

大地震発生後の断層帯の透水性の時間変化 —繰り返し注水実験による測定—

北川 有一¹⁾・藤森 邦夫²⁾・小泉 尚嗣¹⁾

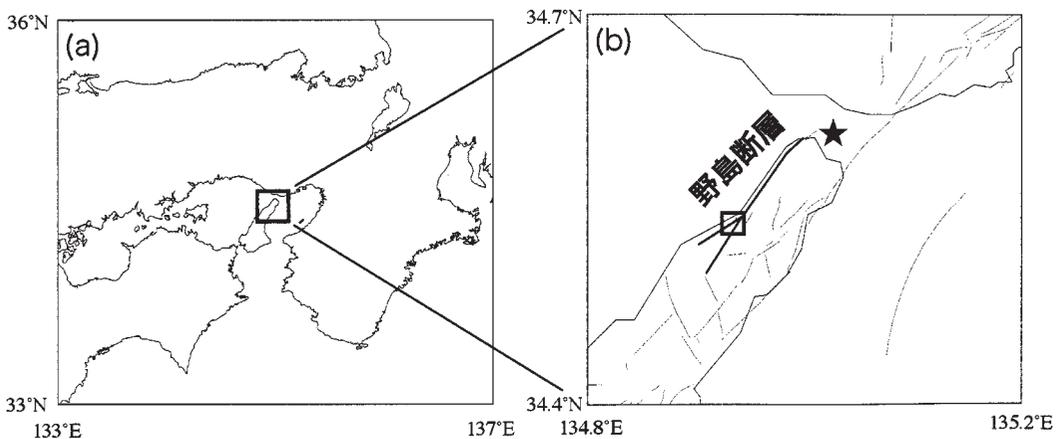
1. はじめに

大地震が起きた時, すべった断層面とその周辺の岩盤は破碎・変形を受けます. そしてその後, 岩盤の破碎状態が回復し, 地震前の状態に戻っていくと考えられます. これは断層帯が強度を回復していく過程の一部として起こると思われ, 地震の長期予測を精度良く行うために解明することが必要とされる現象です. この回復過程を検出する方法はいくつか考えられます. 一つは断層帯の地震波速度の時間変化を測定する方法です. それは破碎されているほど地震波速度が低下するからです. 実際に近くで起きた地震の時に断層帯の地震波速度が低下し, 地震後は上昇することが確認されています (Vidale and Li, 2003). ほかに断層帯の透水性 (水の流れ易さ) の時間変化を測定する方法があります (島崎ほか, 1998). 地震時の破碎・変形により岩盤には空隙が生じ, 空隙が多いほど岩盤の透水性は良いと考えられますので, 透水性が

岩盤の破碎状態の目安になると思われるからです. 実際に, 地震時に岩盤の透水性が良くなったと考えられる例があります (Rojstaczer and Wolf, 1992; Sato *et al.*, 2000). 地震後, 時間が経つにつれて透水性が悪くなっていくことが予想されます. 本報告では, 地震後に透水性が徐々に悪くなることを検出するための繰り返し注水実験の結果について紹介します (Kitagawa *et al.*, 2002). これは1995年兵庫県南部地震の地表地震断層の一部である野島断層の近くで行われた実験であり, この地震後の同断層における破碎からの回復過程の検出を目指して行われました.

2. 注水実験の概要

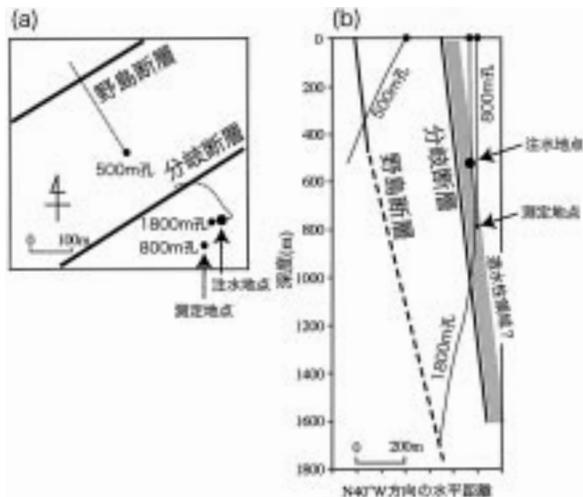
1995年から1996年にかけて兵庫県淡路島にある野島断層および分岐断層の近くで3本の孔が掘削されました (第1図, 第2図). その中の1,800m孔 (掘削長1,800m) を利用して岩盤に水を注入する



第1図 観測点の位置. (b) 四角は観測点が含まれる領域を示す. 星印は兵庫県南部地震の震央位置.

