

## 自然電位検層による高浸透性地層の評価に関する研究

池田, 直継  
九州大学工学地球資源システム

<https://doi.org/10.11501/3135035>

---

出版情報：九州大学, 1997, 博士（工学）, 課程博士  
バージョン：  
権利関係：

自然電位検層による高浸透性地層の評価に関する研究

池田直継

①

# 自然電位検層による 高浸透性地層の評価に関する研究

目次		
第1章	緒言	1
第2章	自然電位検層の原理	10
第3章	高浸透性地層の評価	25
第4章	実測データの解析	45
第5章	結論	65
参考文献		75
謝辞		85
著者略歴		95
索引		105
図表目録		115
第1章	緒言	1
第2章	自然電位検層の原理	10
第3章	高浸透性地層の評価	25
第4章	実測データの解析	45
第5章	結論	65
参考文献		75
謝辞		85
著者略歴		95
索引		105
図表目録		115

池田 直継

目次

第 1 章	緒論	1
1.1	本研究の目的	2
1.2	本論文の構成	3
1.3	記号の説明	
1.3.1	アルファベット	5
1.3.2	ギリシャ文字	8
1.3.3	特殊文字	9
第 2 章	物理検層法	
2.1	はじめに	10
2.2	物理検層法の概略	10
2.3	物理検層の解析—地層の電導率と浸透率—	14
2.4	孔井内の自然電位	20
2.5	浸透性地層の評価法	27
2.6	まとめ	32
第 3 章	自然電位の基礎式	
3.1	はじめに	33
3.2	電気二重層	33
3.3	流動電位の基礎式	40
3.4	孔井内の流動電位	46
3.5	拡散電位の影響	49
3.6	まとめ	53
第 4 章	理論的検討	
4.1	はじめに	54
4.2	圧力分布の計算	54
4.3	流動電位分布の計算	56
4.4	モデリングの流れ	60
4.5	数値シミュレーション	60
4.6	まとめ	68
第 5 章	浸透性地層の評価例	
5.1	はじめに	70
5.2	水井戸への適用	
5.2.1	調査の概要	71
5.2.2	検層データの解析	79
5.3	岩盤のフラクチャー調査	
5.3.1	調査の概要	92
5.3.2	検層データの解析	96
5.4	まとめ	103
第 6 章	結論	105
	謝辞	108
	参考文献	109

## 第1章 緒論

近年の石油・天然ガスなどの液体エネルギー資源の開発において、大規模かつ均質な賦存層の発見は少なくなり開発対象は小規模かつより複雑な地層へと移っている。砂岩、シルトおよび頁岩層との互層からなる低比抵抗貯留層や、断裂型貯留層の様に生産層が非常に薄い場合、従来の物理検層の深度方向の分解能では対応できない。さらに断裂型貯留層は多孔質体モデルとは異なり孔隙体積としては小さいフラクチャーによる高い浸透率を有する生産ネットワークが特徴である。ところが従来の物理検層技術では、層厚は非常に薄くても高い浸透率を示すこのような貯留層の工学的評価は困難であり、貯留層を検出することのみに主眼が置かれている。したがって浸透によって生じる現象を利用して貯留層を探索する検層技術を開発することは、浸透性地層の評価にとって有意義なものとなる。

一方、地表からの物理探索の分野では、石油<sup>30)</sup>や地熱流体<sup>20)34)47)48)49)</sup>、あるいは地下水等<sup>32)33)35)</sup>の地下における流動状態をモニターする目的で、流体流動電位法が用いられている。この探索法は孔井周辺の比抵抗異常体を探索する流電電位法と地下流体の流動によって生じる流動電位の解析とを同時に行うハイブリッド探索法である。著者はこの流動電位が、孔内環境における地層浸透流によっても生じる現象であることに注目し、これを用いて孔井内の高浸透性薄層の評価を可能にする検層法を開発した。

一般に孔井環境における自然電位の原因には、孔内水と地層水の塩分濃度や差圧、粘土鉱物の含有量等の相違による岩相、さらに高浸透性地層前面に形成されるマッドケーキの有無などの違いによって、拡散電位、膜電位、および流動電位等が生じており、これら多

くの電位が重畳している<sup>4)10)27)43)</sup>。本研究で開発した検層法は、通常支配的に存在する拡散電位・膜電位の発生状況や流動電位の発生条件を物理検層により確認した上で、人工的に孔内水に差圧を与えることにより流動電位の異常を抽出し、重畳した自然電位から流動電位異常を選択的に測定する。さらにこの異常値に基づき比抵抗検層で求められた孔井近傍の比抵抗構造を考慮して浸透性地層の検出および評価をしている。

本研究で、物理検層の環境における流動電位と拡散電位という自然電位の発生過程を踏まえた上で、浸透性地層と非浸透性地層における流動電位の発生条件が異なる理由について理論的根拠を示した。また種々の要因が流動電位の測定に影響を与えることから、本手法の適用に当たっての注意すべき条件について考察している。

## 1.1 本研究の目的

本研究は、界面動電現象が流体の流動により生じる事に着目して、地層と間隙流体との間で生じる流動電位を測定し高浸透性地層の評価をおこなう為の新しい方法を開発することを目的としており、その原理と物理検層環境において、これに影響を与える要因について解明したものである。すなわち、まず孔井環境における流動電位の発生機構について理論的に考察し、低浸透性地層と高浸透性地層においては流動電位の大きさが異なる理由を理論的に明らかにし、高浸透性地層で生じる流動電位を定量的に評価するためのモデルを導出する。また流動電位のデータ解析に問題となる拡散電位の影響について考察している。そして孔内の流動電位を測定する物理検層法

を開発し、高浸透性層の評価法を確立する事を目的とする。

## 1.2 本論文の構成

本研究の成果を6章にわたってまとめている。

第1章では、断裂型貯留層や異方性貯留層など薄層から成る貯留層に対する従来の物理検層法の問題点を指摘し、本研究の意義および目的について述べている。

第2章では、物理検層法の概要について述べ、高浸透性薄層の検層法による評価手法について総括している。さらに流動電位現象が過去の自然電位検層で現れている実例を挙げ、本研究で開発した物理検層法の妥当性について述べている。

第3章では、近年のコロイド化学の分野等で得られている成果を自然電位の検層データの解析に適用して、流動電位現象の原理について述べている。さらに表面電導を考慮した地層環境における流動電位の基礎方程式を新たに導出して流動電位の数値シミュレーションを可能にしている。また通常の検層においては主な自然電位成分である拡散電位の原理についても考察し、拡散電位が流動電位の測定に与える影響について明らかにしている。

第4章では、流動電位の理論に基づき、高浸透性薄層が流動電位に与える影響を評価するための数値モデルを新たに提案している。すなわち高浸透性薄層の厚さ、孔径、孔内水の電導率、地層の電導率や薄層の電導率をパラメータとして導入し、孔井内に生じる流動電位を計算し、その応答から逆に薄層の厚さを推定するデータ解析法を提示している。

第5章では、本研究で開発した検層法を、変質、風化を受けた火成岩中に掘削された2つの実験井に適用し、浸透性地層を評価できることを検証している。

第6章は、本研究で得られた成果を総括して結論としている。

1	はじめに	1
2	研究の背景と目的	2
3	研究の概要	3
4	研究の意義	4
5	研究の範囲と対象	5
6	研究の手法と方法	6
7	研究の結果と考察	7
8	研究の結論	8
9	研究の今後の展望	9
10	参考文献	10
11	謝辞	11
12	索引	12
13	図目録	13
14	表目録	14



### 1.3 記号の説明

本論文中で使用する記号 (SI単位系) を以下に示す。

#### 1.3.1 アルファベット

記号	説明	単位
$A$	多孔質体の断面積	$(m^2)$
$B_{i,j,k}$	差分法による流動電位計算時の点 $(i,j,k)$ におけるクロスカップリング係数	
$b$	細管の半径	$(m)$
$C$	クロスカップリング係数	$(A/Pa \cdot sec)$
$C_{i,j,k}$	点 $(i,j,k)$ におけるクロスカップリング係数	$(A/Pa \cdot sec)$
$[C^P]$	カップリング行列係数	
$[C^\Phi]$	カップリング行列係数	
$C^\Phi_{i,j,k}$	差分法による流動電位計算時の点 $(i,j,k)$ におけるクロスカップリング係数	
$C'^\Phi_{i,j,k}$	差分法による流動電位計算時の点 $(i,j,k)$ におけるクロスカップリング係数	
$C^P_{i,j,k}$	差分法による圧力計算時の点 $(i,j,k)$ におけるクロスカップリング係数	
$C'^P_{i,j,k}$	差分法による圧力計算時の点 $(i,j,k)$ におけるクロスカップリング係数	
$c'$	拡散電位式に用いられる定数	
$[Ca^{2+}]_a$	バルク水溶液における $Ca^{2+}$ の濃度	$(mol/m^2)$
$e$	電気素量	$(C)$
$D$	二つの表面間の距離	$(m)$

記号	説明	単位
$E$	電場・電位	(V)
$E_{l-j}$	流体接触電位 (liquid junction potential)	(V)
$E_s$	流動電位	(V)
$E_{SSP}$	スタティック SP 電位	(V)
$G$	ポアソン-ボルツマン式の解に現れる定数	
$h$	フラクチャーの幅	(m)
$I$	電流密度ベクトル	(A/m <sup>2</sup> )
$I_{current}$	イオン拡散における電導電流	(A)
$I_{sep}$	イオン拡散における駆動電流	(A)
$J$	体積流量密度ベクトル	(m/sec)
$k$	浸透率	
$k_c$	Kozeny-Carman式で屈曲率を考慮した係数	
$k_0$	Kozeny式での係数	
$\Delta l$	多孔質体を真っ直ぐな細管からなるモデルとしたときの一つの細管の長さ	
$\Delta l'$	屈曲がある場合の細管の長さ	
$m_c$	Archieの式の係数でセメンテーション係数	
$m_s$	Archieの式の中の水飽和度の指数係数	
$N$	多孔質体を細管モデルとしたときの単位体積中の細管の数	
$[Na^+]_m$	バルク水溶液における $Na^+$ の濃度	(mol/m <sup>3</sup> )
$n$	イオン濃度	(mol/m <sup>3</sup> )

記号	説明	単位
$n_x$	二つの表面間の任意の位置における表面電荷に対する対イオンの濃度	(mol/m <sup>2</sup> )
$n_0$	二つの表面間の中央の位置における表面電荷に対する中和する対イオンの濃度	(mol/m <sup>2</sup> )
$P$	流体圧力	(Pa)
$P_e$	排水半径における地層水圧力	(Pa)
$P_{i,j,k}$	差分法による流動電位計算時の点(i,j,k)における圧力	(Pa)
$P_r$	孔井中心から半径 $r$ の点における地層水の圧力	(Pa)
$P_w$	孔井水の圧力	(Pa)
$Q$	流体流量	(m <sup>3</sup> /sec)
$R_{frac}$	フラクチャー/高浸透性薄層の比抵抗	(Ohm·m)
$R_{mf}$	孔内水/泥水の比抵抗	(Ohm·m)
$R_{ad}$	周辺地層の比抵抗	(Ohm·m)
$R_w$	地層水の比抵抗	(Ohm·m)
$r$	地層の任意の点の孔井中心からの距離	(m)
$r_w$	孔井半径	(m)
$r_e$	排水半径	(m)
$S$	多孔質体単位体積当たりの孔隙の表面積	(m <sup>2</sup> /m <sup>3</sup> )
$S_0$	多孔質体の固体部分の単位体積に対する孔隙の表面積	(m <sup>2</sup> /m <sup>3</sup> )
$S_w$	水飽和率。孔隙中で水の占める割合	

記号	説明	単位
$[S^\Phi]$	ソース行列	
$T$	温度	(°C)
$t_{Cl^-}$	$Cl^-$ の輸率	
$t_{Na^+}$	$Na^+$ の輸率	
$v_{av}$	細管内の流体の平均流速	(m/sec)
$v_l(r)$	細管内の任意の位置における流体の速度	(m/sec)
$z$	イオンの荷電数	

### 1.3.2 ギリシャ文字

記号	説明	単位
$\alpha$	<i>Archie</i> の式で用いられる係数	
$\chi$	拡散二重層の厚さ	(m)
$\gamma$	拡散電位導出式の中の定数	
$\epsilon_r$	流体の比誘電率	
$\epsilon_0$	真空の誘電率	(F/m)
$\zeta$	地層と流体界面におけるゼータ電位	(V)
$\eta$	地層の屈曲率	
$\mu$	粘性率	(Pa·sec)
$\bar{\mu}$	イオンの化学ポテンシャル	(J/mol)
$\xi$	スタティック <i>SP</i> 電位の導出式の中の定数	
$\rho_e$	電荷密度	(C/m <sup>2</sup> )
$\rho_s$	表面電荷密度	(C/m <sup>2</sup> )
$\sigma_{ad}$	周辺地層の電導率	(S/m)
$\sigma_{fl}$	流体の電導率	(S/m)

記号	説明	単位
$\sigma_{frac}$	フラクチャーの電導率	(S/m)
$\sigma_s$	表面電導率	(S/m)
$\sigma_t$	地層の電導率	(S/m)
[ $\Phi$ ]	ソース行列	
$\Phi_{i,j,k}$	差分法による流動電位計算時の点 $(i,j,k)$ における電位	(V)
$\phi$	孔隙率	
$\psi$	電位	(V)
$\psi_s$	表面電位	(V)

### 1.3.3 特殊文字

記号	説明	単位
$\nabla$	微分演算子ベクトル	

## 第2章 物理検層法

### 2.1 はじめに

本章では、まず本孔井内の物理探査である物理検層法についてその特徴を示す。そして従来おこなわれてきた高浸透性地層の検出法を踏まえて、本研究で開発した検層法が果たす役割について述べる。また過去におこなわれた物理検層において流動電位現象が測定されている事例を挙げ、本検層法の必要性を示す。最後に孔井環境が自然電位検層に与える影響について述べる。

### 2.2 物理検層法の概略

物理検層法とは、孔井内の地層の物性を、電気ケーブルで接続したゾンデを孔井内に降ろして直接測定する物理探査法である。対象とする物性は、探査の目的により比抵抗、孔隙率、密度、弾性波速度や自然電位などがある。これらの物性を孔井内のゾンデにより直接的、間接的に測定することにより地層を評価する。このように物理検層は岩石の物性を地層環境のままに調べることができ、地層の物性が深度に連続的に定量化されたデータとして得られ、あらゆる地下探査に不可欠な情報を提供する。

物理検層は、電磁波、音波、ガンマ線、あるいは中性子等を利用して、地層の様々な物性を測定するものであるから、解析に当たっては孔井環境におけるこれらの物性と地層との相互作用のモデル化が必要である。図2.1aに例として孔井近傍の地層における電氣的なモデルを示す<sup>38)</sup>。これは、産油層などの高浸透性地層が低浸透性地

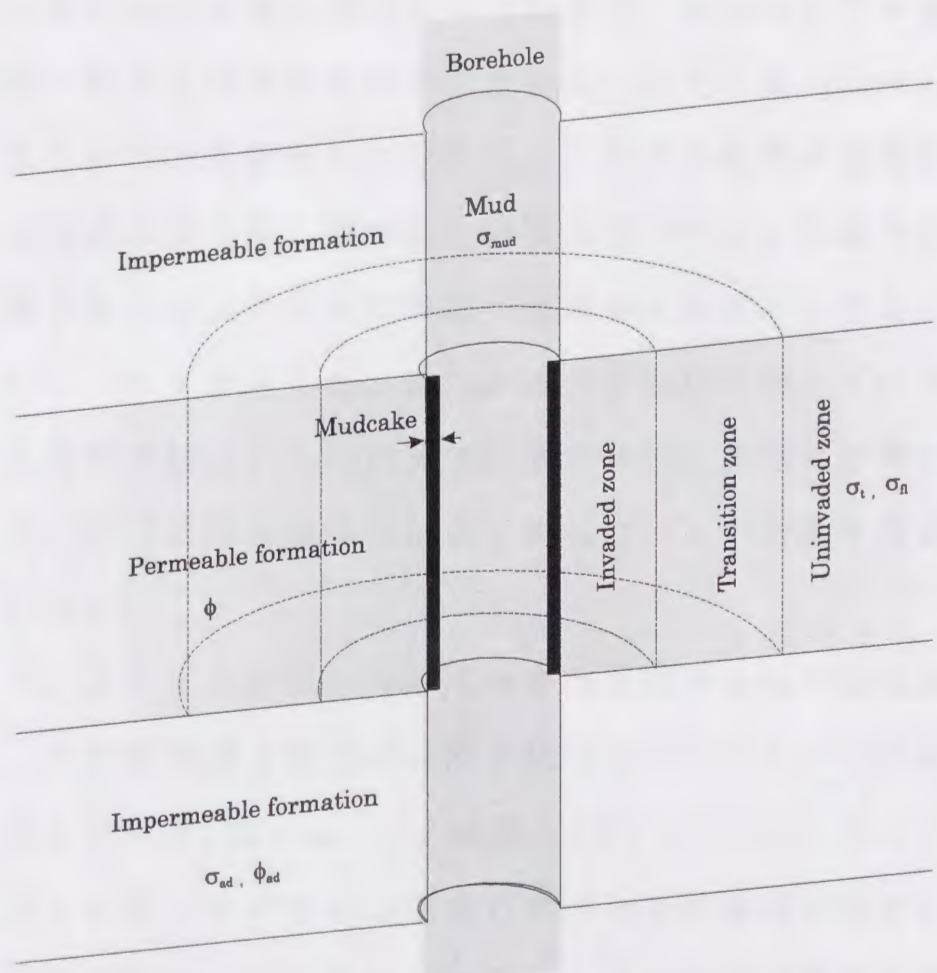


図 2.1a 検層解析で用いられる地層モデルの例

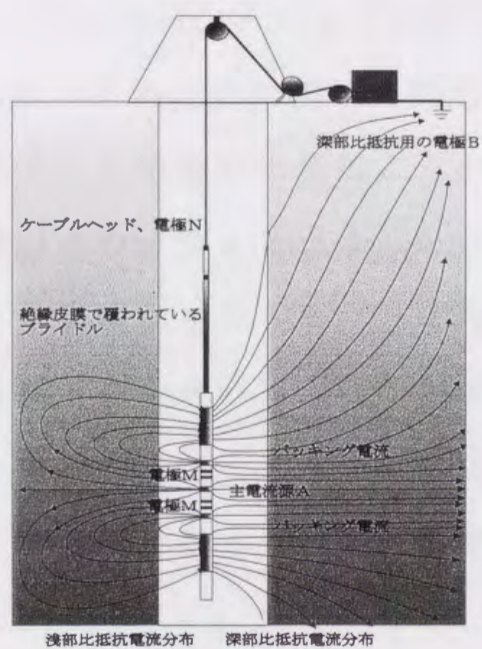


図 2.1b デュアルラテロログの概念図

層に挟まれた孔内状態を模式化したもので、泥水の圧力が地層圧より高い為に泥水ろ過液が地層中に浸透し、また孔壁にはマッドケーキが形成されている状態を表している。泥水ろ過液の浸透によって地層中には泥水浸入域、遷移域と非浸入域が生じ、孔隙率は同じでも、地層の電導率は孔隙中の流体の電導率に対応した値を示している。さらにこのモデルから、非浸入域の比抵抗を測定することが目的である物理検層は、孔井の電極近傍の比抵抗構造に影響されることである。従って測定結果の解析に際してはこの影響を考慮しなければならない。

例えば、ノルマル比抵抗検層は代表的な非指向性の比抵抗検層法として、石油探査など多くの分野で用いられており、本研究においても使用している。図2.2aにこの原理を示すと共に図2.2bにジオメトリックファクターと呼ばれる電極近傍の比抵抗構造が測定に与える影響<sup>26)</sup>を模式図で示す。これらの図から孔内水は測定に大きな影響を与えることが分かる。ノルマル検層では、電流電極と電位電極との距離は数センチメートルから1メートル程度にとられる<sup>27)</sup>が、この程度の距離の場合には、孔内水の比抵抗が測定値に大きく影響する。すなわち孔内水の比抵抗が地層の比抵抗より小さい場合は、電極近傍の電位分圧が均質媒体の区間より小さくなる為に、見掛比抵抗は実際の地層比抵抗より高くなってしまふ。これとは反対に孔内水の比抵抗が地層の比抵抗より大きい場合は、見掛比抵抗は実際の地層比抵抗より低くなって出てくる。これらの関係は、図2.2cのようにシュルンベルジェ社から、孔径も考慮した補正チャートとして提供されている<sup>27)</sup>。



$$R = \frac{4\pi(E_M - E_N)}{i \left( \frac{1}{l_M} - \frac{1}{l_N} \right)} \text{ ohm} \cdot \text{m}$$

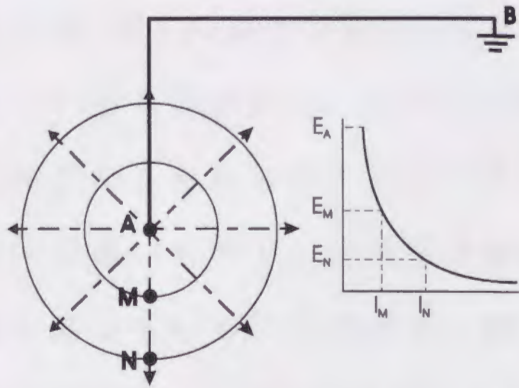


図 2.2a ノルマル比抵抗の概念図

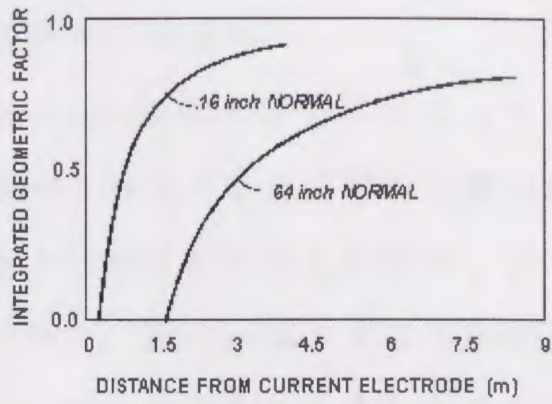


図 2.2b ノルマル検層のジオメトリックファクター

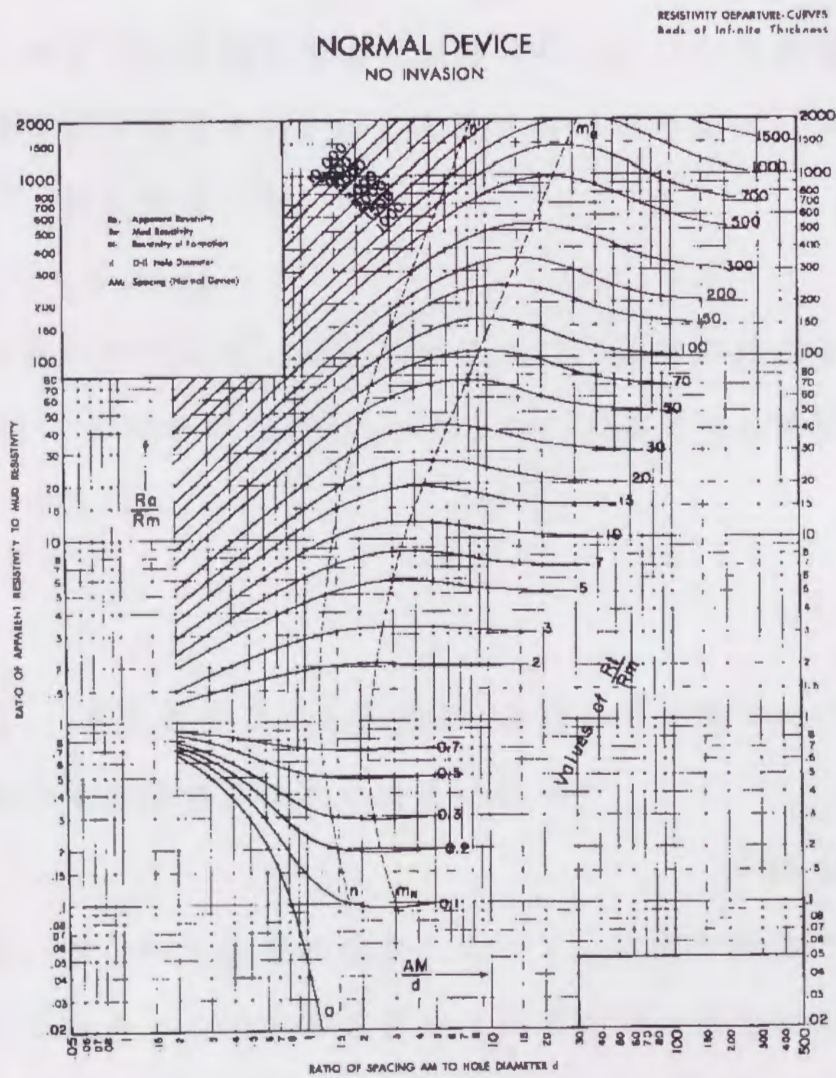


図 2.2c ノルマル検層の孔内水の影響の補正チャート<sup>27)</sup>(Schlumberger 社)

### 2.3 物理検層の解析—地層の電導率と浸透率—

岩石物性間の典型的な相互関係を *Archie* の式と浸透率によって考察する。図2.3aおよび図2.3bは炭化水素を含有する岩石試料を模式化しているものである。孔隙に間隙水と炭化水素を含む岩石を、多くの細管から成るモデルとして考えてみる。図2.3cはまずこの細管に屈曲が無いものとして考えた場合の、電氣的物性から見た岩石の状態を表している。この場合、単位体積当たりの細管数を  $N$  とし、細管の半径を  $b$  とすれば孔隙率  $\phi$  は

$$\phi = N\pi b^2 \quad (2.1)$$

となる。一般に炭化水素の電導率は非常に小さいため無視できるから、この岩石試料の電導率  $\sigma_t$  は、孔隙水の電導率を  $\sigma_f$ 、水飽和率を  $S_w$  とすれば、表面電導が無い場合には、

$$\sigma_t = N\pi b^2 S_w \sigma_f = \phi S_w \sigma_f \quad (2.2)$$

となる。実際の岩石に近い細管のモデルは、細管の屈曲を考慮する必要がある。この地層の屈曲率  $\eta$  は図2.3dの岩石立方体試料の一辺の長さを  $\Delta l$  とすれば

$$\eta = \frac{\Delta l'}{\Delta l} \quad (2.3)$$

で表される。屈曲が生じても孔隙率  $\phi$  及び細管の数  $N$  は一定であるから、細管の半径は屈曲が無い場合に比べて

$$b/\sqrt{\eta} \quad (2.4)$$

に縮小する。すなわち細管の屈曲によって、電流や流体の通り道は、細くかつ長くなる。この結果電導率は屈曲の無い場合に比べて(2.2)式により  $\eta^2$  倍となる。*Archie* は屈曲率を考慮する際、(2.2)式にお

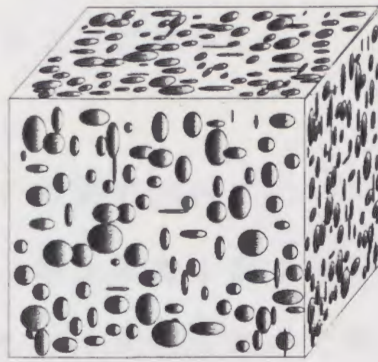


図 2.3a 岩石立方体の模式図

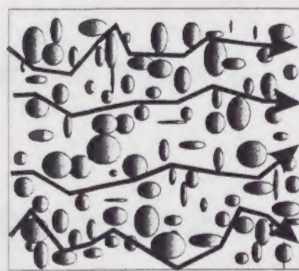


図 2.3b 孔隙中を流れる流体・電流の模式図

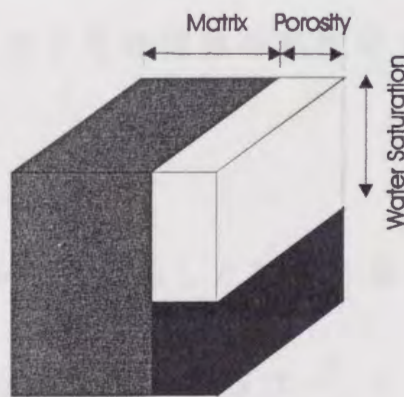


図 2.3c 岩石マトリックスと孔隙中の水と炭化水素のモデル

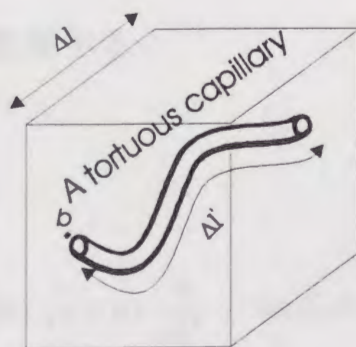


図 2.3d 孔隙を屈曲のある細管とみなしたモデル

いて、 $\phi < 1$ 、 $S_w < 1$ であることに注目し

$$\sigma_i = \alpha \phi^{m_c} S_w^{m_s} \sigma_{fl} \quad (2.5)$$

の実験式を仮定して多くの岩石試料についての測定をおこなった。その結果この一般式が、粘土鉱物を含まないクリーンな岩石に対して成立することを示した。(2.5)式において特に $\alpha = 1$ 、 $m_c = m_s = 2$ とおけば

$$\sigma_i = \phi^2 S_w^2 \sigma_{fl} \quad (2.6)$$

この場合、屈曲率と孔隙率との関係は

$$\phi = \eta^{-2} \quad (2.7)$$

となり、岩石の電気的な特性から見た場合、その屈曲率は孔隙率の平方根と逆比例の関係にあると言える。一方ハーゲンポアズイユの式は滑らかな細管を单相流体が層流の状態で流れる場合の流量を、細管の径と長さ、圧力差さらに流体の粘性率で表している<sup>17)</sup>

$$Q = \frac{\pi b^4 \Delta p}{8 \mu \Delta l} \quad (2.8)$$

図3.3のように岩石を多くの屈曲した細管の集合体とみなせば、(2.1)、

(2.3)、(2.4)式より、単位体積中の岩石は $\frac{\phi}{\pi b^2}$ 本の長さ $\eta$ で半径 $b/\sqrt{\eta}$ を

