی پی سنگ با درنظر گرفتن یک مدل زمین دولایه‌ای و سپس درنظر گرفتن دیرترین زمان قابل اندازه‌گیری، با دراختیار داشتن مرتبه نویز و قدرت تفکیک سیستم اندازه‌گیری و با توجه به محدودیت‌های اقتصادی در میزان برآینارش. با لحاظ کردن این متغیرها، اسپایز (۱۹۸۹) پی‌برد که برای جدایش‌های کوتاه و

برای ولتاژ گیرنده در سونداژ مرکزی (گیرنده حلقه افقی کوچک در مرکز چشمه حلقه افقی بزرگ با  $a \ll d$ )، عمق مورد بررسی عبارت است از،

$$d \approx 0.5 \left( \frac{AI\rho_1}{N} \right)^{\frac{1}{5}} \quad (5.39)$$

که در آن  $A$  و  $I$  بترتیب مساحت حلقه چشمه ضربدر تعداد دورها و جریان می‌باشند و  $N$  حد آستانه‌ای نویز ولتاژ<sup>۱</sup> می‌باشد که بوسیله سیستم شناسایی می‌گردد، که پس از ۱۵ دقیقه برانبارش بطور

شاخص به حدود  $\frac{nV}{\mu}$  ۰/۵ کاهش پیدا می‌کند. براساس این رابطه، برای دو برابر نمودن عمق  $d$  ممان

چشمه  $IA$  باید تا ۳۲ برابر! افزایش پیدا کند. با فرض مدل دولایه‌ای و حد آستانه‌ای نویز ولتاژ که در بالا ذکر شد، برای یک چشمه حلقه مربعی به اضلاع  $200\text{ m}$  با جریان  $A = 20$  و در مقطع رسوبی دارای

مقاومت ویژه مؤثر  $10\ \Omega\text{m}$ ، حداکثر عمق اکتشاف می‌تواند (در عمل)  $950\text{ m}$ \* و دیرترین زمان نمونه  $58\text{ ms}$  باشد (اسپایز و فریچکنت، ۱۹۹۱). توجه داشته باشید که در معادله (۵.۳۹) هیچ شعاع حلقه  $a$

که معادل با فاصله دورافتادگی  $R$  برای چشمه دای پل با سیم متصل به زمین باشد، وجود ندارد. اگر

گیرنده بجای حلقه افقی یک مگنتومتر  $H_z$  باشد، که  $\frac{\partial H_z}{\partial I}$  را اندازه‌گیری می‌نماید، عبارت مربوط به

عمق مورد بررسی، بکلی متفاوت خواهد بود؛ دیگر به  $\rho_1$  بستگی نداشته و متناسب با یک سوم توان (ریاضی) ممان حلقه چشمه می‌باشد.

قواعدی فراگیر برای رابطه بین  $d$  از یک سو و  $t$  و  $R$  (یا  $a$ ) از سوی دیگر وجود ندارد؛ باید به

هر نوع بیکربندی چشمه - گیرنده، بصورت جداگانه پرداخته شود. از نظر تئوری، هیچ رابطه‌ای بین  $d$

و  $R$  (یا  $a$ ) وجود ندارد. تنها قاعده کلی، مربوط به سونداژ مرکزی با گیرنده حلقه افقی و همچنین

چشمه دای پل با سیم متصل به زمین گیرنده حلقه افقی، برای  $R$  یا  $a$  کوچکتر از  $d$  می‌باشد، که

پی‌سنگ در عمق  $d$  زمانی قابل تشخیص خواهد بود که،

1. threshold voltage noise level

$$* \cdot d \approx 0.5 \left( \frac{40 \times 10^3 \text{ m}^2 \times 20 \text{ A} \times 10 \Omega\text{m}}{0.5 \times 10^{-4} \frac{\text{V}}{\mu}} \right)^{\frac{1}{5}} \Rightarrow d \approx 870 \text{ m}$$

رابطه (۵.۳۹) یک رابطه تجربی و غیردیمانسیون می‌باشد.

$$\delta_{TD} = \left( \frac{\gamma \rho_1 t}{\mu_0} \right)^{\frac{1}{2}} \cong d$$

این موقعی است که انتشار TD تقریباً برابر با عمق پی سنگ  $d$  باشد. عمق انتشار در حوزه زمانی،  $\delta_{TD}$ .

معادل عمق پوستی،  $\delta_{FD}$ ، در محدوده فرکانس می‌باشد؛ متناسب با  $(\rho T)^{\frac{1}{2}}$  بوده که  $T$  پریود

می‌باشد و  $\delta_{TD}$  متناسب با  $(\rho t)^{\frac{1}{2}}$  می‌باشد.

رابطه پیچیده‌ای بین  $R$  (یا  $a$ ) از یک سو و  $d$  و قدرت تفکیک لایه‌ها از سوی دیگر، وجود دارد؛ که تا اندازه‌ای برای استفاده‌کنندگان غیر حرفه‌ای، اسرارآمیز می‌باشد. کلر و همکاران (۱۹۸۴) اشاره می‌کنند که برای یک حد آستانه‌ای نوبز مشخص، بیشترین عمق کاوش، حاصل از بزرگترین جدایش ( $R$ ) می‌باشد، و توضیح می‌دهند که چرا چنین است، با وجود اینکه  $\delta_{TD}$  مستقل از  $R$  می‌باشد. به همین دلیل، برخی کاوشگران، چشمه‌هایی با قدرت خیلی زیاد را ترجیح می‌دهند که برای دورافتادگی‌های خیلی طولانی مناسب هستند؛ این فقط حالت دورافتادگی خیلی طولانی (LOTEM) نیست که بصورت  $R \geq d$  تعریف می‌شود، بلکه شامل عملیات دوردست  $D \gg R$  که در آن عمق پی سنگ است، نیز می‌باشد.

#### ۵.۴.۶. عملیات صحرائی

در متن زیر، دو سیستم تکامل یافته برای کارهای عمیق و برخی نتایج صحرائی حاصل از آنها، بطور مختصر شرح داده خواهند شد. این سیستم‌ها عبارتند از سیستم مدرسه معادن کلرادو و سیستم TDEM آلمانی.

#### (a) سیستم مدرسه معادن کلرادو<sup>۱</sup> (CSM)

این به اصطلاح سیستم مگاسورس<sup>۲</sup> CSM TDEM می‌باشد، که برای بدست آوردن فواصل دورافتادگی ( $R$ ) چند ده کیلومتری طراحی شده و می‌توان با بکارگیری آن به اعماق کاوش چند کیلومتری دست یافت. جزئیات این سیستم، همراه با برخی از نتایج صحرائی آن، بوسیله کلر و همکاران (۱۹۸۴) و کلر (۱۹۹۱)، تشریح شده است.

عناصر اصلی سیستم، اساساً همان مواردی است که در شکل ۵.۱۶ دیده می‌شود. معمولاً ولتاژ حاصل از گیرنده حلقه افقی مورد اندازه‌گیری قرار می‌گیرد، ولی در برخی موارد،  $H_z$  با مگنتومترهای

برداری مورد اندازه‌گیری قرار گرفته (برای مثال، SQUID) و تبدیل به  $\frac{\partial H_z}{\partial t}$  می‌شود تا سیگنالی تقریباً شبیه ولتاژ حلقه را بوجود آورد؛ هر دو مورد بصورت دیجیتالی ثبت می‌شوند. ساعت‌های همسان دقیقی، زمان شکل موج را در چشمه و زمان دیجیتالی شدن را در گیرنده کنترل می‌نمایند. دهها انتقال متوالی، ثبت شده و بعداً تعدادی از آنها بصورت همزمان شده برانبارش می‌شوند.

انتخاب چشمه دای پل با سیم متصل به زمین در اولویت قرار دارد، زیرا سیگنال انتشار یافته بوسیله آن نسبت به سیگنال انتشار یافته بوسیله چشمه حلقه افقی، متناسب با افزایش  $t$  و  $R$  با سرعت کمتری تضعیف می‌شود.

استفاده از سیگنال گیرنده بصورت  $\frac{\partial H_z}{\partial t}$  حاصل از هر کدام از  $V$  یا  $H_z$ ، بیشتر از آن جهت که میدان‌های افقی نسبت به نویز EM محیط، آسیب‌پذیرتر می‌باشند، ترجیح داده می‌شود. مؤلفه‌های میدان الکتریکی نیز مورد اندازه‌گیری قرار می‌گیرند، ولی اینها نیز نسبت به نویز EM محیط آسیب‌پذیرتر از میدان عمودی می‌باشند؛ علاوه بر این، ممکن است که آنها بر اثر تأثیرات پلاریزاسیون القایی، حالت پیچیده‌ای پیدا کنند. با این همه، ممکن است استفاده از میدان الکتریکی در تفکیک لایه‌های دارای مقاومت ویژه بالا، اجتناب‌ناپذیر باشد.

ممان دای پل چشمه،  $IL$ ، در مرتبه  $10^6$  Am می‌باشد. این مرتبه، به واسطه ظرفیت چشمه ۱MW در ۱۰۰۰ V و ۱۰۰۰ A و برای  $L$  از ۱ تا ۳ km حاصل می‌شود. چنین چشمه‌ای در حالتی که ۲۰۰۰A پیک - تا - پیک برای امواج مربعی باشد، اجازه جدایش‌های ( $R$ ) از چند کیلومتر تا بیش از ۳۰km را می‌دهد؛ بنابراین منطقه وسیعی شامل صدها ایستگاه گیرنده می‌تواند با یک استقرار دای پل چشمه، پوشش داده شود و چندین اکیپ اندازه‌گیری می‌توانند بطور همزمان کار کنند.

یک مورد پیشینه اجرایی ارائه شده در نوشته کلر و همکاران (۱۹۸۴)، کاوش شمالغرب اقیانوس آرام، در نزدیکی یاکیما، واشینگتن<sup>۱</sup>، ایالات متحده آمریکا، در جستجو برای مقاطع رسوبی حاوی نفت، پوشیده شده بوسیله یک مقطع ضخیم ولکانیکی می‌باشد. یک دای پل چشمه طولانی ۱۹۰۰m، ۲۶۷ موقعیت سونداژ (گیرنده) را پوشش داد. برپایی چنین دای پل با مقاومت ویژه پایین، بخش عمده‌ای از کار مطالعه را به خود اختصاص می‌دهد. مکان دای پل در طول یک کانال آبیاری انتخاب شد. ده حلقه گمانه ۵ اینچی، به عمق ۲۰ft که لوله‌های آلومینیومی ۴ اینچی در آنها کار گذاشته شده بود مورد استفاده قرار گرفت، که در حالات مختلف بوجود آورنده دو انتهای دای پل AB

می‌باشند. سیگنال چشمه یک موج مربعی با زمان تناوب  $s$  ۸۰ و دامنه پیک - تا - پیک  $A$  ۶۱۰ می‌باشد. گیرنده یک حلقه افقی با  $۱۰۲$  دور و دارای محیط  $۱۶۶m$  می‌باشد. به منظور برآینارش،  $۱۶$  تا  $۴۸$  ثبت در هر ایستگاه گیرنده صورت گرفت.

کلر و همکاران (۱۹۸۴) دو پروفیل از منحنی‌های سونداژ و نتایج وارونه‌سازی I-D را ارائه نمودند، که برگزیده از یک پوشش سطحی بواسطه  $۲۶۷$  ایستگاه می‌باشد. یکی از این پروفیل‌ها در نزدیکی محور استوایی دای پل چشمه قرار دارد ( $\phi \cong 90^\circ$ ). نزدیک به محور  $\gamma$  در شکل ۱۶. ۵) شکل ۱۹. ۵ نشان‌دهنده دو ایستگاه در انتهای نزدیک (دورافتادگی‌های در حدود  $۱۰ - ۸$  km) و دو ایستگاه در انتهای دور دست (دورافتادگی‌های در حدود  $۳۱ - ۳۰$  km) می‌باشد. هدف مؤلف از انتخاب این ایستگاه‌های انتهایی، بحث در مورد سرنوشت پیش فرض I-D در شرایطی است که مقدار  $R$  در چنین محدوده وسیعی تغییر می‌کند. یک مقدار حداکثر در بخش انتهایی منحنی‌های  $p$  زمان پیش از موعد در انتهای دور دست پروفیل، وجود دارد؛ این مقدار حداکثر، تا اندازه‌ای در انتهای نزدیک پروفیل، ناپدید می‌گردد؛ به‌رحال، نتایج وارونه‌سازی نشان‌دهنده تغییرات قابل توجهی نمی‌باشند. کلر و همکاران (۱۹۸۴) تأکید می‌کنند که تغییرات شکل منحنی‌ها در این مورد، بیانگر تغییر در ترتیب ژئوالکتریکی نیست؛ بلکه، ناشی از تغییر در جدایش چشمه تا گیرنده می‌باشد. پروفیل دیگر (در اینجا نشان داده نشده است) حاصل از ایستگاه‌هایی است بطول تقریباً  $۳۰km$  که تقریباً دارای فواصل مساوی از چشمه دای پل (در حدود  $۳۰km$ ) می‌باشند. شکل منحنی سونداژ در طول این پروفیل، نسبتاً ثابت باقی می‌ماند.

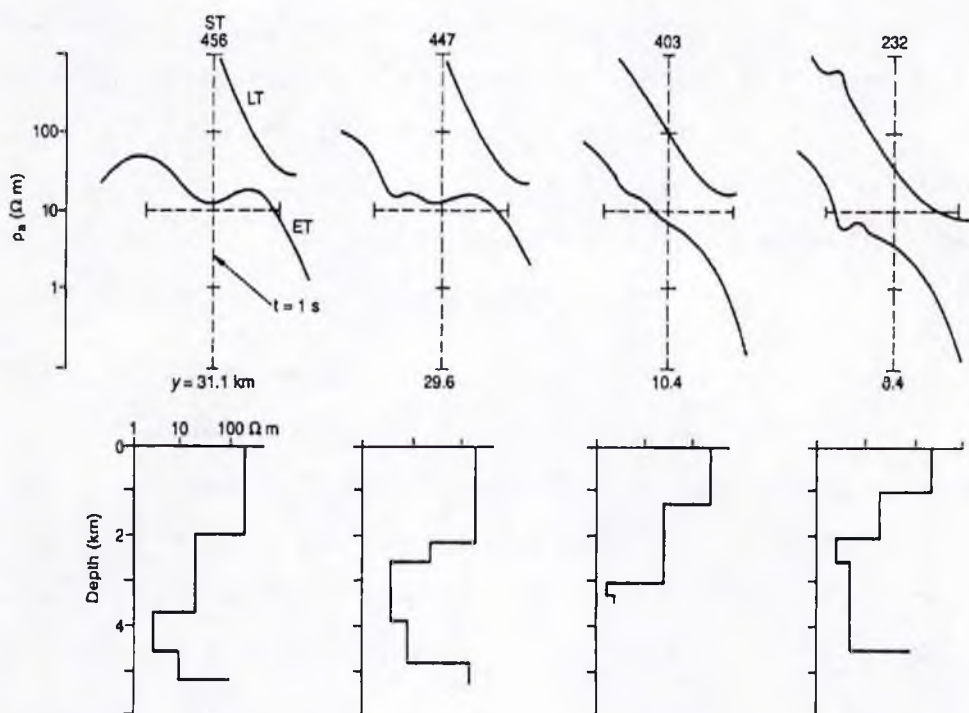
وارونه‌سازی در دو مرحله صورت پذیرفت. در مرحله اول، تنها ضخامت‌های لایه، برای تغییرات آزاد بودند. در مرحله دوم، خروجی مرحله اول بعنوان مدل اولیه در نظر گرفته شد و مقاومت ویژه‌های اولین و آخرین لایه، که برترتیب  $۲۰۰$  و  $۱۰۰ \Omega m$  می‌باشند، تثبیت شدند. کلر و همکاران (۱۹۸۴) در زمان نگارش، داده‌های چاه‌پیمایی در خور توجهی جهت ارزشیابی مؤثر نتایج در اختیار نداشتند.

پیشرفتهای اخیر در سیستم‌های CSM TDEM در نوشته کلر (۱۹۹۱) مورد بحث قرار گرفته‌اند.

### (b) سیستم عمیق TDEM آلمانی

عناصر اصلی این سیستم همانند موارد نشان داده شده در شکل ۱۶. ۵ می‌باشند. طول چشمه دای پل بین  $۱$  تا  $۲km$  می‌باشد. معمولاً جریان موج مربعی دوقطبی که از دهها تا چندصد آمپر می‌رسد،

مورد استفاده قرار می‌گیرد. فاصله دورافتادگی (R) از ۲ تا ۲۰ km می‌باشد. دارای سیستم چند کاناله جمع‌آوری داده می‌باشد که TEAMEX خوانده می‌شود. بسیاری از واحدهای گیرنده دیجیتال، با یک خط ارتباطی به یکدیگر متصل هستند.



شکل ۱۹. ۵: کاوش LOTEM در پاکیمان، واشینگتن. دورافتادگی ایستگاه‌های سونداژ (موقعیت گیرنده‌ها) ۲۳۲ و ۴۰۳، در حدود ۱۰ - ۸ km و برای ۴۴۷ و ۴۵۶ در حدود ۳۱ - ۳۰ km می‌باشند، تمامی اینها در نزدیکی محور استوایی چشمه دای پل دارای سیم متصل به زمین قرار دارند (از کتر و همکاران، ۱۹۸۴).