1) 産総研 地球科学情報研究部門 地震地下水研究グループ
2) 京都大学大学院理学研究科:
〒606-8502 京都市左京区北白川追分町

キーワード: 兵庫県南部地震, 野島断層, 断層破碎帯, 強度回復, 注水実験, 透水係数, 時間変化



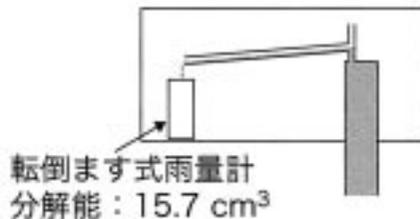
第2図 ボーリング孔の概要。(a) 水平面図、点線は孔の掘削されている方向を示す。(b) 鉛直断面図。

実験が行われました。その際に800m孔(掘削長800m)での湧水量あるいは地下水位を測定することで、注入された水が岩盤の中をどう広がっていくかを検出し、岩盤の透水性を推定する試みを行いました。実験は1997年、2000年、2003年と3年毎に数回ずつ実施し、透水性が時間経過とともにどう変化していくかを推定しています。

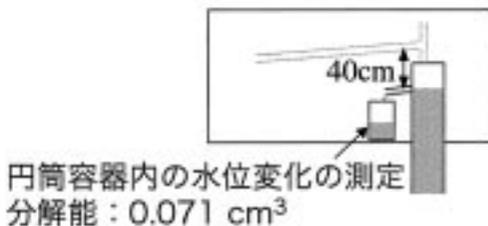
注水に使用した1,800m孔は、分岐断層東側から掘削が始められ、途中で分岐断層を貫き、野島断層破碎帯部分まで到達しています。本来は、この孔の野島断層破碎帯部分(深さ1,596~1,671m)から岩盤内に注水を行う予定でした。実際には、ケーシングパイプの継ぎ目がある深さ540m付近から岩盤内に水が注入されていて、それ以深では水の注入がほとんど起きていないことがわかりました(山野・後藤, 2001)。したがって、水は深さ540m付近で分岐断層東側の岩盤内へ入っていったと判断されています。

測定に使用した800m孔は分岐断層東側の岩盤内を鉛直に掘削されました。深さ785~791mの範囲が裸孔で、この深さの地下水を測定しています。この孔では管頭を開放すると自噴するほど地下水位(間隙水圧)が高い状態です。2000年8月までは管頭を解放しての湧水量の測定、それ以降は密閉しての地下水位の測定を行っています(第3図)。1997年1月29日から6月21日までは、転倒ます型雨量計(分解能: 15.7cm³)を用いて湧水量を測定し

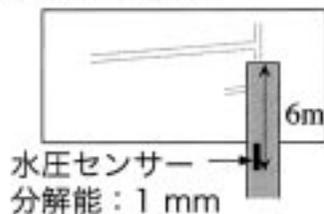
1997年1月 - 1997年6月



1997年12月 - 2000年8月



2000年8月 - 現在

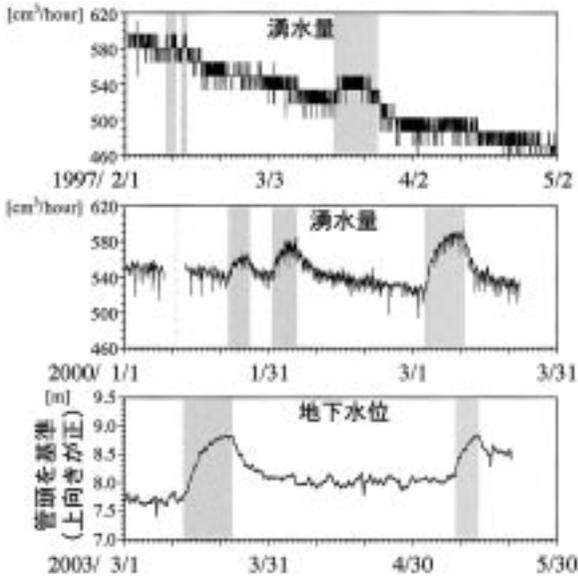


第3図 800m孔での観測方式の概要。

ました。1997年12月から2000年8月は、湧水を円筒形容器に溜め、その容器内の水位の時間変化を計測する方法(分解能: 0.071cm³)で湧水量を測定しました。2000年8月以降は、投げ込み型圧力式水位計を用いて地下水位を測定しています。これらのデータはいずれも1分サンプリングで収録しています。湧水量データは1時間分の積算量にして使用しました。