有する細管から成っていると見なすことができる。したがってこれらを(2.8)式に代入して整理すると

$$Q = \frac{b^2 \eta^{-3} \phi \Delta p}{8 \mu} \quad (2.9)$$

ここで、比表面積 $S$ は $2\pi b/\sqrt{\eta} \times \eta \times \frac{\phi}{\pi b^2}$ であるから

$$S = \frac{2\phi}{b\eta^{\frac{1}{2}}} \quad (2.10)$$

となり、(2.7)式により、(2.9)式は

$$Q = \frac{b^2 \phi^{2.5} \Delta p}{8\mu} = \frac{\phi^4 \Delta p}{2S^2 \mu} \quad (2.11)$$

これとダルシーの式との比較から、

$$Q = \frac{kA\Delta p}{\mu \Delta l} \quad (2.12)$$

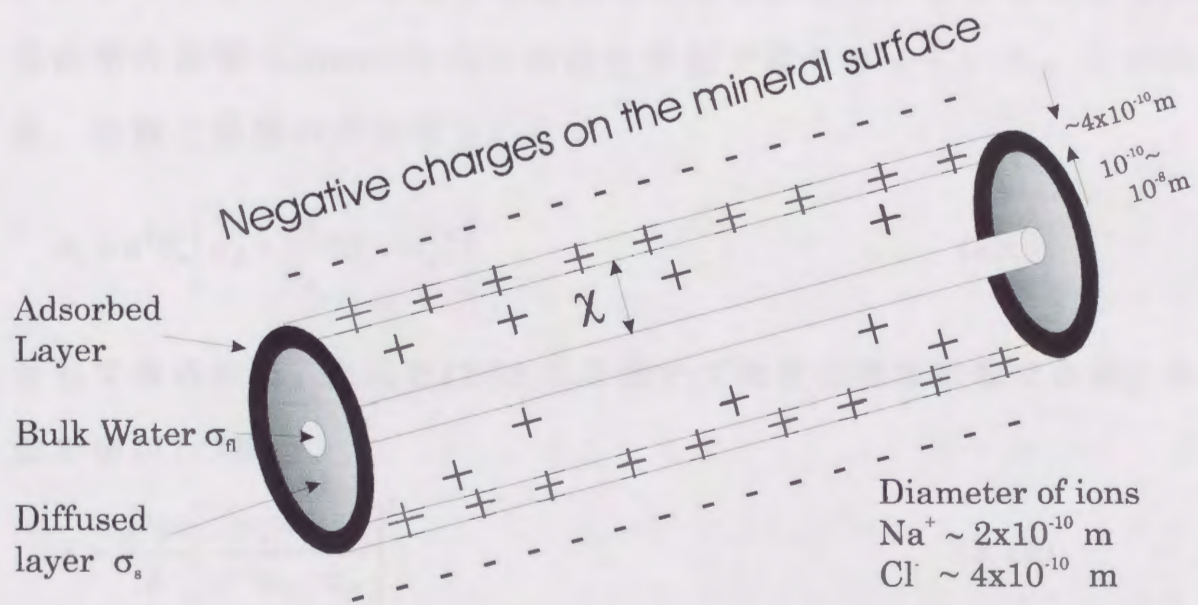
浸透率  $k$  は

$$k = \frac{b^2 \eta^{-3} \phi}{8} = \frac{b^2 \phi^{2.5}}{8} = \frac{\phi^4}{2S^2} \quad (2.13)$$

と示される。これは *Kozeny-Carman* の式<sup>44)</sup>

$$Q = \frac{1}{k_c S_0^2} \cdot \frac{\phi^3}{(1-\phi)^2} \cdot \frac{A\Delta p}{\mu \Delta l} \quad (2.14)$$

と比較すれば、屈曲率が孔隙率に関わらず一定と仮定して導出された係数  $k_c = k_0 \eta^2$  の項が異なる他は  $S_0 = \frac{S}{1-\phi}$  であり殆ど同じ表現となっている。実際に(2.13)式で  $\phi = 0.4$  を採れば(2.14)式で通常使われている  $k_c = 5.0$  と等しくなる。このように *Archie* の式と *Kozeny-Carman* の式が多く岩石で成立することは、多孔質体が多く細管の集合体から成るというモデルの妥当性を支持していると考えられる。さらに多孔質体の電気的な特徴から推定される構造と間隙水の流動についての関係式から推定される構造が類似していることを示している。一方、*Clavier* は地層に粘土鉱物が含まれている場合の電導率の特性



A very thin Capillary

図 2.4 非常に狭い細管の電気二重層

を説明する為に *Dual Water* モデル<sup>2)50)</sup> を提唱した。これは、図2.4に示すように孔隙が狭いため、拡散二重層の厚さが無視できなくなり、特異なイオン濃度を有する拡散二重層のイオン電導による表面電導現象を考慮したものである。すなわち、このモデルでは細管の管壁近傍の拡散二重層による表面電導と水飽和率を考慮したバルク電解質溶液によるイオン電導とが並列回路を形成しているとみなして、屈曲率の影響は *Archie* の式と同様な方法で取り扱っている。この結果、拡散二重層の厚さを  $\chi$  として

$$\sigma_t = \phi^2 S_w^2 \left[ \sigma_{fl} + \frac{\chi S}{S_w} (\sigma_s - \sigma_{fl}) \right] \quad (2.15)$$

として表される。上式と(2.13)式を用いて比表面積は消去できる。水飽和率が1の場合、

$$k = \frac{\chi^2 \phi^2}{2} \left[ \frac{\sigma_s - \sigma_{fl}}{\phi^{-2} \sigma_t - \sigma_{fl}} \right]^2 \quad (2.16)$$

と表される。(2.16)式は、多孔質体の各物性の相互の関連性を定性的に示している。もし孔隙が拡散二重層のみから成るような低浸透性地層の場合、これをデバイの厚さに仮定すると、 $10^{-9}m$ 程度と推定される。孔隙率を0.4とすれば、 $1 \text{ darcy} = 9.87 \times 10^{-13} m^2$  であるから、(2.16)式によってこの岩石の浸透率は  $1 \times 10^{-4} md$ 程度と推定され、頁岩などで報告されている値と整合的である<sup>10)</sup>。また陽イオンの吸着・固定層の厚さは  $1 \times 10^{-10} m$  ないし  $2 \times 10^{-10} m$  と言われている<sup>19)</sup>。これに比表面積を掛ければこの層の体積は求まる。上記の条件の場合、これは(2.13)式より全体の体積の約8%に達しており、実際の流動に寄与する有効な孔隙率がかなり小さくなることを示唆している。

この様に、均質な多孔質体としての岩石の孔隙率や電導率などの物性を物理検層により正確に測定できれば、これら物性の相互関係の統計的なモデルや実験式の適用が可能であり、浸透率の推定も可能である。しかしながら現在の最も進んだ検層機によっても層厚が0.6m以下の薄層では満足する測定精度は期待できない<sup>5)</sup>。従ってフラクチャーや破碎帯など浸透性薄層の評価には新たな検層法が必要になる。

#### 2.4 孔井内の自然電位

孔井内で生じる自然電位については、図2.5に示す様な発生要因が存在するが、孔井内の環境においては泥水と地層水との塩分濃度の差による拡散電位が主な原因であると考えられる。拡散電位は、地層水の塩分濃度や比抵抗を求めたり、あるいは陽イオンのみを選択的に透過させる岩石中の頁岩成分の量に応じた変化を示すことから、岩石中の頁岩含有量を示す指標として用いられている。一方多孔質体である地層に流体を注入するあるいは、地層から流体を生産する際には流動電位が生じる<sup>34)</sup>。これは電解質溶液である孔隙水と孔隙表面との界面動電現象に起因するとされている。岩石の孔隙表面は様々の原因により帯電している。孔隙水に圧力差が生じて孔隙間を流れると、溶液中の対イオンの一部も動いてしまう。これは電荷の移動に外ならず、流動電流と呼ばれる。この電流により電場が生じ、さらにこの電場はオームの法則により孔隙近傍の比抵抗構造に応じた電位が生じる。

流動電位の特徴を強く示唆している検層記録は過去の測定の例に



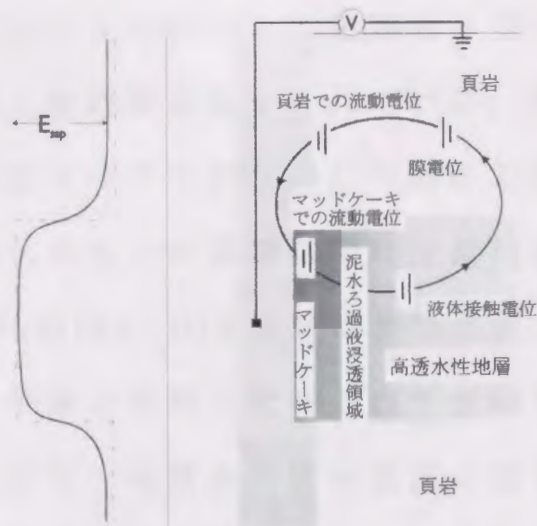


図 2.5 孔井内で生じる自然電位の要因の模式図

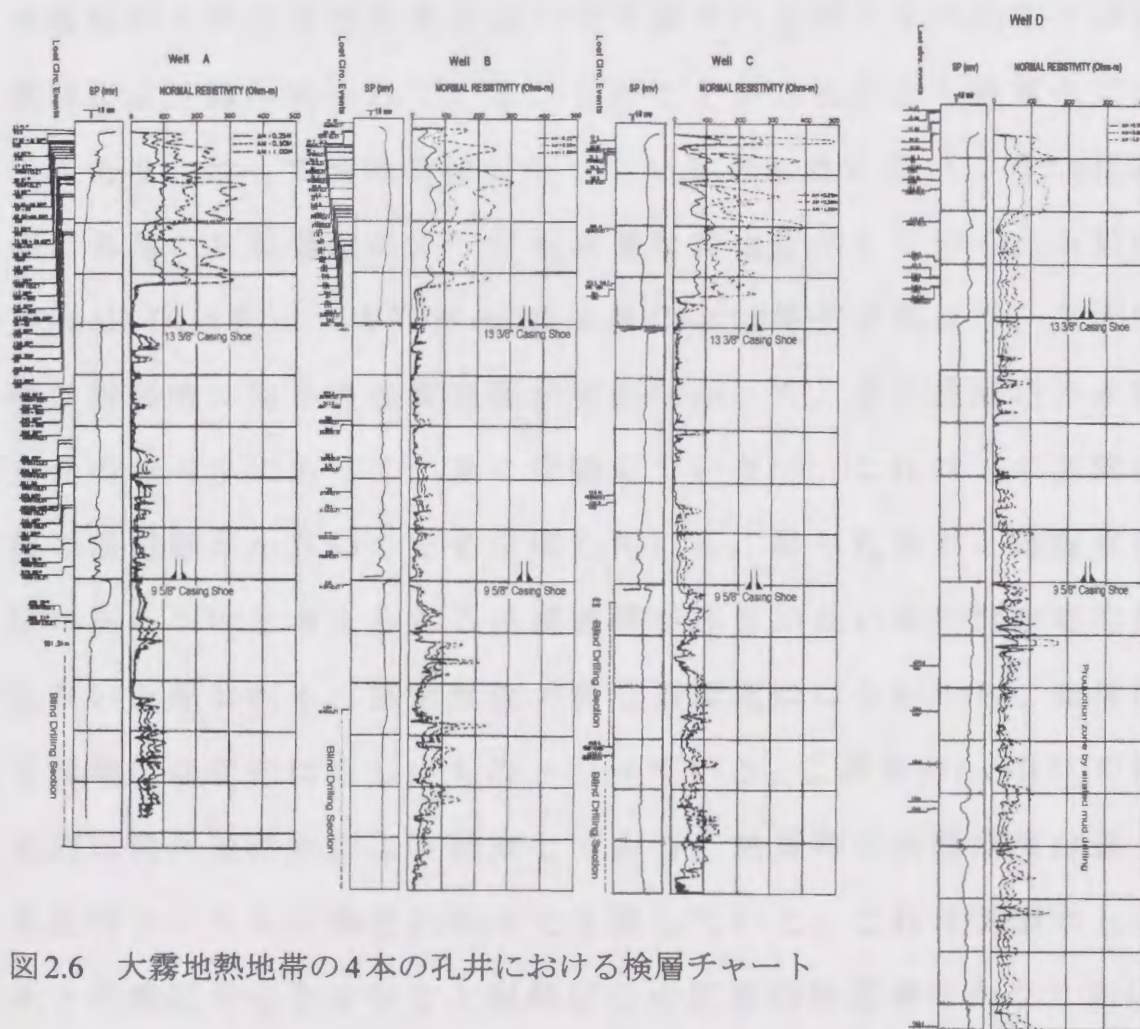


図 2.6 大霧地熱地帯の4本の孔井における検層チャート

も認められる。例えば図2.6は地熱地帯の孔井でおこなわれた検層記録である。それぞれの孔井について左端のトラックに自然電位、このトラックの外側に逸泥深度が示されている。右側の大きなトラックはノルマル比抵抗カーブである。この図によれば右端の孔井(well D)を除いて、これらの孔井の最深区間は全量逸泥の状態掘進している。また右端の孔井(well D)を除けば最深区間における検層時の水頭は、地層水圧と平衡な状態になっており流動電位は生じているとは思われない。孔井水と地層水の塩分濃度の差も小さく拡散電位も生じないと予想される。その結果として自然電位は非常にフラットな様相を示している。一方中間区間は通常の泥水を使用しており、検層時の水頭はほぼ口元に近い中で徐々に下がっていたことが温度検層により確かめられている。このことから孔井水と地層水には差圧があり、従って流動電位が生じている可能性が高い。図2.6に示す様に実際の自然電位のカーブも活発な変化を示している。右端の孔井(well D)は左三つの孔井(well A,B,C)とは様子が異なる。まず中間部の掘削時に何らの逸泥現象が現れなかった。また検層時の水頭も口元のレベルにあって、全く変動していない。これはこの区間の地層の浸透率が小さいことを示唆している。即ち孔井水と地層水に差圧はあるものと考えられるが浸透率が非常に低い為に流動電位は現れないと思われる。拡散電位が生じる環境にはないから、結果的に自然電位は変化に乏しいものとなっている。この孔井(well D)の最深区間は低比重泥水により掘削してある。検層時の水頭深度は数十から数百メートルの深度に徐々に下降していた。これは地層水と孔井水との差圧の存在を示すと同時にこの区間の浸透率はかなり高いも

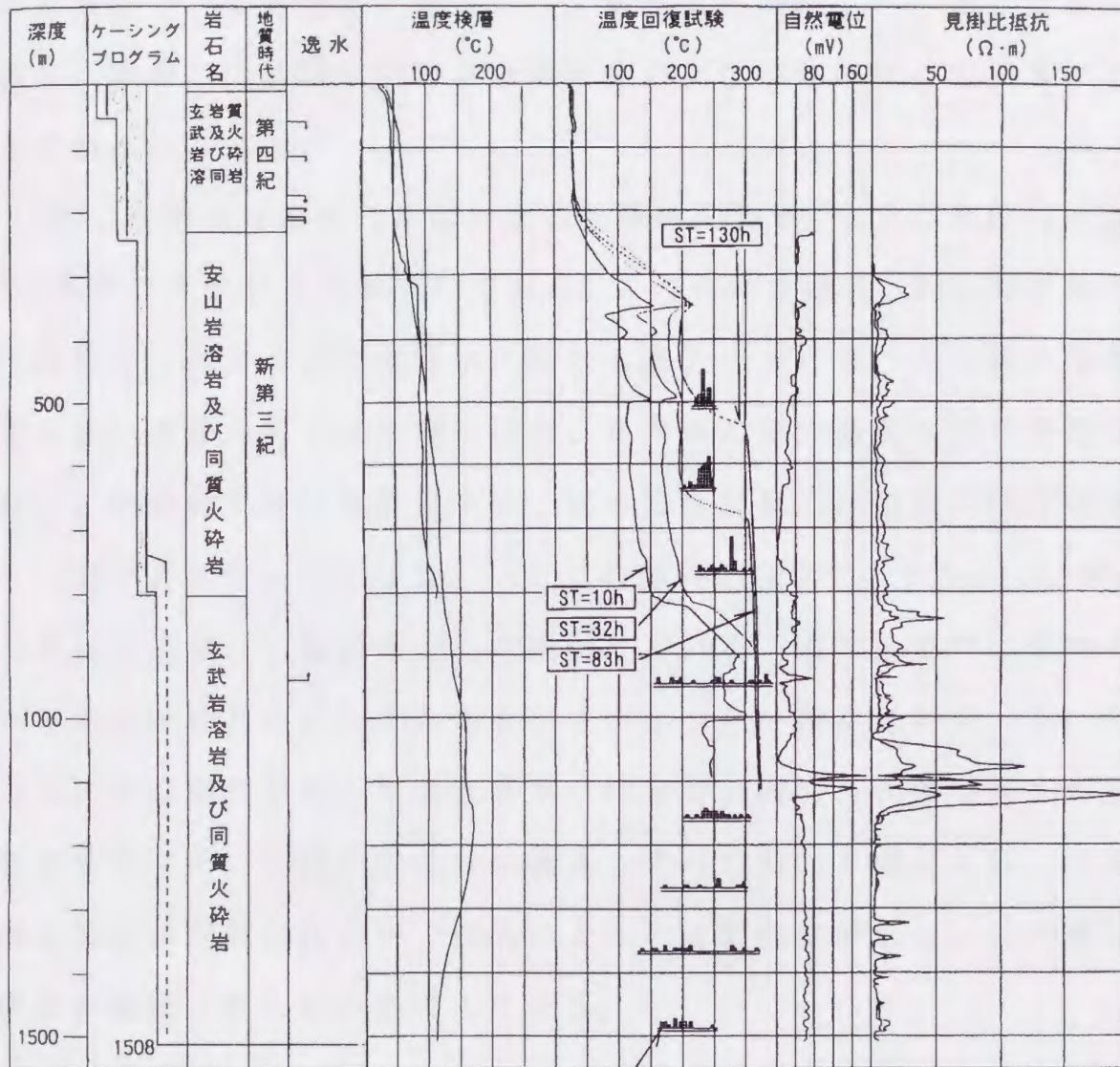


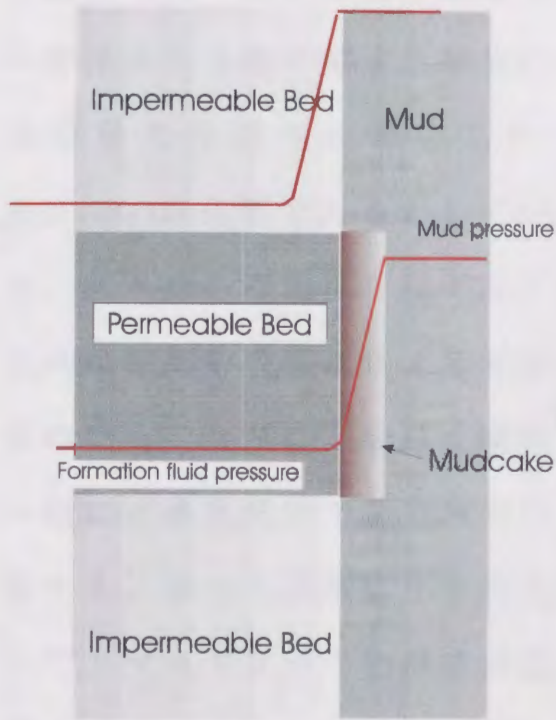
図 2.7 八丈島にある地熱井の検層記録<sup>38)</sup>

のと予想される。掘削泥水の塩分濃度のデータが無い為に拡散電位の有無について推測はできないが、流動電位が生じている可能性は高く、実際この区間における自然電位の変化は他に比べて非常に活発である。

図2.7も地熱地帯の孔井における検層例である<sup>38)</sup>。自然電位は右から2番目のトラックに表示してある。この孔井の場合、貯留層が浅くて海岸近くにある為に地熱水に海水も混入している。この様に地層水の塩分濃度がある程度高い場合、孔内水と塩分濃度の差が予想される。結果的に拡散電位が生じ、従って自然電位は岩相にほぼ相関した変化を示すようになる。一方この傾向とは別に、950mと1,100m付近に自然電位の特異なピークが現れている。実は検層時に僅かながら泥水が孔井の口元から溢れ出ていたことが確認されている。即ち本孔井は深度が浅くて温度が高い貯留層の為に、孔井近傍まで蒸気の状態でも周辺地層から孔井に流入していたものと考えられ、この高比抵抗の蒸気の孔内への流入によって流動電位が生じ、正の電位異常が検出されたものと考えられる。

物理検層導入の初期からこのような流動電位の存在は知られていたが、通常の掘削環境ではその影響は小さいと考えられていた<sup>5)10)</sup>。この理由として従来以下のように考えられてきた。すなわち孔井掘削中は泥水の静水圧は地層水の圧力より大きいため泥水は地層中に浸透していく。この過程で、図2.8に示す様に低浸透性のマッドケーキが孔井壁面に形成され、圧力差の殆どはマッドケーキに吸収されて泥水の浸透は抑制される。従ってこのような高い浸透性を有する地層においては、流動電流はマッドケーキにおいて生成するもの

Mudcake formed  
in front of permeable bed



No mudcake formed

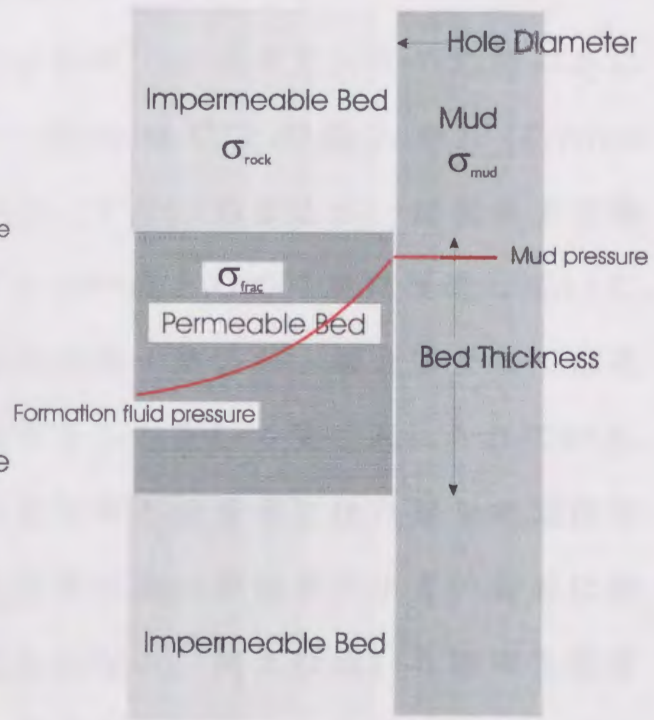


図 2.8 高浸透性地層の前面のマッドケーキが圧力分布に及ぼす影響

と考えられる。ところが低浸透性の頁岩層ではマッドケーキと同様な粘土鉱物が多く含有しており、これらの物性は類似している為に両者における流動電位も同じような大きさになる。従って泥水を用いて掘削された孔井においては高浸透性地層と低浸透性地層との間で流動電位の差があまり顕著ではないとされてきた。

一方泥水のろ過に関する研究によれば<sup>7)</sup>、マッドケーキの形成の為に地層の浸透率に対応した一定の値以上の圧入差圧 (*Critical pressure*)が必要であるとしている。すなわち差圧が一定値以下の場合、泥水はろ過過程を経ずにダルシ一流として地層に浸透していく。これは掘削中の泥水による地層の汚染・破壊が、場合によっては孔壁内部まで及ぶことを良く説明するものとして受け入れられている。一般に、多孔質体である岩石は孔隙率と浸透率には良好な相関性を有する。従って非常に小さな孔隙率の為に浸透率が小さい岩石において、マッドケーキの形成は見られない。例えば低い孔隙率を有する火成岩は、このような地層と考えられるが、自然電位がマッドケーキが形成している高浸透層との間で特徴的な変化を示す事例は報告されていないようである。これは流動電位が通常の検層で現れない理由として、前記の仮定に矛盾が生じる。さらに高比重の泥水で掘削されているガス層において泥水とガス層における地層流体の差圧が深度方向に変化する場合でも、自然電位に有意な変化は見られないことや、地層水圧が不連続な場合の自然電位も差圧の変化に対応した応答を示さないことについて従来の理論では説明できない。

通常自然電位検層では拡散電位が地層水の比抵抗や頁岩含有の指標という有用な情報を与える為に、流動電位成分はノイズとして

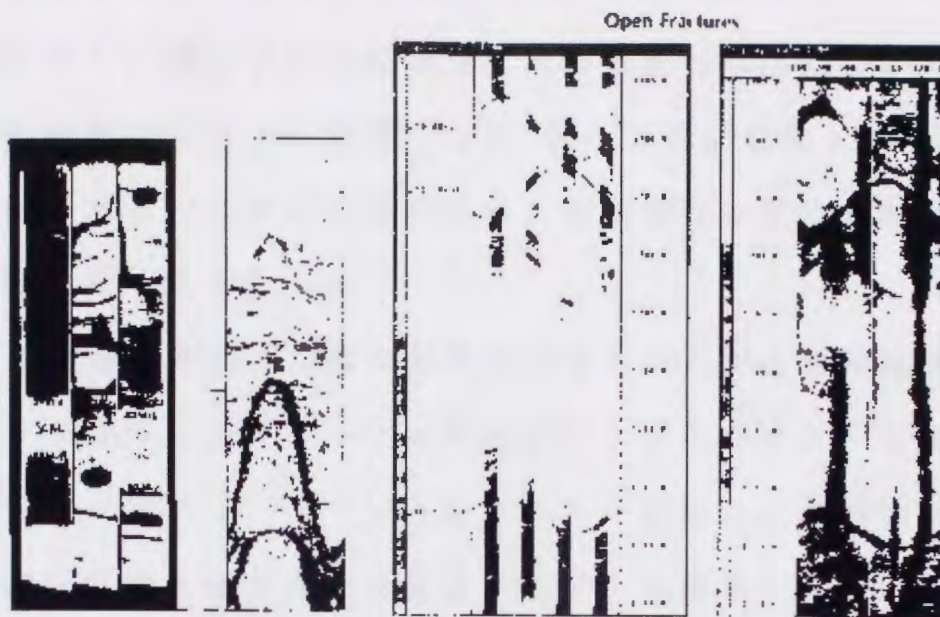
見られてきた。しかしながら地層水の塩分濃度が低く、高温下で泥水との化学平衡が容易に達成し得る地熱孔井等の環境では、拡散電位は小さくなり流動電位が大きな影響を示すようになると考えられる。

## 2.5 高浸透性地層の評価法

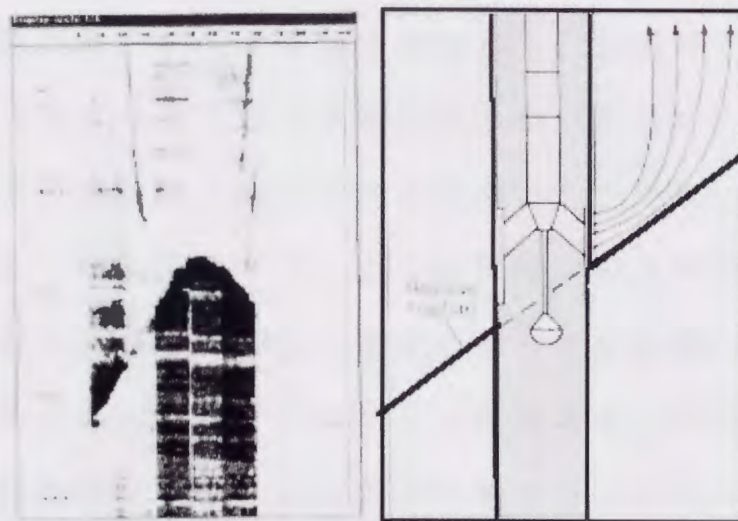
断裂型貯留層など高浸透性の薄層からなる貯留層においては、対象となる地層が薄いため検層機の検出能力を超えており、従来の地層評価手法の適用は困難である。従って高浸透性地層に関する多くの現象を総合して解析している現状である。

例えば泥水検層による炭化水素ガスの分析や掘削中の逸泥の程度等の物理検層以外の情報も参考にしている。また物理検層においては、図2.9で示すように、センサーを検層機の軸上で回転させ、孔壁全周で超音波の反射率や反射時間を測定するボアホールテレビューア(BHTV)や多くのマイクロ比抵抗の電極を測定パッドに備えて、孔壁の周りのマイクロ比抵抗マッピングを得るフォーメーションマイクロイメージャー(FMI)等、高分解能を有するイメージング検層によって薄い高浸透性地層と推定される箇所を検出した後、プロダクション検層による生産挙動の解析を行うといった総合的な解釈が必要となっている。