این سیستم بوسیله استراک (۱۹۹۱، ۱۹۹۲) تشریح شده است؛ کتاب ایشان (۱۹۹۲) حاوی جزئیات زیادی در مورد تجهیزات، تست سیستم‌ها، آماده‌سازی چشمه دای پل و موارد ایمنی می‌باشد. مثال‌های صحرایی و نتایج تعبیر و تفسیرهای زیادی، شامل تأثیرات 3-D ارائه شده‌اند. همانگونه که در بخش (b) ۵.۳.۲ بحث شد، تکنیک‌های وارونه‌سازی از نوع مارکوورت،



جهت رساندن پارامترها به حد مناسب، همراه با اطلاعات استنتاجی<sup>۱</sup> حاصل از چاه‌نگاشت‌ها، داده‌های لرزه‌ای و ديگر داده‌های زیرسطحي مورد استفاده قرار می‌گیرد. ابتدا، تمام ایستگاه‌های واقع بر روی یک پروفیل یا استفاده از همان مدل مقدماتی بطور جداگانه وارونه‌سازی می‌شوند، که معمولاً مدل سه یا چهار لایه می‌باشد. سپس وارونه‌سازی به این صورت که نتایج وارونه‌سازی مربوط به یک ایستگاه بعنوان مدل آغازین برای ایستگاه بعدی مورد استفاده قرار گیرد، تکرار می‌شود. مراحل بعدی وارونه‌سازی، وارونه‌سازی‌های محدوده نرم<sup>۲</sup> و محدوده سخت<sup>۳</sup> می‌باشند. در وارونه‌سازی محدوده نرم، مقدار ارزش<sup>۴</sup> مربوط به پارامتر لایه با استفاده از داده‌های زیرسطحي دیگری، تعیین می‌شوند. به پارامترهایی با مقدار ارزش زیاد، اجازه تغییرات اندک و به آنهایی که دارای مقدار ارزش کمتری هستند اجازه تغییرات گسترده‌تری داده می‌شود. در وارونه‌سازی محدوده سخت، پارامترها کاملاً مقید به یک محدوده ارائه شده هستند، که حاصل از داده‌های زیرسطحي دیگری، می‌باشند.

### (c) کاوش یاراکتن، پلاتفرم سيبری<sup>۵</sup>

این کاوش TEM دورافتادگی کوتاه که بر روی میدان نفتی یاراکتن در پلاتفرم سيبری، روسیه، انجام شده است، در بخش ۶.۲ مورد بحث قرار گرفته است. این مورد، بوسیله رابینوویچ، سورکوف و ماندلبانوم (۱۹۷۷)، کافمن و کلسر (۱۹۸۳) و اسپایز (۱۹۸۳)، گزارش شده است. این مورد همانند شناسایی مستقیم نفت می‌باشد، زیرا موقعیت جانی فصل مشترک نفت - آب را در یک تله چینه‌ای در عمق ۲۶۰۰ متری که دارای ضخامت ۴۲m می‌باشد، نشان می‌دهد.

### ۷.۴.۵. نکات پایانی

بخوبی دانسته شده است که اندازه‌گیری‌های MT، از نظر جانی بیش از حد لازم متأثر از ناهمگنی‌های دوردست بوده، که به هیچ عنوان هماهنگ با تعبیر و تفسیر I-D در محل ایستگاه گیرنده نمی‌باشند. این پیامد استفاده از چشمه امواج مسطح می‌باشد، در حالی که با سیستم‌های چشمه کنترل شده، چنین تأثیراتی نسبتاً کم می‌باشد، زیرا قدرت میدان چشمه به سرعت با ازدیاد فاصله، کاهش پیدا می‌کند. این گفته برای TEM دورافتادگی کوتاه، بخصوص برای سونداژ مرکزی کاملاً صحیح است، ولی نه برای دورافتادگی‌های طولانی چند ده کیلومتری. مشخصاً، از دیدگاه تفکیک فضایی، سیستم‌های دورافتادگی کوتاه مناسب می‌باشند. ولی آنها یک مشکل اقتصادی بوجود می‌آورند، زیرا هر سونداژ

1 a priori

3. hard - bound

5. Siberian platform, Yarakten

2. soft - bound

4. weight

نیازمند استقرار مجدد یک چشمه می‌باشد. چنین بنظر می‌رسد که برای بهتر پی بردن به سرنوشت تعبیر و تفسیر 1-D مربوط به محل گیرنده، زمانی که فاصله دورافتادگی به چند ده کیلومتر می‌رسد، نیاز به انجام مطالعات مدل، بصورتی گسترده می‌باشد. همچنین، بهبود کیفیت دای پل‌های چشمه کوچک، قدرتمند و حتی قابل حمل و نقل و گیرنده‌هایی با محدوده دینامیکی بیشتر و قدرت تفکیک بهتر سیگنال‌ها، موجب آن می‌شود که اندازه‌گیری‌های دورافتادگی کوتاه بتوانند برای هر دوی ایستگاه‌های کم عمق و عمیق، اقتصادی باشند.

دیگر موضوع مورد بحث، میزان بهینه‌سازی پارامترها در پیشینه‌های اجرایی منتشر شده مرتبط با اکتشاف نفت، می‌باشد. یک پروفیل از ایستگاه‌هایی که بصورت جداگانه و با استفاده از مدل مقدماتی (آغازگر<sup>۱</sup>) که معمولاً حدسی می‌باشد، وارونه‌سازی شده باشد، ممکن است یک مقطع عرضی بسیار غیرعادی را بدست دهد. زمانی که تمامی اطلاعات حاصل از دیگر انواع داده‌های زیرسطحی مورد استفاده قرار گیرد و بهینه‌سازی و تعیین حدود پارامترها صورت گرفته باشد، همراه با تأثیرات فیلترکردن فضایی مربوط به وارونه‌سازی پروفیل، مقطع عرضی بدست آمده، در حد یک مقطع لرزه‌ای، هموار بنظر خواهد رسید. تحت چنین شرایطی، برآورد اهمیت زمین‌شناختی یک نمودار حاصل از وارونه‌سازی TEM، که جهت مقایسه درست در بالای نمایی از یک چاه‌نگاشت به تصویر کشیده شده باشد، کاری دشوار خواهد بود. قبل از آنکه TEM بتواند بطور گسترده در عملیات اکتشاف نفت پذیرفته شود، نیاز به حصول پیشرفت‌هایی در وارونه‌سازی مستقیم و در اختیار بودن پیشینه‌های اجرایی به خوبی مستندسازی شده مربوط به کارهای عمیق، می‌باشد.



## فصل ششم

### امکان شناسایی مستقیم نفت

۱. ۶. مقدمه

این کتاب بدون این فصل که دارای عنوان مهم و هیجان‌انگیزی می‌باشد، کامل نمی‌بود، زیرا بسادگی مشخص است که اغلب کارهای ژئوفیزیکی که در حوضه‌های رسوبی صورت می‌گیرد مربوط به اکتشاف نفت و گاز می‌باشند.

در دهه‌های گذشته، از حدود سال ۱۹۳۳ تا دهه ۱۹۶۰، بسیاری از ژئوفیزیکدانان این اعتقاد را پرورش دادند که روزی بعضی از روشهای الکتریکی کمک خواهند کرد تا نفت بطور مستقیم شناسایی گردد؛ و این می‌تواند به کشف تله‌های چینه‌ای گسترده‌ای بیانجامد، که شاید در حدود ۷۵٪ از کل نفتی را که سرانجام در ایالات متحده کشف خواهد شد، را شامل گردد. از این گذشته، این ژئوفیزیکدانان همچنین اعتقاد داشتند که فقط روشهای الکتریکی می‌توانند این امر را به نتیجه برسانند، زیرا سازندهای حاوی نفت، اغلب مقاومت‌ویژه‌های بالا و خواص الکتروشیمیایی غیرعادی از خود نشان می‌دهند. از آن زمان تاکنون، بجای روشهای الکتریکی، روشهای لرزه‌ای پیشرفت زیادی را در مسیر به اصطلاح شناسایی مستقیم، طی کرده‌اند. در حال حاضر، نظر عمومی این است که روشهای الکتریکی در این مورد، ناامیدکننده از آب در آمده‌اند. بخشی از این تنزل، بعلت توقع بالا و غیرواقع‌بینانه، بخصوص در شروع کار بوده است، که عمدتاً ناشی از پیشرفتهای تئوریک عظیمی بود که دهه ۱۹۶۰ بوقوع پیوست. با وجود این، الکتروشیمی زیرسطحی، هنوز بخوبی شناخته نشده است.

شاید اصلاً، نباید از عباراتی مانند «شناسایی مستقیم» استفاده کرد؛ استفاده از این عبارت، خود بوجود آورنده توقع زیاده‌از‌حد، خواهد شد. می‌توان آنرا، «شناسایی نشانه‌های نفت، بدون توجه به ساختار زمین» یا به عبارت ساده‌تر، «پی‌جویی غیرساختاری نفت»، نامید.

یک بحث کامل و دقیق درباره موضوع مذکور، همانند آنچه که در دیگر قسمت‌های کتاب

برای روشهای دیگر صورت گرفته است، شامل اینکه مجریان این روشها در یک سو و دانشمندان در سوی دیگر، مشاهدات خود را چگونه تشریح نموده‌اند، بیش از حد حجیم می‌شد.

ارائه یک طبقه‌بندی مطلوب از روشهایی که تاکنون مورد استفاده واقع شده‌اند، تقریباً غیرممکن است، زیرا برخی از آنها فقط تحت نامهای تجارتي شناخته شده‌اند که بطور مؤثری بیانگر اصول بنیادی بکار رفته شده در این روشها نمی‌باشند. بهر حال، چند عنوان نه‌چندان قطعی، می‌توانند معرف روشهای بکار گرفته شده باشند:

- روش مقاومت‌ویژه مخازن حاوی نفت و گاز؛
- روش بازتاب الکترومغناطیسی (؟)؛
- روش قطبش القایی؛
- روش‌های گوناگون دیگر.

ژئوفیزیکدانان خود به این مسأله توجه دارند، که بخشی از تکنیکهای امروزی مورد استفاده در انواع کارهای اکتشافی، تجربی هستند؛ مرتبه تجربه‌گرایی از یک روش به روش دیگر و از یک مورد به مورد دیگر متفاوت می‌باشد. موضوع حاضر، شامل مقدار غیرمتعارفی از تجربه‌گرایی می‌باشد، ولی باید برای کاستن از پیچیدگی موضوع، تاحدودی داده‌های موجود را نیز مورد توجه قرار دهیم، زیرا برخی از داده‌های غیرقابل تشریح، ممکن است در آینده مفید از آب درآیند؛ چنانکه بعضی از داده‌ها در حال حاضر چنین وضعیتی دارند.

هدف بعضی از این روشها شناسایی مستقیم مخازن نفت و گاز می‌باشد. روشهای دیگر هدفشان شناسایی نشانه‌ها و اثرات کم‌عمق مربوط به نفت و گازی می‌باشد که خود در عمق قرار دارند؛ که عوامل پیچیده ژئوشیمیایی و بیولوژیکی را مورد استفاده قرار می‌دهند. پدیده ژئوشیمیایی مرتبط با میادین نفتی که بوجود آورنده تمرکزهایی از کانی‌ها در سازندهای کم‌عمق واقع در بالای مخازن نفتی می‌باشد، خارج از حوصله این کتاب است؛ خواننده می‌تواند فهرستی از مراجع را در گلدهابر و رینولدز<sup>۱</sup> (۱۹۹۱) پیدا کند. این آنومالی‌های کانی‌زایی، شامل پایرایت (پیریت)، مارکاسایت (مارکاسیت)، پیروتایت (پیروتیت)، کانسارهای رسوبی، سیمان‌شدگی کاربیت‌ها (کربنات‌ها)، سیلیکا و آنومالی‌های نمک‌گونگی<sup>۲</sup>، می‌باشند.

## ۶.۲. مقاومت ویژه مخازن نفت و گاز

هدف، مکان‌یابی مستقیم مخازن نفت بر مبنای مقاومت ویژه‌های بالای آنها، در حالتی که نفت و/یا گاز در یک سنگ متخلخل جایگزین آب سازند (الکترولیت) شده است، می‌باشد. نفت، گاز و سنگ خشک، عملاً دارای مقاومت ویژه‌های بی‌نهایت هستند. برای یک ماسه تمیز با ۲۰٪ تخلخل که با یک ترکیب از الکترولیت و نفت اشباع شده باشد، مقاومت ویژه کپه‌ای (کلی) سازند بطور نسبی پایین (در حدود  $20 \Omega m$ ) بوده، که برای اشباع‌شدگی تا ۸۰٪ از نفت می‌باشد (برای مثال ۸۰٪ فضای تخلخل بوسیله نفت و ۲۰٪ بوسیله الکترولیت پر شده است). در اشباع‌شدگی بالاتر از ۸۰٪ بوسیله نفت، مقاومت ویژه بطور فزاینده‌ای افزایش می‌یابد، بطوری که برای اشباع‌شدگی ۹۲٪ به هزاران  $\Omega m$  می‌رسد.

بر مبنای شکل ساده‌ای از قانون آرچی، مقاومت ویژه یک ماسه نفتی می‌تواند به این صورت نوشته شود (کلر، ۱۹۷۱):

$$\rho_B = \frac{\rho_w}{P^2 S^2} \quad (6.1)$$

که در آن  $\rho_B$  مقاومت ویژه کپه‌ای،  $\rho_w$  مقاومت ویژه الکترولیت،  $P$  تخلخل که بصورت کسری برحسب واحد حجم سنگ بیان شده و  $S$  کسر مربوط به پرشدگی فضای تخلخل بوسیله الکترولیت، می‌باشند. یک سازند فرضی را در نظر می‌گیریم که در آن  $\rho_w = 1 \Omega m$  و  $P = 0.25$  می‌باشد. وقتی فقط بوسیله الکترولیت اشباع شده باشد (نفت نباشد)، که  $S=1$  خواهد شد، مقاومت ویژه کپه‌ای آن  $16 \Omega m$  می‌گردد. وقتی که ۹۰٪ از نفت اشباع‌شده باشد ( $S=0.10$ )، مقاومت ویژه کپه‌ای آن  $1600 \Omega m$  می‌باشد، که افزایشی ۱۰۰ برابر دارد. فرض می‌کنیم که چنین سازندی که ۹۰٪ اشباع از نفت می‌باشد، دارای ضخامت ۴۰m، عمق ۱/۵km، دارای گستردگی افقی  $4 km^2$  و دارای یکپارچگی و پیوستگی افقی باشد. آیا این ماسه نفتی می‌تواند بوسیله سونداژ مقاومت ویژه، شناسایی گردد؟

با استفاده از آرایه اشلومبرگر،  $AB$  را باید تا حدود ۶km گسترش دهیم، زیرا عمق قابل

اکتشاف در حدود  $\frac{AB}{4}$  می‌باشد. این اندازه، برای ابعاد هدف مورد نظر بسیار بزرگ می‌باشد. یک آرایه دای پل استوایی با حداکثر جدایش در حدود  $\bar{R} = 3 km$ ؛ عمق اکتشافی در حدود ۱/۵km را خواهد داشت. این ممکن است کار را به انجام برساند.

بحث‌هایی در بخشهای (f) ۴.۲ و (e) ۴.۳ صورت گرفت که در سونداژ مقاومت ویژه

(DC)، لایه‌ای نازک و دارای مقاومت ویژه بالا، فقط می‌تواند به واسطه حاصلضرب  $hp$  شناسایی گردد، که در این مورد،  $40 \times 1600$  می‌باشد. پاسخ حاصل از این لایه، همانند لایه‌ای بسیار ضخیم‌تر که مقاومت ویژه پایین‌تری دارد، خواهد بود. این حالتی است که اصطلاحاً اثر سپری (پرده‌ای) گفته می‌شود و بوجود آورنده یک نقطه‌ضعف جدی برای سونداژ مقاومت ویژه می‌باشد، زیرا این الزام را بوجود می‌آورد که آرایه را بیشتر گسترش دهیم تا بتواند از میان یک لایه نازک دارای مقاومت ویژه بالا، نفوذ نماید. حالا دیگر نیازی به نفوذ از میان لایه ماسه نفتی نیست؛ تمام آن چیزی که مورد نیاز است شناسایی قسمت فوقانی لایه  $40 \times 1600$  می‌باشد. بدین ترتیب، یک نقطه ضعف می‌تواند به یک مزیت تبدیل شود.

در بخش (e) ۳.۳.۴ نشان داده شده است که در سونداژ مگنتونلریک (MT) چنین لایه نازکی که دارای مقاومت ویژه بالا می‌باشد فقط به واسطه ضخامت  $h$  آن تشخیص داده می‌شود، زیرا چنین لایه‌ای جریان زیادی را از خود عبور نمی‌دهد.

چنین نشان داده شده است که ماسه نفتی، پاسخ بزرگی را با DC و پاسخ کوچکی را با MT پدید می‌آورد. در صورت تلفیق این دو نوع اندازه‌گیری، امکان شناسایی چنین لایه‌های نازکی که دارای مقاومت ویژه بالا هستند و در میان یک محیط دارای مقاومت ویژه کمتر لایه‌گذاری شده‌اند، وجود دارد. با این همه، یک لایه نازک کاربنیت (کربنات) یا سنگ رسوبی نیز ممکن است پاسخ مشابهی را بدست بدهد.