3. 800m孔での測定結果

800m孔での湧水量・地下水位の測定結果を第4図に示します。それぞれの期間で測定方法が異なっていますが、すべての注水実験の間に湧水量・地下水位が増加し、注水実験終了後に湧水量・地下水位が減少しています。その変化の大きさと形は注水期間ごとに異なっています。これらの湧水量・地下水位の変化の特徴は岩盤の透水性を表し



第4図 800m孔での測定結果。網掛部分は注水実験が行われた時期を示す。

ます。透水性が良い場合には、注入した水は周囲に早く移動できますので、すぐに変化が現れます。一方、広がり易いために水圧が高まることのできないので、変化は大きくはなりません。透水性が悪い場合には、注入した水は周囲に移動しづらいので、変化が現れるのに時間がかかります。一方、広がりにくいために水圧が高まりますので、変化は大きくなります。

湧水量と地下水位では測定項目が違っていますので、そのままでは直接の比較ができません。湧水量と地下水位(間隙水圧)との間に一定の比例的な関係が成り立つ(例えば、湯原・瀬野, 1969)との考えに従うことで、比較を行えるようにしようと考えました。そこで、湧水量と地下水位の両方に、太陽や月の引力による潮汐現象と大気圧変化に対する応答があることを用いることにしました。そこで、各測定期間での湧水量と地下水位の潮汐成分・大気圧応

答成分を推定しました(第1表)。同じ現象における湧水量と地下水位の大きさの比を求め、その比が湧水量と地下水位の間の比例係数であるとししました。その結果、比例係数は0.74-1.57cm³/h/cmの範囲であると推定されました。潮汐と大気圧応答では比例係数が異なっていますが、今回の解析では連続4-10日間行われた注水実験時の結果を用いることにするので、大気圧応答による比例係数(0.74cm³/h/cm)を用いるのが良いと判断しました。1997年の湧水量の大気圧応答は推定できませんでしたが、潮汐現象に対する応答は誤差の範囲で一致しています。したがって1997年の大気圧応答は2000年の場合と同じであると仮定しました。

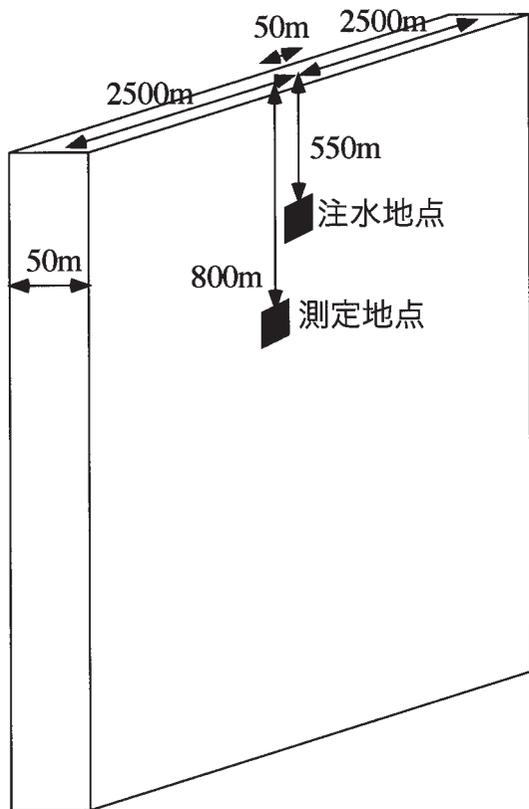
測定結果には測定期間ごとに異なる長期トレンド(長期にわたる一定の増加傾向や減少傾向のこと)がみられるので、その傾きを推定しました(第1表)。透水性の推定の際には、測定結果から潮汐成分・大気圧応答成分・長期トレンドを除去した後の結果を用いています。