フラクチャーの深度の特定は生産井の仕上げや貯留層を評価する際に極めて重要であるが、その物理検層法であるBHTVやFMIの解釈は浸透性地層の評価法としてはあくまでも間接的であり、曖昧な要素を多分に含む。例えばBHTVやFMI等は、解像度が開口幅のオーダー



コアとボアホールテレビューアー FMI のイメージ出力



FMI のイメージ出力 検層中の FMI

図 2.9 ボアホールテレビューアーと FMI 検層の例



一に近くなるが、測定で示される構造がフラクチャーに類似していることを示すのみでありその地層が実際に浸透性を有するのかを測定していない。掘削中の逸泥現象も対象地層の深度についての精度や時間的な経過について問題である。従って逸泥現象とBHTVやFMI、さらに微小地震の解析から選定された高浸透性地層の深度が一致しない場合も見られる。

さらに地層の浸透率の直接的な測定を目的とする物理検層としては、プロダクションテストに比すべきデュアルパッカーを採用したワイヤーラインフォーメーションテスターがある。これは断裂型貯留層の評価に最も適すると考えられるが、高価なことや耐熱性など実用上の問題もあり、さらに深度的に連続した情報が得られないという難点がある。一方プロダクション検層は各深度における地層からの流体の注入あるいは生産量を測定して、浸透率を含む流れに関する地層のパラメータを直接求めることができるが、深度方向の分解能や流量の測定精度は高いとは言えない。その他、核磁気共鳴検層<sup>21)</sup>はプロトンの孔隙サイズによる緩和時間の違いやバウンドウォーターと自由水との緩和時間の差を利用して浸透率の推定しているが、深度方向の分解能はフラクチャーを捉えるためには不十分である。この様に物理検層による高浸透性薄層の定性的・定量的な評価は近年その重要性を増しているが未だに信頼しうる検層法は開発されていない。

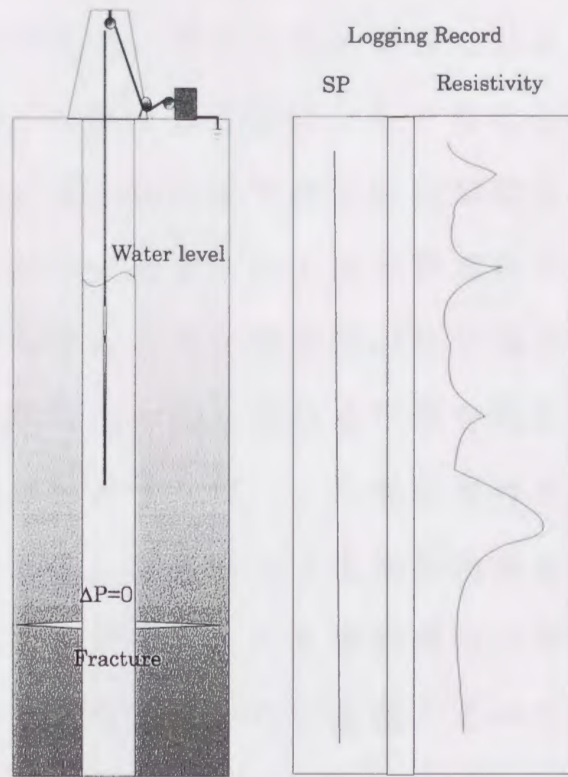
孔隙水が岩石組織との界面上を移動することによって生じる流動電位の大きさは、孔隙水の差圧や電導率、誘電率、粘性率及びゼータ電位に影響される。岩石がある程度の浸透率を有する場合、流動

電位と浸透率は一意的な関数関係は持たないとされている。

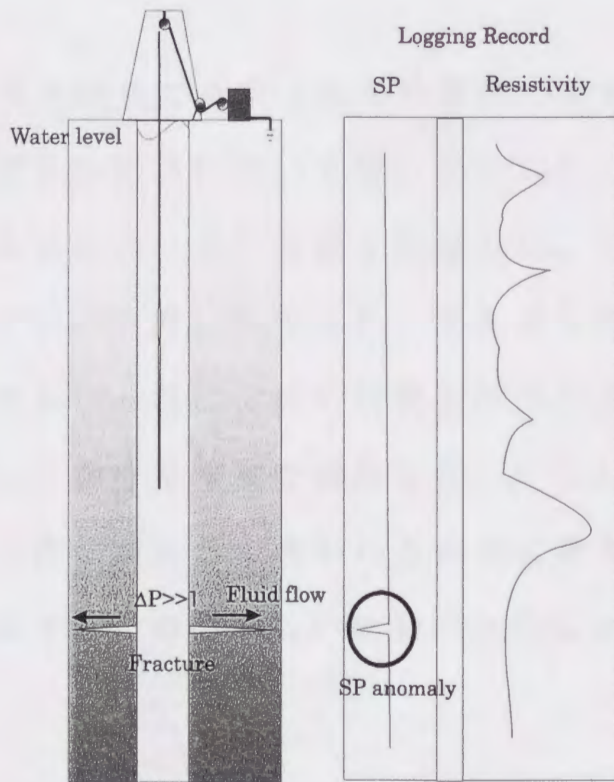
一方近年のコロイド化学の研究の成果<sup>12)13)28)</sup>によると、粘土鉱物等、浸透率が非常に小さい多孔質体は、表面電導の影響が無視できなくなりオームの法則による電圧降下が小さくなる。またこの影響の大きさに関しては諸説があるものの、電気粘性抵抗と呼ばれる流体粘性の増大が孔隙水の見掛の粘性を増大させてしまう。さらに孔隙が小さくなることで対面の電気二重層との重複が生じてイオンの吸着・固定を促進させる。これらの結果として頁岩等の粘土鉱物を含有する地層や浸透率が極めて小さい地層で発生する流動電位は、クリーンな浸透性地層に比べて小さくなると考えられる。この様に考えれば、前述した地熱地帯の孔井の自然電位検層で現れた流体の流入箇所あるいはフィードポイントと思われる箇所での自然電位異常が起きる原因が流動電位であることが理解できる。

すなわち流体の差圧が同じであったとしても浸透性の大小によって流動電位に変化が出てくるものと考えられる。もし孔内静水圧と地層水との間に差圧があり、それがマッドケーキで吸収されずに浸透性地層にダルシー流がある場合、その前面の孔井深度では周辺の頁岩等の浸透性の低い地層に比べて流電電位が特徴的な異常を示す。この場合、流動電位の変化は孔径も含めた孔井近傍の地層の比抵抗やゼータ電位と共に検層電極の位置、さらに高浸透地層の厚さに依存すると考えられる。従って自然電位のピークは高浸透性地層の存在を示し、検層データの定量的な解析によりフラクチャーの開口幅も推定できるものと思われる。

また孔井水の化学的特性は制御可能であり、深度に関わらずほぼ



(a) 定常状態での自然電位・比抵抗検層



(b) 流体が流動している場合の自然電位・比抵抗検層

図 2.10 高浸透性薄層評価の為の流動電位検層法の手順

一定に保つことができる。従ってこの場合には孔壁のゼータ電位は裸孔の全深度に渡って安定した値になると考えられる。

実際の検層では、図2.10に示す様に拡散電位等の自然電位成分の影響を低減させ、かつ一定差圧による流動電位の変化を測定する為に、孔井水頭圧力を変化させて複数回の自然電位検層を行い、異なる圧力における自然電位の差を求める作業を行う。もし孔井流体の化学組成に変化が無いとすれば、この電位差は流動電位によって生じたものと考えられる。したがって比抵抗検層やキャリパー検層から地層の比抵抗構造を求め、これを流動電位の深度分布と共に数値解析することによりフラクチャーの位置やその開口幅を求めることが可能になる。

## 2.6 まとめ

本章では、まず本研究で取扱う物理検層法の特徴を示し、各検層法で求める物性相互の関係について明らかにした。次に従来の高浸透性薄層の検層方法についての問題を指摘した。さらに既に有効な物理探査法として広い分野に応用され、また過去の検層データからもその現象が認められる流動電位の特徴を応用して、高浸透性薄層の評価の為に新しい物理検層法を提案した。すなわち高浸透性地層前面で流動電位の変化が大きく現われる現象に着目して、この電位異常を検出し評価するための新しい検層法を示した。

### 第3章 自然電位の基礎式

#### 3.1 はじめに

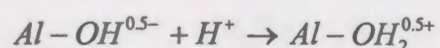
本章では、近年のコロイド化学の成果等により得られた成果を自然電位検層に適用して、流動電位の発生原理について述べている。さらに表面電導を考慮した流動電位の基礎偏微分方程式を導出して流動電位の3次元モデルに対する数値シミュレーションを可能にしている。また拡散電位の原理についても考察し、流動電位が流動電位の測定に与える影響について明らかにしている。

#### 3.2 電気二重層

水溶液中の鉱物表面には、通常、表面電荷が存在する。これには幾つかの原因があるが、 $pH$ 等の外的要因に影響を受けない一定負電荷と、影響を受ける変異電荷とに分けられる<sup>41)</sup>。例えば粘土鉱物における四面体中の  $Al^{3+}$  による  $Si^{4+}$  置換や、八面体中の  $Mg^{3+}$  による  $Al^{3+}$  置換など、粘土鉱物結晶の生成に伴って結晶構造内で起こった陽イオン置換によって生じる過剰の負電荷は、溶液の条件に影響されず一定である。変異電荷は接触する溶液の  $pH$ 、イオン種とその濃度、温度等の条件に影響されて変化するもので、珪酸塩層の破断面において  $Si^{4+}$  に結合している酸素イオンが電氣的に中和されていないことが原因とされている。すなわちこの酸素は余った負電荷によって  $H^+$  や他の陽イオンを引きつけるが、 $H^+$  を引きつけて生じた  $OH$  基は、溶液の  $pH$  に応じて、 $H^+$  を放出して負の電荷を生じる。これは  $pH$  が大きい場合



によって、 $H^+$ が離れ、鉱物表面に負電荷を生じ、 $pH$ が高いほど負電荷量は増加する。一方、 $pH$ が小さい酸性溶液の場合、負電荷を余している破断面の $OH$ が溶液から $H^+$ を取って



の反応によって鉱物表面に正の電荷を生じる。

水溶液が中性あるいはアルカリ性である場合、多くの鉱物においてその表面は負に帯電している。したがって、表面負電荷を中和する為に陽イオンが界面上に静電的に引きつけられ、一部は鉱物表面上に吸着もしくは固定される。さらにその外側には拡散層が広がっている。この界面上のイオン分布はバルク水溶液におけるイオン濃度とは異なっており、鉱物表面の電荷密度に依存することから電気二重層と呼ばれている。

図3.1に示すSternの理論に依れば電気二重層は界面に吸着固定した荷電粒子層のHelmholtz層と、その外側に広がるGouy-Chapmanの理論による拡散二重層から成り立つものと考えられている<sup>13)19)28)</sup>。

さらに、拡散二重層に関しては以下のように説明されている。図3.2に示すような二つの表面に挟まれた溶液中のイオンを点電荷と見なした場合、イオンの電気化学ポテンシャル $\bar{\mu} = kT \ln n + ze\psi$ は一定であるという平衡の条件から、その平衡分布はボルツマン分布で与えられることが分かる：

$$n_x = n_0 \exp \frac{-ze\psi}{kT} \quad (3.1)$$

ここで、電位 $\psi$ の場所における電荷密度は(3.1)式より

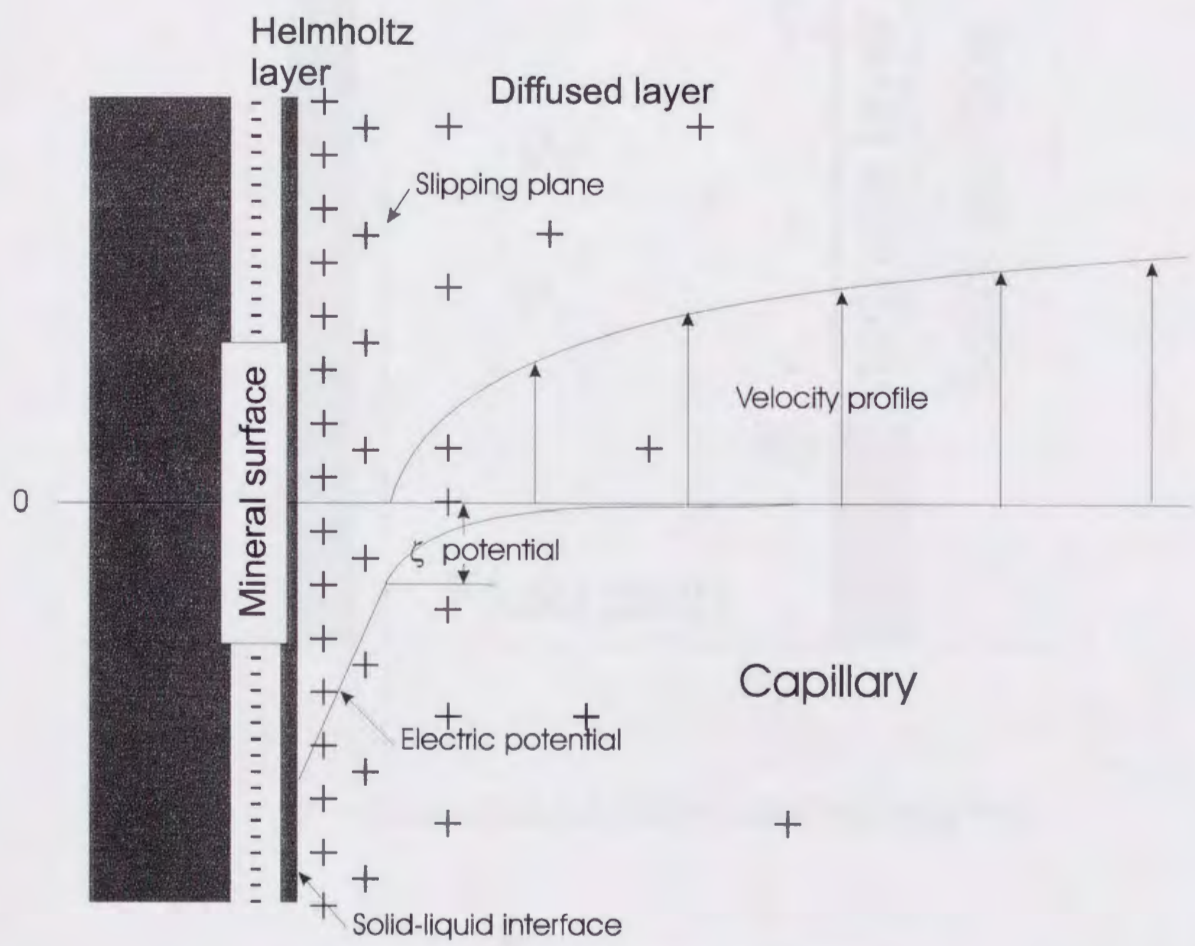


図 3.1 Stern 理論による電気二重層

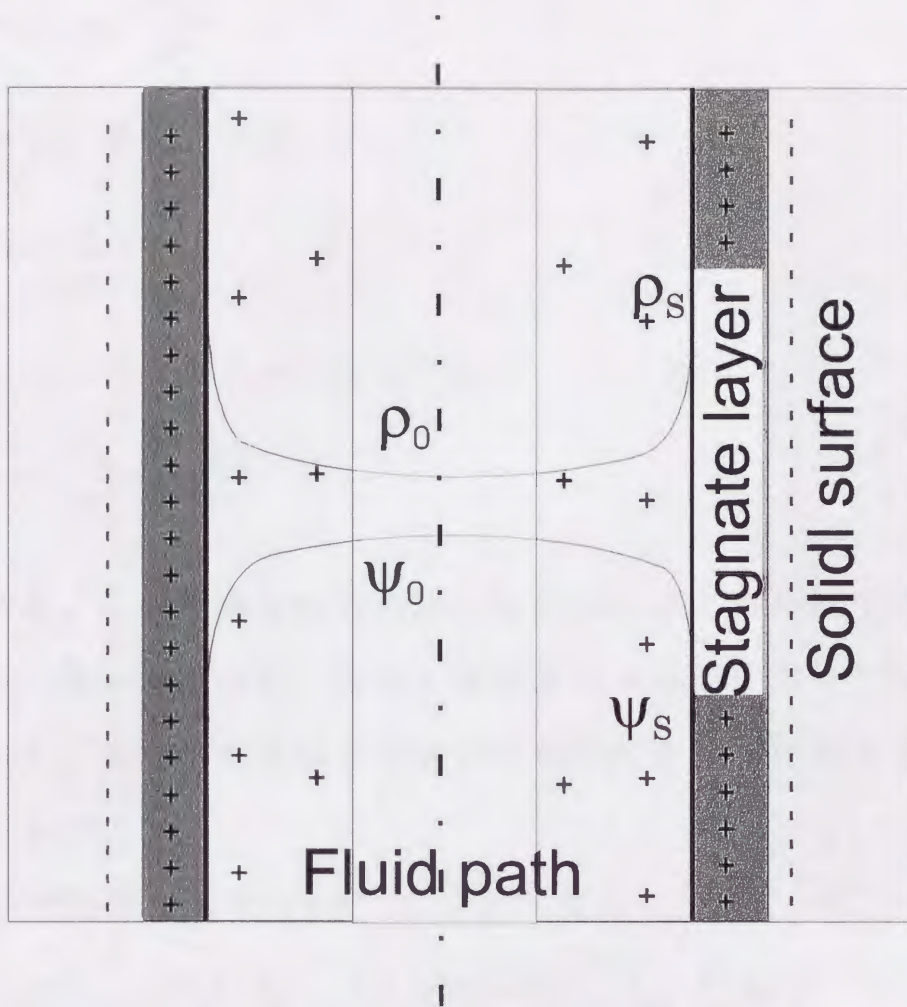


図 3.2 二つの表面に囲まれた孔隙中の電位分布と荷電分布

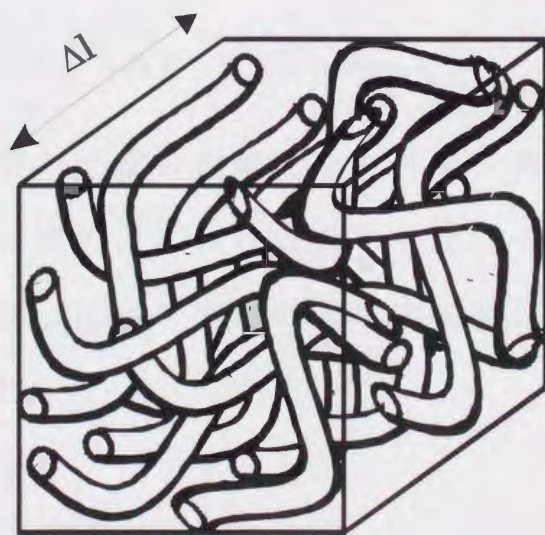


図 3.3 多くの細管からなる岩石モデル



$$\rho = zen_x = zen_0 \exp \frac{-ze\psi}{kT} \quad (3.2)$$

となるから、ポアソン式

$$-\nabla^2\psi = \frac{\rho}{\epsilon_r\epsilon_0} \quad (3.3)$$

を代入してポアソン - ボルツマンの式

$$\nabla^2\psi = -\frac{zen_0}{\epsilon_r\epsilon_0} \exp \frac{-ze\psi}{kT} \quad (3.4)$$

が得られる。この2階微分方程式を解く為には二つの境界条件が必要になる。第一の条件は、電場が表面間の中央面において0になることであり、第二の条件は系全体では電気的中性条件が保たれていることである。

(3.1) 式を微分して (3.3) 式を用いると

$$\frac{dn}{dx} = \frac{zen_0}{kT} \exp \frac{-ze\psi}{kT} \left( \frac{d\psi}{dx} \right) = \frac{\epsilon_r\epsilon_0}{kT} \left( \frac{d\psi}{dx} \right) \left( \frac{d^2\psi}{dx^2} \right) = \frac{\epsilon_r\epsilon_0}{2kT} \frac{d}{dx} \left( \frac{d\psi}{dx} \right)^2 \quad (3.5)$$

を得る。従って

$$n_x - n_0 = \int_0^x dn = \frac{\epsilon_r\epsilon_0}{2kT} \int_0^x d \left( \frac{d\psi}{dx} \right)^2 = + \frac{\epsilon_r\epsilon_0}{2kT} \left( \frac{d\psi}{dx} \right)_x^2 \quad (3.6)$$

となり二つの表面間の任意の位置での対イオン濃度は中央部における対イオン濃度と任意の点における電位勾配によって表すことができる。表面電荷密度  $\rho_s$  はポアソンの式を中央部から表面まで積分することにより得られ、

$$\rho_s = \epsilon_r\epsilon_0 \left( \frac{d\psi}{dx} \right)_{\text{Surface}} \quad (3.7)$$

となるから、表面における対イオン濃度  $n_s$  と表面電荷密度  $\rho_s$  との関係は

$$n_s = n_0 + \frac{\rho_s^2}{2\varepsilon_r \varepsilon_0 kT} \quad (3.8)$$

となる。任意の点における対イオン濃度  $n_x$  を求める為には、ポアソン-ボルツマンの式 (3.4) を解く必要がある。Israelachvili<sup>19)</sup>によればこの解は

$$\psi = \frac{kT}{ze} \log(\cos^2 Gx) \quad (3.9)$$

と表される。ここで  $G$  は

$$G^2 = \frac{(ze)^2 n_0}{2\varepsilon_r \varepsilon_0 kT} \quad (3.10)$$

で与えられる定数である。すべての  $G$  に対して  $x=0$  で  $\psi=0$  および

$\frac{d\psi}{dx} = 0$  の条件が満たされる必要があり、 $G$  について解くと

$$\left(\frac{d\psi}{dx}\right)_s = -\frac{2kTG}{ze} \tan \frac{GD}{2} = \frac{\rho_s}{\varepsilon_r \varepsilon_0} \quad (3.11)$$

を得る。これにより対イオンの分布プロファイル (ボルツマン分布)

$$n_x = n_0 \exp^{-ze\psi/kT} = \frac{n_0}{\cos^2 Gx} \quad (3.12)$$

が決定される。以上の関係式によって二つの表面に挟まれている溶液中の対イオンの濃度分布と電位勾配を求めることができる。

界面上における陽イオンを含む溶液中の分子の全相互作用エネルギーは、この静電気力の他にファンデルワールスの力や、分子が有

限な大きさを有していることから生じる構造力、さらに水和力等の複雑な力の場の和となる。これらによる全相互作用エネルギーは、表面から数分子の距離において振動的に変化しておりイオンが安定的に存在しうる位置は限られている。しかし表面からある程度離れると静電力が支配的な場となる。

一方  $NaCl$  (1 : 1) のような電解質溶液と  $CaCl_2$  (2 : 1) のような電解質溶液が混在する場合、表面電荷密度  $\rho_s$  は *Grahame* の式<sup>19)</sup>により、

$$\rho_s = \sqrt{8\varepsilon_r \varepsilon_0 kT} \sinh\left(\frac{e\psi_s}{2kT}\right) \left\{ [Na^+]_{\infty} + [Ca^{2+}]_{\infty} (2 + e^{-e\psi_s/kT}) \right\}^{1/2} \quad (3.13)$$

となり、表面電荷密度  $\rho_s$  と表面電位  $\psi_s$  の関係が求められる。この式から分かるように表面電荷密度  $\rho_s$  が変わらないとしても 2 価イオンが存在することで  $\psi_s$  の値が低下してしまう。さらに 2 価イオンは負の表面部へ化学的に結合し易くなる為に表面の負電荷は中和されて、 $\rho_s$  と  $\psi_s$  は一層低下する。この様に 2 価イオンあるいは 3 価イオンが存在する場合には、後に述べるゼータ電位の値も低下することが知られている。

$\psi_s$  が約 25 mV 以下の低電位の場合、(3.13) 式の *Grahame* の式は簡略できて

$$\rho_s = \varepsilon_r \varepsilon_0 \kappa \psi_s \quad (3.14)$$

と表すことができる。ここで、

$$\kappa = \left( \frac{e^2 \sum_i n_0 z_i^2}{\varepsilon_r \varepsilon_0 kT} \right)^{1/2} \quad (3.15)$$

(3.14) 式は、極板間の距離  $1/\kappa$ 、電荷密度  $\pm\rho$ 、電位差  $\psi_s$  のコンデ

ンサーの式と同じである。この帯電コンデンサーとのアナロジーから、拡散電気二重層の考えが生まれその厚さをデバイの長さ  $1/\kappa$  としている。

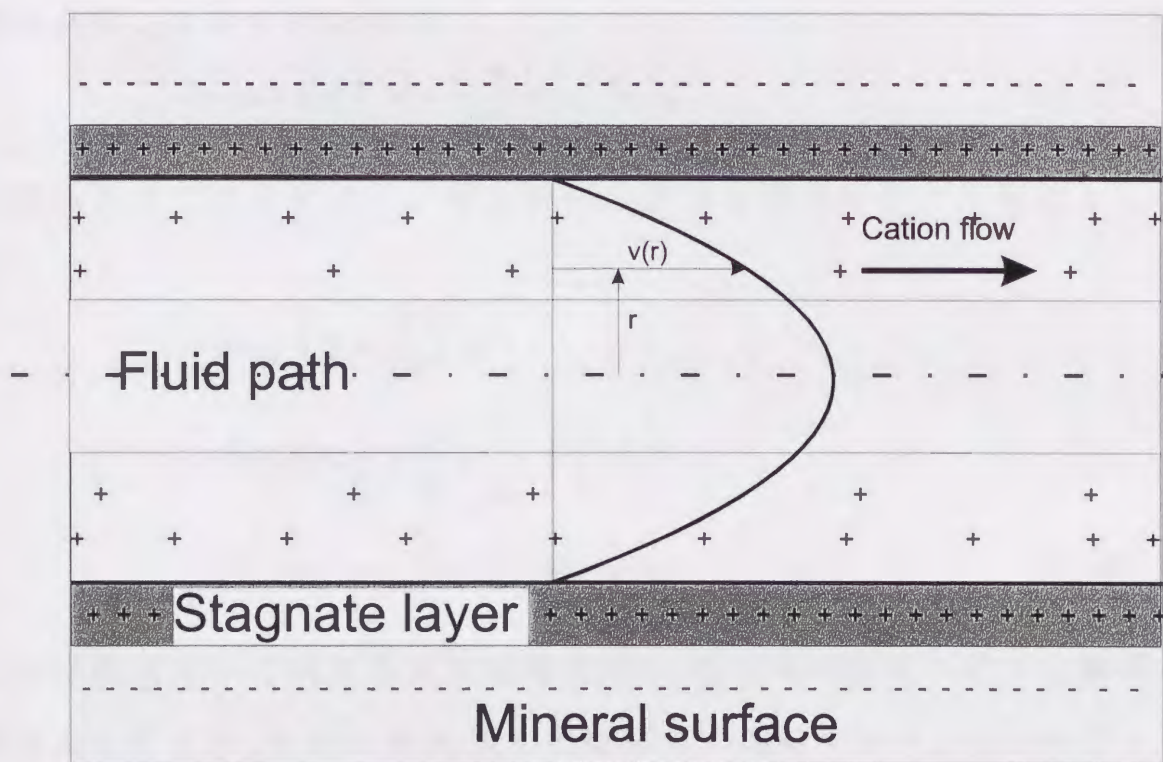
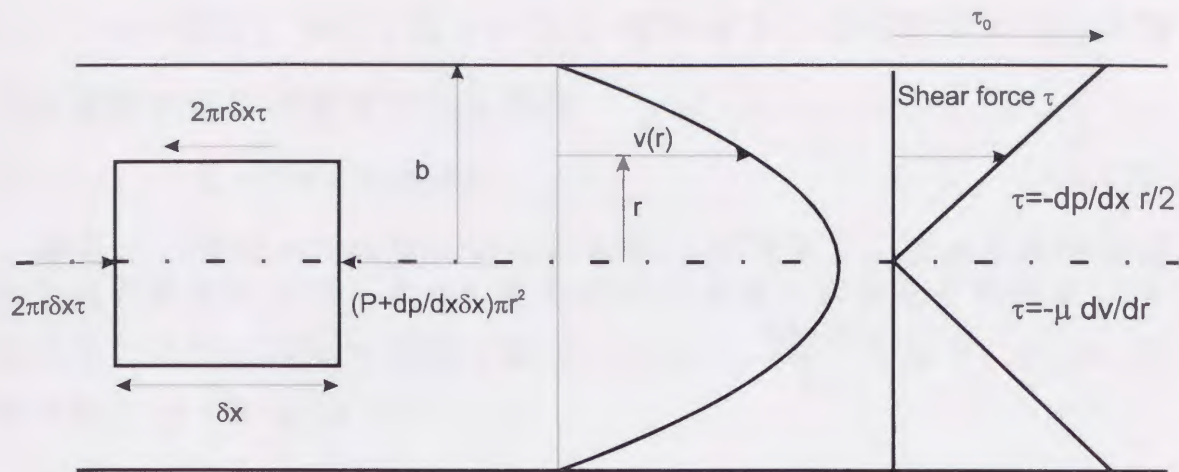
25 °Cにおけるデバイの長さは

$$1/\kappa = 0.304 / \sqrt{[NaCl]} \quad nm \quad (3.16)$$

である。ちなみに  $NaCl$  溶液の場合、 $10^{-4} M$  で  $1/\kappa = 30.4 \text{ nm}$ 、 $0.1 M$  で  $0.96 \text{ nm}$ 、 $1 M$  で  $0.3 \text{ nm}$  と求められる。このことは、粘土鉱物が塩分濃度の低い清水と反応して膨潤する原因を良く説明する。さらに多孔質体を多くのよじれた細管として見なしたとき、浸透率が  $10^{-4} md$  の場合の細管の半径は(2.13)式により約  $2.2 \text{ nm}$  と求められる。これはイオン濃度の条件によっては、この多孔質体の孔隙水は電気二重層の影響を大きく受けうることを示唆している。