می‌توان یک روش سونداژ الکترومغناطیسی با چشمه کنترل شده (CSEM) را به تلفیق DC - MT که در بالا مورد بحث قرار گرفت، افزود یا آنکه CSEM را جایگزین MT نمود، زیرا سونداژهای CSEM همانند MT، در برابر ضخامت حساس بوده، ولی در مقابل مقاومت ویژه یک لایه نازک دارای مقاومت بالا، چنین نیستند (فصل ۵). یک آرایه با دورافتادگی کوتاه محدوده زمانی (TEM) یا محدوده فرکانسی (FEM) که در آن فاصله چشمه - گیرنده (R) کمتر از عمق مورد اکتشاف است، می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد. می‌توان به تناوب از سونداژ مرکزی TEM یا FEM استفاده کرد، که در آن یک حلقه مربعی افقی بزرگ به همراه یک گیرنده میدان مغناطیسی در مرکز، بکار گرفته می‌شود. چنین سیستم‌هایی به نسبت، اندازه‌گیری‌های MT، تفکیک افقی مناسبی را خواهند داد و کمتر تحت تأثیر ناهمگنی‌های نزدیک سطح و ساختارهای دوردست قرار خواهند گرفت. وارونه‌سازی‌های مشترک

انواع مختلف داده‌ها: DC-MT (ژاپ و وزوف<sup>۱</sup>، ۱۹۷۷) و DC-TEM (رایش و همکاران<sup>۲</sup>، ۱۹۸۵) می‌تواند تفکیک مربوط به یک لایه نازک دارای مقاومت ویژه بالا را بطور قابل توجهی بهبود بخشد.

شناسایی یک ماسه نفتی ایزوله‌شده، چنان که در بالا بحث شد، فقط تحت شرایط بسیار مناسبی امکان‌پذیر است که به بیان دقیق‌تر، حالتی نادر می‌باشد. اختلاف مقاومت ویژه ۱۰۰ برابر، بطور غیرعادی بالا می‌باشد؛ این برای یک ماسه تمیز می‌باشد. ماسه‌های شیلی برای یک اشباع‌شدگی مشابه از نفت، مقاومت ویژه‌های بسیار پایین‌تری دارند. مخازن کاربنیتی (کربناتی) غیرقابل پیش‌بینی هستند، زیرا سنگهای بالا و پایین مخزن ممکن است مقاومت ویژه‌های بالاتری داشته باشند.

این گونه کارها در دهه‌های ۱۹۳۰ و ۱۹۴۰ امیدوارکننده بنظر می‌رسید. در برخی موارد ادعا شده بود موفقیت‌هایی بدست آمده است، ولی در کل، نتایج ناامیدکننده از آب درآمدند (برای مثال مراجعه کنید به، کارچر و مک‌درموت<sup>۳</sup>، ۱۹۳۵). بهرحال، این روش‌ها مربوط به گذشته‌های بسیار دور می‌باشند، زمانی که روشهای سونداژ دای پل MT و DC اصلاً وجود نداشتند و تکنیکهای سونداژ TEM و FEM هنوز تکامل پیدا نکرده بودند.

در برخی موارد خاص از اشباع‌شدگی هایدروکاربنی لایه‌های چندگانه، که گسترش عمودی آنها می‌تواند با گسترش افقی آنها قابل مقایسه باشد، امکان شناسایی زون مربوط به آنومالی مقاومت ویژه بالا با روشهای الکتریکی مختلف وجود دارد. دشت غزلی<sup>۴</sup>، در ازبکستان، چنین موردی است. نتایج حاصل از یک بررسی الکترومغناطیسی بوسیله کلر (۱۹۶۹) گزارش شده است. جهت بازیابی نتایج، کنترل زیرسطحی فوق‌العاده‌ای بواسطه داده‌های لرزه‌ای و حفاری وجود داشت. به وجود اشباع‌شدگی بالا از گاز در اعماق بین ۶۰۰m و ۱۲۰۰m، پی‌برده شده است. بررسی الکترومغناطیسی (در اینجا آورده نشده است)، یک آنومالی مقاومت ویژه بالا را در میدان گازخیز نشان داد که مقدار آن دو برابر مقادیر اندازه‌گیری شده در خارج از این میدان بود.

رابینوویچ<sup>۵</sup>، سورکوف<sup>۶</sup>، و ماندلبائوم<sup>۷</sup> (۱۹۷۷)، کافمن<sup>۸</sup> و کلر<sup>۹</sup> (۱۹۸۳)، و اسپایز<sup>۱۰</sup> (۱۹۸۳) به تشریح کاوش‌های TEM اجرا شده در پلاتفرم سیبری، روسیه، که به واسطه شناسایی موقعیتهای جانبی نقاط تماس آب - نفت در تله‌های چینه‌شناسی، در مکان‌یابی مخازن نفت و گاز مؤثر بوده‌اند پرداخته‌اند. در این منطقه، سنگ مخزن یک ماسه رسی عمیق و نازک می‌باشد که معمولاً بوسیله آب شور ( $0.1 \Omega m$ ) اشباع شده و زمانی که بوسیله نفت یا گاز اشباع نشده باشد دارای مقاومت ویژه بسیار پایین ( $1 \Omega m$ ) می‌باشد. سنگهای پوشاننده فوقانی، که از کاربنیت‌ها و رسوبات تبخیری می‌باشند، دارای مقاومت ویژه‌های بالایی هستند. وقتی آب شور موجود در سنگ مخزن بوسیله نفت و گاز

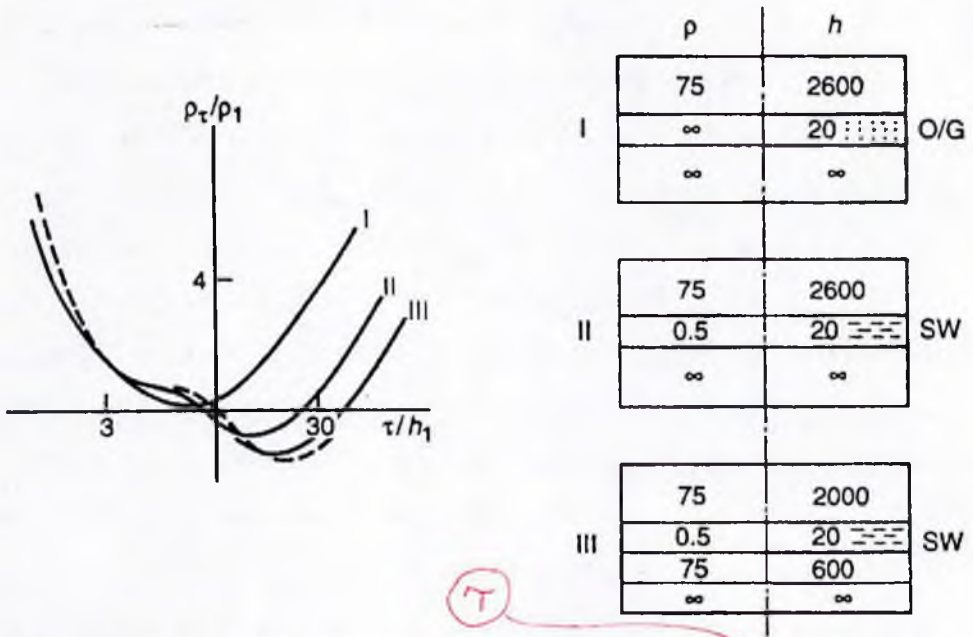
1. Jupp and Vozoff  
3. Karcher and McDermott  
5. Robinovich  
7. Mnadclbaum  
9. Keller

2. Raiche et al.  
4. Gazli field  
6. Surkov  
8. Kaufman  
10. Spies



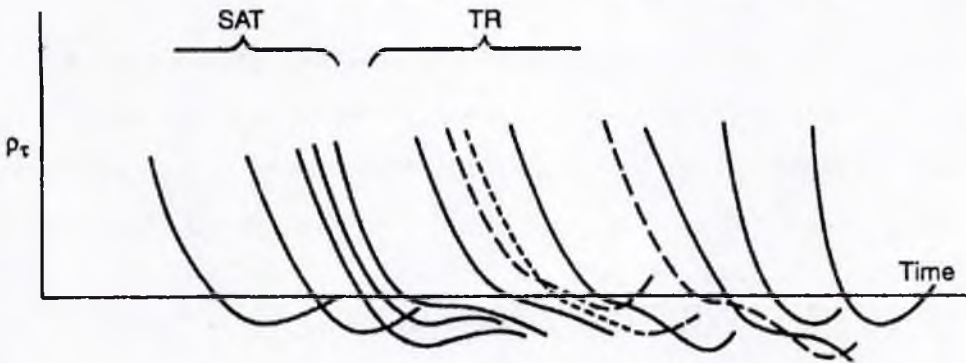
جایگزین می‌گردد، رسانایی  $S (= \rho h_i \sigma_i)$  مربوط به کل قسمت فوقانی بستر به شدت کاهش می‌یابد. موقعیت جانبی نقطه تماس نفت - آب، می‌تواند با بکارگیری TEM با جدایش کوتاه به وسیله یک چشمه دای پل با سیم متصل به زمین و یک گیرنده حلقه افقی شناسایی گردد. این پیکربندی برای ثبت کوپلینگ‌های ناپایدار مراحل آخر، که نسبت به تغییرات در  $S$  (رسانایی) حساس می‌باشند، مناسب است. در شکل ۶.۱، دسته‌ای از منحنی‌های تئوریک مربوط به مقطعی مشابه آنچه در بالا تشریح شد، نشان داده شده است. حضور یک لایه منفرد عمیق ( $2600m$ )، نازک (دارای ضخامت  $20m$ ) و دارای مقاومت ویژه پایین ( $0.05 \Omega m$ )، بوجود آورنده تغییر کلی در منحنی سونداژ می‌باشد. کاوش میدان نفتی باراکتن<sup>۱</sup> در این منطقه، یک پیشینه اجرایی می‌باشد که در آن سیستم TEM که در بالا تشریح شد مؤثر واقع شده است. جدایش چشمه - گیرنده ( $R$ ) از  $1$  تا  $4 km$  متغیر بود. سازند حاوی نفت، یک ماسه رسی به ضخامت  $42m$  می‌باشد، که یک تله چینه‌شناختی را در عمق  $2600m$  بوجود آورده است. شکل ۶.۱، یک الگوی مطالعاتی برای این منطقه می‌باشد. منحنی ۱ معرف موردی است که مخزن اشباع‌شده از نفت یا گاز باشد؛ مقاومت ویژه آنقدر بالاست که مخزن و بستر بصورت یکپارچه درآمده‌اند ( $\rho = \infty$ ). منحنی‌های II و III با الگوهای مخازن اشباع‌شده از آب شور همخوانی دارند. به عبارت دیگر، داده‌های TEM، عدم حضور نفت و گاز را شناسایی می‌کنند. منحنی خط‌چین، یک سونداژ واقعی در نزدیکی میدان نفتی می‌باشد. بطوری که در شکل ۶.۲ دیده می‌شود، نیمرخ‌های مربوط به سونداژهای TEM در جاهایی که زون اشباع‌شده از نفت بطور جانبی قطع شده است، تغییرات واضحی را در منحنی‌های سونداژ از خود نشان می‌دهند.

گردآوری گسترده داده‌ها از بسیاری از نواحی اتحاد شوروی سابق، شامل مطالعه ۹۵۰ گمانه، به طبقه‌بندی الگوهای مقاومت ویژه الکتریکی مربوط به میادین نفتی رهنمون گردید. این الگوها بوسیله شش مقطع عرضی شماتیک چهارلایه‌ای، از «تهشته‌های بسیار عظیم» تا «مناطق عقیم» معرفی می‌گردند (اسپایز، ۱۹۸۳). سومین لایه از بالا، نشانگر مقطعی است که شامل سازندهای حاوی نفت یا گاز می‌باشد؛ مقاومت ویژه میانگین در زون مولد از  $1/5$  تا  $3$  برابر مقادیر اندازه‌گیری شده در خارج از زون مولد برای تهشته‌های بسیار عظیم می‌باشد (در دشت غزلی ۱۰ برابر، گزارش شده بوسیله اسپایز، ۱۹۸۳)، و از  $0.7$  تا  $1/3$  برابر برای قشر مولد در مناطق عقیم. لایه فوقانی معمولاً نشاندهنده کاهش مقاومت ویژه با ضریب  $0.8$  می‌باشد.



۶

شکل ۶.۱: الگوی مطالعاتی حاصل از سونداژ الکترومغناطیسی حوزه زمانی (TEM) با جدایش کوتاه به واسطه یک چشمه دای پیل دارای سیم متصل به زمین و گیرنده حلقه افقی. پارامترهای لایه فوقانی  $\rho_1$  و  $h_1$  (ضخامت) می‌باشند؛  $\rho_0$  مقاومت ویژه ظاهری زمان انتهایی بوده؛  $\tau = (\rho_0 \rho_1)^{1/2} \times 10^{-7}$  می‌باشد؛ منحنی‌های I، II و III به ترتیب برای الگوهای نشان داده شده در سمت راست می‌باشند، که در آنها ضخامت‌ها بر حسب متر و مقاومت ویژه‌ها بر حسب  $\Omega m$  بیان شده‌اند. منحنی I نشان‌دهنده حالتی است که مخزن اشباع از نفت یا گاز ( $\frac{\rho}{\rho_0}$ ) می‌باشد؛ مقاومت ویژه آنقدر بالاست که مخزن با بستر بصورت یک پارچه درآمده است ( $\rho = \infty$ ). منحنی‌های II و III با مخزن اشباع شده از آب شور (SW) همخوانی دارند. منحنی خط‌چین، یک منحنی سونداژ واقعی از میدان نفتی یاراکن می‌باشد (از رایینویچ، سورکوف و ماندلیانوم، ۱۹۷۷؛ همچنین از کافمن و کلر، ۱۹۸۳ و اسپایز، ۱۹۸۳).



شکل ۶.۲: نیمرخ سونداژ TEM بر روی میدان نفتی یاراکن، نشان‌دهنده تغییر ماهیت از زون گذار نفت - آب (TR) به زون کاملاً اشباع شده از نفت (SAT). نکات دیگر همانند شکل ۶.۱ می‌باشند (از رایینویچ، سورکوف و ماندلیانوم، ۱۹۷۷؛ همچنین از کافمن و کلر، ۱۹۸۳ و اسپایز، ۱۹۸۳).

## ۳.۶. روشهایی که انعکاس الکترومغناطیسی خوانده می‌شوند

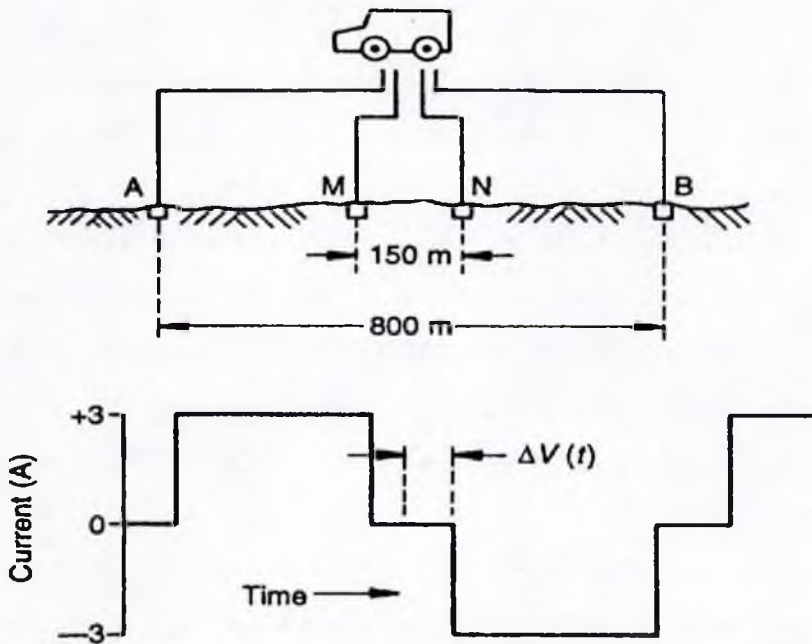
بیشتر ژئوفیزیکدانان این موضوع را بر مبنای آنالیزهای عادی معادلات ماکسول کنار گذاشته‌اند، زیرا در حوضه‌های رسوبی، امواج الکترومغناطیسی (EM) بسیار سریع تضعیف شده و متناسب با فرکانس خود، دچار ازهم‌پاشیدگی و تجزیه می‌گردند. انعکاسها فقط در فرکانسهای بالا به وقوع می‌پیوندند، ولی اینها دارای نفوذپذیری قابل توجهی نیستند. فرکانسهای پایین نفوذ می‌کنند، ولی طول موج آنها بسیار بلندتر از آن است که بوسیله آنها بتوان سازندها را تفکیک کرد.

بهرحال، در معادلات کاربردی ماکسول ما فرض‌های زیادی را در نظر می‌گیریم، همانند خطی بودن (قانون اهم). علاوه بر پدیده بخوبی شناخته شده پلاریزاسیون القایی (IP) در مقاطع نسبتاً کم عمق بالای مخازن نفتی، خود مخازن نیز ممکن است پدیده‌های الکتروشیمیایی پیچیده‌ای را از خود نشان دهند، که واکنش و پاسخ آنها به یک میدان خارجی EM غیرقابل پیش‌بینی می‌نماید.