4. 断層帯における透水性構造

岩盤の透水性を推定する計算を行うために、注水が行われた野島断層および分岐断層周辺の岩盤の構造を知っておく必要があります。断層帯周辺における透水性構造は、断層面に近い順に、流体を通しにくい粘土化した断層中心部、流体を通しやすい破碎された岩石、流体を通しにくい破碎されていない岩石(母岩)の3つに区分されると考えられています(Evans et al., 1997; Seront et al., 1998)。分岐断層でも、流体を通しにくい粘土質断層帯、流体を通しやすい細粒断層角礫や粗粒断層角礫や破碎花崗岩帯などの破碎領域、流体を通しにくい破碎されていない花崗岩(母岩)から構成されていて、上述のような透水性構造を持っています(溝口ほか, 2000)。溝口ほか(2000)では、

第1表 800m孔での湧水量・地下水位の潮汐応答・大気圧応答成分と長期トレンド。

期間	単位	潮汐のM ₂ 分潮	潮汐のO ₁ 分潮	大気圧応答	長期トレンド
		12.4 時間/周期	25.8 時間/周期	4-10 日/周期	
1997年の湧水量	cm ³ /h	1.19(±0.20)	1.46(±0.26)	不明	1日あたり1.80減少
2000年の湧水量	cm ³ /h	1.32(±0.12)	1.57(±0.13)	-0.31 /hPa	1日あたり0.36減少
2003年の地下水位	cm	0.84(±0.03)	1.30(±0.11)	-0.42 /hPa	1日あたり0.56増加
2003年に対する2000年の比	cm ³ /h/cm	1.57(±0.20)	1.20(±0.20)	0.74	



第5図 数値計算に用いる透水性領域のモデル図。

分岐断層の各構造区分の厚さは、粘土質断層帯が1m以下、破碎領域が数十m程度であると推定しています。この結果を参照すると、1,800m孔の注水地点と800m孔の測定地点は共に分岐断層東側の破碎領域に含まれると判断されます(第2図)。したがって、注入された水は主にこの破碎領域内を拡散したと考えられ、この注水実験の結果からは分岐断層東側の岩盤の透水性が明らかになると思われます。

5. 岩盤の透水性の推定

岩盤の透水性を推定するために、数値的に水の拡散を計算して、計算結果と注水実験にともなう湧水量・地下水位変化とを比較しました。水が拡散できる範囲は前節で述べた破碎領域であると考えて計算を行いました。以下に示す結果では第5図の構造モデルを用いて計算しています。第5図のモデルは水平方向に5km、厚みが一様に50m、深