### 3.3 流動電位の基礎式

電解質溶液が固体と接して相対運動があると、界面に存在する電気二重層の為に種々の電気現象が起こる。図3.1に示した *Stern* の理論では固体-液体の界面上に、一定電荷密度で界面に吸着固定した荷電粒子層の *Helmholtz* 層と、その外側に広がる荷電粒子の拡散層があり、後者の中にせん断面が存在するとしている。この場合、流体と固体の相対運動によって一部の電荷が移動することが予想される。ポアソンの式に依れば電荷の存在は電位差を生じる。このせん断面における電位はゼータ電位と呼ばれている。図3.3に示すように多孔質体は多くの細管から成り、それぞれの細管が図3.4の様な電荷の分布を有するとすれば、細管中の流体の運動によってせん断面内に存



Pore with electric double layer

図 3.4 層流の原理と流動電位の発生機構

在する電荷も移動する。電荷の移動は電流に他ならない。したがって、一つの細管について見てみると 管中央からせん断面までの体積中の電荷の流れが電流であるから

$$I_1 = \int_0^b 2\pi r \rho_e(r) v_l(r) dr \quad (3.17)$$

電荷は、管壁から非常に近い拡散層に存在する。従って流体の流れを理想的な粘性流と見なし管壁近傍の流体の流れを平均流速  $v_{av}$  を用いてテイラー展開で近似すれば、 $v_l(r) = v_{av} \frac{4(b-r)}{b}$  となる。 $y = b-r$  とおけば、(3.17) 式は

$$I_1 = -8\pi v_{av} \int_0^b \rho_e(y) y dy \quad (3.18)$$

電荷密度  $\rho_e$  をポアソンの式

$$\text{div grad } \psi = \nabla^2 \psi = \frac{d^2 \psi}{dy^2} = -\rho_e / \epsilon_r \epsilon_0 \quad (3.19)$$

に置き換えて積分すると、せん断面における電位をゼータ電位として

$$\begin{aligned} I_1 &= 8\pi v_{av} \int_b^0 y \epsilon_r \epsilon_0 \frac{d^2 \psi}{dy^2} dy \\ &= 8\pi \epsilon_r \epsilon_0 v_{av} \left\{ \left( y \frac{d\psi}{dy} \right)_{y=b}^{y=0} - \int_b^0 \frac{d\psi}{dy} dy \right\} \\ &= -8\pi \epsilon_r \epsilon_0 v_{av} \int_0^\zeta d\psi = -8\pi \epsilon_r \epsilon_0 \zeta v_{av} \end{aligned} \quad (3.20)$$

この電流によって誘起された電場  $E_s$  は、オームの法則に応じた電導電流  $I_2$  を生じる。岩石の電導率と孔隙率との関係を表す Archie の式との類推から、この細管は屈曲しているものとして取り扱う方がより適切と思われる。従って電気二重層による表面電導が小さい場合

$$I_2 = \frac{\pi b^2 \eta^{-1} \sigma_{fl}}{\Delta l} E_s \quad (3.21)$$

$I_1 - I_2 = 0$  でなければならないから

$$v_{av} = \frac{b^2 \eta^{-1} \sigma_f}{8 \varepsilon_r \varepsilon_0 \zeta \Delta l} E_s \quad (3.22)$$

ここで孔隙率  $\phi$  の多孔質体を、半径  $b$  からなる多くの細管から成っていると見なした場合、孔隙率  $\phi$  と細管の数を一定に保ちながら屈曲率  $\eta$  を変化させると、細管の長さ  $\Delta l$  は  $\eta \Delta l$  となり、半径は  $b/\sqrt{\eta}$ 、単位体積中の細管の数は  $\phi/(\pi b^2)$  となる。従って流量  $Q(m^3/sec)$  は

$$Q = A \phi \eta^{-2} v_{av} \quad (3.23)$$

と表せる。一方ハーゲンポアズイユ式を用いて流量を表すと

$$Q = \frac{b^2 \phi \eta^{-3} A \Delta P}{8 \mu \Delta l} \quad (3.24)$$

となる。(3.24) 式を (3.23) 式に代入することにより

$$v_{av} = \frac{b^2 \eta^{-1} \Delta P}{8 \mu \Delta l} \quad (3.25)$$

(3.25) を (3.22) 式に代入し  $v_{av}$  を消去して流動電位を求める：

$$E_s = \frac{\varepsilon_r \varepsilon_0 \zeta \Delta P}{\sigma_f \mu} \quad (3.26)$$

この様に多孔質体を屈曲した多くの細管と見なした均質なモデルで、一次元的な圧力を加えた場合の流動電位は (3.26) 式で求められる。

一方、地熱貯留層における流体の生産は主にフラクチャーを介して行われる。フラクチャーを賦存する岩石の孔隙率は一般に非常に小さく、その母岩の浸透率も低いと考えられる。これは掘削中の逸泥がフラクチャー帯とそれ以外では非常に大きな差を示すことから分かる。フラクチャーで生じる流動電位の定量的解析は、これを

非浸透性地層に挟まれた薄い板状の間隙であるとみなして、(3.26)式と同様な方法で取り扱うことができる。すなわち図3.3に示す様に板状の間隙の流体が単相で層流として流れる場合、これはクエットの流れ<sup>17)</sup>であるから、間隙の任意の点における速度は、

$$v_1 = -\frac{1}{2\mu}\Delta p(hy - y^2) \quad (3.27)$$

となる。管壁の近傍の流れをテイラー展開で近似すると、駆動電流は

$$I_1 = -\frac{h\Delta p}{\mu} \int_0^{\frac{h}{2}} \rho_e(y) y dy \quad (3.28)$$

となる。せん断面における電位をゼータ電位とし、(3.28)式をポアソン式を用いて解くと

$$I_1 = -\frac{h\varepsilon_r\varepsilon_0\zeta\Delta p}{\mu} \quad (3.29)$$

となる。ここで電導電流は

$$I_2 = h\sigma_f E_s \quad (3.30)$$

であるから、流動電位は、

$$E_s = \frac{\varepsilon_r\varepsilon_0\zeta\Delta p}{\mu\sigma_f} \quad (3.31)$$

また細管のモデルが多孔質体に拡張できるように、フラクチャーを薄層の多孔質体からなると考えられる。

ここで(3.26)式及び(3.31)式は、多孔質体中の電気電導は全て電解質溶液中のバルクイオンを介して行われていると仮定している。浸透率が大きく、従って細管の径が電気二重層に比べて格段に大き



い場合、概ねこの仮定は当てはまるものと考えられる。しかしながら浸透率が非常に低く、従って細管の径が小さくなり相対的に電気二重層の厚さが無視できない場合は、多孔質体の電気電導は電気二重層による表面電導の影響も受けるようになる。

電気二重層におけるイオン濃度は表面電荷密度に依存し、バルクイオン濃度にほとんど依存しないとされている<sup>12)13)28)</sup>。この電気二重層は表面に吸着固定している対イオンと、それに比べて運動性の高い拡散層における対イオンとから成っている。この拡散層に存在する対イオンはイオン電導に寄与しており、これを表面電導と呼んでいる。*Bikerman*<sup>28)</sup>は表面電導率をゼータ電位に依存する関数として示している。すなわちゼータ電位はポアソンの式が示す様にせん断面内における対イオンの量から導かれている。

表面電導現象が見られる典型的な例が粘土鉱物の電導率である。粘土鉱物はその種類に依って表面電荷密度に違いがあるが、地層水の塩分濃度に関わらずに大きな電導率を示す。バルクイオン濃度が小さい場合、電気二重層における対イオンの相対濃度比が大きくなり、表面電導による影響は大きくなる。温泉井や地熱井のように一般に地層水の塩分濃度が低いと思われる環境において、変質帯が大きな電導率を示して *Archie* の式が当てはまらない現象が見られるのは粘土鉱物の表面電導による影響と考えられる。

この様に表面電導の影響が相対的に大きくなると、電導電流を表す(3.21)、(3.30)式において示したバルク溶液の他に表面電導による電気電導現象を考慮する必要がある。また電気二重層における他の特異な物性も影響を与える<sup>12)13)28)</sup>。例えば電気粘性抵抗と呼ばれる

流体粘性の増大がバルク孔隙水の見掛の粘性を増大させてしまう。これは電気二重層内の電場による水の分極によるものと、流動電位によって生じる電場が流動への反作用として働く電気浸透力が原因とされている。

また孔隙が小さくなることで対面の電気二重層との重複が生じてイオンの吸着・固定を促進させる。これは表面電荷密度の減少に他ならない。さらに(3.19)及び(3.28)式で近似した管壁近傍の流速は、電気二重層の細管径への相対的な厚さが増すにつれ真の値に比べて過大となる。すなわち実際の電荷の移動は、管径が小さくなるにつれ両式よりも小さくなることが予想される。これらの影響により、流動電位は浸透性地層の値よりも小さくなることが予想される。この場合、流体の差圧が同じである場合に、浸透性の有無によって流動電位に変化が出てくる。これらの結果、粘土質や浸透率の小さな岩石において流動電位  $E_s$  は、(3.26)、(3.31)式で求めた値より小さな値となる。

従って数値モデルにおけるパラメータの取り扱いは、高浸透性地層及びフラクチャー部は通常の水物界面でのゼータ電位を用い、低浸透性の母岩地層にはそれより小さな値を用いる。このような機構で発生する流動電位は、フラクチャー区間においてゼータ電位の極性や差圧の方向にもよるが正負どちらかへの変位を示すものと考えられる。

### 3.4 孔井内の流動電位

前項において導出した一次元の環境における流動電位の関係式を、

より普遍的な三次元モデルで表すことにする。ここでは不可逆過程である界面動電現象に関して、統計力学的な手法を適用する。一般的な流速方程式は、流体の流れ  $J$  と電流  $I$  との関係から

$$I = -L_{11} \nabla \Phi - L_{12} \nabla P \quad (3.32)$$

$$J = -L_{21} \nabla \Phi - L_{22} \nabla P \quad (3.33)$$

*Onsager* の相反定理<sup>8)22)</sup>によれば

$$L_{12} = L_{21} \quad (3.34)$$

となる。この場合 (3.32) 式の右辺の第一項はオームの法則であり、(3.33) 式の右辺の第二項はダルシー則に相当している。 $L_{12} = L_{21}$  の項のみが界面動電現象によって発生する項であり、(3.26) 式から類推すると

$$L_{12} = L_{21} = -\frac{\varepsilon_r \varepsilon_0 \zeta}{\mu} \quad (3.35)$$

となる。

表面電導を考慮に入れた場合(3.21)式における  $\sigma_f$  の項は前章の図 2.4 で示したように電導はバルクイオンによる電導と拡散二重層による電導との合わせたものからなる。また *Dual-Water* モデルでは地層の屈曲率は表面電導が無い場合と同様に取扱うことができる。一方、流体の流動に関しては、拡散二重層は影響を与えないものと見なす。单相流の場合、駆動電流の項は流体圧力を用いて表せば、単位体積に関して(3.25)式と(3.20)式により

$$I_1 = -\pi b^2 \eta^{-1} \frac{\varepsilon_r \varepsilon_0 \zeta \Delta P}{\mu} \quad (3.36)$$

となる。一方電導電流の項は

$$I_2 = \pi b^2 \eta^{-1} [\sigma_f + \chi S(\sigma_s - \sigma_f)] E_s \quad (3.37)$$

となる。この両式に出てくる  $-\pi b^2 \eta^{-1}$  の項は、電流の通路と流体の通路とが全く同じ特徴を有することを意味している。この仮定は *Archie* の式や *Kozeny-Carman* の式から分かる<sup>44)</sup> ように、一般に地質環境では満足されていると思われる。この場合(3.32)式と(3.33)式は

$$I = -\left\{ \sigma_f + \chi S(\sigma_s - \sigma_f) \right\} \nabla \Phi + \frac{\varepsilon_r \varepsilon_0 \zeta}{\mu} \nabla P \quad (3.38)$$

$$J = \left( \frac{\varepsilon_r \varepsilon_0 \zeta}{\mu} \right) \nabla \Phi - \left( \frac{k}{\mu} \right) \nabla P \quad (3.39)$$

となる。(3.39)式で、右辺の第一項の電気浸透による影響は、高浸透性地層においては一般に小さく一次流れの式は独立しているものと見做せる。すなわち、流体の圧力分布は電位分布に影響されず、流体流動の関係式のみによって独立に求めることができる。また、流動電位以外に外部からの電流源が無く、直流状態であれば、電流の総和は発散しない。

$$\nabla \cdot I = 0 \quad (3.40)$$

従って(3.27)式より、次式が成り立つ。

$$\nabla \cdot \left\{ \left[ \sigma_f + \chi S(\sigma_s - \sigma_f) \right] \nabla \Phi \right\} = \nabla \cdot \left\{ \left( \frac{\varepsilon \zeta}{\mu} \right) \nabla P \right\} \quad (3.41)$$

左辺第一項における電導率の項を検層で直接測定できる地層の電導率  $\sigma_t$  と孔隙率  $\phi$  で置き換えれば、

$$\nabla \cdot \left\{ \left( \phi^{-2} \sigma_t \right) \nabla \Phi \right\} = \nabla \cdot \left\{ \left( \frac{\varepsilon_r \varepsilon_0 \zeta}{\mu} \right) \nabla P \right\} \quad (3.42)$$

と表すこともできる。(3.42)式における各パラメータは検層法により直接測定あるいは決定可能である。(3.42)式は表面電導の影響により、流動電位が低下すること示している。低浸透層では電気粘性抵

抗や、イオンの吸着・固定などの影響により、右辺の駆動電流の項も減少し流動電位はさらに低下するものと考えられる。

### 3.5 拡散電位の影響

孔井環境において、自然電位の卓越的な要因は拡散電位であると考えられている<sup>4)5)10)27)</sup>。これは孔井水の塩分濃度と地層水の塩分濃度に差がある場合、濃度の平衡化の為に高濃度溶液中のイオンが低濃度の溶液に拡散することから生じる。発生機構の特徴から流体接触電位と膜電位とに区分される。流体接触電位と膜電位浸透領域中の孔井水と浸透領域中の地層水の塩分濃度に差がある場合、 $Na^+$ と $Cl^-$ の両方のイオンとも高濃度から低濃度の領域へと拡散していく。この時両者の輸率は $t_{Cl^-} > t_{Na^+}$ であるから電荷の分離が生じる。

$$I_{sep} = -(t_{Cl^-} - t_{Na^+})\gamma T \frac{dn}{dx} \quad (3.43)$$

ここで $T$ は温度、 $n$ はイオン濃度、 $\gamma$ は定数である。この電荷の分離によって電場 $E$ が生まれ、さらにこれによる駆動電流が生じる。電導度は荷電粒子の数密度とその輸率に比例するから $\beta$ を比例定数として、

$$I_{current} = \beta n(t_{Cl^-} + t_{Na^+})E \quad (3.44)$$

この二つの電流は等しくなるから、

$$\frac{(t_{Cl^-} - t_{Na^+})}{\beta(t_{Cl^-} + t_{Na^+})} \gamma T \int \frac{dn}{n} = \int E dx \quad (3.45)$$

濃度を比抵抗で置き換えると、通常 $R_{mf} > R_w$ であるから、

$$E_{I-j} = -c' \log_{10} \frac{R_{mf}}{R_w} \quad (3.46)$$

一方半浸透性を有する頁岩によって異なった濃度の塩水が分離されている場合、自然な拡散過程は頁岩表面の負の電荷により影響を受ける。即ち通常拡散し易い $Cl^-$ イオンは頁岩層を透過することを妨げられているが、一方通常は機動性に劣る $Na^+$ イオンはこの膜を容易に通過できる。結果的に $Cl^-$ の実質的な輸率は殆どゼロにまで減少する。この場合、陽陰イオン間の輸率の差ではなくその絶対値に依存するから、液体接触電位より大きな値を示す。

これらの関係を図3.5に示す。拡散電位の原理により、孔井水の塩分濃度が地層水の塩分濃度より小さい場合、地層水中の $Na^+$ イオンが粘土層を通して孔井水に拡散してくる。従って孔井の粘土層の前面における陽イオンが過剰となり、その電位はクリーンな地層に比べて正側に振れる。孔井水と地層水の塩分濃度が今の場合と逆になれば、拡散電位も逆転する。一方、浸透性地層の前面においては孔井水が地層に浸透しており、その浸透領域において孔井水と地層水の間で拡散反応が起きている。この様な高い浸透率を有する地層における流体の通路は大きく、地層のイオン選択性は無視できる。従って陰イオンが陽イオンに比べて輸率が高い為に、孔井水の塩分濃度が地層水の塩分濃度より小さい場合、浸透性地層の孔井内側に陰イオンが過剰となり電位は負に振れる。この様に粘土層を通した陽イオンの選択性透過による拡散電位の極性と浸透性地層の孔井水の浸入区域における拡散電位の極性は、お互いに岩相の影響によって相乗的な効果を示す。その結果として拡散電位は、

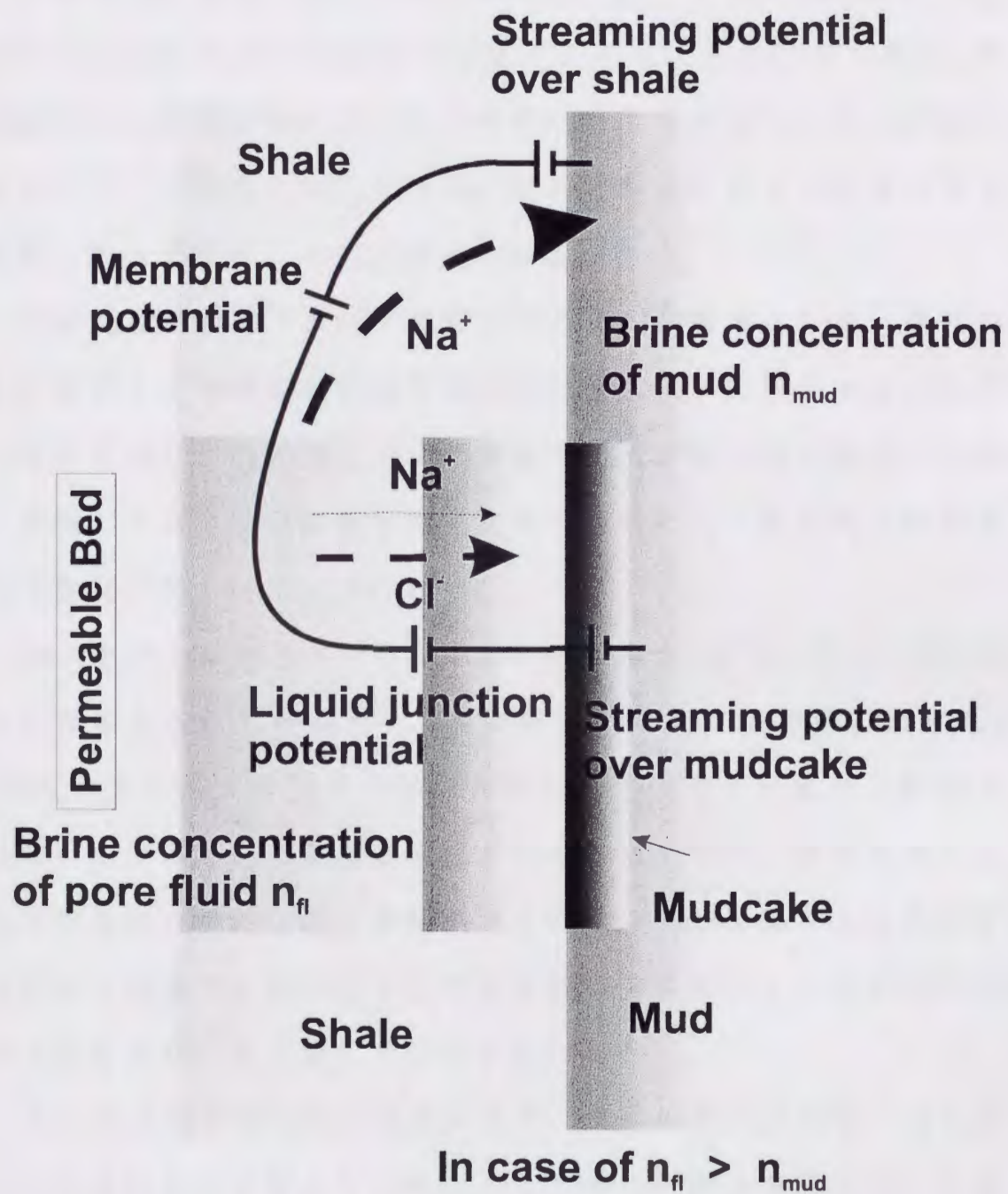


図 3.5 孔井内の自然電位の要因の模式図

$$E_{SSP} = -\xi \log \frac{R_{mf}}{R_w} \quad (3.47)$$

で表される。ここで  $E_{SSP}$  は、100%頁岩の地点の自然電位と100%クリーンな浸透性地層における自然電位との差である。これから、 $E_{SSP}$  と泥水の比抵抗  $R_{mf}$  から地層水の比抵抗  $R_w$  を求めることができる。また拡散電位の変位は粘土成分の含有度に対応するから岩相の評価に使える。データ補正に関しては  $NaCl$  以外の電解質成分や地層の厚さ、孔径、泥水比抵抗、さらに温度の影響がある。

流動電位の測定において拡散電位の存在は障害となる。岩相の変化に対する拡散電位の深度分解能は高塩分泥水の場合を除けば非常に優れており、流動電位により薄層の高浸透性地層を検出する場合に問題となる。この拡散電位を抑制する為には、孔井水と地層水の塩分濃度が等しいことが必要である。

溶液と岩石鉱物との化学反応係数は温度が  $100^{\circ}C$  上がると約2桁大きくなるとされている<sup>24)25)</sup>。この場合、常温の水井戸と  $250^{\circ}C$  から  $300^{\circ}C$  以上に及ぶ地熱井の環境では物質間の反応速度が5桁以上も異なっている。従って流動電位の測定に関しては、地熱井等の孔井水と地層水の両方の塩分濃度が共に低く、かつ高温である条件が、孔井水と地層水の間で化学的平衡が短時間に到達して拡散電位が抑制されるために最も適していると思われる。

もし拡散電位の抑制が困難な場合、流体の差圧を大きくとることにより流動電位の強度を大きくして  $S/N$  比の向上を図る工夫が必要である。また孔井内の水が深度によって一様でない状況が、水井戸等で複数の帯水層の隔離が考慮されていない孔井に見られる。この



場合には検層前に孔井水の循環を行い均一に保つことは、流動電位のデータ取得上必要となる。

### 3.6 まとめ

本章では、近年のコロイド化学等により得られた成果を踏まえて、従来その有功性が確かめられている物理検層の解析モデルも併用し、自然電位検層の流動電位現象に関わる原理について理論的に明らかにした。さらに表面電導を考慮した流動電位の基礎偏微分方程式を新たに提案して流動電位の数値シミュレーションを可能にした。また流動電位の測定に障害となる拡散電位の原理を解明し、これを抑制するための方法を示した。

## 第4章 理論的検討

### 4.1 はじめに

本章の目的は、様々な地層条件の中で薄層の厚さを変えた場合、孔井内で観測される流動電位の異常値の分布を数値的に求めることである。この数値シミュレーションの結果を検層データの解析に用いる。

まず孔井における流動電位分布のモデル計算をおこなう為に、3次元モデルの微分方程式の有限差分法による離散化を示す。ついで、水永他(1994)<sup>30)</sup>によって開発された差分法プログラムを基本にして、本研究の孔井環境に適する用に改良を加えた。さらに、高浸透性薄層に生じる流動電位を、薄層の厚さや孔井近傍の比抵抗構造を様々に変えて数値計算により求めて、応答曲線について検討する。

### 4.2 圧力分布の計算

前述の地層における界面動電現象を表す連立偏微分方程式

$$J = -\left(\frac{k}{\mu}\right)\nabla P \quad (4.1)$$

$$I = -\left\{(\phi^{-2}\sigma_t)\nabla\Phi\right\} + \left\{(\varepsilon_r\varepsilon_0\zeta/\mu)\nabla P\right\} \quad (4.2)$$

を同時に解くことにより、流動電位 $\Phi$ の分布を求めることができる。ただし計算の手順としては、まず計算時間の省略の為に高浸透性薄層のモデルに応じた圧力分布を解析解により計算する。こうして圧力分布が求められたら、比抵抗条件を定めて(4.2)式を離散化して流動電位 $\Phi$ を求めることにする。

数値モデルとしては、図4.1に示す様に均質な非浸透性地層中に掘

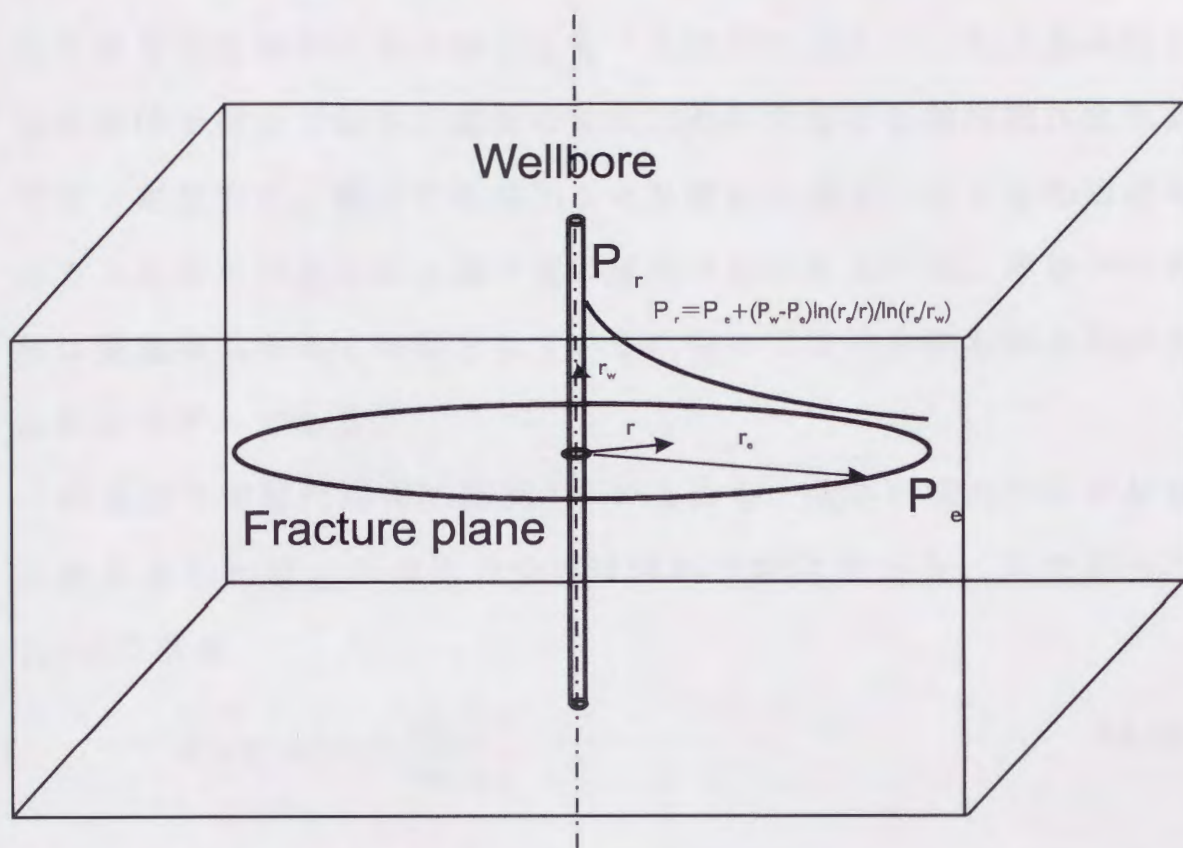


図 4.1 フラクチャーモデルでの圧力分布の例

られた垂直孔井に放射状流を想定して水平方向に同心軸円状に広がる高浸透性の薄層を考える。孔井内は、一定の電導率を有する孔井水で占められており、地層の電導率も一定値で均質である。高浸透性の薄層の広がりはその厚さに比べて非常に大きい。孔井水は僅かな圧縮性を有しており、薄層の地層水の圧力はある程度離れた地点では一定とする。従って孔井から十分離れた地点における地層水の圧力と孔井水の水頭圧とは一定の差圧が保たれている。薄層内の物性は浸透率も含めて均質としている。従って圧力分布も同心円状に広がるモデルである。

高浸透性薄層は均質に広がっているから、流体の流れが定常状態にあるとすれば、その圧力分布は同心円状に広がる。したがって  $P_w > P_e$  の場合

$$P_r = P_e + (P_w - P_e) \frac{\ln(r_e/r)}{\ln(r_e/r_w)} \quad (4.3)$$

実際には、この様な高浸透性の薄層やフラクチャーが水平な均質構造を形成しているとは考え難く、それに伴う圧力分布も上記の仮定とは異なるものであろう。しかしながら物理検層では地表からの物理探査とは異なり、孔井近傍の状態が流動電位の特徴に最も大きな影響を与えられ、従って孔井の近傍における薄層の状態はこのモデルで近似できるものと考えられる。