دو روشی که ادعا می‌شود بر مبنای انعکاسهای EM می‌باشند، عبارتند از، ریداوایل<sup>۱</sup> و الفلکس<sup>۲</sup>. نامها بیانگر آن هستند که اولی بوسیله امواج رادیویی، نفت پیدا می‌کند و دومی انعکاس الکترومغناطیسی می‌باشد. این روشها، به خصوص در دهه‌های ۱۹۵۰ و ۱۹۶۰، ذهن خیلی از ژئوفیزیکدانان شرکتهای نفتی را به خود مشغول کرد و موجب کارهای صحرایی و همچنین مشاجرات و اختلاف نظرهای زیادی گردید. در اینجا متأسفانه به دلایلی که در بخش ۱.۶ به آنها اشاره شد و برای حفظ تداوم تاریخی، بحث با استناد به نامهای تجاری صورت می‌گیرد.

روش ریداوایل در سالهای بعد از ۱۹۳۶، تکامل پیدا کرد (برای مثال، رجوع گردد به، پرات<sup>۳</sup>، ۱۹۵۳). امواج منتشر شده، دارای فرکانس پیوسته ۱۷۰۰ kHz و دامنه پیوسته‌ای هستند؛ ادعا می‌شود که در یک قالب فرکانسی دارای نفوذ مطلوب، قرار دارد. کار صحرایی بگونه‌ای صورت می‌گیرد که همانند کاوش‌های لرزه‌ای انکساری می‌باشد. ادعا می‌شود که این شیوه، یک تداخل سازنده از امواج انعکاسی بوجود می‌آورد که دلیل موفقیت این روش است. داده‌های انتشار یافته، نشاندهنده آنومالی‌های قابل تشخیص در کناره‌های میدان نفتی می‌باشند. امکان این وجود دارد که اندازه‌گیری‌های روش ریداوایل تحت تأثیر اثرات سطحی مربوط به نفتی که خود در اعماق است، قرار گیرد.

روش دیگر، الفکس، (اوجن<sup>۴</sup>، ۱۹۴۸)، سهم بیشتری را در جلب اشتیاق شرکتهای نفتی داشته است. انواع مختلفی از آن در قسمت‌های مختلف دنیا ارائه شده است.



شکل ۶.۳: آرایش صحرائی در روش الفلکس. فرستنده AB دارای طولی در حدود ۸۰۰m؛ گیرنده MN دارای طولی در حدود ۱۵۰m؛ دوره تناوب جریان از ۱ تا ۱.۵، می‌باشد؛ اندازه‌گیری‌های ولتاژ در فاصله‌ای که بصورت  $\Delta V(t)$  بیان شده است، صورت می‌گیرند.

شیوه کار صحرائی در شکل ۶.۳ نشان داده شده است. آرایه الکترودی ممکن است، اشلومبرگر (همچنانکه در اینجا نشان داده شده است)، دای پل - دای پل (دای پل محوری) و یا ونر باشد. در MN (گیرنده)، تغییرات زمانی ولتاژ،  $\Delta V(t)$ ، در وقفه‌ای که جریانی به داخل زمین داده نمی‌شود، ثبت می‌گردند. کمیت اندازه‌گیری شده در هر ایستگاه، عبارتست از مجموع ولتاژ در MN تقسیم بر آمپراژ صفر - تا - پیک در AB (فرستنده). در شکل ۶.۳، باید توجه داشت که بین قطع جریان فرستنده و اندازه‌گیری سیگنال دریافتی، یک تأخیر زمانی وجود دارد. ادعا می‌شود که این تأخیر زمانی، مانع از تأثیرگذاری کوپلینگ EM شده و موجب دخالت داده نشدن انعکاسهای مربوط به مؤلفه‌های با فرکانس بالا که از لایه‌های کم عمق می‌آیند و در کارهای اکتشاف نفت به درد نمی‌خورند، می‌گردد. سیگنال اندازه‌گیری شده، به انعکاسهای فرکانس پایین از روی ماسه‌های نفتی یا ماسه‌های حاوی آب شور در اعماقی همچون ۲۰۰۰m، نسبت داده می‌شود.

پیشینه‌های اجرایی شاخص، بوسیله طرفداران این روش (برای مثال رجوع شود به، اوچن، ۱۹۵۳)، در ژورنالهای تجاری منتشر گردید.

با آنکه بنظر می‌رسید نتایج منتشر شده از روش الفلکس رضایتبخش باشند، ژنوفیزیکدانان در

جدی گرفتن این روش تردید داشتند، زیرا آنان قادر نبودند تا داده‌های الفلکس را با تئوری کلاسیک انتشار امواج الکترومغناطیسی در حوضه‌های رسوبی، در ارتباط با انعکاسهای از عمق  $2000\text{m}$  و در رابطه با ویژگی‌های شاخص مخازن نفت وفق دهند: چرا نباید از روی لایه آهکی انعکاسی وجود داشته باشد؟

روش دیگری که شباهت بسیاری به الفلکس دارد، روش الکترافلکس می‌باشد. اصول و شیوه‌های اندازه‌گیری آن بوسیله آزاد<sup>۱</sup> (۱۹۷۳) توضیح داده شده است. در اینجا نیز آنومالی‌های بدست آمده را ناشی از انعکاسهای EM می‌دانند. آزاد (۱۹۷۳)، شش نمونه صحرایی را در کانادا با نتایج قبل و بعد از حفاری در اختیار می‌گذارد که بر روی ریفهای مرتفع<sup>۲</sup> و تله‌های ساختاری و چینه‌شناختی می‌باشند. پترسن<sup>۳</sup> (۱۹۷۴)، فهرستی از نتایج بدست آمده بوسیله روش الکترافلکس را در اختیار می‌گذارد.

طی حدود ۵۰ سال گذشته، صدها اکیپ - ماه، کاوش از نوع الفکس صورت پذیرفته که با توجه به پیشینه‌های اجرایی اشاره شده در بالا، نتیجه این کاوش‌ها منتهی به اکتشاف نفت شده است. اینکه این کاوش‌ها تا چه حدی مقرون به صرفه بوده‌اند، مشخص نیست.

چنین به نظر می‌رسد که تجهیزات الفلکس نشان داده شده در شکل ۶.۳ عمدتاً پاسخ‌های مربوط به مقاطع کم عمق را بصورت کوپلینگ پلاریزاسیون القایی (IP) و EM تا اعماق چندصد متری مورد اندازه‌گیری قرار می‌دهد. این نوع کوپلینگ EM در بخش ۵.۴ بحث شده است. اثرات IP در زیر مورد بحث قرار خواهند گرفت.

اطلاعات مقاومت ویژه بدست آمده از کوپلینگ EM، که حتی می‌تواند مربوط به مقاطع کم عمق باشد، معمولاً به واسطه وجود برخی اثرات ژئوشیمیایی و فیزیکی، همچنانکه در بخش ۱.۵.۶ مورد بحث قرار گرفت، به نفت موجود در اعماق ارتباط داده می‌شود. این افزون بر اثرات شناخته شده IP می‌باشد. همچنین، در زمان اندازه‌گیری‌ها بر روی مناطق از قبل شناخته شده، به منظور «کالیبره کردن داده‌ها»، کیسینگ چاه‌ها و خطوط لوله می‌توانسته است، بخصوص از راه اثرات IP، بر روی اندازه‌گیری‌ها تأثیر گذاشته باشد و این امکان وجود داشته است که این عوامل بر روی آنومالی‌های مشاهده شده بر روی این میدان‌های نفتی شناخته شده، تأثیر گذاشته باشند.

## ۴.۶. روشهای قطبش القایی (IP)

تاریخچه روشهای اکتشافی پلاریزاسیون القایی (IP)، به سال ۱۹۱۲ زمانی که پرفسور سی. اشلومبرگر<sup>۱</sup> فرانسوی حق انحصاری اختراع چنین روشی را از آلمان بدست آورد برمی گردد.

پاسخ IP یک ساختار زیرسطحی، همانند یک پیل الکتریکی قابل شارژ است؛ پس از آنکه جریان الکتریکی قطع گردید، ساختار زیرسطحی، جریان الکتریکی را که به تدریج تضعیف می گردد بازمی گرداند. هدف اشلومبرگر، پی جویی سولفایدهای فلزی بود، در حال حاضر نیز، روش IP، یکی از مقرون به صرفه ترین ابزارها برای پی جویی سولفایدهای فلزی با بافت پراکنده، می باشد.

در دهه ۱۹۳۰ برخی از دانشمندان تلاش کردند تا با استفاده از این مفهوم، بطور مستقیم مخازن نفت را شناسایی کنند، برای مثال، شناسایی نفت بصورت برج<sup>۲</sup> و نه با استفاده از پدیده های فرعی مربوط به ژئوشیمی نفت در اعماق کم. پروفیسور ام. مولر<sup>۳</sup> از دانشگاه جنا، در آلمان، مجموعه مقالاتی را در سالیان ۱۹۳۲ تا ۱۹۵۰ تحت عنوان روش ژئوشیمیایی، منتشر نمود (مولر، ۱۹۴۰، ۱۹۵۰). به پروفیسور جی. پوتاپنکو<sup>۴</sup> از انستیتو تکنولوژی کلیفرنیا در سال ۱۹۴۰، بخاطر شناسایی مستقیم نفت با استفاده از روش IP، یک حق انحصاری اختراع آمریکایی اعطا گردید.

در دهه ۱۹۴۰، اندازه گیری های صحرایی «نوع IP»، تحت عنوان روشهای انعکاس الکترومغناطیسی (الفکس) مطرح گردید، که در بخش ۶.۳ مورد بحث قرار گرفت.

نهایتاً در اواسط دهه ۱۹۷۰، شیوه کار صحرایی مشابه، تحت نام IP توسط پیمانکاران عرضه شد که گفته می شد عملکرد آن در رابطه با کانی سازی های نسبتاً کم عمق سولفایدی بوجود آمده بوسیله نفت و گاز در اعماق می باشد.

چندین کتاب از جمله، سامنر<sup>۵</sup> (۱۹۷۶) و فینک و همکاران<sup>۶</sup> (۱۹۹۰) و تعداد زیادی مقاله در رابطه با IP وجود دارد، زیرا یکی از ابزارهای اصلی در ژئوفیزیک معدنی می باشد.

زمانی که جریان مستقیم توسط یک فرستنده به داخل زمین تزریق می شود باعث بوجود آمدن یک میدان پتانسیل در سطح می گردد که می توان آنرا بصورت یک اختلاف ولتاژ، بوسیله یک گیرنده دای پل اندازه گیری نمود. زمانی که جریان فرستنده قطع می گردد، می توان پی برد که معمولاً ولتاژ گیرنده دای پل ناگهان ناپدید نمی گردد بلکه برای مدتی باقی می ماند و سپس به تدریج، طی چند دقیقه

1. C. Schlumberger

3. M. Muller

5. G. Potapenko

7. Fink et al.

2. in situ

4. Jena

6. Sumner

یا چند ثانیه، تنزل پیدا می‌کند. چند عامل بنیادین در پیدایش این رفتار تضعیف تدریجی، نقش دارند. این پدیده برای IP، می‌تواند ناشی از اجزاء سولفایدهای فلزی باشد. هر جزء، همانند الکترودی عمل می‌کند که بین هدایت‌های یونی و الکترونی مرزی را بوجود می‌آورند. به این حالت پلاریزاسیون الکترودی<sup>۱</sup> گفته می‌شود. سولفایدهای با بافت پراکنده فلزی، آنومالی‌های عظیمی از این نوع را بوجود می‌آورند. IP همچنین می‌تواند به شکل پلاریزاسیون غشائی<sup>۲</sup> ناشی از حضور اجزاء (گل) رس و بدون حضور هیچگونه اجزاء سولفایدهای فلزی باشد. در عمل، هر دو خاصیت به نسبت‌های مختلفی وجود دارند.

تضعیف‌شدن الکترومغناطیسی (EM)، که به آن کوپلینگ الکترومغناطیسی هم گفته می‌شود، یکی از دلایل تضعیف شدن می‌باشد. این یک پدیده عادی EM مربوط به پاشیدگی و تضعیف شدن متناوب با فرکانس در محیط‌های دارای مقاومت ویژه پایین می‌باشد. در حوضه‌های رسوبی، این مسأله می‌تواند بسیار شاخص بوده و سیگنال‌های IP را در صورت بی‌دقتی از بین ببرد. با در نظر گرفتن مدل‌های فرضی خاصی برای زیرسطح، می‌توان به واسطه داده‌پردازی، کوپلینگ EM را از IP، تفکیک نمود.

دو روش بنیادی برای اندازه‌گیری IP وجود دارد: (۱) حوزه زمانی، و (۲) حوزه فرکانسی. با استفاده از هر دو روش، می‌توان آرایش‌های الکترودی مورد استفاده در کارهای متعارف مقاومت‌ویژه را بکار گرفت. عمدتاً از آرایش‌های اشلومبرگر و یا دای پل - دای پل (دای پل محوری) استفاده می‌شود. تکنیک‌های حوزه زمانی یا فرکانسی، معادل یکدیگر می‌باشند. شکل ۴، ۶ شیوه کار و مقادیر اندازه‌گیری شده با استفاده از IP حوزه زمانی را تشریح می‌کند. شارژشوندگی<sup>۳</sup> عبارتست از قسمت نرمالیزه زیر منحنی تضعیف‌شدن، در گیرنده،

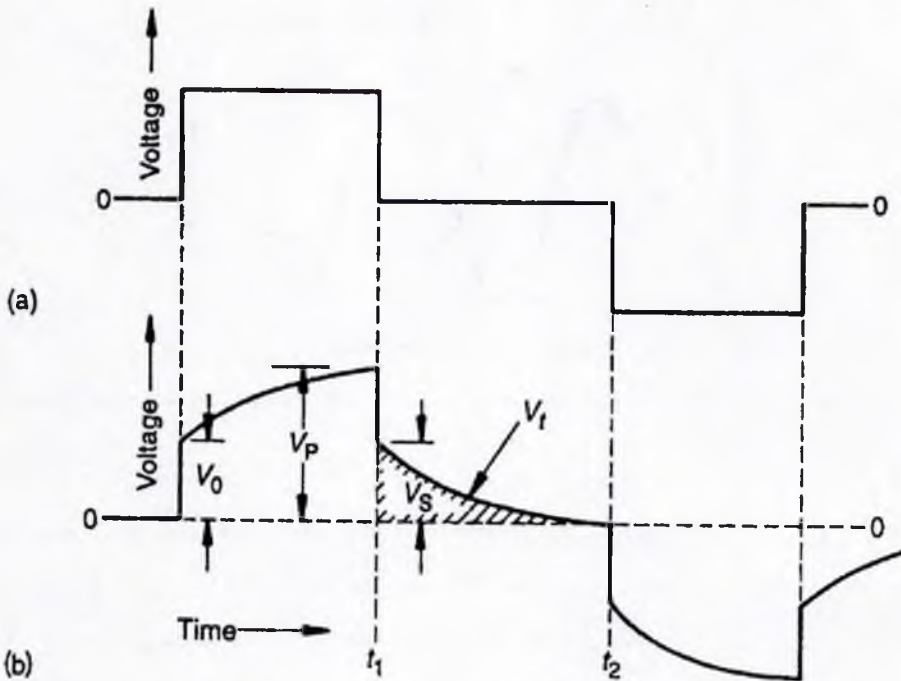
$$M = \frac{1}{V_p} \int_{t_1}^{t_2} V_t dt \quad (6.2)$$

شارژشوندگی تئوریک، عبارتند از:

$$m = \left( \frac{V_s}{V_p} \right) = \frac{(P_{DC} - P_{AC})}{P_{AC}} \quad (6.3)$$

که در آن  $P_{DC}$ ، مقاومت ویژه ظاهری با جریان DC یا فرکانس بسیار پایین بوده و  $P_{AC}$  مقاومت ویژه ظاهری با فرکانس بالا، می‌باشد. معادله بالا، مؤکد این مسأله است که اندازه‌گیری‌های حوزه زمانی و

حوزه فرکانسی، معادل یکدیگر هستند.



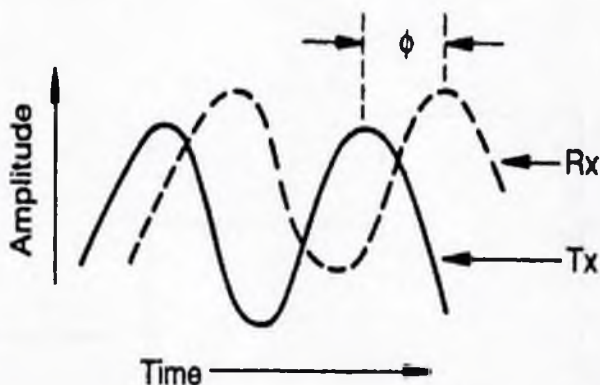
شکل ۶.۴: IP حوزه زمانی: (a) ولتاژ فرستنده، (+) و (-) هر کدام در حدود دو دقیقه، پریدها در حالت برقراری جریان می‌باشند؛ (b) ولتاژ گیرنده (بصورت شماتیک).