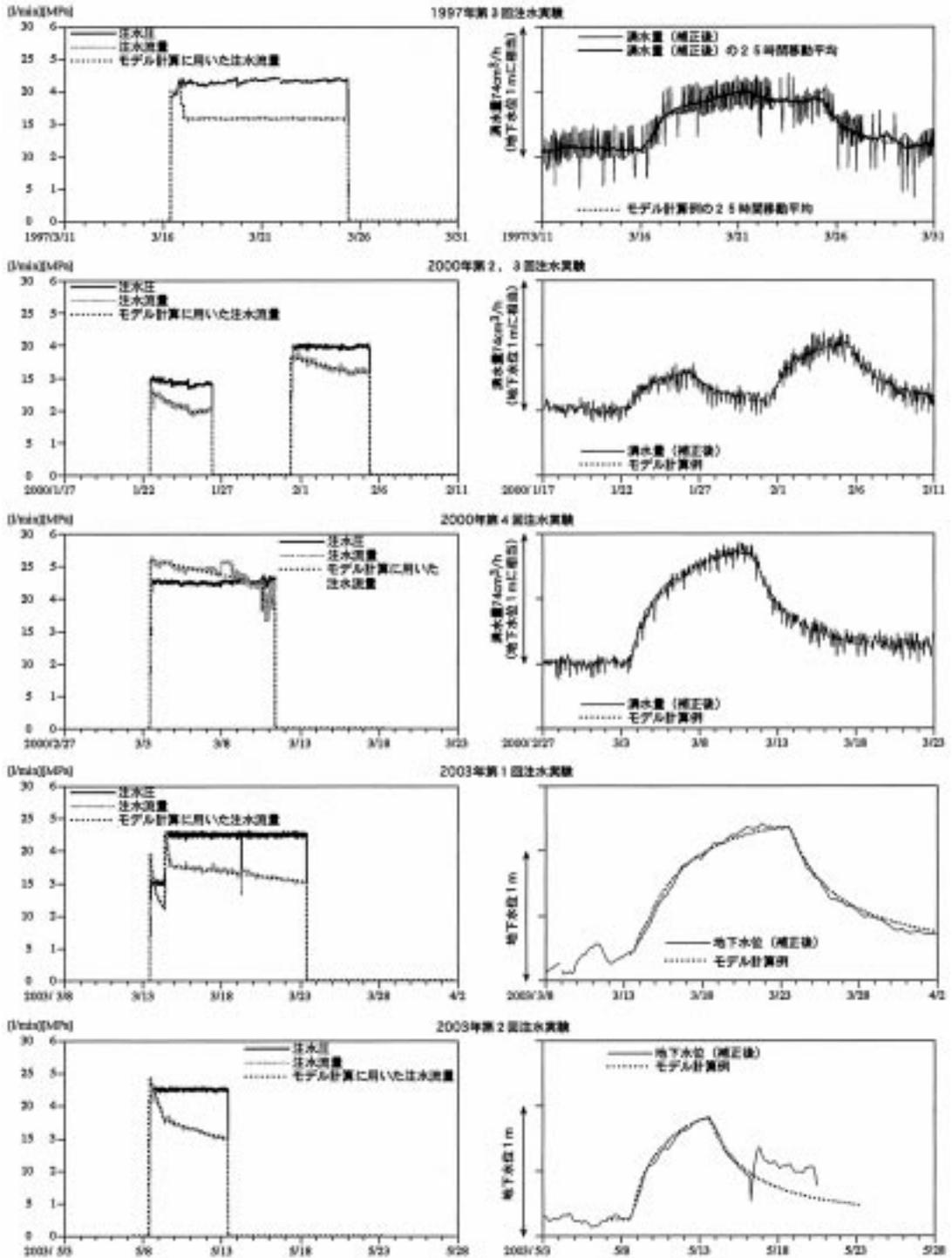
第2表 モデル計算から推定された水理パラメータ。

	拡散係数D	比貯留係数Ss	透水係数K
	m ² /s	10 ⁻⁶ /m	10 ⁻⁶ m/s
1997年第3回	1.5	1.9 - 2.5	2.9 - 3.8
	2.0	1.4 - 2.0	2.8 - 4.0
	3.0	1.0 - 1.4	3.0 - 4.2
2000年第2、3回	0.5	3.6	1.8
	0.6	3.2	1.9
	0.7	2.9	2.0
2000年第4回	0.6	3.0	1.8
	0.7	2.7	1.9
2003年第1回	0.4	2.6	1.0
	0.5	2.2	1.1
2003年第2回	0.4	2.6	1.0

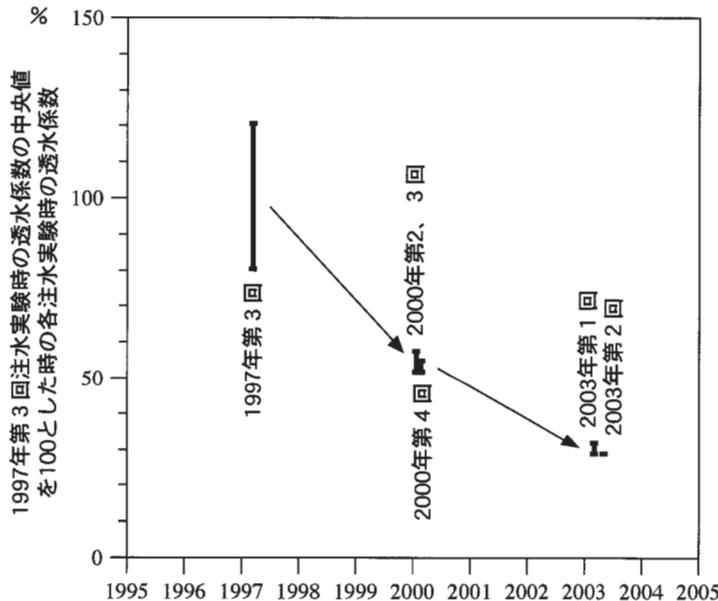
さが5kmの等方均質な鉛直の二次元的な構造です。この二次元的な層の中を水が拡散するとして計算します。計算にはKitagawa *et al.* (2002)と同じ方法を用いました。二次元の拡散方程式を用いて計算した結果、第2表のパラメータの時の計算結果が測定結果を説明できました(第6図)。第2表で示す拡散係数や透水係数が透水性を表すパラメータです。1997年第3回注水実験時の岩盤の透水係数の中央値を100とした時の透水係数の時間変化が第7図です。1997年以降一貫して透水性が悪くなっていることがわかりました。なお、第5図の構造モデルの場合には第2表の結果になりましたが、推定される透水係数の絶対値は計算に用いた構造モデルに依存することがわかっています。構造モデルを別のものにして解析した場合には、透水係数の絶対値は変わるものの、相対的に第7図と同様に、時間が経つにつれて透水性が悪くなる結果が得られます。