#### 4.3 流動電位分布の計算

流動電位を求める際、まず(4.2)式の発散をとり、電流の連続性が

ら  $\nabla \cdot I = 0$  として整理すると

$$\nabla \cdot \{(\phi^{-2} \sigma_i) \nabla \Phi\} = \nabla \cdot \{(\varepsilon_r \varepsilon_0 \zeta / \mu) \nabla P\} \quad (4.4)$$

となる。ここで  $B = \phi^{-2} \sigma_i$ 、 $C = -\varepsilon_r \varepsilon_0 \zeta / \mu$  と置けば、

$$\nabla \cdot (B \nabla \Phi) = -\nabla \cdot (C \nabla P) \quad (4.5)$$

(4.5) 式のソース項は、前述の方法で得られた圧力分布式を用いる。

偏微分方程式の離散化に際しては、(4.5) 式を直接離散化するのではなく、領域積分を施した次式について離散化をおこなう<sup>3)</sup>：

$$\int_V \nabla \cdot (B \nabla \Phi) dV = - \int_V \nabla \cdot (C \nabla P) dV \quad (4.6)$$

ここで、各格子点を含む直方体に対して発散定理

$$\int_V \nabla \cdot A dV = - \int_S \nabla \cdot n dS \quad (4.7)$$

を用いて領域積分を表面積分に変換して離散化をおこなう。

図 4.2 に示すように 3 次元座標軸をとり、点  $(i, j, k)$  を中心とした 7 点からなる格子を考える。離散化した式は各点での電位と、圧力にカップリング係数を乗じた次式により表される：

$$\begin{aligned} & C_{i,j,k}^{\Phi} \Phi_{i,j,k} + C_{i-1,j,k}^{\Phi} \Phi_{i-1,j,k} + C_{i+1,j,k}^{\Phi} \Phi_{i+1,j,k} \\ & \quad + C_{i,j-1,k}^{\Phi} \Phi_{i,j-1,k} + C_{i,j+1,k}^{\Phi} \Phi_{i,j+1,k} \\ & \quad + C_{i,j,k-1}^{\Phi} \Phi_{i,j,k-1} + C_{i,j,k+1}^{\Phi} \Phi_{i,j,k+1} \\ & = C'_{i,j,k}{}^{\Phi} P_{i,j,k} + C'_{i-1,j,k}{}^{\Phi} P_{i-1,j,k} + C'_{i+1,j,k}{}^{\Phi} P_{i+1,j,k} \\ & \quad + C'_{i,j-1,k}{}^{\Phi} P_{i,j-1,k} + C'_{i,j+1,k}{}^{\Phi} P_{i,j+1,k} \\ & \quad + C'_{i,j,k-1}{}^{\Phi} P_{i,j,k-1} + C'_{i,j,k+1}{}^{\Phi} P_{i,j,k+1} \end{aligned} \quad (4.8)$$

ただし、(4.8) 式のカップリング係数は

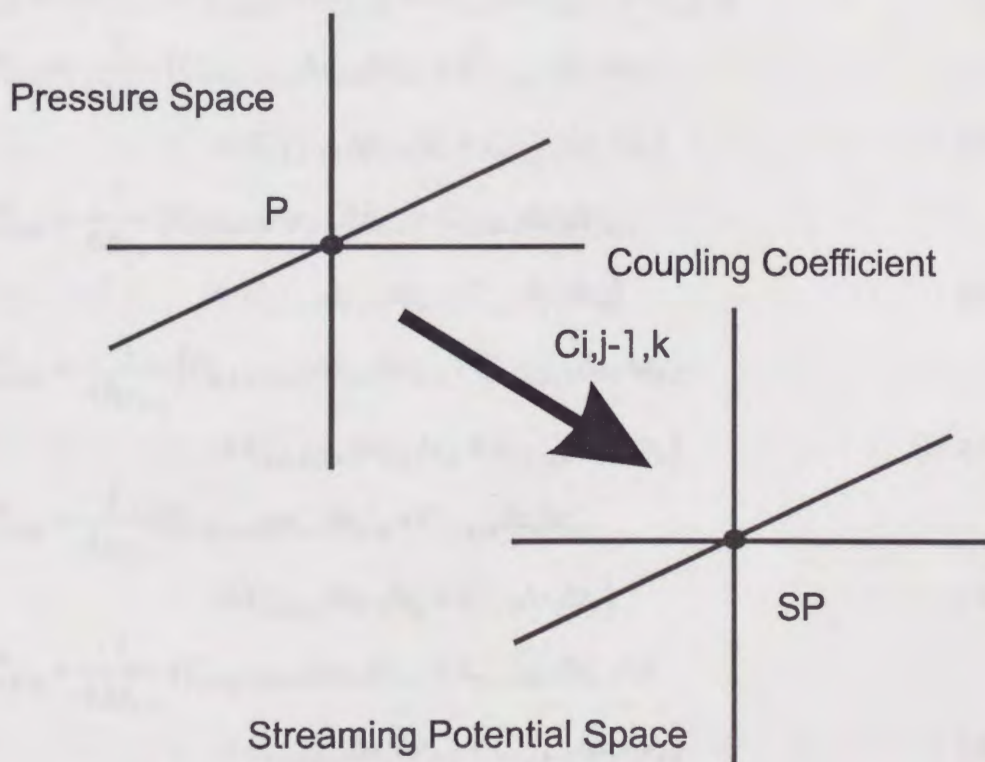
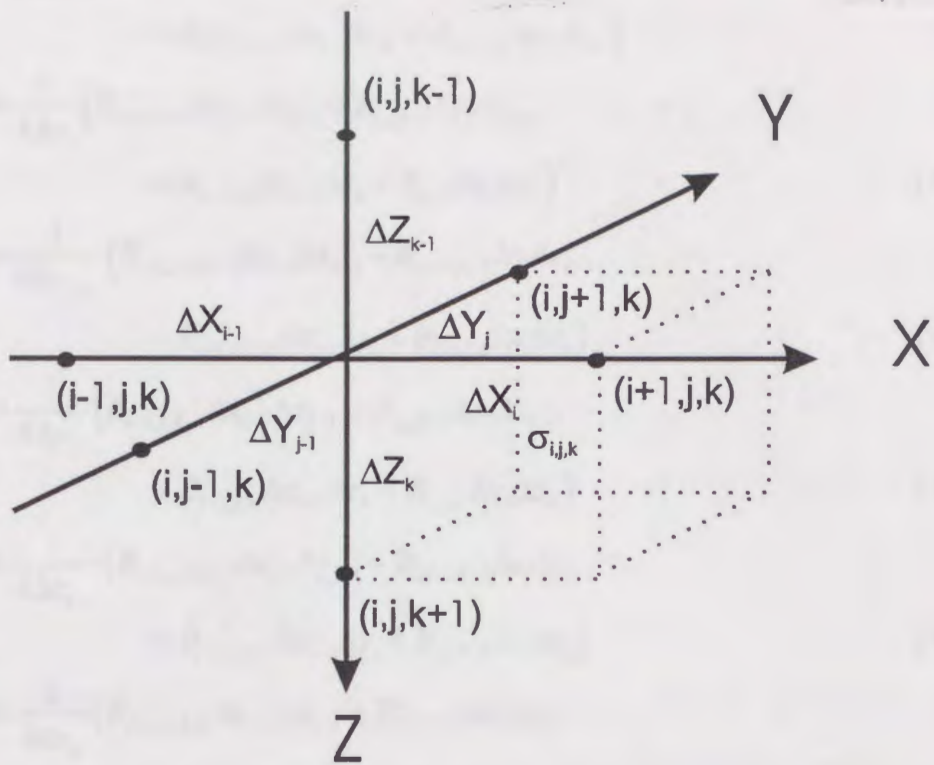


図 4.2 流動電位計算のための偏微分方程式の離散化

$$C_{i-1,j,k}^{\Phi} = \frac{1}{4\Delta x_{i-1}} \left( B_{i-1,j-1,k-1} \Delta y_{j-1} \Delta z_{k-1} + B_{i-1,j,k-1} \Delta y_j \Delta z_{k-1} \right. \\ \left. + B_{i-1,j-1,k} \Delta y_{j-1} \Delta z_k + B_{i-1,j,k} \Delta y_j \Delta z_k \right) \quad (4.9a)$$

$$C_{i+1,j,k}^{\Phi} = \frac{1}{4\Delta x_i} \left( B_{i,j-1,k-1} \Delta y_{j-1} \Delta z_{k-1} + B_{i,j,k-1} \Delta y_j \Delta z_{k-1} \right. \\ \left. + B_{i,j-1,k} \Delta y_{j-1} \Delta z_k + B_{i,j,k} \Delta y_j \Delta z_k \right) \quad (4.9b)$$

$$C_{i,j-1,k}^{\Phi} = \frac{1}{4\Delta y_{j-1}} \left( B_{i-1,j-1,k-1} \Delta x_{i-1} \Delta z_{k-1} + B_{i,j-1,k-1} \Delta x_i \Delta z_{k-1} \right. \\ \left. + B_{i-1,j-1,k} \Delta x_{i-1} \Delta z_k + B_{i,j-1,k} \Delta x_i \Delta z_k \right) \quad (4.9c)$$

$$C_{i,j+1,k}^{\Phi} = \frac{1}{4\Delta y_j} \left( B_{i-1,j,k-1} \Delta x_{i-1} \Delta z_{k-1} + B_{i,j,k-1} \Delta x_i \Delta z_{k-1} \right. \\ \left. + B_{i-1,j,k} \Delta x_{i-1} \Delta z_k + B_{i,j,k} \Delta x_i \Delta z_k \right) \quad (4.9d)$$

$$C_{i,j,k-1}^{\Phi} = \frac{1}{4\Delta z_{k-1}} \left( B_{i-1,j-1,k-1} \Delta x_{i-1} \Delta y_{j-1} + B_{i,j-1,k-1} \Delta x_i \Delta y_{j-1} \right. \\ \left. + B_{i-1,j,k-1} \Delta x_{i-1} \Delta y_j + B_{i,j,k-1} \Delta x_i \Delta y_j \right) \quad (4.9e)$$

$$C_{i,j,k+1}^{\Phi} = \frac{1}{4\Delta z_k} \left( B_{i-1,j-1,k} \Delta x_{i-1} \Delta y_{j-1} + B_{i,j-1,k} \Delta x_i \Delta y_{j-1} \right. \\ \left. + B_{i-1,j,k} \Delta x_{i-1} \Delta y_j + B_{i,j,k} \Delta x_i \Delta y_j \right) \quad (4.9f)$$

$$C_{i,j,k}^{\Phi} = - \left( C_{i-1,j,k}^{\Phi} + C_{i+1,j,k}^{\Phi} + C_{i,j-1,k}^{\Phi} + C_{i,j+1,k}^{\Phi} + C_{i,j,k-1}^{\Phi} + C_{i,j,k+1}^{\Phi} \right) \quad (4.10)$$

$$C'_{i-1,j,k}{}^{\Phi} = \frac{1}{4\Delta x_{i-1}} \left( C_{i-1,j-1,k-1} \Delta y_{j-1} \Delta z_{k-1} + C_{i-1,j,k-1} \Delta y_j \Delta z_{k-1} \right. \\ \left. + C_{i-1,j-1,k} \Delta y_{j-1} \Delta z_k + C_{i-1,j,k} \Delta y_j \Delta z_k \right) \quad (4.11a)$$

$$C'_{i+1,j,k}{}^{\Phi} = \frac{1}{4\Delta x_i} \left( C_{i,j-1,k-1} \Delta y_{j-1} \Delta z_{k-1} + C_{i,j,k-1} \Delta y_j \Delta z_{k-1} \right. \\ \left. + C_{i,j-1,k} \Delta y_{j-1} \Delta z_k + C_{i,j,k} \Delta y_j \Delta z_k \right) \quad (4.11b)$$

$$C'_{i,j-1,k}{}^{\Phi} = \frac{1}{4\Delta y_{j-1}} \left( C_{i-1,j-1,k-1} \Delta x_{i-1} \Delta z_{k-1} + C_{i,j-1,k-1} \Delta x_i \Delta z_{k-1} \right. \\ \left. + C_{i-1,j-1,k} \Delta x_{i-1} \Delta z_k + C_{i,j-1,k} \Delta x_i \Delta z_k \right) \quad (4.11c)$$

$$C'_{i,j+1,k}{}^{\Phi} = \frac{1}{4\Delta y_j} \left( C_{i-1,j,k-1} \Delta x_{i-1} \Delta z_{k-1} + C_{i,j,k-1} \Delta x_i \Delta z_{k-1} \right. \\ \left. + C_{i-1,j,k} \Delta x_{i-1} \Delta z_k + C_{i,j,k} \Delta x_i \Delta z_k \right) \quad (4.11d)$$

$$C'_{i,j,k-1}{}^{\Phi} = \frac{1}{4\Delta z_{k-1}} \left( C_{i-1,j-1,k-1} \Delta x_{i-1} \Delta y_{j-1} + C_{i,j-1,k-1} \Delta x_{i-1} \Delta y_j \right. \\ \left. + C_{i-1,j,k-1} \Delta x_i \Delta y_{j-1} + C_{i,j,k-1} \Delta x_i \Delta y_j \right) \quad (4.11e)$$

$$C'_{i,j,k+1}{}^{\Phi} = \frac{1}{4\Delta z_k} \left( C_{i-1,j-1,k} \Delta x_{i-1} \Delta y_{j-1} + C_{i,j-1,k} \Delta x_{i-1} \Delta y_j \right. \\ \left. + C_{i-1,j,k} \Delta x_i \Delta y_{j-1} + C_{i,j,k} \Delta x_i \Delta y_j \right) \quad (4.11f)$$

$$C'_{i,j,k}{}^{\Phi} = -(C'_{i-1,j,k}{}^{\Phi} + C'_{i+1,j,k}{}^{\Phi} + C'_{i,j-1,k}{}^{\Phi} + C'_{i,j+1,k}{}^{\Phi} + C'_{i,j,k-1}{}^{\Phi} + C'_{i,j,k+1}{}^{\Phi}) \quad (4.12)$$

全ての格子点について、境界条件を与えて連立方程式を作成する。境界条件としては、地表面においてはノイマン型( $\partial\Phi/\partial n=0$ )、その他の境界ではディリクレ型( $\Phi=0$ )の境界条件を与える。すると連立方程式は

$$[C^{\circ}][\Phi] = [S^{\circ}] \quad (4.23)$$

の行列の形で表される。ここで、 $[C^{\circ}]$ はカップリング係数行列、 $[\Phi]$ は電位行列、 $[S^{\circ}]$ は(4.8)式の右辺で計算されるソース行列である。

#### 4.4 モデリングの流れ

まず理論式に応じたパラメータに関して、高浸透性薄層に対応した数値モデルを設定する。この場合、これは高浸透性薄層の厚さや形状、孔井の径、地層の孔隙率、流体の粘性率や誘電率、それに比抵抗構造であり、次いで流体圧力に関する条件を与えて圧力分布を解析的に計算する。得られた圧力分布、カップリング係数分布、並びに比抵抗分布等に基づいて流動電位分布を計算する。流動電位分布に関しては、孔井内の情報のみが必要であるから、結果は孔井の必要な点の値のみを出力する。これらの計算を水永他(1994)<sup>30)</sup>によって開発された3次元差分法のプログラムを本研究の目的に合うように改良して使用した。

#### 4.5 数値シミュレーション

高浸透性地層への流体の流入によって孔井内に生じる流動電位の特徴を把握する為に、数値シミュレーションを試みた。図4.3にシミュレーションで設定したモデルの説明を示している。



モデルでは深度3,000 mの孔井が均質な大地に掘削されており、その中間の深度に一枚の高浸透性地層が水平方向に同心円状に広がっている。実際の計算は、高い分解能を得る為に、このモデルを8分割し、3次元メッシュ53 X 53 X 54でおこなっている。ただし、高浸透性地層の孔井からの広がり半径は約200 mとし、その周辺部では流体圧力が一定としている。この地層水圧力と孔内水圧力との間に所定の差圧を設けており、これによる流体の流れは定常状態として流体圧力分布を求める。計算では薄層の厚さをミリメートルのオーダーから1メートル程度迄の間で変化させている。また孔内水、均質大地および高浸透性薄層の3区域からなる比抵抗構造も、それぞれの区域の値を4-5桁の幅で値を変化させて数値計算を行っている。

また水の比誘電率は72、粘性率は $10^{-3} Pa \cdot sec^{18)31)52)}$ とした。ゼータ電位は、シリカ鉱物と水との界面で典型的な値として知られている $-50 mV^{40)}$ を高浸透性地層においてのみ用い、低浸透性地層に対してはゼータ電位はゼロと仮定している。

ここで留意すべきことは、ゼータ電位や圧力分布には多くの不確定要素があり、流動電位の絶対値に関してはかなりの誤差があると思われる。この様なモデルにおいて、計算結果として得られる流動電位の絶対値の精度は低いと思われる。しかしながら本研究で目的とする高浸透性薄層の評価においては、まずその存在が確認できること、さらに高浸透層の厚さが推定できることが主要な課題である。この点、高浸透性地層で現れる流動電位の異常値の特徴に関しては有効な情報を与えるものと考えられる。

今後、モデルの精度を向上していくには、数値モデルの計算結果

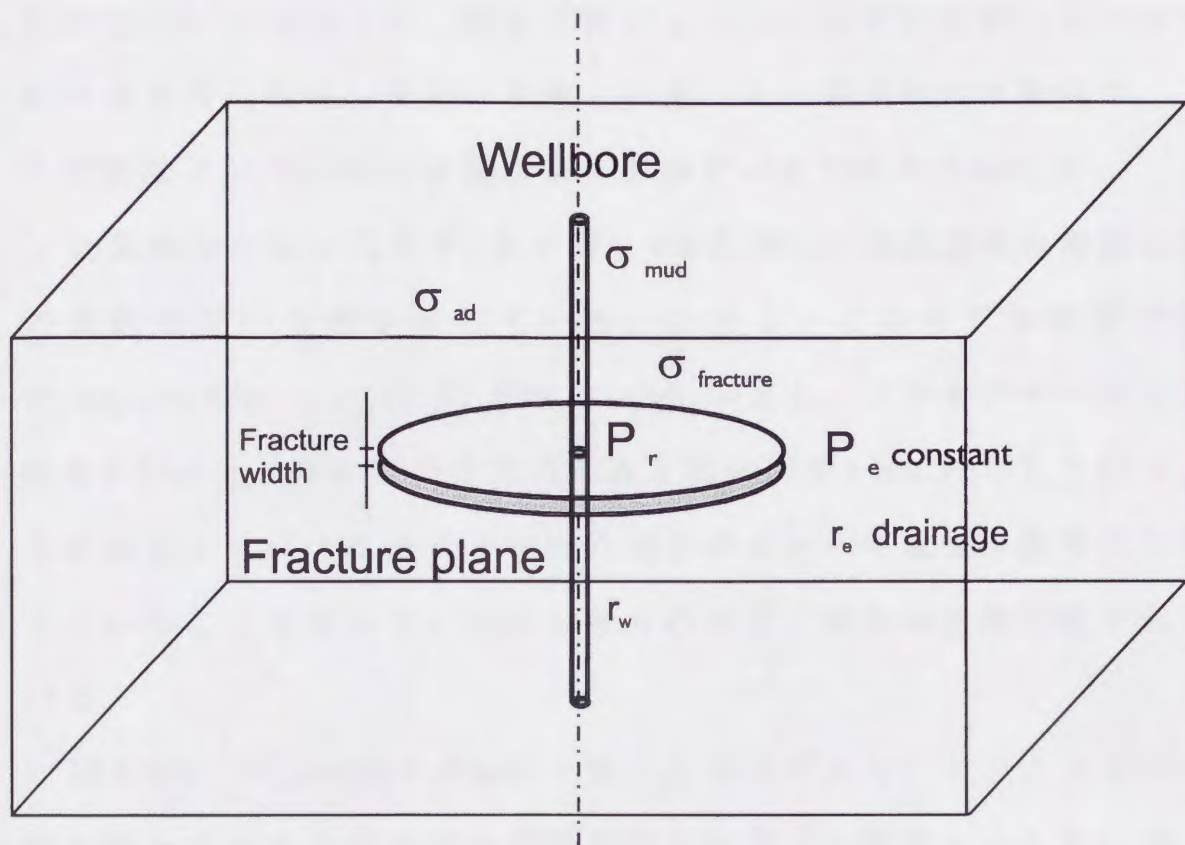


図 4.3 数値シミュレーションで用いるパラメータ

と数多くの検層データを積み重ねていくことが必要である。検層データインバージョン解析法の開発に当たっては、理論モデルと実際の検層データの比較検討を行いモデルに対するパラメータや境界条件の設定についての研究が必要であるが、現状では検層の実績がまだ少ない。したがって、現状ではフォワードモデルに関しての境界条件等を向上させ、実際の現象との優れた一致が取れた段階で、より有効なインバージョン解析法を構築すべきであると考ええる。

計算結果を以下に示す。まず図4.4は孔井内の高浸透性の薄層近傍の流動電位の分布を示している。ただし、このモデル計算では  $\sigma_f = \sigma_{fac} = 1 S/m$ 、 $\sigma_{ad} = 0.01 S/m$ 、 $r_w = 0.1 m$ とし、フラクチャーの開口幅を  $0.1 mm$ とし帯水層の定圧力地点との差圧を  $1 mil.Pa$ としている。この図によればフラクチャーの孔壁近傍において電位が急激に上昇していることが分かる。しかし孔井内では、電位は急激に低下している。

図4.5は、 $\sigma_{ad} = 0.001 S/m$ が一定としたモデルで、フラクチャーの開口幅と孔井水の電導率と流動電位の強度との関係を示している。また流体の差圧は  $5 mil.Pa$ とした。

図4.6a及び図4.6bは、フラクチャーの開口幅を変化した場合で、流動電位の変位を最大ピーク値によってノーマライズして示している。また孔井水とフラクチャーの電導率は同じ値で変化させている。なお  $\sigma_{ad}$  は  $0.001 S/m$ に一定としている。

図4.6a及び図4.6bから、薄層の厚さが特に小さい場合、厚さによって電位の異常値の形状が変わるだけでなく強度も大きく変化することが分かる。しかしながらある程度の厚さ以上になるとピークの

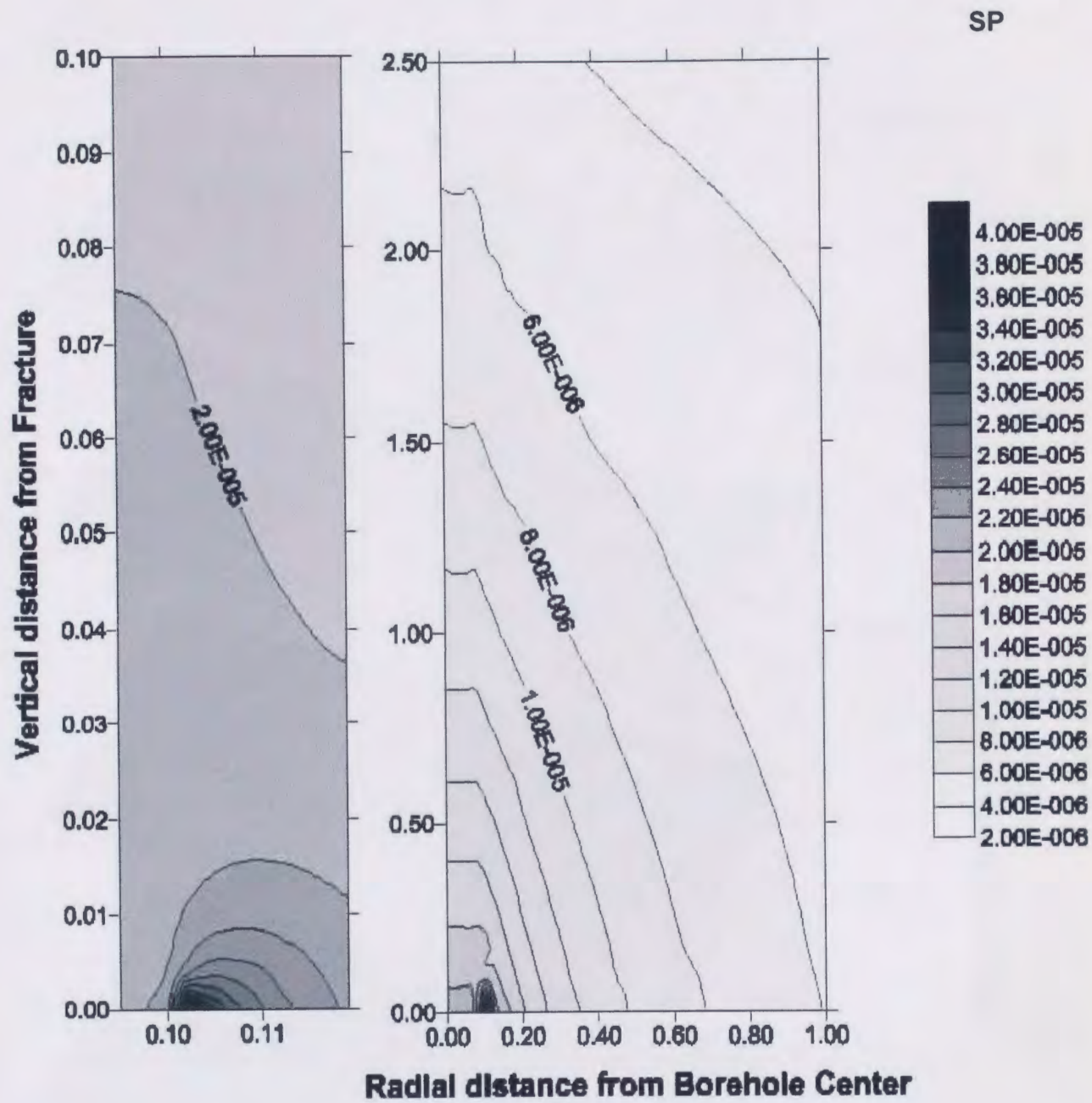


図 4.4 フラクチャー近傍の流動電位の数値シミュレーション

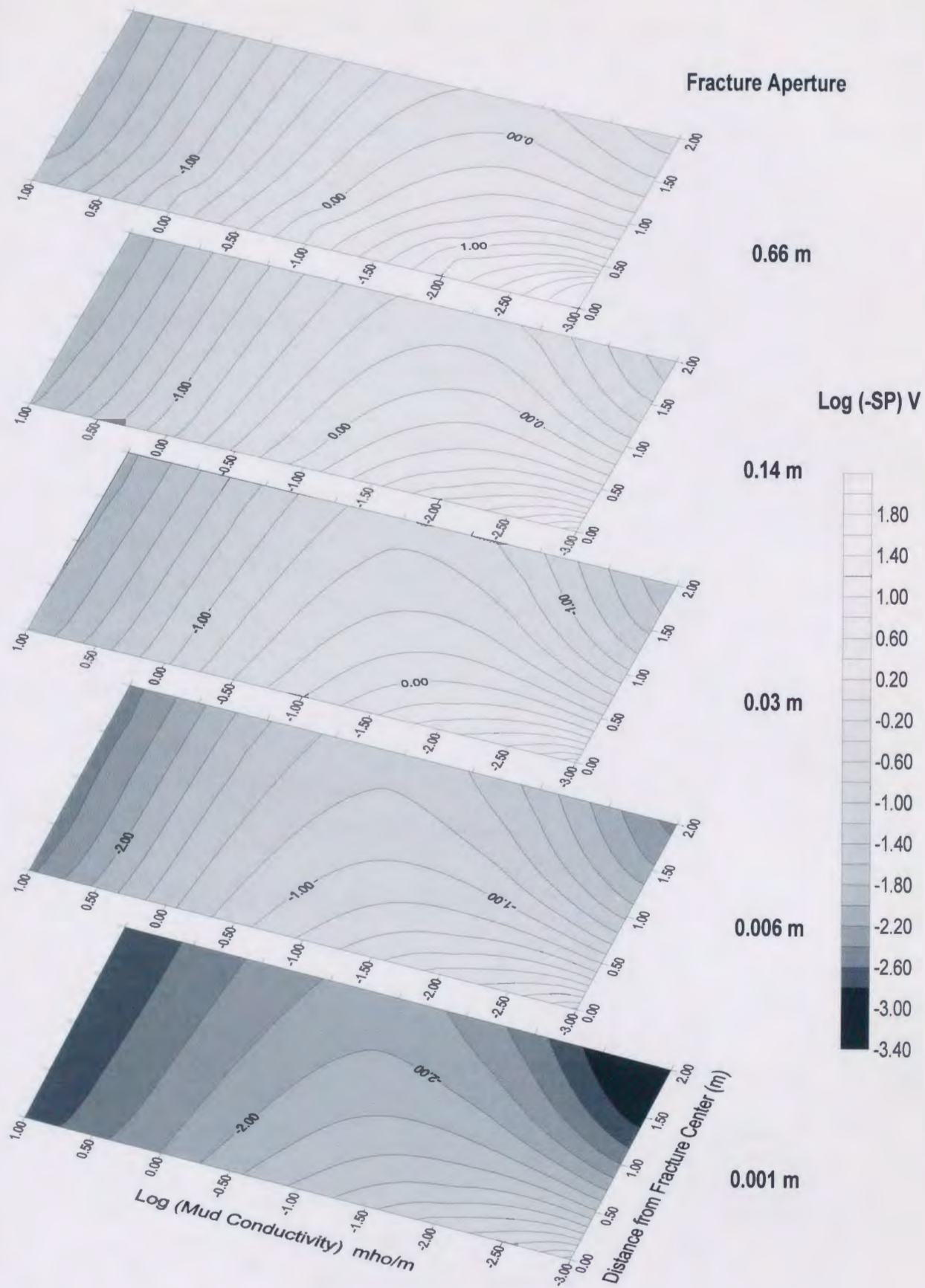
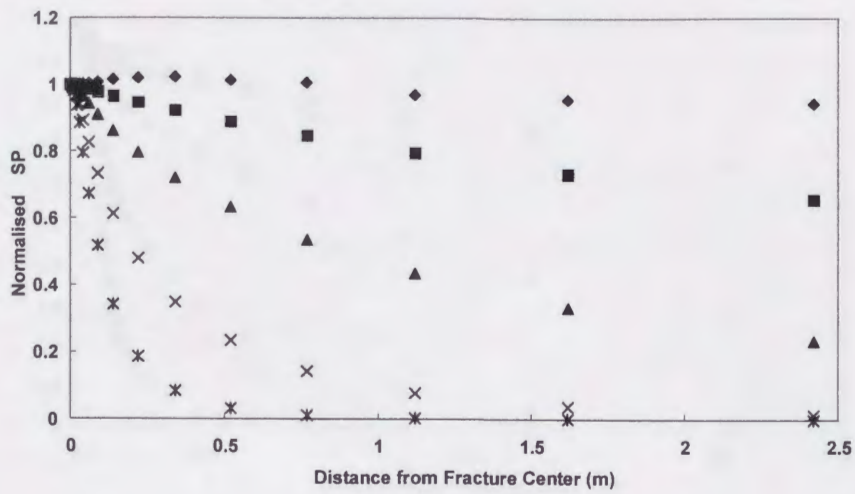
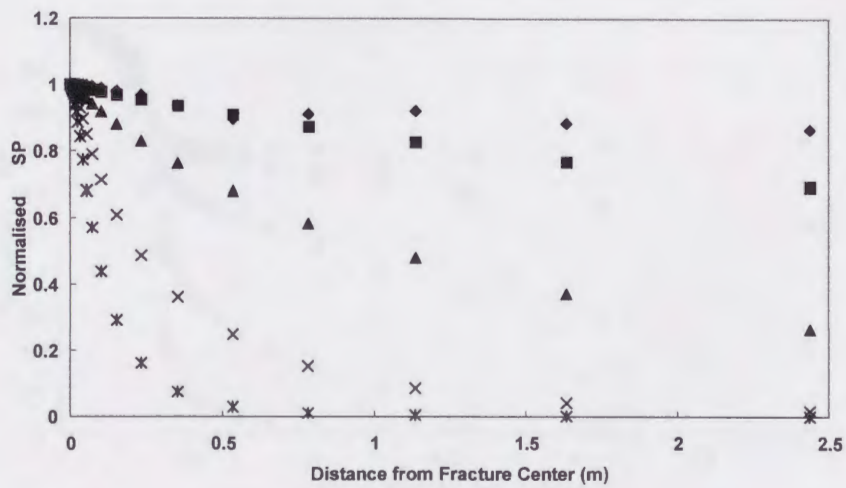