شکل ۶.۵ اساس IP حوزه فرکانسی را بیان می‌کند. از آنجایی که مدت زمانی طول می‌کشد تا پلاریزاسیون در داخل زمین بوقوع بپیوندد، مقاومت ویژه ظاهری، با مقدار فرکانس سیگنال فرستنده، تغییر می‌کند؛ فرکانس‌های بالا، اثر IP کمتری را به نسبت فرکانس‌های پایین از خود نشان می‌دهند. همچنین فاز بین سیگنال‌های فرستاده شده و دریافت شده، یک پارامتر اندازه‌گیری شده دیگر IP می‌باشد. «تأثیر فرکانسی»، (FE)، عبارتست از:

$$FE = \frac{(\rho_T - \rho_1)}{\rho_1} \cong (\rho_{DC} - \rho_{AC}) \rho_{AC} \cong -1/\lambda \phi \quad (6.4)$$

که در آن  $\rho_T$  مقاومت ویژه ظاهری با فرکانس پایین؛  $\rho_1$  مقاومت ویژه ظاهری با فرکانس بالا؛  $\rho_{DC}$  و  $\rho_{AC}$  همانند مورد معادله (۶.۳) می‌باشند؛  $\phi$  چنانکه در شکل ۶.۵ نمایش داده شده است، اختلاف فاز بر حسب رادیان می‌باشد. فاز در یک فرکانس مشخص، مقدار FE را بدست می‌دهد؛





شکل ۶.۵: IP محدوده فرکانسی: ولتاژ فرستنده (Tx)، ولتاژ گیرنده (Rx) و اختلاف فاز ( $\phi$ )، (بصورت شماتیک).

اطلاعات مشابه، از مقاومت ویژه‌های ظاهری مربوط به دو فرکانس بدست می‌آید. چنانکه معادله (۶.۴) دلالت دارد، فاز، تقریباً مستقل از فرکانس است (در محدوده فرکانسی،  $1/2 - 1/100$  Hz برای کانی‌سازی فلزی). از طرف دیگر، اختلاف فاز اثر کوپلینگ EM، تقریباً بصورت خطی با فرکانس افزایش پیدا می‌کند. این اجازه می‌دهد تا فاز IP را از فاز کوپلینگ EM، تفکیک نماییم.

یک پیشرفت دیگر در IP، موردی است که آنرا مقاومت ویژه مختلط<sup>۱</sup> (CR) می‌نامند. این یک IP چندفرکانسی می‌باشد، که به آن IP طیفی<sup>۲</sup> (SIP) هم می‌گویند، که مقاومت ویژه‌های ظاهری و اختلاف فازها را برای تعداد زیادی از فرکانس‌های مجزا، اندازه‌گیری می‌نماید. منحنی که بدست می‌آید نمایش دهنده مقاومت ویژه‌های ظاهری موهومی در مقابل مقاومت ویژه‌های ظاهری حقیقی برای تعدادی از فرکانس‌ها می‌باشد. حال این امکان بوجود می‌آید که بتوان کوپلینگ EM را جدا کرده و شاید بتوان سنگهای میزبان را شناسایی و قسمت‌های دارای کانی‌سازی را مشخص نمود. داده‌های غیرکوپل شده EM، که بازماند EM (REM)<sup>۳</sup> خوانده می‌شود، همچنین اطلاعات ارزشمندی را در نوع خود بوجود می‌آورد، زیرا بوجود آورنده داده‌های حوزه فرکانسی EM می‌باشند. انواع ساده‌ای از روشهای IP وجود دارند (نه در واقع روشهای CR) که اجازه می‌دهند تا در اولین قدم بتوان کوپلینگ EM را جدا نمود، همانند موردی که پاسخ موج مربعی و هارمونیک سوم آن بطور همزمان مورد اندازه‌گیری قرار می‌گیرند. این روشها را نیز تا زمانی که تا درجه‌ای اجازه غیرکوپل شدن EM را می‌دهند، CR محسوب می‌کنیم.

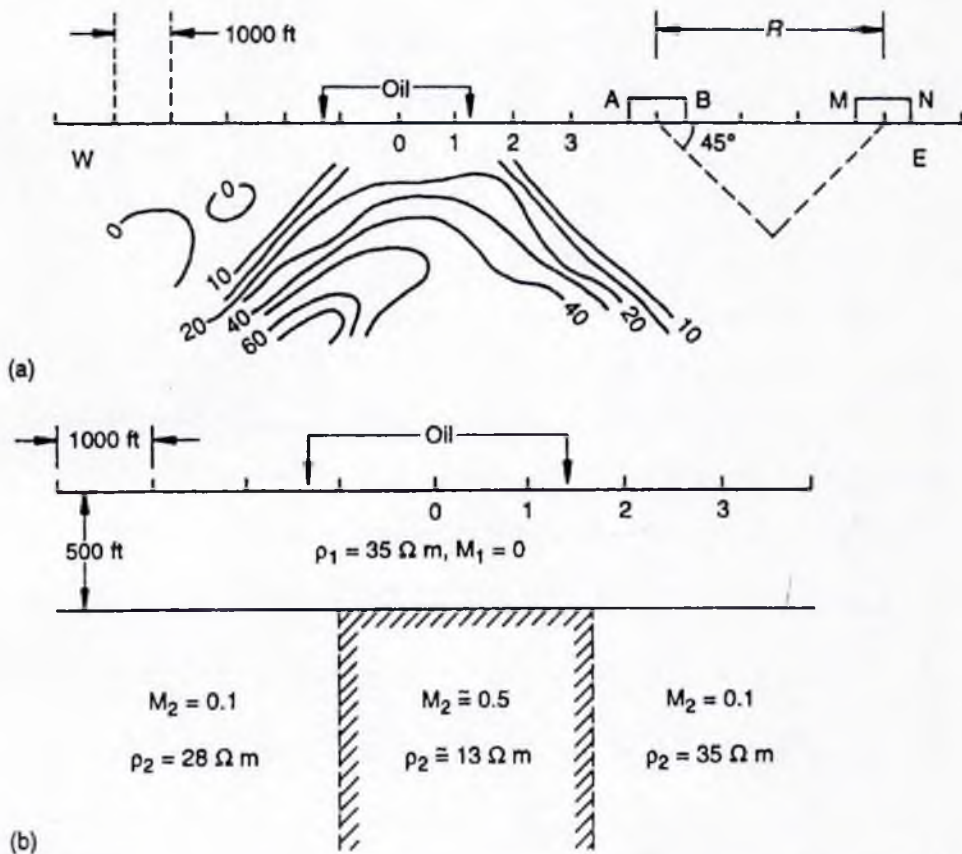
1. complex resistivity  
3. remanent EM

2. spectral IP

احتمالاً اولین مورد درخور ذکر از بکارگیری CR برای مطالعه میدانی نفتی، در دشت لامبرت<sup>۱</sup> واقع در شمال ایالت تگزاس بوده است (اسنایدر و همکاران<sup>۲</sup>، ۱۹۸۱). این میدان کوچک در اوایل ۱۹۷۹ کشف گردید و قبل از آنکه حفاری تکمیلی به اتمام برسد و تجهیزات دائمی تولید، نصب شوند، برای جلوگیری از اثرات IP آنها، در تابستان ۱۹۷۹ مورد کاوش قرار گرفت. عمق تولید ۱۹۸۰ m (۶۵۰۰ ft) می‌باشد. بنظر می‌رسد که میدان، مرتبط با ساختاری است که یک برجستگی توپوگرافی دیرینه پی‌سنگ را پوشانیده است. برای ایجاد داده‌های باند عریض که محدوده فرکانسی ۰/۰۲ تا ۱۱۰ Hz را پوشش می‌دهند، چهار فرکانس بنیادی موج مربعی، مورد استفاده قرار گرفتند.

شکل ۶.۶ a طرح یک مقطع کاذب از فاز «DC» (اختلاف فاز در این مورد ۰/۰۲ Hz) می‌باشد. داده‌ها بوسیله آرایه الکترودی دای پل - دای پل (دای پل محوری) جمع‌آوری شده بودند (دای پل‌های فرستنده و گیرنده در یک امتداد و دارای طول ثابت ولی با جدایش R در حال گسترش). این شیوه طرح داده‌ها، در تقاطع‌های مؤزب ۴۵° با الگوی مقطع عرضی، نقطه مبنا برای هر اندازه‌گیری را در «عمق»<sup>R</sup>/<sub>۲</sub> قرار می‌دهد (بخش ۲.۳.۳) بهر حال این صرفاً یک شیوه برای نمایش داده‌ها می‌باشد؛ هدف آن به هیچ وجه ارائه دیدگاه کمی راجع به عمق اکتشاف یا شکل مدل زیرسطحی، نمی‌باشد.

عمق اکتشاف بطور متوسط، <sup>R</sup>/<sub>۳</sub> می‌باشد. به وضوح مشخص است که یک آنومالی فاز IP بخوبی تکامل یافته، با مرزهای تماس نفت - آب تطبیق دارد. شکل ۶.۶ b یک مدل مقطع عرضی زیرسطحی دوبعدی می‌باشد که به واسطه وارونه‌سازی داده‌های باند عریض CR در طول پروفیل مربوط به شکل ۶.۶ a حاصل شده است. ۱۵۲m (۵۰۰ ft) فوقانی، کم‌ویش یکپارچه می‌باشد. پایین‌تر از ۱۵۲m (۵۰۰ ft)، تا عمق نامعلومی، شارژشوندگی M (شکل ۶.۴) بطور جانبی دارای آنومالی بوده و بر روی مخزن، مقدار آن بیشتر است. مقاومت ویژه بر روی مخزن، پایین می‌باشد. شکل ۶.۷ نشان‌دهنده طرح مقاومت ویژه مختلط نرمالیزه در چهارچوب دیاگرام ارغند<sup>۳</sup> می‌باشد. روابط بین فاز و دامنه، طرح مقاومت ویژه ظاهری موهومی در مقابل مقاومت ویژه ظاهری حقیقی برای فرکانس‌هایی که بصورت پادساعتگرد روی دیاگرام افزایش می‌یابند، را بدست می‌دهد.

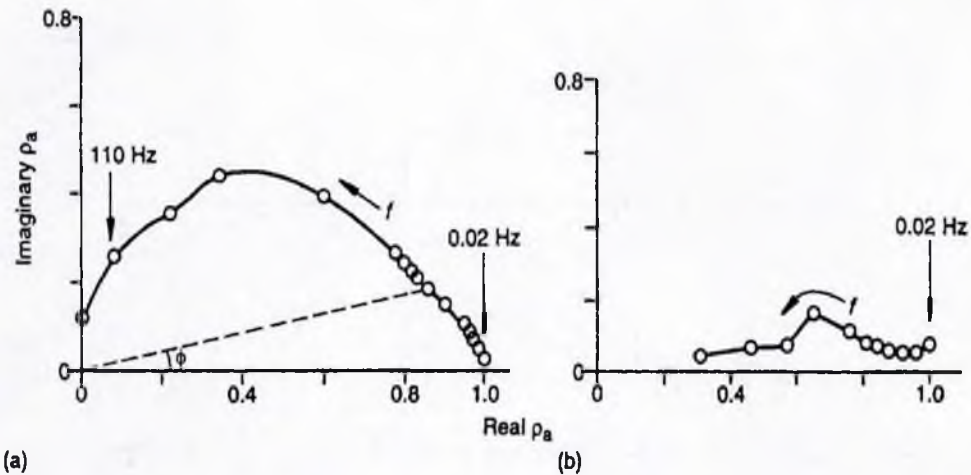


شکل ۶.۶: (a) مقطع کاذب از فاز DC (۰/۰۲ Hz) برای داده‌های CR، برحسب میلی‌رادپان برای دشت لامبرت، تگزاس. فرستنده AB و گیرنده MN هر دو بطول ۳۰۵m (۱۰۰۰ ft) می‌باشند. (b) مدل زمین‌شناسی حاصل از وارونه‌سازی داده‌های پاند عریض CR بدست آمده از دشت لامبرت، تگزاس (بعد از استایدر و همکاران، ۱۹۸۱).

مقاومت ویژه ظاهری موهومی حاصل از مؤلفه‌ای از سیگنال گیرنده است که  $90^\circ$  خارج از فاز سیگنال فرستنده می‌باشد. شکل ۶.۷ a حاصل از یک سایت در خارج از دشت لامبرت، تگزاس، و دور از مخزن نفت می‌باشد. در انتهای رو به نزول فرکانس‌ها، ۰/۰۲ Hz، مؤلفه موهومی تقریباً محور می‌گردد. این بدان معناست که این پدیده بطور خالص EM، یا به عبارتی کوپلینگ EM بدون تأثیر IP می‌باشد. شکل ۶.۷ b حاصل از یک سایت بر روی دشت لامبرت می‌باشد. در ۰/۰۲ Hz مؤلفه موهومی محور نمی‌شود. این دیاگرام، معرف ترکیبی از کوپلینگ IP و EM می‌باشد.

مطالعات میکروسکوپی مغزه‌های حفاری دشت لامبرت، نشاندهنده پایداری (پیریت) با ابعاد میکرونی بود و نگارنده‌ها چنین نتیجه‌گیری کردند که عامل آنومالی CR روی میدان، احتمالاً ناشی

از حضور پیرایت (پیریت) در رسوباتی است که روی مخزن نفتی بوده و بر اثر تنشست در زون احيائي مهاجرت هاي دروکاريني (هيدروکربني)، بصورت دگرسانی ژئوشیمیایی<sup>۱</sup>، بوجود آمده‌اند.



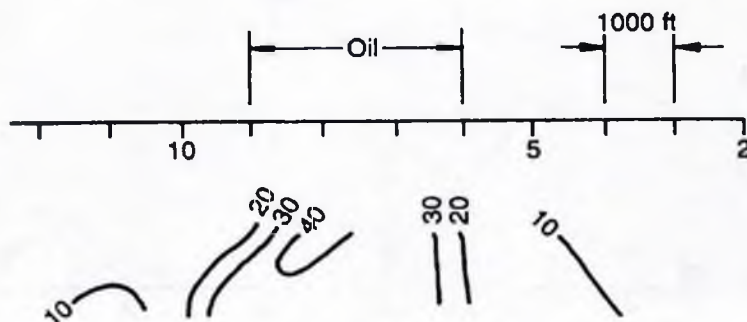
شکل ۶.۷: دیاگرام ارغند برای مقاومت ویژه مختلط باند عرضی نرمالیزه، مربوط به دشت لامبرت، تگزاس؛ (a) یک سایت بیرون از میدان نفتی؛ (b) یک سایت واقع بر روی میدان نفتی (بعد از اسنایدر و همکاران، ۱۹۸۱).

شکل ۶.۸ یک مقطع کاذب از آنومالی IP (فاز DC) روی دشت مریدین<sup>۲</sup>، در غرب ایالات تگزاس می‌باشد (اسنایدر و همکاران، ۱۹۸۱). این تله<sup>۳</sup> چینه‌شناختی و هایدرودینامیکی (هیدرودینامیکی) است که موجب پیدایش نفت و گاز در عمق ۱۵۲۴m (۵۰۰۰ft) شده است. این مطالعه<sup>۴</sup> شناسایی CR، در یک روز تکمیل گردید. این مطالعه، نشاندهنده<sup>۵</sup> کاملاً مشخص IP ایی است که **با منطقه<sup>۶</sup> صول در ارتباط می‌باشد.** هوقز<sup>۳</sup>، زونگه<sup>۴</sup> و کارلسن<sup>۵</sup> (۱۹۸۶)، تجربیات و افکار خود را در ارتباط با عنوان کلی «بکارگیری روشهای الکتریکی در به‌نقشه درآوردن دگرسانی ناشی از هایدروکاربنها» جمع‌بندی نمودند؛ آنها تحقیقات پیشگامانه<sup>۷</sup> ارزشمندی در CR مرتبط با معدنکاری، و چند کاوش CR مرتبط با نفت و MT با چشمه<sup>۸</sup> کنترل شده انجام داده‌اند. چنین بنظر می‌رسد که آنها عقیده خود را ادغام نموده و چنین نتیجه گرفته‌اند که ایده<sup>۹</sup> دگرسانی ژئوشیمیایی حاصل از مهاجرت رو به بالای هایدروکاربنها بخوبی پذیرفته شده است، اما بررسی‌های بسیار بیشتری نیاز است تا پی‌برده شود که آیا این دگرسانی،

1. geochemical plume  
3. Hughes  
5. Carlson

2. Meridian Field  
4. Zonge

پاسخ‌های الکتریکی پایدار و قابل اندازه‌گیری بوجود می‌آورد یا خیر. بنظر می‌رسد که افکار آنها متأثر از مقاله اوهلر<sup>۱</sup> و استرنبرگ<sup>۲</sup> (۱۹۸۴) می‌باشد که به تشریح کاوش‌های IP در دو منطقه پرداخته‌اند؛ یکی بر روی دشت آشلند<sup>۳</sup>، در اکلوهوما، که دارای یک آنومالی IP حقیقی (مرتبط با نفت) بوده است؛ دیگری بر روی یک منطقه اکتشافی در سالت‌دراو<sup>۴</sup>، در نگزاس، که آنومالی IP «دروغین» از خود نشان داده است (همچنین رجوع شود به استرنبرگ و اوهلر، ۱۹۹۰).



شکل ۸.۶: مقطع کاذب از فاز DC آنومالی IP، بر حسب میلی‌رادبان، از دشت مریدین، در نگزاس (بعد از استایدر و همکاران، ۱۹۸۱).