6. おわりに

淡路島内での1995年兵庫県南部地震後にみられた湧水の増加とその後の減少や内陸部高地にある井戸の地下水位の低下から、1995年兵庫県南部地震時に淡路島北部全域の岩盤の透水性が良くなったと推定されています(Sato *et al.*, 2000)。Tokunaga(1999)は、モデルによる解析を行うことで、淡路島北部地域の透水係数が地震前に比べて地震後は5倍以上大きくなったと推定しています。彼らの研究成果は本報告の断層近傍だけの透水性を表した結果ではありませんが、1995年兵庫県南



第6図 各注水実験時の注水压・注水流量(左図)と800m孔での測定結果と計算結果との比較(右図)。補正後とは測定値から潮汐成分・大気圧応答成分・長期トレンドを取り除いた結果を意味する。



第7図
注水実験により推定された
透水係数の時間変化。

部地震時に断層近傍の透水性も良くなったと考えられます。本報告の注水実験の結果では、地震後は透水性が悪くなり続けています。これは地震時に良くなった岩盤の透水性が地震前の状態に戻りつつあることを表していると思われま。地震後の透水性の変化がいつ頃まで続き、どれ位の大きさになるのかを把握することは岩盤の破碎状態と強度回復過程を知る手掛かりになります。今後も兵庫県南部地震後の岩盤の透水性の変化を調査していきたいと考えています。

文 献

Evans, J.P., Forster, C.B. and Goddard, J.V. (1997) : Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zone, Jour. Strust. Geol., 19, 1393-1404.

Kitagawa, Y., Fujimori, K. and Koizumi, N. (2002) : Temporal change in permeability of the rock estimated from repeated water injection experiments near the Nojima Fault in Awaji Island, Japan, Geophysical Research Letters, Vol.29, No.10, 121-1-121-4.

溝口一生・廣瀬丈洋・嶋本利彦(2000) : 野島断層の透水性構造-兵庫県津名郡北淡町舟木露頭の解析-, 月刊地球号外, 31, 58-65.

Rojstaczer, S. and Wolf, S. (1992) : Permeability changes associated with large earthquakes: An example from Loma Prieta, Cali-

fornia, Geology, 20, 211-214.

Sato, T., Sakai, R., Furuya, K. and Kodama, T. (2000) : Coseismic spring flow changes associated with the 1995 Kobe Earthquake, Geophys. Res. Lett., 27, 1219-1222.

Seront, S., Wong, T.-F., Caine, J.S., Forster, C.B., Bruhn, R.L. and Fredrich, J.T. (1998) : Laboratory characterization of hydro-mechanical properties of a seismogenic normal fault system, Jour. Strust. Geol., 20, 865-881.

島崎邦彦・安藤雅孝・西上欽也・大志万直人(1998) : 野島断層小倉における注水試験, 月刊地球号外, 21, 33-37.

Tokunaga, T. (1999) : Modeling of earthquake-induced hydrological changes and possible permeability enhancement due to the 17 January 1995 Kobe earthquake, Japan, Jour. Hydrol., 223, 221-229.

Vidale, J.E. and Li, Y.-G. (2003) : Damage to the shallow Landers fault from the nearby Hector Mine earthquake, Nature, 421, 524-526, 2003.

山野 誠・後藤秀作(2001) : 野島断層掘削孔における注水・湧水による孔内温度分布の変動, 月刊地球, 23, 236-239.

湯原浩三・瀬野錦蔵(1969) : 温泉学, 地人書館, 293p.

KITAGAWA Yuichi, FUJIMORI Kunio and KOIZUMI Naoji (2004) : Temporal change in permeability of a fault zone after a large earthquake-Measurement by repeated water injection experiments-

<受付 : 2004年2月18日>