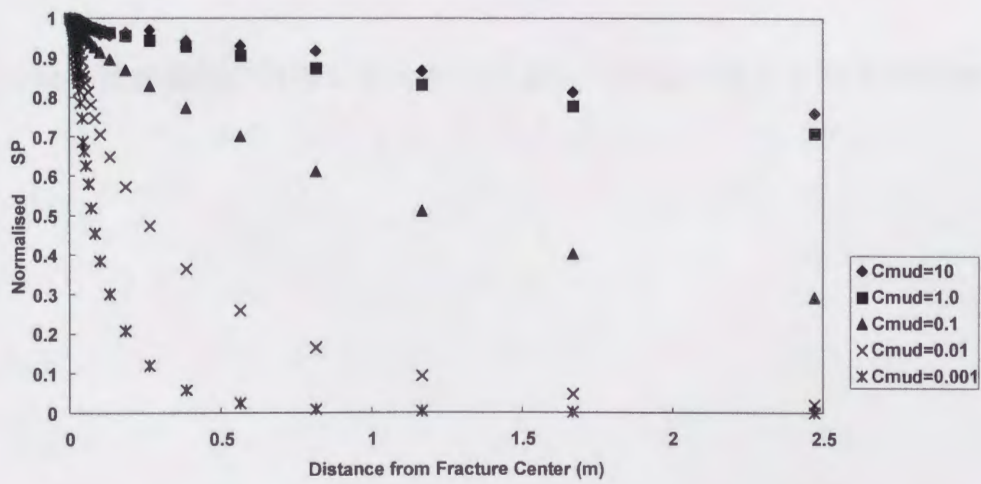
図 4.5 流動電位の数値シミュレーション  $\sigma_{fd} = 0.001 \text{ S/m}$



Fracture Aperture 0.001 m

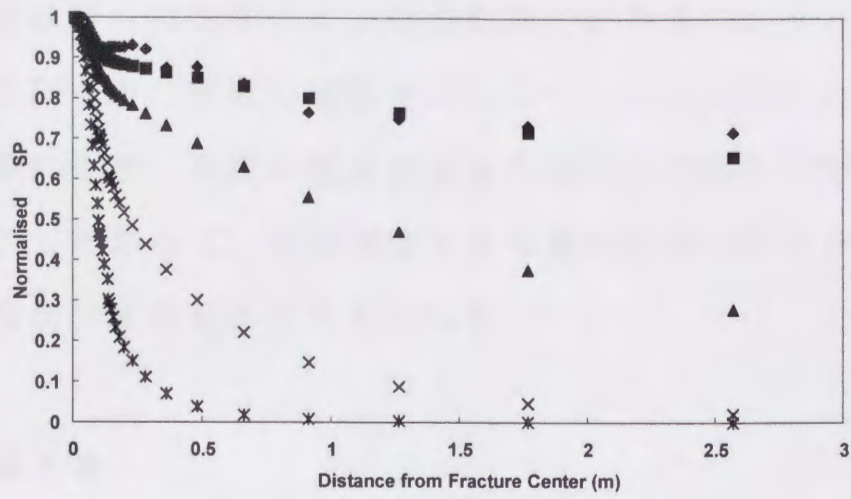


Fracture Aperture 0.0056 m

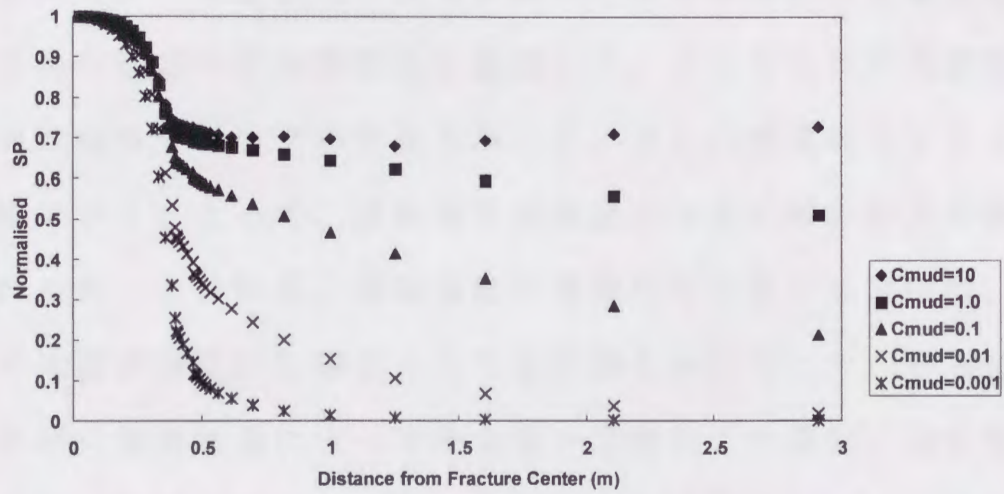


Fracture Aperture 0.03 m

図 4.6a 流動電位の数値シミュレーション (地層の厚さと比抵抗構造)



Fracture Aperture 0.14 m



Fracture Aperture 0.67 m

図 4.6b 流動電位の数値シミュレーション (地層の厚さと比抵抗構造)

最大値は厚さに関係なく、比抵抗構造と差圧の大きさのみに依存するようになる。また比抵抗構造によっては孔井内における測定電極の位置により、電位の異常値の値も異なりまたその形状も変化してくる。したがって、流動電位の異常値の幅やその大きさから薄層の幅が推測できるものと考えられる。

#### 4.6 まとめ

本章では、前章で得られた流動電位の理論とその検層における関係式を用いて、高浸透性の薄層が孔内の流動電位に与える影響を予測する為の数値モデルを新たに提案した。すなわちまず流動電位の3次元数値モデリングの手法を示した。さらに現実的なフラクチャー数値モデルによって、流動電位の検層データの解析の為の数値実験を行った。この結果、流動電位の薄層境界における変位は、孔井周辺の比抵抗構造に影響されることが明らかになった。さらに薄層の厚さが比抵抗構造によって決まる一定値以下の場合、流動電位の最大変位は薄層の厚さにほぼ比例して小さくなっていくことが分かった。したがってこの方法によって検出可能な薄層の厚さが予測できることを確かめた。これをまとめると、

- (1) 流動電位の異常値は孔井水—地層水間の圧力差が大きくなるにつれ、また孔井水  $R_{mf}$ 、高浸透性の薄層  $R_{frac}$  および周辺地層  $R_{ad}$  の比抵抗に比例して大きくなる。
- (2) 高浸透性の薄層が、孔井水  $R_{mf}$ 、高浸透性の薄層  $R_{frac}$  および周辺地層  $R_{ad}$  の比抵抗のコントラストで決まる一定の厚さ以下の場合、流動電位の最大異常値は、その厚さにほぼ比例した関係を



示す。

- (3) 高浸透性薄層の境界における流動電位の異常値は、孔井水  $R_{mf}$ 、高浸透性の薄層  $R_{frac}$  および周辺地層  $R_{ad}$  の比抵抗のコントラストに対応した特徴的なプロフィールを示す。

## 第5章 浸透性地層の評価例

### 5.1 はじめに

検層環境における流動電位のフィールドデータに関して、現状では系統だった精度の高い資料は存在していない。今後、多くのフィールドデータを集めて理論的予測との整合性を高め、さらに流動電位の異常値の検出法の信頼性を高める検層法を開発する必要がある。

そこで本研究により提案した検層法を検証し、かつフィールド実験からのデータを得る為に、フラクチャーが存在すると思われる花崗岩や花崗閃緑岩中に掘られた孔井においてフィールド実験を試みた。

一般に浅所に賦存する地下水の電解質成分は微少であり電導率は低い。従って前章で求めた理論式に従えば、大きな流動電位が生じるものと予想される。しかし、この反面、孔井温度が低く地下水の流動性も高い為に孔井流体と孔隙水は化学的平衡に達していないことが考えられる<sup>1)24)25)</sup>。すなわち水井戸では流体間の塩分濃度差による拡散電位が卓越して存在することが予想される。また本研究で計測した一つの孔井においては、孔井内の流体の塩分濃度が深度により変化しており、検層機器を孔井へ降下することでその分布に影響を与えるとといった複雑な状況を呈していた。このような場合、拡散電位に比べて比較的小さい流動電位の検出および評価は困難を伴う。従って自然電位の測定に当たっては孔井環境を良く把握することが必要である。

## 5.2 水井戸への適用

### 5.2.1 調査の概要

福岡市西区の元岡、桑原地区において、地下水の賦存状況の調査の一環として福岡市により掘削された孔井を用いて、本研究で提案した手法の実験を試みた。

松下久道(1971)によれば、この調査地域の地質は図5.1に示す様に糸島花崗閃緑岩に覆われており、表層部は風化が極めて進みマサ土化している。孔井の仕様は、垂直井で掘削深度80m、孔径は浅部が115mm、深部は66mmであり、地表から深度約29mまではプラスチックのケーシングが敷設されている。また掘削施工者によってコア分析や各区間における透水試験さらにノルマル電気検層が行われている。ドリリングのデータによれば孔井内の地層は、花崗閃緑岩、花崗岩とその風化変質岩とからなり、石英脈の挟みも存在する。深度によってはフラクチャーが発達し、その周辺に変質帯が観察されている。透水層は粒状を呈した風化花崗岩あるいは割れ目に沿って分布するものと考えられる。

調査では定常状態における自然電位とノルマル比抵抗、および温度検層を行い各検層の基本となるデータを得ることとする。これは、自然電位については、孔井の水頭と地層水との差圧が無い場合の自然電位の分布を調べ、ノルマル比抵抗により比抵抗構造を把握し、さらに温度検層によって孔井内の異なる帯水層の間で水の流動が無いかを調べる為である<sup>44)</sup>。



図 5.1 糸島半島の地質図と孔井の位置

表 5.1 裸孔区間での透水試験の結果

試験区間 <i>m</i>	30-32	35-37	40-42	45-47	50-55
透水係数 $10^{-7} \text{ cm/sec}$	640	630	8,600	490	100

試験区間 <i>m</i>	55-60	60-80	65-70	70-75	75-80
透水係数 $10^{-7} \text{ cm/sec}$	7.7	92	33	38	78

表 5.2 コア観察により割れ目や変質が認められる深度

深度 <i>m</i>	30付近	32.5-37	38.7-39.4	39.5-41.1	42-43
特徴	割れ目沿いに酸化	割れ目・酸化・変質	著しい風化・砂状	酸化	割れ目沿いに酸化

深度 <i>m</i>	54.4-58.3	58.6-61.6	63.5-64.5	67-67.7	70-70.9
特徴	酸化・変質・割れ目	著しい風化・砂状	割れ目	割れ目	酸化

深度 <i>m</i>	75.2	75.6-75.8	76.8-78.3		
特徴	割れ目	酸化	割れ目		

次に清水を一定圧力で注水し（水頭レベルを口元に保つ。流量は毎分約50リットルで十分間注水）、さらに注水を継続しながら温度検層と自然電位検層を行う。この場合の自然電位は前に比べて、元来存在した孔井水と注入水との化学組成の変化による拡散電位の変化及び比抵抗構造の変化、並びに流動電位による影響を受けるものと考えられる。本孔井の場合には、孔内水、地層水の両方共に塩分濃度は低く流動電位の観測には条件は良いが、温度が低い為に必ずしも電気化学的に平衡な状態に達していないと考えられる。従って岩相の変化に伴って変化する拡散電位等の電気化学的な自然電位成分も存在すると予想され、これは流動電位のデータ解析の上では障害となる。

温度検層は、まず定常状態における温度勾配が地温勾配と調和的かを調べて、各帯水層間に流動が無いかを確認する。さらに、孔内水と異なる河川水を孔口から注入して、温度変化の特徴から、流体の流入箇所やその量を推定するためである。

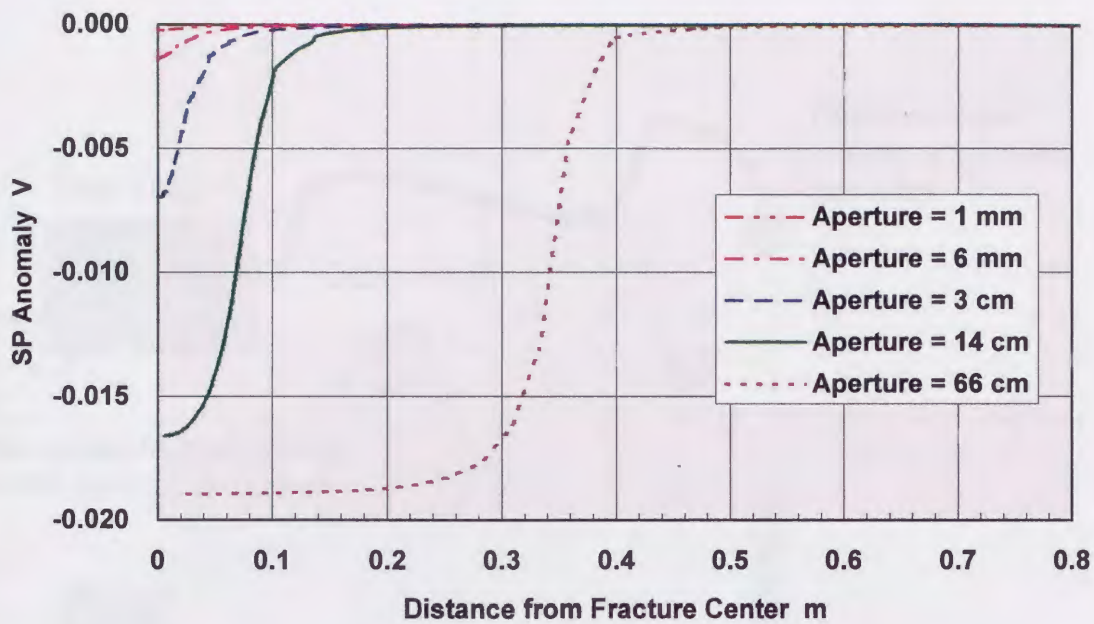
また、電気検層は孔井近傍の比抵抗構造を求めた後、数値シミュレーションを用いて孔井内における流動電位の大きさや分布を推論する。これにより透水性地層の厚さや差圧の大きさによる流動電位を推定し観測値との整合性を確かめ、さらに透水性地層の厚さを推定する。なお孔内水位は地上から1.2mの地点にあるため注水時の差圧を12,000(Pa)とした。ノルマル比抵抗検層は、孔井水の電導率や孔径等の環境条件に大きな影響を受ける。前章の図2.2cで示したような補正チャートはあるが、厳密に補正できるとは限らない。従ってノルマル検層による地層の比抵抗値の決定にはある程度の誤差は免

れない。

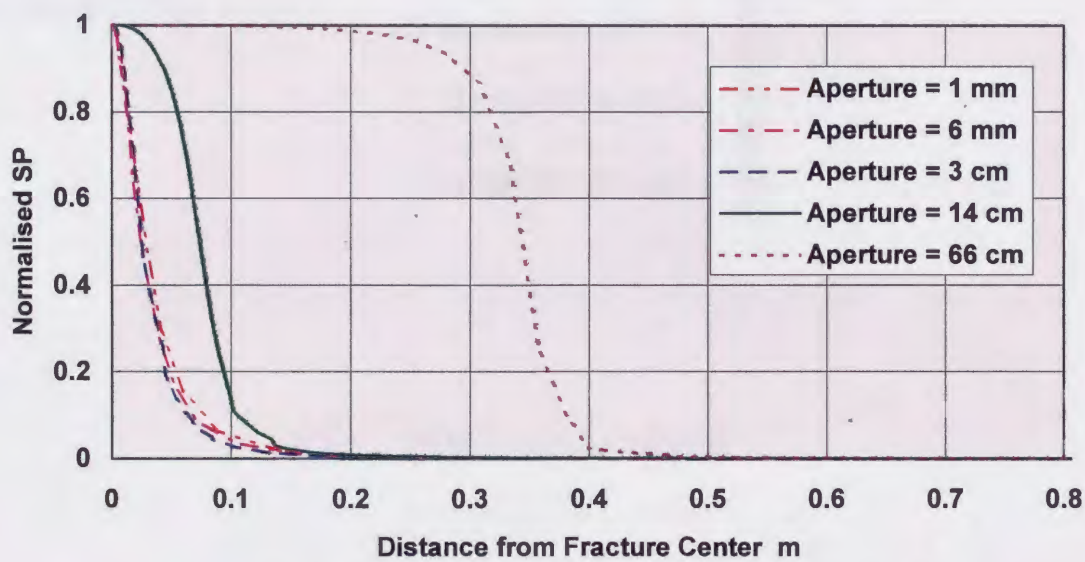
差分法による数値シミュレーションで低透水係数を有する地層におけるゼータ電位をゼロとして計算した結果、図5.2に示すように、透水性地層の厚さが20 cm以上ある場合に-20 mV前後の流動電位が生じるものと推定した。上記の条件は理想的な場合であり、実際のゼータ電位はこの中間の値になると考えられ、観測される流動電位の値は小さくなると思われる。また地層境界において流動電位の異常値は急速に減衰しており透水性地層の境界は明確に現れるものと予想される。

検層装置は、本研究の為に製作した35 Hz電源による25 cmおよび100 cmノルマル比抵抗及び温度と自然電位SPのコンビネーション検層機を使用した。検層装置の概要を図5.3に示す。また検層ゾンドの外径は30 mm、全長は1,750 mmである。その実物写真を図5.4に示す。SP回路は直流成分を35 Hz信号から分離し、さらに商用電源によるノイズを防ぐ為のフィルターを備えており比抵抗とSPの同時測定が可能である。測定深度はケーブル用のプーリーに深度カウンターを設けて高精度の深度情報を得ることができる様に設計されている。温度センサーには白金抵抗体を使用してこれを直接地上測定計器に接続している。さらに5芯の導線ケーブル用のドラムコレクターを備えており、回転ドラム上の導線ケーブルからの信号は固定端子からパソコンへ取り出せる様になっている。

各検層は、ゾンドの下げ検層と上げ検層とを行い測定データの再現性の検証を行っている。注入水は河川から引いており、その電導率は11°Cにおいて0.019 S/mでNaCl換算では200 ppm以下である。裸



**Motooka SP Simulation**  
 Differential Pressure 12,000 pascal, Wellbore diameter 66mm,  
 Fluid conductivity 0.02 S/m, Rock conductivity 0.05 S/m



**Normalised SP Simulation for Motooka Well**

図 5.2 水井戸の流動電位のシミュレーション



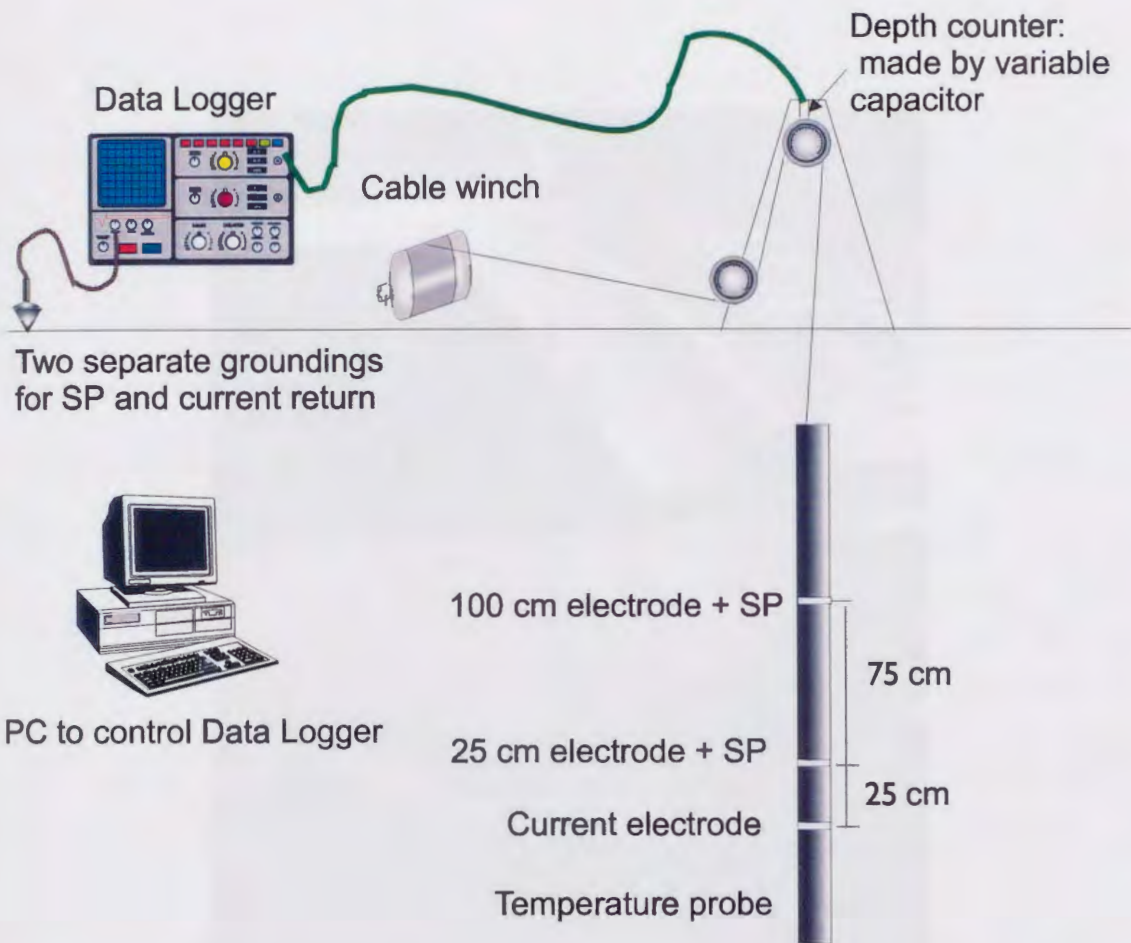


図 5.3 検層システムの概念図



図 5.4 検層ゾンデ部の実写図

孔区間から採取した孔井水の電導率は $16.1^{\circ}\text{C}$ で $0.266\text{ S/m}$ であり  $\text{NaCl}$ 換算では約 $1800\text{ ppm}$ となる。図5.5に元岡地区の孔井現場で検層測定中の様子を示す、画面右側にある小川から清水を引いて注水している。

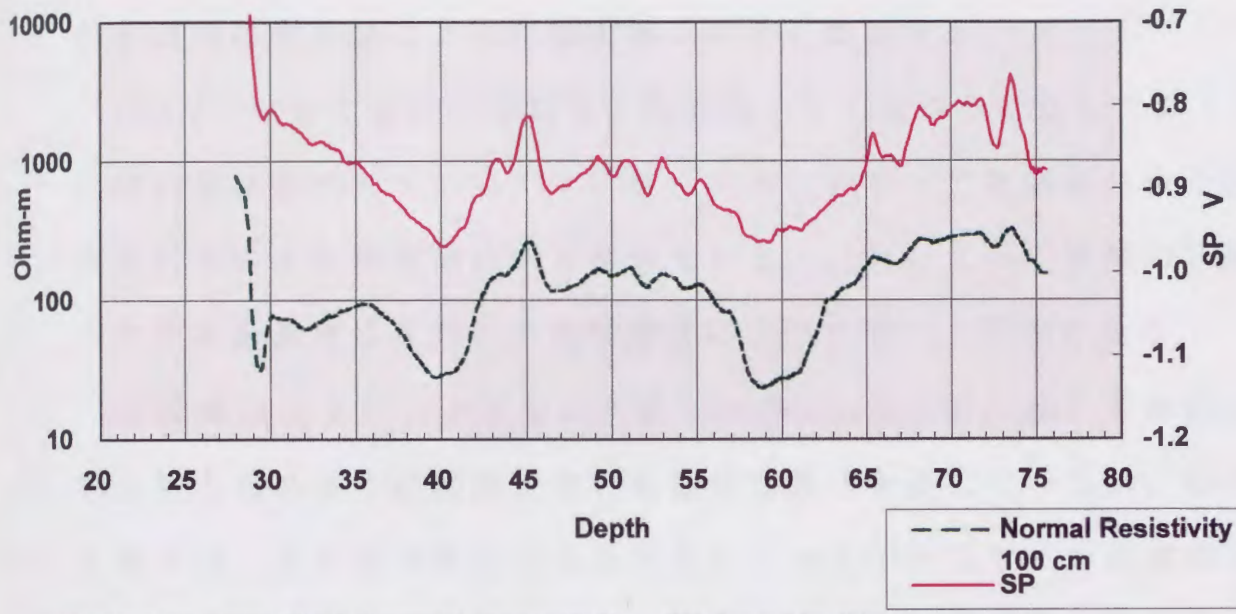
### 5.2.2 検層データの解析

図5.6は、注水前に測定された検層チャートである。プラスチックのケーシング内では、測定データは有効な値を示さない為に、ケーシングシュー以深のデータを解析する。まず比抵抗と自然電位のデータは見事な相関性を示していることが分かる。これは前節で述べた拡散電位による影響であると考えられる。すなわち自然電位は孔内水と地層水との間に塩分濃度の差があり、それが拡散する過程で生じる電位成分である。この電位は、陽イオンの選択的透過を有する粘土鉱物を含有する地層と、それを含まないクリーンな地層との間で異なる電位を示すと考えられている。つまり粘土鉱物の量に対応して電位が変化する。また粘土質の岩相の電位は、クリーンな岩相の値に比べて、孔内水の塩分濃度が地層水の塩分濃度より小さい場合には正の値を示す。これに対し塩分濃度比が逆の場合は、電位差の極性も反転する。従ってもし掘削データ等から、ある程度の岩相の様子が分かれば、孔内水の比抵抗もしくは塩分濃度の情報から、地層水の比抵抗・塩分濃度が推定できる。

一方、比抵抗は前節で述べたように、地層水の電導率、孔隙率、さらに表面電導によって影響を受ける。一般に地層水の塩分濃度は孔井区間内においてあまり変化しない。もし変化する場合は自然電



図 5.5 検層測定中の現場の様子



Motooka Test Well Normal Resistivity - SP Log Up Static Pass 2

図 5.6 注水前における 100 cm ノルマル比抵抗と自然電位検層

位の基準電位が変化し予測が可能である。つまり通常、比抵抗の変化は地層の孔隙率と粘土鉱物の含有量の変化によるものと考えられる。前節で述べたように、特に地層水の電導率が小さい環境では、表面電荷密度のみに依存する表面電導の影響が非常に大きくなり、粘土鉱物の含有量により比抵抗値は大きく変化する。