یک روش IP حوزه زمانی با یک تکنیک جالب توجه طرح داده‌ها وجود دارد، که روش ترنسپیل<sup>۵</sup> خوانده می‌شود. دوپرت<sup>۶</sup>، رودات<sup>۷</sup>، و اسپیتز<sup>۸</sup> (۱۹۸۶)، شیوه‌های گردآوری و پردازش داده‌ها را تشریح نموده و دو مورد پیشینه اجرایی را معرفی می‌نمایند، یکی راجع به سولفایدهای فلزی و دیگری در یک میدان ژئوترمالی. نگارنده‌ها، تکنیک مذکور را بعنوان یک روش کیفی IP تشریح نموده‌اند، که می‌توند اثرات عمیق را از اثرات کم‌عمق (نویز) بواسطه داده‌پردازی دیجیتال، تمیز دهد. این قابلیت تشخیص است که وجه تمایز روش ترنسپیل از IP معمولی می‌باشد. که در غیراینصورت، شیوه کار صحرائی مشابهت بسیار زیادی به روش الفلکس دارد (رجوع شود به شکل ۳.۶). روش ترنسپیل، از آرایه اشلومبرگر با فرستنده AB به طول ۱۵۰۰m، استفاده می‌نماید. سیگنالهای فرستنده تشکیل شده است از پالس‌های مثلثی روشن - خاموش - وارونه - خاموش، در مرتبه ۱۰A، که هر مرحله ۴s طول می‌کشد (پرید سیگنال ۱۶s). ثبت دیجیتالی در گیرنده MN، در کلیه زمانهایی که سیگنال در حالت خاموش قرار دارد صورت می‌پذیرد. در هر سایت، اندازه‌گیری‌ها به دفعات تکرار

1. Oehler  
3. Ashland Field  
5. Transiel  
7. Roudot

2. Sternberg  
4. Salt Draw  
6. Duprat  
8. Spitz

می‌شوند و منحنی‌های تضعیف‌شدن، بوسیله میکروپروسورها برانبارش می‌شوند. داده‌پردازی صورت گرفته حتی اجازه جدا نمودن جزئی کوپلینگ EM را نمی‌دهد. عمق اکتشاف به بیش از ۵۰۰m نمی‌رسد. به واسطه نرمالیزه کردن و میانگین‌گرفتن از قالب‌های زمانی اولیه، پارامتری بنام دامنه باقیمانده<sup>۱</sup> (RA)، بعنوان تابعی از زمان تضعیف‌شدن طرح می‌گردد. از این راه، مقاطع زمانی RA که به مقاطع زمانی لرزه‌ای شباهت دارند برای محدوده زمانی تضعیف‌شدن صفر تا ۴s، بدست می‌آیند. آنومالی‌های محدود به زمانهای بسیار کوتاه، از صفر تا ۱s، بعنوان نویز اعماق کم محسوب شده و آنهایی که بین ۲ و ۴s باشند، بعنوان آنومالی‌های RA معتبر، محسوب می‌گردند.

## ۵.۶. دیدگاه‌ها و ایده‌های گوناگون

### ۱.۵.۶. آنومالی‌های مقاومت‌ویژه کم عمق

آنومالی‌های مقاومت‌ویژه کم عمق در میان دسته‌ای از نشانه‌ها قرار دارند که الگوهای سطحی<sup>۲</sup> خوانده شده و شامل آنالیزهای ژئوشیمیایی و باکتری‌شناختی و کاوش‌های رادیواکتیو می‌باشد. در دهه ۱۹۳۰ پی‌برده بودند که بر روی ساختارهای عمیق حاوی نفت یک ازدیاد در کانی‌سازی‌های کم عمق، وجود دارد. روسایره<sup>۳</sup> (۱۹۳۸)، گزارشی از مشاهدات را در اختیار می‌گذارد. کانی‌سازی مذکور، یک «کلاک» چینه‌شناختی را بوجود می‌آورد. حضور آن در جاهایی که هیچگونه بالآمدگی ساختاری وجود ندارد، بوسیله آنومالی‌های مقاومت‌ویژه اعماق کم و لترن<sup>۴</sup> (الکترومغناطیس گذار) که در انطباق با آنومالی‌های لرزه‌ای انکساری (قسمت‌های دارای سرعت بالا) هستند، تشخیص داده می‌شود. سرعت انجام حفاری در قسمت‌های کم عمق ساختارها، کندتر از دامنه ساختارها می‌باشد. روسایره (۱۹۳۸)، سه آنومالی لترن کم عمق را معرفی می‌کند که با ساختارهای عمیق حاوی نفت انطباق داشته و به تعدادی از این ساختارها نیز استناد نموده است. آرایه مورد استفاده در روش لترن، که در دهه‌های ۱۹۴۰ و ۱۹۵۰ مورد استفاده قرار می‌گرفت، آرایه دای پل - دای پل (دای پل محوری) بوده است. در دای پل چشمه یک موج الکتریکی قوی، ذخیره‌شده بوسیله خازن، به داخل زمین تزریق می‌شود. بصورت همزمان، ولتاژ پاسخ حاصل شده، در دای پل گیرنده ثبت می‌شود. این نوسان‌نگاشت<sup>۵</sup>، هم‌ارز است با مشتق نسبت به زمان معادله پله‌ای مربوط به ولتاژ پاسخ.

1. residual amplitude

3. Rosaire

5. oscillogram

2. surface patterns

4. eltran

۲.۵.۶. آنومالی‌های پتانسیل خودزا<sup>۱</sup> (SP)

موضوع در اینجا، شناسایی مستقیم نفت از سطح، بوسیله روش SP می‌باشد. چنین ادعا شده است که محیط‌های دربرگیرنده میادین نفتی، منشاء بوجود آمدن جریان مستقیم الکتریکی‌ایی هستند که بواسطه به‌نقشه درآوردن پربندهای (کانتورهای) هم‌پتانسیل در سطح، امکان شناسایی و تعریف آن وجود دارد. از ۱۹۴۰ تاکنون، چنین روشهایی به شیت اختراعات در ایالات متحده ارائه شده و کاوش‌های فراوانی صورت پذیرفته است. کسانی که در این بررسی‌ها مشارکت می‌کردند، در ژورنالهای تجاری، درباره جویارهایی از جریان الکتریکی برخاسته از اطراف یک مخزن نفت، نوشته بودند. آنها انواع گوناگونی از آنومالی‌ها را مشاهده و پیش‌بینی‌هایی را در ارتباط با مکانیزمهای پیدایش آنها، عنوان نمودند.

پیرسن<sup>۲</sup> (۱۹۸۰) اعتقاد دارد که محصور شدن (به تله افتادن) نفت، تحت تأثیر پتانسیل ریداکس (اکسیداسیون - احیا)<sup>۳</sup>،  $E_{IH}$ ، قرار دارد، که تابعی است که از نسبت مواد احیا شده به اکسیدشده در یک سنگ، او همچنین اعتقاد دارد که مخزن نفت بوسیله یک دودکش از سنگهای احیایی، پوشیده شده است که موجب پیدایش یک جریان الکتریکی طبیعی می‌شود که بسمت پایین و بطرف مخزن جریان داشته و بوجود آورنده آنومالی SP می‌باشد.

## ۳.۵.۶. امکان وجود رفتار غیرخطی مخازن نفت و گاز

در جریان مجموعه آزمایشهای صحرایی که بوسیله لی<sup>۴</sup> (۱۹۳۹) در ارتباط با سونداژ مقاومت‌ویژه انجام شد، مشاهداتی به شرح زیر صورت گرفته است.

سونداژهای مقاومت‌ویژه، بر روی میادین گازی کم‌عمق، در مرکز ایالت میشیگان، صورت گرفت. در منطقه‌ای وسیع، بصورت متناوب در برخی از افق‌ها، یک نوع همبستگی در تغییرات ناگهانی شاخص (لگدها)<sup>۵</sup> بر روی منحنی وجود دارد. مقاومت‌ویژه ظاهری، متناسب با چگالی جریان تغییر می‌کرد.

این امکان وجود دارد که لگدهای دارای همبستگی، بوسیله توزیع مقاومت‌ویژه نزدیک به سطح ناشی از اثرات IP و یا هیچ‌مرز مقاومت‌ویژه عمیقی، بوجود نیامده باشند. در ارتباط با منحنی، پیوستگی در تضاد با نظریه منشاء نزدیک به سطح و بوضوح در تضاد با منشاء اهمی عمیق می‌باشد.

1. spontaneous potential  
2. redox (oxidation - reduction)  
3. kicks

2. Pirson  
4. Lee

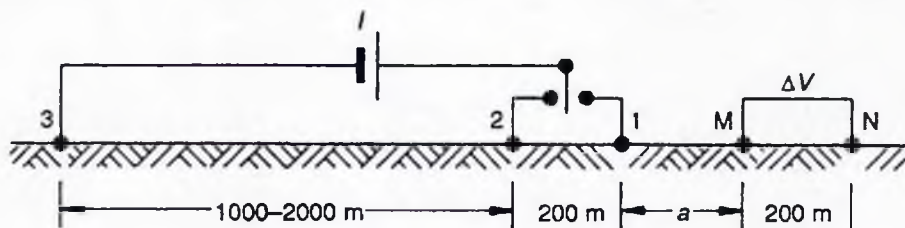
لی (۱۹۳۹)، اعتقاد دارد که این اشکال ناشی از حضور لایه‌های الکتریکی دوتایی در فصل مشترک دو سازند زمین‌شناسی دارای ویژگی‌های شیمیایی متفاوت می‌باشند.

گونه دیگری از اندازه‌گیری‌های مقاومت‌ویژه که با روش ریزیستولاگ<sup>۱</sup> (وست و بیچام<sup>۲</sup>، ۱۹۴۴، ۱۹۴۶) صورت گرفت، نتایج سیستماتیکی بدست داد که با مشاهدات لی (۱۹۳۹)، مشابهت داشت. آرایش صحرایی، در شکل ۶.۹ a نشان داده شده است. آرایه، از نوع شبه‌پل - دای پل (یا بای پل - دای پل) و دارای دو موقعیت متوالی ۱ و ۲ برای الکتروود چشمه می‌باشد. در اصل، هدف ایجاد یک روش سونداژ مقاومت‌ویژه بوده است، که ناهمگنی‌های نزدیک سطح روی آن تأثیر نداشته باشند.

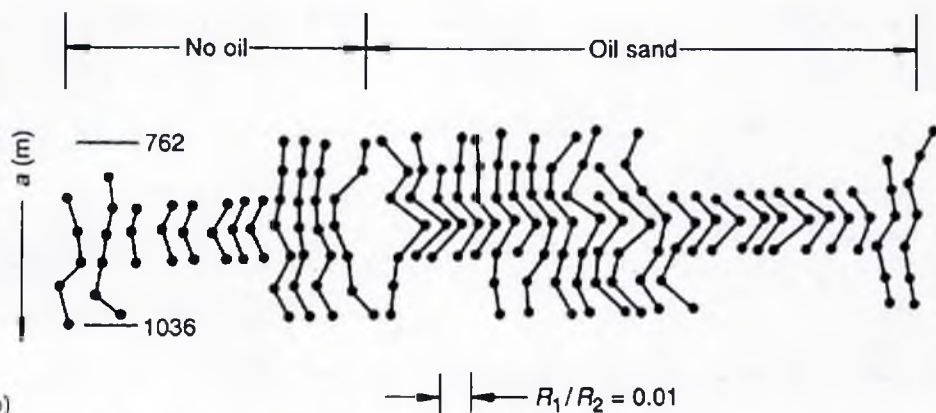
در شکل ۶.۹ a برای هر استقرار MN دو اندازه‌گیری  $\Delta V$  صورت می‌گیرد، یکی با انتقال جریان بین الکتروودهای ۱ و ۳ و دیگری با انتقال جریان بین الکتروودهای ۲ و ۳، که دو مقاومت‌ویژه ظاهری  $R_1$  و  $R_2$  را بدست می‌دهند. در حالی که الکتروودهای ۱، ۲، و ۳، غیرمتحرک بوده و طول MN ثابت است، جدایش الکتروودی a گسترش داده می‌شود. همانطور که در شکل ۶.۹ b مشاهده می‌گردد، نسبت  $\frac{R_1}{R_2}$ ، در مقابل a، بصورت مقاطع عرضی، طرح می‌گردد. جدایش الکتروودی a را بطور تجربی بعنوان عمق، در نظر گرفته و داده‌های ریزیستولاگ را همانند داده‌های چاه‌پیمایی مورد مطالعه قرار می‌دهیم. (عمق اکتشاف در مرتبه  $0.7a$ ، می‌باشد).

وست و بیچام (۱۹۴۴، ۱۹۴۶) قابلیت کاربرد این روش را در شناسایی مستقیم ماسه‌های نفتی پر مینای تفاوت‌های مقاومت‌ویژه، مورد بحث قرار می‌دهند. بر این مبنا، متناسب با افزایش عمق تا فصل مشترک، باید حداکثر و حداقل وسیع‌تری را در نظر داشت و در عمل نیز نتایج، تا عمق معینی این مسأله را تأیید می‌کنند. فراتر از آن عمق، نقاط منفرد بصورت لگدهای واضحی درآمدند. نتیجه دیگری که موجب سردرگمی گردید، در منطقه پیتاس<sup>۳</sup>، ناحیه بی<sup>۴</sup>، در تگزاس، ماسه نفتی که در عمق ۱۲۲۰m قرار داشت، دارای همبستگی با تمام لگدهای قوی منحنی‌های ریزیستولاگ بود، در حالی که چاه‌نگاشت‌های الکتریکی، هیچگونه اختلاف محسوسی را در مقاومت‌ویژه نشان ندادند. معمولاً لگدهای واضح دارای همبستگی، در اعماق بیش از ۶۰۰m و نهایتاً تا ۱۸۰۰m، بوقوع می‌پیوندند. بیشتر نتایج رضایت‌بخش، بخصوص در شناسایی مستقیم نفت، در این محدوده از عمق و در مناطقی با اختلاف مقاومت‌ویژه اندک دارای مقاومت‌ویژه پایین، بدست آمده‌اند. آزمایشهایی که با تغییر دادن چگالی جریان صورت گرفت، هیچگونه نتیجه مشخصی را بدست ندادند.





(a)



(b)

شکل ۶.۹: روش ریزستولاگ: (a) آرایش صحرائی؛ (b) نتایج مربوط به دشت سم‌فوردیس<sup>۱</sup>، در نگراس.  $R_2$  و  $R_1$  به ترتیب عبارتند از مقاومت ویژه‌های ظاهری در حالتی که الکترودهای جریان به ترتیب در موقعیت‌های ۱ و ۲ قرار دارند. (بعد از وست و بیجام، ۱۹۴۴).

در مباحثه میزگرد جامعه ژئوفیزیکدانان اکتشافی<sup>۱</sup> (وست و بیجام، ۱۹۴۲)، اعتقاد بر این بود که این آنومالی‌های واضح که احتمالاً دارای منشأ عمیق هستند، نتیجه تغییرات اهمی مقاومت ویژه نبوده بلکه دارای منشأ الکتروشیمیایی می‌باشند.

آیا این امکان وجود دارد که در فصل مشترکی که متناظر با تغییر رسانایی جریان از حالت خطی به غیرخطی و شبه‌خطی باشد، دو مقدار بحرانی چگالی جریان  $J_1$  و  $J_2$  وجود داشته باشد؟ از صفر تا  $J_1$ ، برای مقادیر بی‌اندازه کوچک، فصل مشترک بصورت خطی رفتار خواهد کرد. برای مقادیر مابین  $J_1$  تا  $J_2$ ، رفتار بصورت غیرخطی بوده و برای مقادیر بزرگتر از  $J_2$ ، جریان به صورت

آزادانه از عرض فصل مشترک منتقل شده و شرایط شبه‌خطی، حاکم می‌شود. در اینصورت، محدوده عمق مطلوب، ۱۸۰۰m - ۶۰۰، برای ریزسیتولاگ، می‌تواند در انطباق با محدوده رفتار غیرخطی J<sub>۱</sub> - J<sub>۲</sub> باشد.

بهرحال J<sub>۱</sub>، بعلت وجود چشمه نقطه‌ای در سطح، دارای جهت‌های متفاوتی برای مختصات فضایی مختلف، خواهد بود؛ مقدار بزرگی مؤلفه عمود بر فصل مشترک، علاوه بر قدرت چشمه، تا حدود زیادی به مختصات فضایی چشمه نیز بستگی دارد؛ و این می‌تواند موجب بروز عدم قطعیت در نتایج آزمایشات گردد.