図5.6では自然電位が比抵抗と相関性を有しながら変化しており、岩相の変化を示している。コアデータから見ると、花崗岩の風化変質帯において自然電位は負に振れている。これによって地層の孔隙水中の塩分濃度は孔井水の塩分濃度に比べて低いと予想される。

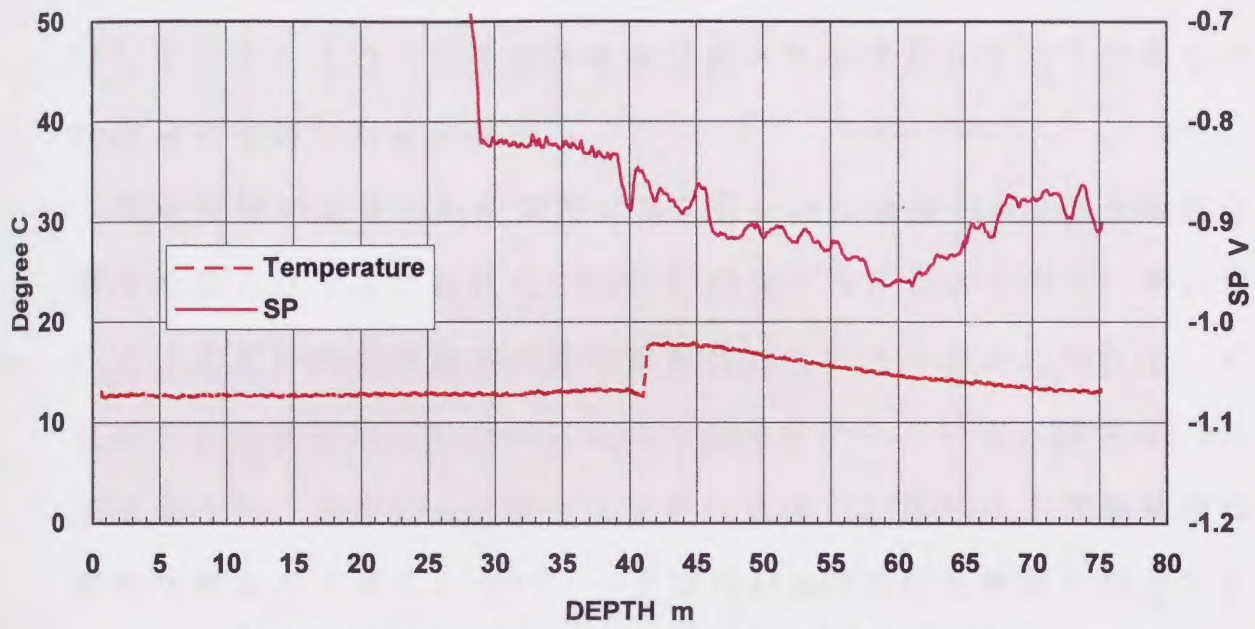
自然電位はケーシングシュー直下の約10mの区間において比抵抗や岩相ともあまり相関性がない直線的な変化を呈しているが、他の区間では、その基準電位である所謂シェールベースラインは深度により変化していない。従って自然電位が拡散電位のみから生じていると見なして、地層水と孔井内の水の塩分濃度は、ケーシングシュー直下の10m区間を除いて、ほぼ一定の比率を保っているものと考えられる。変質帯と未変質帯における自然電位の変化（約120mV）と孔井水の電導率（0.266 S/m、16.1°C）から計算される地層水の電導率は0.0057 S/m程度であると推定される。この時点では孔井内の水の塩分濃度が何故地層水のそれより高いのかという原因は明確ではない。すなわち掘削時から約1年経過していることから掘削泥水の影響が孔内に残っている事は考え難い。しかし自然電位ログから見て孔隙水の塩分濃度は一様に低いと思われる。これらの事から総合的に判断すると、ケーシング部分の浅所の帯水層から孔内への影響か、あるいは高濃度の塩水が高い透水性を有する薄層を通して浸透

していることが考えられる。いずれにしろ孔井水を全て清水で置換し、繰り返し検層を行い孔井水の比抵抗分布の経時変化を測定すれば孔内水の高塩分濃度の原因を解明できるものと考えられる。

静水状態における孔井内の温度は深度に従って僅かに変化するのみであり、孔内の異なる帯水層の間での水の流動の存在は認められない。従って、浅所からの地下水の降下浸透を除けば、孔内水の流動は殆ど無いものと思われる。

注入水は、孔井のすぐ横を流れる小川から取水して利用している。この水の塩分濃度は、元来の孔内水に比べて格段に低い。孔内水が清水によって置換されれば、各検層データに様々な影響をもたらす。ノルマル比抵抗に関しては、前節で述べたように、この電極間距離で孔井条件の場合、孔内水の比抵抗が増大することによる電流の減少に比べて測定電圧の減少の方が大きく、従って見掛比抵抗は小さくなると思われる。通常この方が地層の真の比抵抗により近い値である。自然電位に関しては流動電位の影響が無い場合、孔井水と地層水の塩分濃度の差が小さくなるから、岩相の変化による拡散電位の変化は小さくなることが予想される。すなわち流動電位の測定に関しては現状より好ましい条件になるものと期待される。

図5.7に示す注水時の検層チャートによると、温度検層は地表から深度約41m迄ほぼ一定の値を示しており、この深度で急激に上昇し、これより以深ではほぼ静水時の温度検層プロフィールに等しい温度分布を示している。今回のフィールド調査では注水を継続しながら920秒後に上げ検層を行っているが、急激な温度変化は同じ深度で生じており、あまり変化は見られない。このことから殆どの注入水



Motooka Temperature - SP Log Down , Well Flowing

図 5.7 注水時における自然電位と温度検層



はこの深度より浅い透水性地層に流入しており、特に温度が急激に変化している深度の地層は、他に比べて極めて大きい透水性を有すると思われる。さらに温度変化の深度に経時変化が認められないことから判断すると41m以深の地層の透水係数は比較的小さいと考えられる。ちなみに深度41mにある層は透水試験でも高い透水係数を示している。またこの深度は温度検層から推定される透水性地層の深度とも調和した結果を得る。

温度検層の結果から注水時には、孔井水は深度41m以浅は低塩分濃度の注入水で占められていることが分かる。しかしそれ以深においては元来の高塩分濃度の流体が存在しているものと思われる。比抵抗や自然電位はこの条件に応じた特徴を示している。即ち図5.8に示すように、深度41m以深では注水の前後で、比抵抗や自然電位に変化はほとんど見られない。一方深度41m以浅は見掛比抵抗は約半分の値に低下しているし、自然電位は深度40m近傍の地層を除いて以前とは異なりフラットな形状を示している。これは注水前では孔井水の塩分濃度がケーシング部から41m付近にかけて徐々に変化した、注水中はこの間の孔井水が一定になっているからであると考えられる。

ノルマル比抵抗のデータに関しては、前章の図2.2cの補正チャートを用いて解析する。電極間隔100cmで孔井径が約10cmの場合、その比はおおよそ10前後になる。当初、見掛比抵抗は約100ohm・mで孔内水の比抵抗は約4ohm・mであるから、この比は25となる。この場合チャートによると、実際の地層比抵抗と孔内水の比抵抗との比は17前後となり、真の比抵抗として約70ohm・mを得る。見掛比抵抗

と孔内水の比抵抗の比がある程度の値以下では、この誤差は殆ど無くなるから、注水後の孔内水の比抵抗は高くなり測定の誤差は殆ど無視できる。つまり注水後の比抵抗測定値の方がより地層の真の比抵抗値に近いと考えられる。

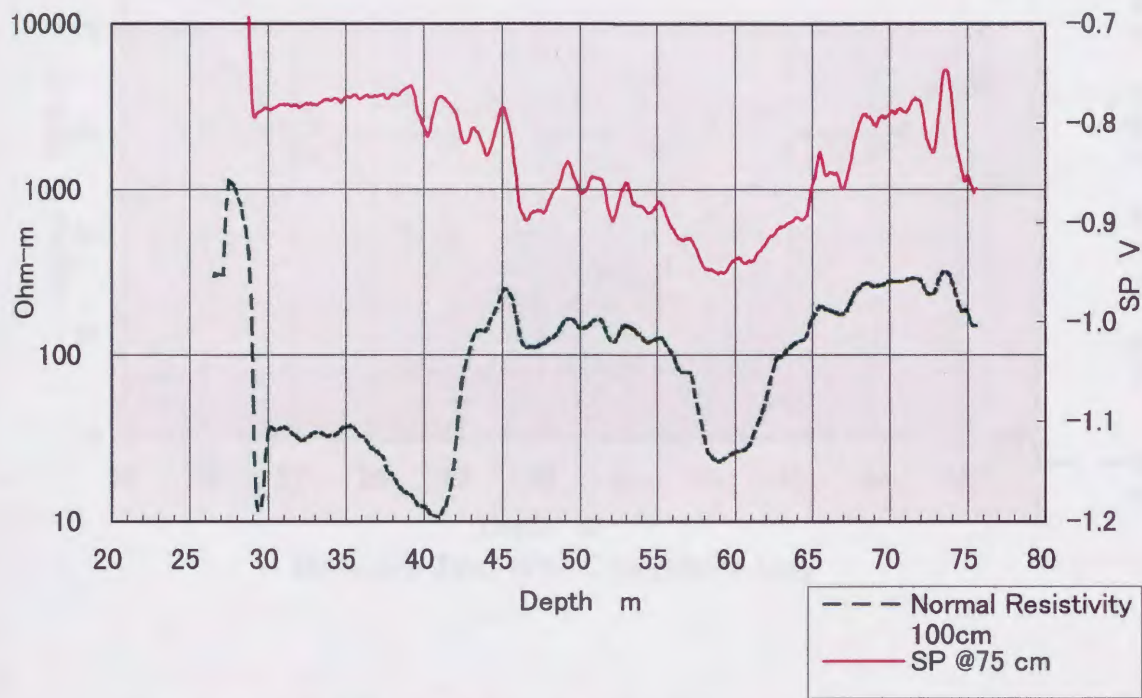
ただし、この補正チャートは、非常に厚い均質な地層でかつ孔内水の地層への浸透は全くないと仮定している。

ただ比抵抗に関しては、この塩分濃度が移行していると思われる区間で注水前と一様な変化を示している。従ってこの比抵抗の変化だけを見て、注水前の孔内水の塩分濃度が深度により漸増していたという分析はできない。

なお表5.3に示すワンウェイバルブを用いたサンプラーで採取した孔内流体の電導率は自然電位検層の特徴から示唆される塩分濃度の変化を支持している。

一方自然電位は深度40mにある地層で周辺地層に比べ-55mVの変化を示している。これを拡散電位の影響によって生じたすると注入水の電導率は0.019S/mであるから地層水の電導率は0.0036S/mとなり注水前に求められた0.0057S/mと比べて似た結果を得る。

図5.9は、検層チャートの42m付近を拡大して示している。ここで温度の深度は、センサーが最深部に位置する為に、実際の測定深度は表示より0.5mほど深くなる。温度の異常が生じている深度付近の41.8mで自然電位には負の小さなピークが認められる。この異常値は注水前の検層時には全く無かった特徴である。この異常はゾンデの上げ検層においても認められ、再現性は確認されている。この理由として異なる塩分濃度の液体が接触する境界に生じる拡散電位の



Motooka Test Well Normal Resistivity - Temperature - SP Log Up Well  
Flowing

図 5.8 注水中における 100 cm ノルマル比抵抗と自然電位検層

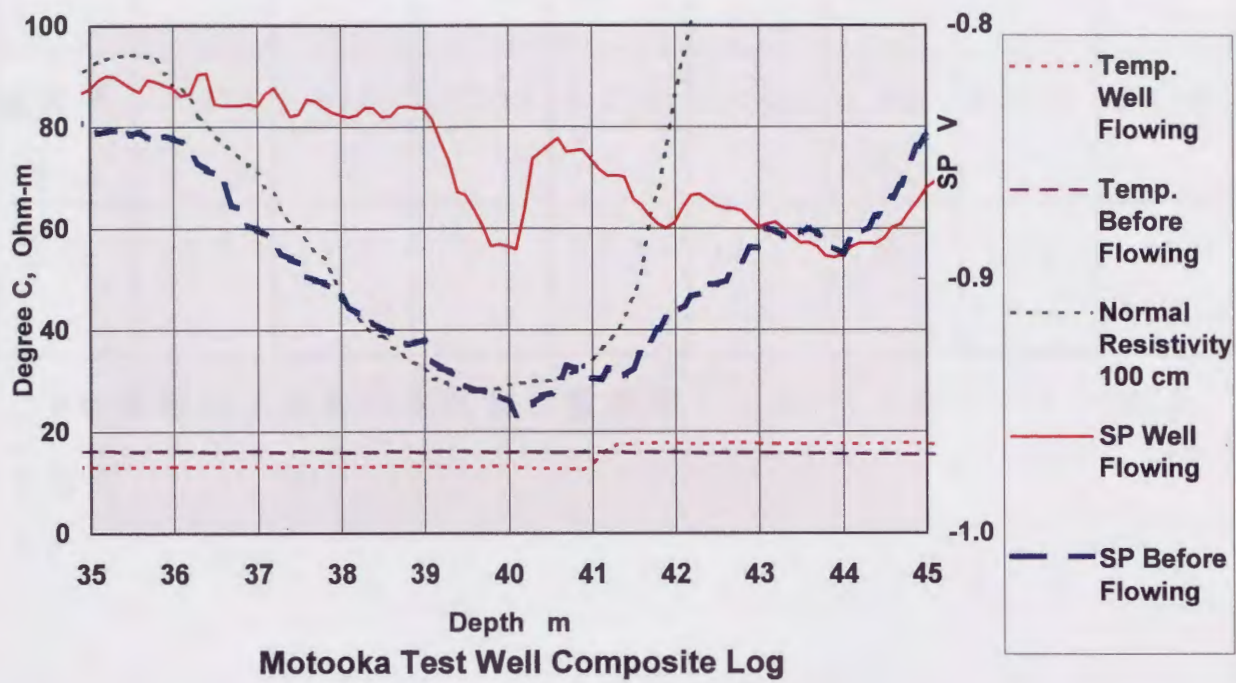


図 5.9 注水前と注水中の検層記録の比較の拡大図

表5.3 注水前の孔内水の電導率\*の深度による変化

深度 $m$	2	28 ケー シング内	35	45	55	65	72	河川水
電導率 $S/m$	0.0273	0.0530	0.1232	0.222	0.266	0.238	0.224	0.019
温度 $^{\circ}C$	15.3	16.5	15.8	15.7	16.1	16	15.7	11

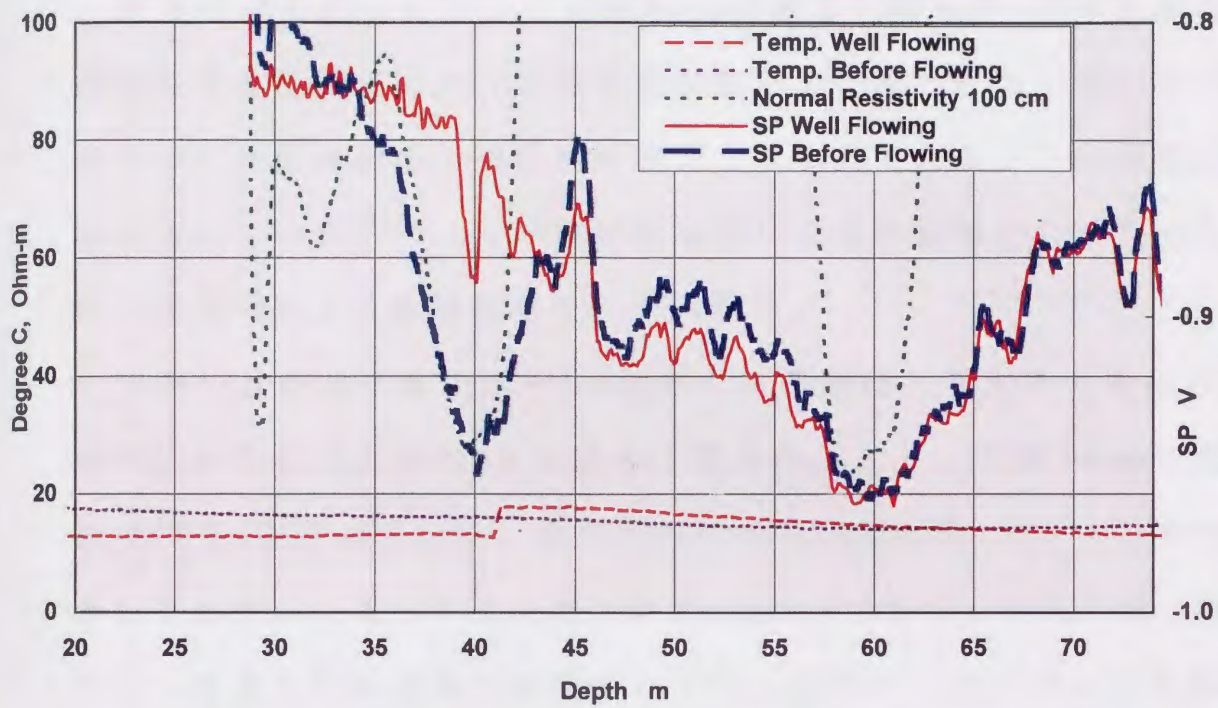
\*東亜電波工業株式会社製の電導率メーター(CM-11P)により測定。

可能性もあるが、数値シミュレーションと比較すると、異常値の形状とその変化は高浸透性地層の幅が3 cm程度とした場合と良く一致した結果を示している。比抵抗やコア解析によれば変質帯と新鮮な岩体との境界付近に位置しており、検層とコア深度の対比で見るとピークの直上に石英脈の貫入が見られる。またこの深度は透水試験で高い透水係数が得られた区間とも一致する。これらの結果から、この自然電位ピークは流動電位が原因であると見なすことができる。

ただし深度40mに見られる自然電位の負の異常は注水前にも認められ、拡散電位のみ起因するのか、流動電位成分も含まれているのか不明である。自然電位や比抵抗の特徴によれば、この層は風化・変質が大きいと予想され、風化・変質の状況によっては、高い透水性を有することも考えられる。これは高い圧力を用いて注水し、流動電位異常を大きくするフィールド実験により確認することが可能であると思われる。

この検層によって、約3 cmの厚さを有する高透水性の薄層が41.8 mに存在すること。深度40mの風化変質層には透水性がある可能性もあること。さらに、この薄層の高い透水性と注水前における孔井水の濃度分布から、この薄層が比較的高い塩分の供給源になっており、この薄層の間隙水は周りの地層の間隙水とは大きく異なるかなり高い塩分濃度を有していることが明らかになった。河川水の注入前と注入中の検層データを図5.10に示す。

本実験では、流動電位を測定する為の十分な流体差圧が取れなかったこと、および孔井内の流体の特性（塩分濃度）が変化しており測定環境に多大の影響を与えたことが測定条件に大きく影響した。



Motooka Test Well Composite Log

図 5.10 注水前と注水中における 100 cm ノルマル比抵抗、温度及び自然電位検層

## 5.3 岩盤のフラクチャー調査

### 5.3.1 調査の概要

岩手県釜石鉱山においては昭和63年度より動力炉・核燃料開発事業団による花崗岩における原位置試験がおこなわれている。その一貫として流体流動法の適用試験がおこなわれており、その有効性が報告されている<sup>32)33)</sup>。この試験の為に坑道横に掘削された孔井を用いて本研究による検層法の検証を試みた。

孔井の仕様は、鉱山内550m地点の坑道壁面より水平方向に15°、水平面から鉛直方向に10°の傾きで掘られており、孔径76mmで掘削深度45.5mとなっている。孔井からは毎分の水量約150リットルで湧水しており、シャットイン圧力は約5 kg/cm<sup>2</sup>である。本孔井は、ほぼ平行して走る坑道壁面で確認されている岩相やフラクチャーを基に、湧水から推定される孔井内のフラクチャーの位置や生産性に関する探査手法を研究開発する目的で掘削された。岩相は花崗閃緑岩とその熱水変質帯から成っており、主に変質帯に沿ってフラクチャーが発達している。掘削に関しては全深度においてコアが採取されており、検層データ解析に際して参考にした。検層データとして、ノルマル比抵抗、自然電位、音波検層及びキャリパー、温度、フローメーターを含むプロダクション検層が取得されている。

コアと坑道からの観察によると岩石の孔隙率は低く、湧水は殆どフラクチャーを通してなされているものと考えられる。コア観察で確認されるフラクチャーはほぼ全深度に渡って分布している。一方プロダクション検層で確認される湧水深度は数箇所に限られている。

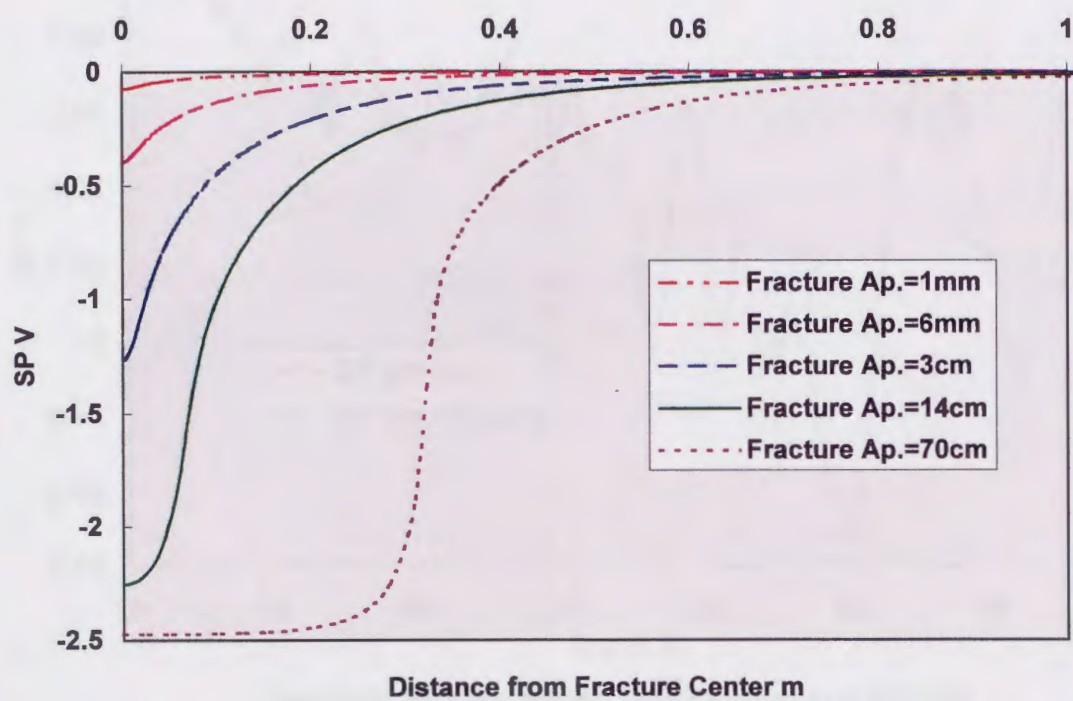


る。従ってもしコア観察の通りに開口フラクチャーが存在するとなれば、その多くはフラクチャーネットワークとしてつながっていないものと思われる。この事は、前述しているように従来、フラクチャーの検出に有力な手段として行われている種々のイメージング検層の限界を示す。

実験では湧水状態における自然電位と、シャットイン時の自然電位の差を比較することでフラクチャーによる流動電位の変化を解析することを考えた。本調査地は当初清水に近い、電解質成分が小さな地層水が孔井内に湧水している為に、流動電位の測定に対して理想的な条件にあると思われた。

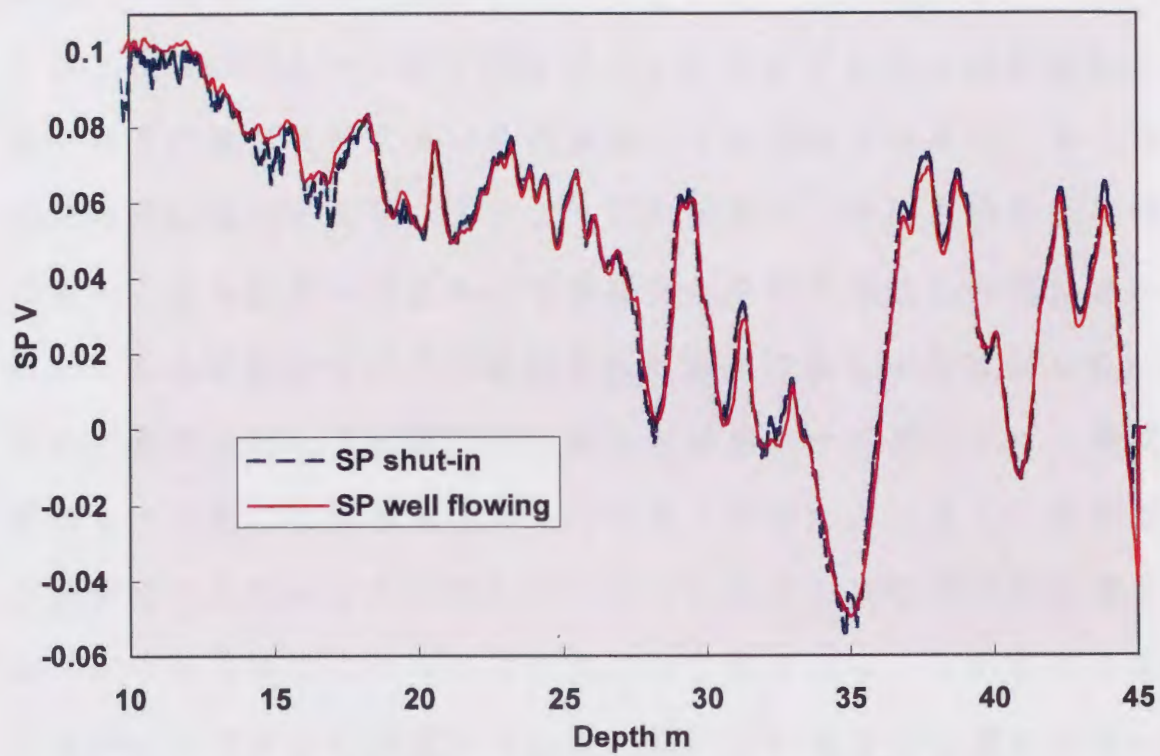
まず、電気検層により孔井近傍の比抵抗構造を求めた後、数値シミュレーションを用いて孔井内における流動電位の大きさや分布を計算する。これにより透水性地層の厚さや差圧の大きさによる流動電位を推定し観測値との整合性を確かめ、さらに透水性地層の厚さを推定することを試みる。なおシャットイン時の差圧は $500,000 \text{ Pa}$ を用いた。この計算結果を図5.11に示す。この結果、透水性地層の厚さが $0.1 \text{ cm}$ の場合の流動電位は $75 \text{ mV}$ 前後から $20 \text{ cm}$ 以上ある場合の上限の値として $-2 \text{ V}$ 前後の流動電位が生じるものと予想した。地層境界において流動電位の異常値は急速に減衰しており透水性地層の境界は明確に現れるものと推定した。検層装置は、ゾンデは物理計測株式会社のノルマル比抵抗—自然電位のプローブを用いて、地上装置には本研究の為に製作したSP計測器を使用した。

湧水時の検層は、ゾンデの下げ検層と上げ検層とを行い測定データの再現性のチェックを行っている。シャットイン時の自然電位の



Log SP Simulation For Kamaishi Mine

図 5.11 フラクチャー近傍における流動電位の予想プロフィール



Kamaishi SP Log during Well Flowing and Shut-in

図 5.12 孔井開放時と密閉時における自然電位の変化

検層はゾンデの上げ検層が一度のみしか行うことができず、再現性のチェックは行われていない。湧水サンプルの電導率は12.5°Cにおいて0.0072 S/mで NaCl換算では200 ppm以下である。

### 5.3.2 検層データの解析

図5.12及び図5.13に示す検層データを掘削データと比較検討すると、岩石の変質度が大きい箇所において比抵抗が小さく、かつ自然電位は正に振れており、またこれらの検層データ間の相関性は非常に高い。さらに湧水中における検層データの再現性は非常に良かった。これらの特徴はコアで観測された岩相に良くにも対応している。従って観測された自然電位は孔井水と地層水との間のイオン濃度の差によって生じる拡散電位が主な原因と思われる。さらに自然電位が変質岩石において正に振れていることから、地層水の塩分濃度は孔井水の塩分濃度に比して高いものと予想される。自然電位のシェールベースラインは深度によって、傾いているように思われる。現時点でその原因は分からないが、孔井への坑道の影響がある可能性も否定できない。変質層から非変質層における自然電位の変化（約120 mV）と孔井水の電導率（0.0072 S/m、12.5°C）から計算される地層水の電導率は0.4 S/mと推定される。何故地層水の塩分濃度が高いのかという原因は明確ではないが、坑道は山体中にあり山上からの距離は200 m程度しかない。湧水はフラクチャー等の高浸透性の破碎帯を伝わって流れていると考えられる。一方岩石中のバルク孔隙中の流体の流動は破碎帯の間隙水と比較して非常に遅い動きだと考えられる。温度が低い中、これらの水に濃度差が存在している場合、

拡散によって化学的平衡に達している可能性は低いと思われる。しかしながら孔井の密閉圧力が $5 \text{ kg/m}^2$ あり、孔井水を全て所定の流体で置換することは困難である。従って、拡散電位の影響が大きく存在する中で流動電位の測定を行わなければならなかった。