## مراجع

- Ádám, A., Nagy, Z. and Varga, G. (1989) Magnetotelluric (MT) research and exploration in Hungary. *Geophysics*, 54, 795-7.
- Al'pin, L.M., Berdichevskii, M.N., Vedrintsev, G.A. and Zagarmistr, A.M. (1966) Dipole methods for measuring earth conductivity. Translated by G.V. Keller. Consultants Bureau.
- Anderson, W.L. (1982) Nonlinear least-squares inversion of transient soundings for a central induction loop system (program NLSTCI), *US Geol. Surv. Open File Report* 82-1129.
- Asch, T. and Morrison, H.F. (1989) Mapping and monitoring electrical resistivity with surface and subsurface electrode arrays. *Geophysics*, 54, 235-44.
- Azad, J. (1973) Direct oil prospecting with electrical transient reflections. *J. Can. Soc. Expl. Geophys.*, 9, 1-11.
- Banerjee, B. and Sengupta, B.J. (1987) Transformation of dipolar, Wenner and two-electrode curves to Schlumberger apparent resistivity sounding curves. *Geophys. Prosp.*, 35, 445-53.
- Baranov, V. (1951) Quantitative interpretation of measurements in prospecting by telluric currents. Proc. Third World Petroleum Congress, The Hague, Section 1, 646-53 (in French).
- Başokur, A.T. (1983) Transformation of resistivity sounding measurements obtained in one electrode configuration to another configuration by means of digital linear filtering. *Geophys. Prosp.*, 31, 649-63.
- Berdichevskii, M.N. (1958) The method of curved electrical probe. *Prikladnaia Geofizika*, 18, 128-144. [In Russian; English translation in Rast, N. (1962) *Applied Geophysics, USSR*, Pergamon Press, Inc., pp. 223-40.]
- Berdichevskii, M.N. (1960) Electrical surveying by means of telluric currents: Gostoptekhizdat. [English translation by Bradley, J.E.S. (1963) National Lending Library; also by Keller, G.V. (1965) *Quarterly of the Colorado School of Mines*, 60. Referenced pages are those of Keller's translation.]
- Berdichevskii, M.N. and Petrovskii, A.D. (1956) Procedures of bilateral equatorial electrical surveying. *Prikladnaia Geofizika*, 14, 97-114 (in Russian).
- Berdichevskii, M.N. and Zagarmistr, A.M. (1958) Interpretation of bilateral electrical soundings obtained with dipole arrays. *Prikladnaia Geofizika*, 19, 57-108 (in Russian; English translation in Al'pin *et al.*, 1966).
- Bhattacharya, P.K. and Patra, H.P. (1968) *Direct Current Geoelectric Sounding*. Elsevier Science Publ.
- Bibby, H.M. (1977) The apparent resistivity tensor. *Geophysics*, 42, 1258-61.
- Boissonnas, E. and Leonardon, E.G. (1948) Geophysical exploration by telluric currents, with special reference to a survey of the Haynesville salt dome, Wood County, Texas. *Geophysics*, 13, 387-403.
- Bostick, F.X., Jr. (1977) A simple and almost exact method of MT analysis (Abstract), in Workshop on electrical methods in geothermal exploration, Ward, S.H. (ed.) University of Utah, Salt Lake City, pp. 175-83.

- Bostick, F.X., Jr. (1986) Electromagnetic array profiling (EMAP). 56th Annual International Meeting Society of Exploration Geophysicists, Expanded Abstracts, pp. 60-1.
- Breusse, J.J. (1963) Modern geophysical methods for subsurface water exploration. *Geophysics*, 28, 633-57.
- Butterworth, N.A. (1988) Controlled-source audio-frequency magnetotelluric responses of three-dimensional bodies. MSc Thesis, Univ. of Utah.
- Cagniard, L. (1953) Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18, 605-35.
- Cantwell, T. (1960) Detection and analysis of low-frequency magnetotelluric signals. PhD Thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- Clark, J., Gamble, T.D., Goubau, W.M., Koch, R.H. and Miracky, R.F. (1983) Remote-reference magnetotellurics: equipment and procedures. *Geophys. Prosp.*, 31, 149-70.
- Compagnie Générale de Géophysique (1963) *Master Curves for Electrical Sounding*, 2nd edn: European Association of Exploration Geophysicists.
- Dahlberg, R.S. Jr (1945) An investigation of natural earth currents. *Geophysics*, 10, 494-506.
- DeGroot-Hedlin, C. and Constable, S. (1990) Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55, 1613-24.
- Dey, A. (1976) Resistivity modeling for arbitrarily shaped two dimensional structures, Part II: user's guide to the FORTRAN algorithm RESIS2D. *Lawrence Berkeley Laboratory Report 5283*, Univ. California, Berkeley.
- Dey, A. and Morrison, H.F. (1979) Resistivity modeling for arbitrarily shaped two-dimensional structures. *Geophys. Prosp.*, 27, 106-36.
- Dobrin, M.B. and Savit, C.H. (1988) *Introduction to Geophysical Prospecting*, McGraw-Hill.
- Duncan, P.M., Hwang, A., Edwards, R.N., *et al.* (1980) The development and applications of a wide band electromagnetic sounding system using a pseudonoise source. *Geophysics*, 45, 1276-96.
- Duprat, A., Roudot, M. and Spitz, S. (1986) Testing the Transiel method in mineral and geothermal exploration. *Geophys. Prosp.*, 34, 445-62.
- Ebert, A. (1943) Grundlagen zur Auswertung geoelektrischer Tiefenmessungen. *Beitr. Angew. Geophys.*, 10, 1-17.
- Edwards, R.N. (1976) Electrical methods for the study of regional crustal conductivity anomalies. *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica, Acad, Sci. Hung.*, 11, 399-425.
- Edwards, R.N. and Holladay, J.S. (1991) Pseudo-random binary sequence (PRBS) techniques, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, (ed. M.N. Nabighian) Vol. 2, Part A, Society of Exploration Geophysicist, pp. 388- 97 (Appendix B in Spies and Frischknecht, 1991).
- Edwards, R.N. and Nabighian, M.N. (1991) The magnetometric resistivity method, in *Electromagnetic methods in Applied Geophysics*, (ed. M.N. Nabighian) Vol. 2, Part A, Society of Exploration Geophysicists, pp. 47-104.
- Evjen, H.M. (1948) Theory and practice of low frequency electromagnetic exploration. *Geophysics*, 13, 584-94.
- Evjen, H.M (1953) Surface electrical method detects oil directly. *World Oil*, 136, No. 2, 93-6.

- Fink, J.B., McAlister, E.O., Sternberg, B.K. and Wieduwilt, W.G. (eds) (1990) *Induced Polarization*. Society of Exploration Geophysicists, *Investigations in Geophysics*, No. 4.
- Fitterman, D.V. and Stewart, M.T. (1986) Transient electromagnetic sounding for groundwater. *Geophysics*, 51, 995-1005.
- Frischknecht, F.C. (1967) Fields about an oscillating magnetic dipole over a two-layer earth, and application to ground and airborne electromagnetic surveys. *Quarterly, Colorado School of Mines*, 62, 1-326.
- Frischknecht, F.C. (1988) Electromagnetic physical scale modeling, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics* (ed. M.N. Nabighian) Vol. 1, Society of Exploration Geophysicists, pp. 365-441.
- Gamble, T.D., Goubau, W.M. and Clarke, J. (1979) Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, 44, 53-68.
- Gamble, T.D., Goubau, W.M., Goldstein, N.E. *et al.* (1981) Magnetotelluric studies at Cerro Prieto. *Geothermics*, 10, 169-82.
- Goldberg, S. and Rotstein, Y. (1982) A simple form of presentation of magnetotelluric data using the Bostick transform. *Geophys. Prosp.* 30, 211-6.
- Goldhaber, M.B. and Reynolds, R.L. (1991) Relations among hydrocarbon reservoirs, epigenetic sulfidization, and rock magnetization- examples from the south Texas coastal plain. *Geophysics*, 56, 748-57.
- Goldstein, M.A. and Strangway, D.W. (1975) Audio-Frequency magnetotellurics with a grounded electric dipole source. *Geophysics*, 40, 669-83.
- Goldstein, N.E., Norris, R.A. and Wilt, M.J. (1978) Assessment of surface geophysical methods in geothermal exploration and recommendations for future research. Lawrence Berkeley Laboratory, Univ. of California, Berkeley, LBL6815 for US Department of Energy.
- Gomez-Trevino, E. and Edwards, R.N. (1983) Electromagnetic soundings in the sedimentary basin of southern Ontario- a case history. *Geophysics*, 48, 311-30.
- Gosh, D.P. (1971) Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally stratified earth. *Geophys. Prosp.*, 19, 769-75.
- Grant, F.S. and West, G.F. (1965) *Interpretation Theory in Applied Geophysics*, McGraw-Hill Book Co.
- Harthill, N. (1978) A quadripole resistivity survey of the Imperial Valley, California. *Geophysics*, 43, 1485-500.
- Hermance, J.F. and Thayer, R.E. (1975) The telluric-magnetotelluric method. *Geophysics*, 40, 664-8.
- Hobbs, B.A. (1982) Automatic model for finding the one-dimensional magnetotelluric problem. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 68, 253-64.
- Hohmann, G.W. (1988) Numerical modeling for electromagnetic methods of geophysics, in *Electromagnetic methods in applied geophysics* Vol. 1, (ed. M.N. Nabighian) Society of Exploration Geophysicists, pp. 313-63.
- Hohmann, G.W. and Raiche, A.P. (1988) Inversion of controlled-source electromagnetic data, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol. 1, Theory (ed M.N. Nabighian) Society of Exploration Geophysicists, pp. 469-503.
- Holladay, J.S. (1987) The generalized electro-sounding method for sedimentary basin exploration. PhD Thesis, Univ. Of Toronto.
- Hughes, L.J., and Carlson, N.R. (1987) Structure mapping at Trap Spring oilfield, Nevada, using controlled-source magnetotellurics. *First Break*, 5, 403-18.

- Hughes, L.J., Zonge, K.L. and Carlson, N.R. (1986) The application of electrical techniques in mapping hydrocarbon-related alteration, *Unconventional Methods in Exploration for Petroleum and Natural Gas* (ed. M.J. Davidson), Symposium IV, May 1-2 1985, Southern Methodist Univ. Press, Dallas.
- Jackson, D.B. and Keller, G.V. (1972) An electromagnetic sounding survey of the summit of Kilauea volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 77, 4957-65.
- Jacobson, J.J. (1969) Deep electromagnetic sounding technique. DSc Thesis, Colorado School of Mines, Golden, Colorado.
- Jones, A.G. (1983) On the equivalence of the 'Niblett' and 'Bostick' transformations in the magnetotelluric method. *J. Geophys.*, 53, 72-3.
- Jones, F.W. and Pascoe, L.J. (1971) A general computer program to determine the perturbation of alternating electric currents in a two-dimensional model of a region of uniform conductivity with an embedded inhomogeneity. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 24, 3-30.
- Jupp, D.L.B. and Vozoff, K. (1975) Stable iterative methods for inversion of geophysical data. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 42, 957-76.
- Jupp, D.L.B. and Vozoff, K. (1977) Resolving anisotropy in layered media by joint inversion. *Geophys. Prosp.*, 25, 460-70.
- Karcher, J.C. and McDermott, E. (1935) Deep electrical prospecting. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, 19, 64-77.
- Kasameyer, P.W. (1976) Preliminary interpretation of resistivity and seismic refraction data from the Salton Sea geothermal field. Lawrence-Livermore Laboratory, Univ. of California, RL-52115.
- Kaufman, A.A. and Keller, G.V. (1981) *The Magnetotelluric Sounding Method*, Elsevier Science Publ.
- Kaufman, A.A. and Keller, G.V. (1983) *Frequency and Transient Soundings*, Elsevier Science Publ.
- Keller, G.V. (1968) Electrical prospecting for oil. *Quarterly of the Colorado School of Mines*, 63, No. 2.
- Keller, G.V. (1969) Electromagnetics may be the key to direct oil finding. *World Oil*, Dec., 85-8.
- Keller, G.V. (1971) Electrical characteristics of the Earth's crust, in *Electromagnetic Probing in Geophysics* (ed. J.R. Wait), Golem Press, 13-79.
- Keller, G.V. (1982) Electrical properties of rocks and minerals, in *Handbook of Physical Properties of Rocks*, Vol. 1 (ed. R.S. Carmichael), CRC Press, pp. 217-94.
- Keller, G.V. (1988) Rock and mineral properties, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, vol. 1 (ed. M.N. Nabighian), Society of Exploration Geophysicists, pp. 13-51.
- Keller, G.V. (1991) Colorado School of Mines TDEM systems, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol. 2, Part A (ed. M.N. Nabighian), Society of Exploration Geophysicists, pp. 408-11 (Appendix F in Spies and Frischknecht 1991).
- Keller, G.V. and Frischknecht, F.C. (1966) *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*, Pergamon Press.
- Keller, G.V., Pritchard, J.I., Jacobson, J.J. and Harthill, N. (1984) Megasource time-domain electromagnetic sounding methods. *Geophysics*, 49, 993-1009.
- Koefoed, O. (1968) *The Application of the Kernel Function in Interpreting Geoelectrical Resistivity Measurements*, Gebrüder Borntraeger.
- Koefoed, O. (1979) *Resistivity Sounding Measurements*. Elsevier Science Publ.

- Koefoed, O. and Biewinga, D.T. (1976) The application of electromagnetic frequency sounding to groundwater problems. *Geoexploration*, 14, 229- 41.
- Koefoed, O., Ghosh, D.P. and Polman, G.J. (1972) Computation of type curve for electromagnetic depth sounding with a horizontal transmitting coil by means of a digital linear filter. *Geophys. Prosp.* 20, 406-20.
- Kunetz, G. (1952a) Method for the electrical investigation of the ground, US Patent 2 586 667.
- Kunetz, G. (1952b) Method for the electrical prospection of the subsoil, US Patent 2 623 697.
- Kunetz, G. (1957) Application of statistical properties of earth currents in practical geophysics. *Freiberg. Forschungsh.*, C32, Geophysik, 5-19 (in German).
- Kunetz, G. (1958) Principles and applications of telluric prospecting. *Erdöl-Z., Heft 9*, Urban- Verlag, 3-15 (in German).
- Kunetz, G (1966) *Principles of Direct Current Resistivity Prospecting*, Gebrüder Borntraeger.
- Kunetz, G. and Chastenot de Géry, J. (1956) Conformal representation and various problems of potential in media of different 'permeability' (electrical conductivity). *Rev. Inst. Fr. Pet.*, 11 (10), 1179- 92 (in French).
- Laine, E.F. and Lytle, R.J. (1976) A computer program for four probe resistivity measurements in a horizontally layered earth. *IEEE Trans. Geosci. Electronics*, 14, 232-5.
- Lasfargues, P. (1957), *Prospection Électrique par Courants Continus*; Masson & Cie.
- Lee, F.W. (1939) The possibility of electrical stratification in the earth as disclosed by surface measurements of currents and potentials. *Trans. Am. Geophys. Union*, Pt. 3, 382-9.
- Lumb, J.T. (1981) Prospecting for geothermal resources, in *Geothermal Systems: Principles and Case Histories* (eds L. Raybach and L. J. Muffler), John Wiley & Sons.
- Madden, T.R. (1971) The resolving power of geoelectric measurements for delineating resistive zones within the crust, in *The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust* (ed. J.G. Heacock), *Geophys Monogr.* 14, American Geophysical Union, pp. 95-105.
- Madden, T. and Nelson, P. (1964) A defense of Cagniard's magnetotelluric method. Massachusetts Institute of Technology, Project NR-371-401.
- Madden, T.R. and Swift, C.M., Jr. (1969) Magnetotelluric studies of the electrical conductivity structure of the crust and upper mantle, in *The Earth's Crust and Upper Mantle* (ed. P.J. Hart), *Geophys. Monogr.* 13, American Geophysical Union, pp. 469-79.
- Malergue, G., Aissa, J., Herisson, C. and Rainaud, J. (1986) Recent developments in the magnetotelluric prospecting method. *First Break*, 4, 23-8.
- Migaux, L. (1946) A new method of applied geophysics- prospecting by telluric currents. *Ann. Géophys.*, 2, 131-46 (in French).
- Migaux, L. (1951) Ten years of application of the telluric methods. Third World Petroleum Congress, The Hague, Section 1, pp. 624- 45 (in French).
- Mitchell, B.J. and Landisman, M. (1971) Electrical and seismic properties of the Earth's crust in the southwestern Great Plains of the USA. *Geophysics*, 36, 363-81.
- Morrison, H.F. and Goldstein, N.E. (1991) Lawrence Berkeley Laboratory EM-60 system, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol. 2, part A (ed. M.N. Nabighian), Society of Exploration Geophysicists, pp. 398-402.



- Morrison, H.F., Goldstein, N.E., Hoversten, G.M., *et al.* (1978) Description, field test and data analysis of controlled source EM system (EM-60), Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7088.
- Müller, M. (1940) Results of geoelectric measurements of polarization. *Z. Geophys.*, 16, 274-84 (in German).
- Müller, M. (1950) An induction-impulse method for the detection of petroleum. *Geof. Pura et Appl.*, 17, 54-60 (in German).
- Mundry, E. (1980) The effect of a finite distance between potential electrodes on Schlumberger resistivity measurements - a simple correction graph. *Geophysics*, 45, 1872-5.
- Mundry, E. and Blohm, E.-K. (1987) Frequency electromagnetic sounding using a vertical magnetic dipole. *Geophys. Prosp.*, 35, 110-23.
- Nabighian, M.N. (ed.) (1988) *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol.1, *Theory*, 1988 Society of Exploration Geophysicists.
- Nabighian, M.N. (ed.) (1991) *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol. 2, Parts A and B, *Applications*, Society of Exploration Geophysicists.
- Neuenschwander, E.F. and Metcalf, D.F. (1942) A study of electrical earth-noise. *Geophysics*, 7, 69- 77.
- Nivas, S. and Israil, M. (1986) Computation of apparent resistivities using an exponential approximation of kernel functions. *Geophysics*, 51, 1594-1692.
- Nivas, S., and Israil, M. (1987) A simple method of interpreting dipole resistivity soundings: *Geophysics*, 52, 1412-17.
- Oehler, D.Z. and Sternberg, B.K. (1984) Seepage-induced anomalies, 'false' anomalies, and implications for electrical prospecting. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 68, 1121-45.
- Oldenburg, D.W. (1979) One-dimensional inversion of natural source magnetotelluric observations. *Geophysics*, 44, 1218-46.
- Olhoft, G.R. (1980) Electrical properties of rocks, in *Physical Properties of Rocks and Minerals* (eds Y.S. Touloukian, W.R. Judd and R.F. Roy), McGraw-Hill Book Co., pp. 257-330.
- Olhoft, G.R. (1985) Low-frequency electrical properties. *Geophysics*, 50, 2492-503.
- Orellana, E. (1972) *Prospeccion Geoelectrica en Corriente Continua*, Paraninfo.
- Orellana, E. and Mooney, H.M. (1966) *Master Tables and Curves for Vertical Electrical Sounding over Layered Structures*, Interciencia.
- Park, S.K. and Livelybrooks, D.W. (1989) Quantitative interpretation of rotationally invariant parameters in magnetotellurics. *Geophysics*, 54, 1483-90.
- Parkhomenko, E.I. (1967) *Electrical Properties of Rocks*, Plenum Press (English translation by G.V. Keller).
- Patra, H.P. and Mallick, K. (1980) *Time-varying Geoelectric Sounding*. Elsevier Science Publ.
- Pellerin, L. and Hohmann, G.W. (1990) Transient electromagnetic inversion- a remedy for magnetotelluric static shifts. *Geophysics*, 55, 1242-50.
- Pelton, W.H., Rijo, L. and Swift, C.M., Jr. (1978) Inversion of two-dimensional resistivity and induced-polarization data. *Geophysics*, 43, 788-803.
- Petersen, E.V. (1974) Direct detection with electric crew will eliminate stratigraphic dusters. *Oilweek*, August 5, 16-7.
- Pirson, S.J. (1980) Oil is confined in the earth by redox potential barriers. *Oil & Gas J.*, July 7, 153-8.
- Poldini, E. (1947) *La Prospeccion Eléctrica du Sous-sol*, F. Rouge & C.

- Pous, J., Marcuello, A. and Queralt, P. (1987) Resistivity inversion with *a priori* information. *Geophys. Prosp.*, 35, 590-603.
- Pratt, R.B. (1953) New oil finding method tested. *World Oil*, November, 98-105.
- Rabinovich, B.I. Surkov, V.S. and Mandelbaum, M.M. (1977) The use of electrical methods in exploration for oil and gas fields in The Siberian platform. *Sovet. Geol.*, No. 2, pp. 314 (in Russian).
- Raiche, A.P., Jupp, D.L.B., Rutter, H. and Vozoff, K. (1985) The joint use of coincident loop transient electromagnetic and Schlumberger sounding to resolve layered structures. *Geophysics*, 50, 1618-27.
- Rankin, D., Mozeson, C. and Nabetani, S. (1974) Interactive programming in the inverse method by sequential layering for magnetotelluric analysis. *J. Geophys. Res.*, 79, 2022-6.
- Rijkswaterstaat (1969) *Standard Graphs for Resistivity Prospecting*, European Association of Exploration Geophysicists.
- Rosaire, E.E. (1938) Shallow stratigraphic variations over Gulf Coast structures. *Geophysics*, 3, 96-121.
- Roy, K.K. and Elliot, H.M. (1981) Some observations regarding depth of exploration in d.c. electrical methods. *Geoexploration*, 19, 1-13.
- Sandberg, S.K. and Hohmann, G.W. (1982) Controlled-source audiomagnetotellurics in geothermal exploration. *Geophysics*, 47, 100-16.
- Sasaki, Y. (1989) Two-dimensional joint inversion of magnetotelluric and dipole-dipole resistivity data. *Geophysics*, 54, 254-62.
- Schlumberger, M. (1936) Method for prospecting the undersoil. US Patent 2 034 447.
- Schlumberger, M. (1941) Method and apparatus for electrical underground prospecting. US Patent 2 240 520.
- Sherwood, J.W.C. and Yungul, S.H. (1968) Frequency spectrum analysis of injected coded signal and measured probe signal for geophysical prospecting. US Patent 3 382 428.
- Sims, W.E. and Bostick, F.X. Jr (1969) Methods of magnetotelluric analysis. EGR L Technical Report No. 58, Univ. of Texas at Austin.
- Smith, J.T. and Booker, J.R. (1988) Magnetotelluric inversion for minimum structure. *Geophysics*, 53, 1565-76.
- Smith, N.C. and Vozoff, K. (1984) Two-dimensional DC resistivity inversion for dipole-dipole data. *Inst. Electr. Electron. Engineers, Trans. Geosci. Remote Sensing*, 22, 21-8.
- Snyder, D.D., Kolvoord, R.W., Frangos, W. *et al.* (1981) Exploration for petroleum using complex resistivity measurements, in *Advances in Induced-Polarization and Complex Resistivity*, Univ. of Arizona, pp. 209-53.
- Spies, B.R. (1983) Recent developments in the use of surface electrical methods for oil and gas exploration in the Soviet Union. *Geophysics*, 48, 1102-1112.
- Spies, B.R. (1989) Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *Geophysics*, 54, 872-88.
- Spies, B.R. and Eggers, D.E. (1986) The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic methods. *Geophysics*, 51, 1462-71.
- Spies, B.R. and Frischknecht, F.C., (1991) Electromagnetic sounding, in *Electromagnetic methods in Applied Geophysics*, Vol. 2, Part A (ed. M.N. Nabighian) Society of Exploration Geophysicists, pp. 285-425.
- Srivastava, S.P. (1965) Method of interpretation of magnetotelluric data when source field is considered. *J. Geophys. Res.*, 70, 945-54.

- Srivastava, S.P. (1967) Magnetotelluric two-and three-layer master curves: *Dom. Obs. Publ.*, 35, No. 7, Canada Department of Energy, Ottawa.
- Stark, M., Wilt, M., Haught, J.R. and Goldstein, N. (1980) Controlled-source electromagnetic survey at Soda Lakes geothermal area, Nevada. Univ. of California, Berkeley, LBL-11221, UC-66b.
- Sternberg, B.K. and Oehler, D.Z. (1990) Induced-polarization hydrocarbon surveys-Arkoma Basin case histories, in *Induced Polarization* (eds J.B. Fink, E.O. McAlister, B.K. Sternberg and W.G. Weiduwilt (eds) *Investigations in Geophysics*, No. 4, Society of Exploration Geophysicists.
- Stodt, J.A., Hohmann, G.W. and Ting, S.C. (1981) The telluric-magnetotelluric method in two- and three- dimensional environments. *Geophysics*, 46, 1137-47.
- Strack, K.M., 1991, German deep transient EM systems, *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol. 2, Part A, (ed. M.N. Nabighian) Society of Exploration Geophysicists, Appendix L in Spies and Frischknecht, pp. 422-425.
- Strack, K.-M. (1992) *Exploration with Deep Transient Electromagnetics*, Elsevier Science Publ.
- Sumner, J.S. (1976) *Principles of Induced Polarization for Geophysical Exploration*, Elsevier Science Publ.
- Swift, C.M., Jr. (1967) A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. PhD Thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- Swift, C.M., Jr. (1971) Theoretical magnetotelluric and TURAM response from two-dimensional inhomogeneities. *Geophysics*, 36, 38-52.
- Tarkhov, A.G. (1963) *Electrorazvedka*, Gostoptekhizdat.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. and Keys, D.A. (1976) *Applied Geophysics*, Cambridge University Press.
- Thieme, H.G. (1963) Problems and successes of the telluric methods during the investigation of high-resistivity anticline structures in GDR. Deutsch Verl. für Grundstoff-Industrie (in German).
- Torres-Verdin, C. and Bostick, F.X., Jr. (1992a) Applications of the Born approximation for the magnetotelluric problem in three-dimensional environments. *Geophysics*, 57, 587-602.
- Torres-Verdin, C. and Bostick, F.X., Jr. (1992b) Principles of spatial surface electric field filtering in magnetotellurics: electromagnetic array profiling (EMAP). *Geophysics*, 57, 603-22.
- Tripp, A.C., Hohmann, G.W. and Swift, C.M., Jr. (1984) Two-dimensional resistivity inversion. *Geophysics*, 49, 1708-17.
- Utzmann, R. (1954) Electrical and telluric prospecting studies on scale models. *Bull. Assoc. Fr. Tech. Pét.*, 107, 1-61 (in French).
- Vanyan, L.L., Bobrovnikov, L.Z., Loshenitzina, V.L. et al. (1967) *Electromagnetic Depth Soundings*. Selected and translated by G.V. Keller, Consultants Bureau, New York.
- Van Zijl, J.S.V. and Joubert, S.J. (1975) A crustal geoelectrical model for South African Precambrian granitic terrains based on deep Schlumberger soundings. *Geophysics*, 40, 657-63.
- Verma, R.K. (1980a) *Master tables for electromagnetic depth sounding interpretation*. IFL Data Base Library, Plenum Publ. Corp.
- Verma, R.K. (1980b) Equivalence in electromagnetic (frequency) sounding. *Geophys. Prosp.*, 28, 776-91.

- Verma, R.K. (1982) *Electromagnetic Sounding Interpretation Data over a Three-layer Earth, 1 and 2*, IFI Data Base Library, Plenum Publ. Corp.
- Volker, A. and Dijkstra, J. (1955) Détermination des salinités des eaux dans le sous-sol du Zuiderzee par prospection géophysique. *Geophys. Prosp.*, 3, 111-25.
- Vozoff, K. (1972) The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 37, 98-141.
- Vozoff, K. (ed.) (1986) *Magnetotelluric Methods*, *Geophysics Reprint Series*, No. 5, Society of Exploration Geophysicists.
- Vozoff, K. (1991) The magnetotelluric method, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol. 2. (ed. M.N. Nabighian) Society of Exploration Geophysicists, 641-711.
- Wait, J.R. (1951) The magnetic dipole over the horizontally stratified earth. *Can. J. Phys.* 29, 557-92.
- Wait, J.R. (1961) The electromagnetic fields of a horizontal dipole in the presence of a conducting half space. *Can. J. Phys.* 39, 1017-28.
- Wait, J.R. (1962) *Electromagnetic Waves in Stratified Media*. Pergamon Press.
- Wannamaker, P.E., Wright, P.M., Zi-xing, Z. et al. (1991) Magnetotelluric transect of Long Valley caldera- resistivity cross-section, structural implications, and the limits of a 2-D analysis. *Geophysics*, 56, 926-40.
- Ward, S.H. and Hohmann, G.W. (1988) Electromagnetic theory for geophysical applications, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol. 1, (ed. M.N. Nabighian), Society of Exploration Geophysicists, pp. 131-311.
- Warren, R.K. and Srnka, L.J. (1992) Exploration in the basalt-covered areas of the Columbia River Basin, Washington, using electromagnetic array profiling (EMAP). *Geophysics*, 57, 986-93.
- Waxman, M.H. and Smits, L.J.M. (1968) Electrical conductivities in oil-bearing shaley sand. *Soc. Petr. Eng. J.*, 8, 107-22.
- West, T.S. and Beacham, C.C. (1942) Precise measurement of the electrical resistivity anomaly resulting from oil or gas saturation. *Geophysics*, 7, 339.
- West, T.S. and Beacham, C.C. (1944) Precise measurement of deep electrical anomalies. *Geophysics*, 9, 494-539.
- West, T.S. and Beacham, C.C. (1946) A 'Resistolog' survey of the Loma Alto-Seven Sisters area, Texas. *Geophysics*, 11, 491-504.
- Whittall, K.P. (1986) Inversion of MT data using localized conductivity constraints. *Geophysics*, 51, 1603-7.
- Whittall, K.P. and Oldenburg, D.W. (1992) *Inversion of Magnetotelluric Data for a One-dimensional Conductivity*, *Geophysical Monograph Series*, No. 5, Society of Exploration Geophysicists.
- Wilt, M.J. and Goldstein, N.E. (1981) Resistivity monitoring at Cerro Prieto. *Geothermics*, 10, 183-91.
- Wilt, M.J., Goldstein, N.E. and Raso, M.A. (1980) LBL resistivity studies at Cerro Prieto. *Geothermics*, 9, 15-26.
- Wilt, M., Goldstein, N.E., Stark, M., et al. (1983) Experience with the EM-60 electromagnetic system for geothermal exploration in Nevada. *Geophysics*, 48, 1090-1101.
- Wilt, M.J., Morrison, H.F., Lee, K.H. and Goldstein, H.E. (1989) Electromagnetic sounding in the Columbia Basin, Yakima, Wahington. *Geophysics*, 54, 952-61.

- Yamashita, M. (1987) Controlled source audio-frequency magneto-tellurics, Phoenix Geophysics Ltd, Ontario, Canada.
- Yamashita, M., Hallof, P.G. and Pelton, W.H. (1985) CSAMT case histories with a multichannel CSAMT system and near-field data correction. 55th Annual International Meeting Society of Exploration Geophysicists Expanded Abstract MT8.
- Yungul, S.H. (1961) Magnetotelluric sounding three-layer interpretation curves. *Geophysics*, 26, 465-73.
- Yungul, S.H. (1966) Telluric sounding- a magnetotelluric method without magnetic measurements. *Geophysics*, 31, 185-91.
- Yungul, S.H. (1968) Measurement of telluric relative ellipse area by means of vectograms. *Geophysics*, 38, 127-31.
- Yungul, S.H. (1977) The telluric methods in the study of sedimentary structures-a survey. *Geoexploration*, 15, 207-38.
- Yungul, S.H. (1982) Geoelectricity, in *McGraw-Hill Encyclopedia of Science and Technology*, 5/e, pp. 171-5.
- Yungul, S.H. Hembree, M.R. and Greenhouse, J.P. (1973) Telluric anomalies associated with isolated reefs in the Midland Basin, Texas. *Geophysics*, 38, 545-56.
- Zohdy, A.A.R. (1988) Groundwater exploration with Schlumberger soundings near Jean, Nevada. US Geological Survey Open-File Report 88-291, 66.
- Zohdy, A.A.R. (1989) A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. *Geophysics*, 54, 245-53.
- Zonge, K.L. and Hughes, L.J. (1991) Controlled source audio-frequency magnetotellurics, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol. 2, Part B (ed. M.N. Nabighian) Society of Exploration Geophysicists, pp. 713-809.

## روشهای الکتریکی در اکتشافات ژئوفیزیکی حوضه های رسوبی عمیق

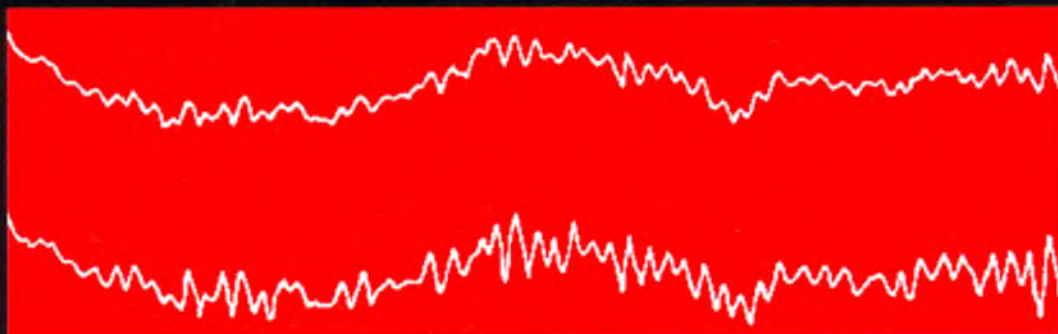
تألیف: اس. ایچ. یانگل

روشهای الکتریکی بخشی از مجموعه تکنیکهای ژئوفیزیکی مورد استفاده در اکتشاف زیر سطح زمین و به طور اخص جستجو برای نهشته های نفت در حوضه های رسوبی عمیق می باشد، که اهمیت آن در حال افزایش است.

این کتاب معرفی گسترده ای از روشهای الکتریکی، با تأکید خاص بر روی مفاهیم، روشها، سیاستهای اکتشافی و تعبیر و تفسیر ارائه می نماید. کتاب حاضر برای استفاده افراد غیر حرفه ای طراحی شده و به تعمد از آوردن مشتق گیری های پیچیده ریاضی و طرح جزئیات با موضوعات مغایر یکدیگر همانند ابزارآلات و پردازش داده ها تا جای ممکن خودداری شده است.

تمامی ژئوفیزیکدانان کاربردی، دانشجویان دوره های تکمیلی ژئوفیزیک و مهندسی اکتشافات معدن، بخصوص آنهایی که در صنعت نفت هستند، این کتاب را خلاصه ای ارزشمند از کاربردهای اخیر روشهای الکتریکی خواهند یافت.

آقای پروفیسور یانگل برای مدت بیش از ۲۵ سال مسئولیت تحقیق، توسعه و کاربرد روشهای الکتریکی و زمین شناسی اکتشافی را برای تعدادی از بزرگترین سازمانهای مربوطه در جهان به عهده داشته اند. ایشان در سالهای ۱۹۷۲ تا ۱۹۸۹ در دانشگاه کالیفرنیا در ریورساید به دانشجویان دوره های تکمیلی، دروسهای روشهای الکتریکی و ژئوفیزیک اکتشافی را ارائه نموده اند.



ISBN 964-06-3959-1



9 789640 639597