図5.13に示す比抵抗検層で注目する点は、比抵抗のプロファイルは岩相に良く対応しているが、変質帯と思われる地層の比抵抗が通常の粘土層の値よりもかなり高いことである。孔井水による補正を考慮しても $2 \text{ kohm}\cdot\text{m}$ ほどある。

キャリパー検層は孔井の崩落が殆ど無いことを示している外は、孔壁の僅かな凹凸を示している。温度検層は、変化の無い特徴を示すのみで湧水箇所の情報を示唆するものは認められない。

スピナーによるプロダクション検層により、湧水箇所の特定と湧水量を求めた。ただしスピナーのデータ解析に際しては注意が必要である。すなわち孔内に流入する流体は、流入地点では渦状に流動する可能性があり、孔井の深度方向への層流あるいは乱流として安定する迄にある程度の距離が必要となる為である。これは湧水箇所より上部に広がる湧水帯として現れてしまう。さらにスピナーの応答には、ケーブル速度の変化や、あるいは孔径の凹凸によって揺らぎが生じる。この様な理由からスピナーの解析には主観が入り込み易い。プロダクション検層とキャリパー検層から判断すると $41 \text{ m}$  -  $40 \text{ m}$ 付近、 $28 \text{ m}$ 付近、 $25 \text{ m}$ 付近、さらに $20 \text{ m}$ から $14 \text{ m}$ の区間が主要な湧水箇所と思われる。ただし前述しているようにこれらの区間すべてから生産しているとは考えにくい。しかし少なくともそれぞれの区間の最深部付近からは湧水があること考えられる。

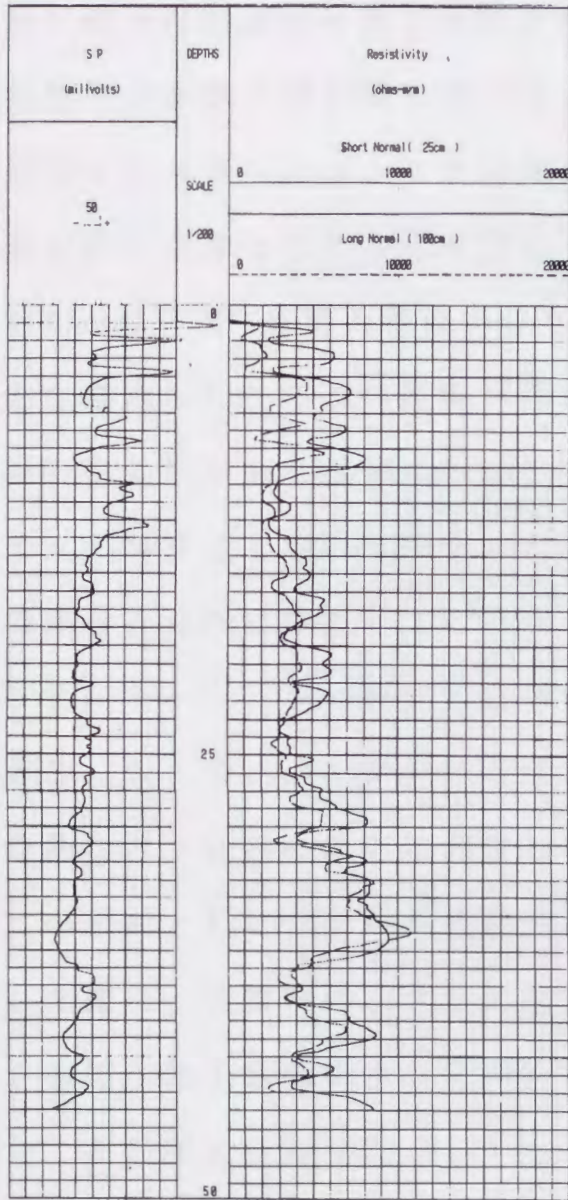


図 5.13a 自然電位とノルマル検層

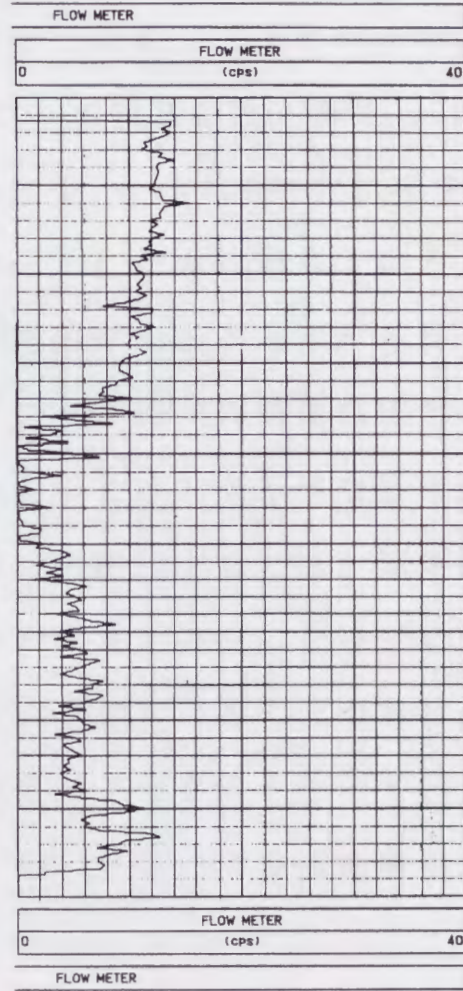


図 5.13b フローメターの上げ測定

一連の検層が終了した後、検層ゾンデを孔井底部まで押し込めて、口元を密閉し自然電位検層を行った。ただし時間的制約により、ゾンデの上げ検層が一度しか行えなかった。密閉状態での自然電位は、開放時の記録とほぼ同じ結果を示しているが、スパイク状の電位の変化が所々見られる。これは数値シミュレーションで予想された流動電位の大きさとはかなり異なる結果である。フラクチャーの厚さが1mm以下で、見掛の電位が小さくなっていることも考えられるが、主な理由として二つの原因が考えられる。一つは図5.14に示す様に、岩石中の局所的な流体の流動チャンネルに孔井に通じているフラクチャーが交差しているモデルがより实际的であると考えられる。この場合孔井内に開口しているフラクチャー層での流体の圧力分布はシミュレーションで仮定した均質なものと大きく異なる可能性もある。大きな系の中における圧力分布を把握するには、流体流動電位法など、孔井の周辺における電位の測定が必要になってくる。第二の理由として、ゼータ電位が小さいと思われることである。前述した様に、変質帯における比抵抗の値がかなり高くなっている理由として、粘土鉱物の含有量が小さいか、あるいは表面電導率が小さなことが考えられる。

*Bikerman*は表面電導率はゼータ電位に依存する関数として表している<sup>28)</sup>。もしこれが正しければ、表面電導率が小さい場合、ゼータ電位も小さくなることを示唆している。前章で示したように2価以上のイオンが溶液中に存在すれば微量でもゼータ電位に大きな影響を与えて、その値を下げてしまうことが知られている。そこで湧水サンプルの含有イオンを分析することにした。イオンクロマトグラ

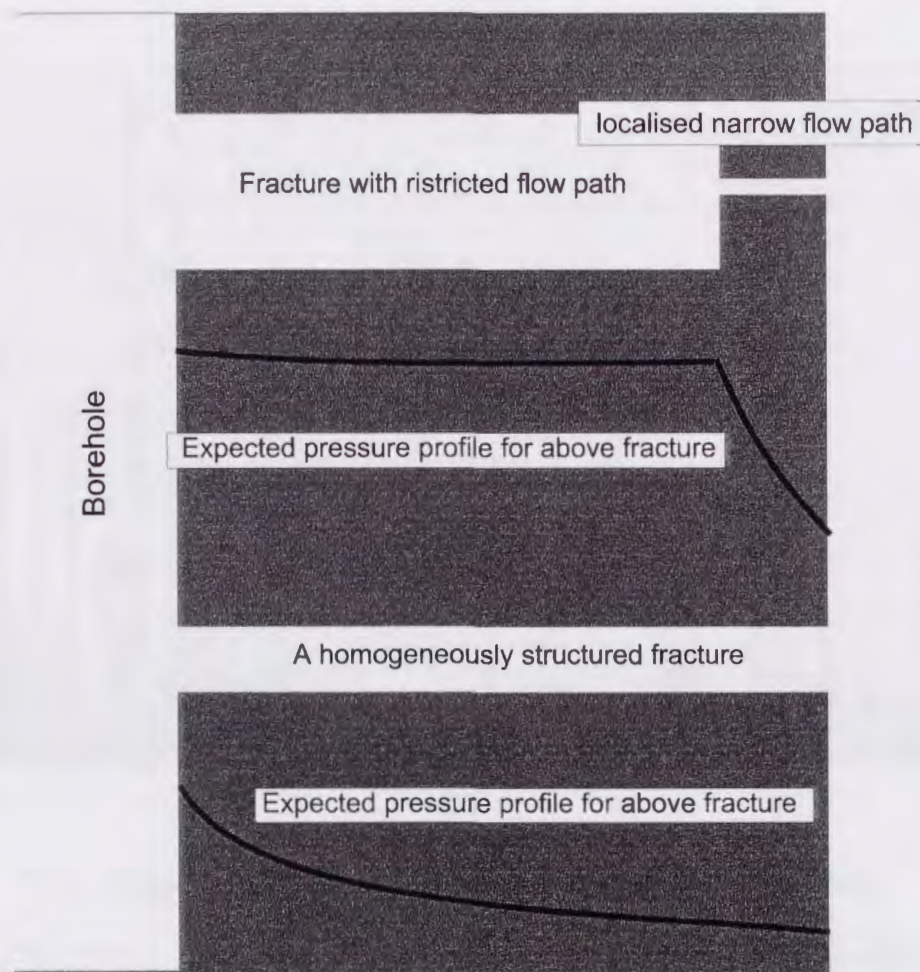


図 5.14 孔井近傍の地層間隙流体の予想される圧力分布



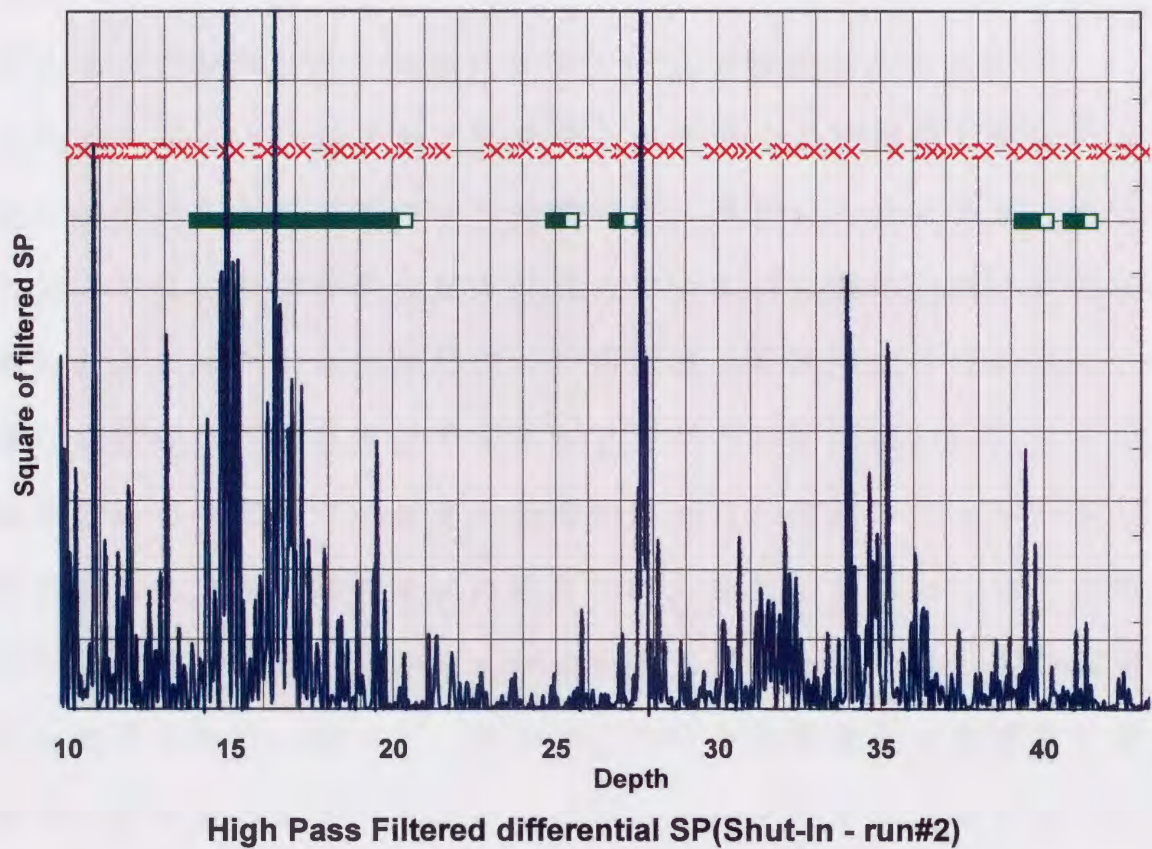


図 5.15 孔井開放時と密閉時の差にハイパスフィルター処理した自然電位

フィによる分析の結果、次ぎのような値：

$Na^+$  6.253 ppm、 $K^+$  0.453 ppm、 $Mg^{2+}$  0.076 ppm、 $Ca^{2+}$  13.842 ppm

を得た。これによれば、測定対象の全てのイオン種の濃度は一様に低い、2価イオンの濃度が1価イオンの濃度に比べて高いのが注目される。無論自然電位の結果によれば、バルク孔隙水の塩分濃度は湧水に比べて格段に高く、上記の結果と大きく異なるが、イオン種による比率の傾向はある程度表している可能性もある。

これらのことを踏まえて開放時と密閉時の自然電位の変化にどのような特徴があるのかについて検討した。湧水があると予想される深度近辺では、密閉時の自然電位はスパイク状の変化が認められる。電位のスパイク状の特徴について再現性の吟味ができない為に、有意な流動電位による変化であるかどうかの判断は難しい。従って流動電位のデータのフィルター処理を行った。数値シミュレーションの結果から流動電位の変化は境界で鋭く変化すること、またフラクチャーの厚さは数ミリからせいぜい数センチという薄い開口幅であると考えられる。従って、開放時における自然電位と密閉時の自然電位の差を取ったデータをハイパスフィルターすることにより、フラクチャーに起因する流動電位の変化を捉えることを考えた。そしてフィルター処理された出力にカットオフラインを設けて強度の大きな信号を選択的に取り出すようにする。

データ処理の結果は、コアの観察結果やプロダクション検層の結果と共に図5.15に示している。処理の結果は、二つの検層カーブの観察からほぼ予想された通りの結果が出た。この図によれば、スピナーが湧水を検知しない箇所で大きな自然電位の異常値が出ている

所もある。流動電位は流体の差圧に応じた強度を示すから、スピナーの検知精度以下の湧水があるとも考えられる。ただし図5.16に示す結果によれば、流量と流動電位との相関性は見られない。19.5 m付近の異常値の形状と数値シミュレーションの結果と比較すれば、この地点におけるフラクチャーの開口幅は5 mm以下であると推定される。

この解析過程で問題となるのはデータの信頼性、特に再現性の点に関してである。この様な時間に制約を受ける状況の中で再現性を確認し、かつ測定精度を高める為には、ゾンデに複数のセンサーを取り付けてコンビネーション測定を行うことが考えられる。こうすれば電氣的なノイズは、異なる深度に置かれたセンサーに同時に発生すると予想される。この場合、それぞれのセンサーは異なる深度で測定しているから、深度調整の過程で、全てのセンサーからのコヒーレントな信号のみを抽出して、コヒーレンシの低い信号はノイズとしてリジェクトする機構を取り入れることで対処できるものとする。

今後の課題として、様々な条件の下でのフィールドデータを多く集めてモデル解析の精度を高め、同時にそれぞれの条件における最適な検層法を系統化することが必要と考える。

#### 5.4 まとめ

本章では、本研究で開発した検層法を検証する為に、透水性が確認されている孔井で調査をおこない、本手法の有効性を示した。水井戸の場合、不均質な孔内水による拡散電位の影響がある場合のデー

タ処理法について述べ、風化火成岩からなる透水層の評価方法を述べた。フラクチャー岩盤調査では、大きな拡散電位の影響の中でデータ処理による流動電位の抽出法を提案した。

## 第6章 結論

高浸透性の薄層の検出に流動電位を利用する方法を提案し、まず理論的に検討し、試作した検層機を用いたフィールド実験で浸透性地層の評価を試みた。本研究により次のような事柄が明らかになった。

- (1) 流動電位は孔井内において有意な値として存在しており、本手法によりその計測が可能である。
- (2) 孔井内で観測される流動電位の変化によって薄い浸透性地層の位置をも特定することができる。
- (3) 孔井水と地層水の塩分濃度の差によって生じる拡散電位は、データ解析の障害となるが地層の岩相を高解像度で区別することができるため、他の検層データと併用することにより、間接的に高浸透性地層の検出のデータとして利用できる。
- (4) 孔井水の濃度分布によって拡散電位が大きく変化することがある。したがって流動電位の測定に際しては、孔井水を均質に保ち拡散電位による影響を岩相の変化に対して一定にすること、さらに流動電位の計測に対して障害となる拡散電位を抑制するために孔井水の塩分濃度を地層水と均一になるよう調節するなどのフィールド調査の計測法を提案した。

但し、以下の問題点も確認された。

- (1) 実際に孔井内で観測された流動電位の異常値は、理論的に推定される値に比べて小さい。したがって、他の地層パラメータも計測して理論モデルと実際との整合性を高める必要がある。
- (2) 低い塩分濃度の孔井水や地層水であっても、温度が低い環境では拡散電位と思われる自然電位が存在する。これは流動電位のデータ解析に対して大きな障害となっており、今後計測法をさらに工夫する必要がある。

以上本研究はこれらの研究成果をまとめたもので、第6章から構成されている。

第1章では、本研究を必要とする背景を述べて、本研究の意義および目的について述べている。

第2章では、まず本研究で取扱ういくつかの物理検層法の特徴を示し、地層物性の相互関係について明らかにした。次に従来おこなわれている高浸透性薄層の評価法についての問題点を指摘し、流動電位を用いた高浸透性薄層の評価の為の新しい物理検層法を提案した。すなわち高浸透性地層前面において流動電位の変化が低浸透性地層に比べて大きく現われる現象に着目し、この異常を評価するための新しい検層法を提案した。

第3章では、近年のコロイド化学等により得られた成果を自然電位検層のデータ解析に適用して、流動電位現象の原理について示している。さらに表面電導を考慮した流動電位の基礎方程式を新たに導出して3次元モデルに対する数値シミュレーションを可能にした。また流動電位の測定に障害となる拡散電位の原理を示し、これを除

去するためのデータ処理法を示した。

第4章では、流動電位の理論とその検層における関係式を用いて、高浸透性薄層が流動電位に与える影響を評価する為の数値モデルを提案した。このような現実的なフラクチャーモデルによって、流動電位検層のデータ解析が可能になった。すなわち、深度に対する流動電位の薄層境界における変化は、孔井周辺の比抵抗構造に影響されることを明らかにした。さらに薄層の厚さがある一定値以下の場合、流動電位の最大変位は薄層の厚さにほぼ比例して小さくなっていくことを確かめた。この関係を用いて流動電位のデータから薄層の厚さを推定できることを示した。

第5章では、本研究で開発した検層法を、変質、風化を受けた中に掘削された2本の井戸において適用し、その有効性を確認した。すなわち露頭観察やコア及びプロダクション検層によってフラクチャーあるいは破碎帯の存在がすでに確認されている孔井で、流体を生産あるいは注入することにより生じる自然電位の変化を測定することにより高浸透性地層の評価をおこなった。そして、検層データに、新たに提案したデータ処理をおこなった結果、コア観察やプロダクション検層で示された生産層と整合的な結果を得た。さらに孔井水の塩分濃度に伴う拡散電位やノルマル比抵抗検層による見掛比抵抗の変化を解析して、有意な流動電位の変化を抽出した。その結果得られた高浸透性薄層の深度は、透水試験やコア観察及び温度検層によって検出された結果と調和的である。

第6章では、以上の成果をまとめて結論としている。

## 謝辞

本研究を進めるに当たり、終始懇切なご指導を頂いた九州大学工学部資源工学科の牛島恵輔教授、水永秀樹助教授に厚くお礼を申し上げます。

本論文の草稿を査読して頂き、有益なご助言を賜った九州大学工学部建設都市工学科神野健二教授、九州大学工学部付属地熱開発センター福田道博教授に深甚なる謝意を表する。

また地熱開発センターの田中俊昭助手からは、有益なご示唆を賜った。さらに中尾晴次技官には、検層機器製作の無理な注文を快く引き受けて頂いた。両氏に深く感謝の意を表する。

水井戸でのフィールド実験で用いたデータは、福岡市が実施した地下水賦存概況調査の成果の一部である。データを提供して頂いた福岡市に謝意を表する。また岩盤のフラクチャー調査で用いたデータは、動燃事業団が釜石鉱山で実施している「深部地質環境特性調査」の成果の一部である。データを提供して頂いた動燃事業団と日鉄鉱業株式会社に謝意を表する。特に日鉄鉱業株式会社の米田吉弘氏と根木健之氏にはデータの取得に際して格別のご厚意を頂いた。ここに記して深く感謝する。

最後にこのような研究の機会を与えて頂いた Schlumberger Wireline & Testing、South East Asia、Oceania Unitの人事部長 Claude Sorret氏に心より感謝の意を表する。



## 参考文献

- 1) Arnorsson, S., Gislason, S.R., Andresdottir, A.(1995): Process Influencing the pH of Geothermal Waters, Proceedings of the world geothermal congress,957-962.
- 2) Clavier, C., Coates, G., Dumanoir, J.(1977): The Theoretical and Experimental Bases for the "Dual Water Model" for the Interpretation of Shaly Sands, SPE 6859.
- 3) Dey, A., Morrison, H.F.(1979): Resistivity Modeling for arbitrarily shaped three-dimensional structures, Geophysics, vol.44, 753-780.
- 4) Doll, H.G.(1950): The SP Log in Shaly Sands, Transaction AIME,T.P.2912 Vol.189, 205-214.
- 5) Ellis, D.V.(1987): Well Logging for Earth Scientists, Elsevier.
- 6) Engelhardt, W.V.(1963): Concentration Changes of Pore Solutions during the Compaction of Clay Sediments, J.Sedimentary Petrology, Vol.33, No.4, 919-930.
- 7) Fordham, E.J.,Ladva, H.K.(1992): Cross-flow filtration of bentonite suspensions, II, J.Colloid Interface Science, Vol.148,No.1, 29-34.
- 8) Førland,K.S., Førland,T., Ratkje,S.K.(1992): Irreversible Thermodynamics, 邦訳, オーム社.
- 9) 御幸和則 (1995) : 鹿児島県霧島地熱地域大霧地熱開発地区の地質的手法による地熱構造解析,資源地質,Vol.45,41-52.
- 10) Gondouin, M., Scala, C.(1958): Streaming Potential and SP Log, Petroleum Transactions,AIME,T.P.8023,Vol.213,170-179.
- 11) 橋本幸治(1997): 流体流動電位法のデータ解析に関する研究,九

州大学博士論文.

- 11) Hayashi, M., Fujino, T.(1975): Geology and Hydrothermal Alteration of the Kirishima Geothermal Area, Southern Kyushu, Japan, Proceedings, Second UN symposium on the development and use of Geoth.Resources, 407-414.
- 12) Hunter, R.J.(1981): Zeta Potential in Colloid Science, Academic Press.
- 13) Hunter, R.J.(1986): Foundation of Colloid Science, Oxford Science Publications.
- 14) 池田 直継・牛島恵輔(1995): 物理検層における流動電位の応用, 物理探査学会第93回学術講演会,6-10.
- 15) Ikeda, N.(1996): Formation Permeability Estimation by Streaming Potentials” Second Annual Symposium SPWLA Japan, P, 1-5.
- 16) Ikeda, N.(1997): An Ateempt to identify thin permeable beds using streaming potentials, Third Annual Symposium SPWLA Japan, O, 1-6.
- 17) 生井武文(1976): 流れの力学, コロナ社.
- 18) Ishido, T.,Mizutani, H.(1981): Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its application to geophysics, J.Geophysical Res.,Vol.86,No.B3, 1763-1775.
- 19) Israelachivili, J.N.(1985): Intermolecular and Surface Forces, 邦訳, 朝倉書店.
- 20) Kaieda, H., Sakunaga, S., Motojima, I., Kondo, H., Kiho, K., Suzuki, K., Higashi, S., Sasaki, S. and Hori, Y.(1992):Ogachi Project for

- HDR Geothermal Power in Japan First Hydraulic Fracturing Result,  
GRC Trans., Vol.16, 493-496
- 21) Kenyon, W.E. et al(1986): Compact and consistent representation of rock NMR data for permeability estimation, 61st. annual technical conference, SPE-15643.
  - 22) 君塚英夫(1988): イオンの膜透過, 共立出版.
  - 23) Kintzinger, P.R, West, F.G., Asmodt, R.L.(1977): Downhole Electrical Detection of Hydraulic Fractures in GT-2 and EE-1, Report, Los Alamos Sci.Lab.LA-6890-MS.
  - 24) Lasaga, A.C., Kirkpatrick, R.J.(1981): Reviews in Mineralogy Vol. 8, Mineralogical Society of America.
  - 25) Lasaga, A.C.(1984): Chemical Kinetics of Water-Rock Interactions, J.Geophysical Res., Vol.89, No.B6, 4009-4025.
  - 26) Lee, J.(1982): Well Testing, SPE textbook series Vol. 1.
  - 27) Lynch, E.J.(1964): Formation Evaluation, Harper & Row.
  - 28) Matijevic, E.(1974): Surface and Colloid Science Vol. 7, John Wiley & Sons.
  - 29) 水永秀樹・牛島恵輔(1991): 流電電位法の3次元モデリング, 物理探査, Vol.44, 215-226.
  - 30) 水永秀樹・牛島恵輔・田中俊昭(1994): 電気探査法による地下浸透流のモニタリング(III)-SPモデリング-, 石油技術協会春季講演会, 122.
  - 31) Morgan, F.D., Williams, E.R., Madden, T.R.(1989): Streaming Potential Properties of Westerly Granite with Applications,

J.Geoph.Res., Vol.94 No.B9, 12,449-12,461.

- 32) 根木健之・横井浩一・米田吉弘(1996): 釜石鉱山における流体流動電位法適用試験, 物理探査学会第94回学術講演会講演論文集, 235-239.
- 33) 根木健之・米田吉弘・仙波毅(1997): 釜石鉱山における流体流動電位法適用試験(その2), 物理探査学会第97回学術講演会講演論文集, 274-278.
- 34) 小野寺清兵衛(1973): 大岳地熱地帯に伴う流動電位-地熱地域における自然電位異常の1つのメカニズムとして-, 日本地熱学会誌, Vol.3, 87-99.
- 35) 大成郁生・入江彰二郎・水永秀樹・牛島恵輔(1997): 自然電位法による地下水探査, 物理探査学会第96回学術講演会講演論文集, 296-300.
- 36) Overbeek, J.Th.G.(1952): Colloid Science Volume I, edited by H.R.Kruyt, Elsevier.
- 37) Pride, S.R., Morgan, F.D.(1991): Electrokinetic dissipation induced by seismic waves, vol.56, No.7, 914-925.
- 38) 齊田洋三・真島俊昭・松山一夫・成田伸哉(1996): 八丈島における地熱開発の現況と計画, 地熱, Vol.33, No.3, 20-32.
- 39) Schlumberger Wireline & Testing(1978): Log Interpretation Charts.
- 40) Sharma, M.M., Kuo, J.F., Yen, T.F.(1987): Further Investigation of the Surface Charge Properties of Oxide Surfaces in Oil-Bearing Sands and Sand Stones, J.Colloid and Interface Science, Vol.115 No.1, 9-16

- 41) 白水晴雄(1988): 粘土鉱物学, 朝倉書店
- 42) Sill, W.R.(1983): Self-potential modeling from primary flows, *Geophysics*, Vol.48, No.1, 76-86.
- 43) Smits, L.J.M.(1968): SP Log Interpretation in Shaly Sands, *SPEJ*, 123-136.
- 44) 杉本泰治(1992): ろ過, 地人書館.
- 45) 竹内篤雄(1996): 温度測定による流動地下水調査法, 古今書院.
- 46) 田中俊昭(1997) :流体流動電位法のシステム開発に関する研究, 九州大学博士論文.
- 47) 牛島恵輔・海江田秀志・水永秀樹・田中俊昭・橋本幸治(1995): 電気探査法による地熱貯留層のモニタリングー流体流動電位法ー, *地熱*, Vol.32, 91-107.
- 48) Ushijima, K., Mizunaga, H., Mori, H., Hattori, A. and Tajima, T.(1991): Fluid Flow Tomography of Reinjection Well by the Vertical Electric Profiling Method in Kazuno Area, Akita Prefecture, Japan. *GRC Trans.*, Vol.15, 297-299.
- 49) Ushijima, K., Furuya, S., Mizunaga, H., Motomatsu, T.(1992): Fluid Flow Monitoring by Vertical Electric Profiling Survey in Takigami Geothermal Field, Middle Kyushu, Japan. *GRC Trans.*, Vol.16, 323-329.
- 50) Waxman, M.H., Smits, L.J.M.(1968): Electrical Conductivities in Oil-Bearing Shaly Sands, *SPEJ*, 107-122.
- 51) Wurmstich, B., Morgan, F.D.(1994): Modeling of streaming potentials responses caused by oil well pumping,

Geophysics, Vol. 59, No. 1, 46-56.







