

微小地震の応力降下量の空間分布

——福井地震断層周辺での結果——

西上 欽也

SPATIAL DISTRIBUTION OF STRESS DROPS FOR MICROEARTHQUAKES OCCURRING AROUND THE FUKUI EARTHQUAKE FAULT

By *Kin'ya* NISHIGAMI

Synopsis

I investigated the stress drops of microearthquakes occurring around the Fukui earthquake fault by analyzing the pulse widths of P-wave initial motions. Relatively high stress drops are estimated for events occurring at the southern end and the deeper part of the fault plane of the 1948 Fukui earthquake ($M=7.1$). Seismic activity is also high there. On the other hand, stress drops are lower and seismicity is quite low at the central part of the fault plane. Stress concentration and stress release can be recognized at the edge and the center of the fault plane of the 1948 Fukui earthquake, respectively.

Stress drops estimated for magnitude 2.0–3.7 range from several to a few hundred bars, with estimation error of factor 0.1–10. Stress drops tend to increase with magnitude and also slightly with focal depth.

1. はじめに

活断層に沿って多くの微小地震が発生する。Eatonら¹⁾やMikumoら²⁾などにも示されているように、大地震発生後の余震活動あるいは定常的な地震活動において、活断層に沿った震源分布は空間的に一様ではないことが多く、活断層の面上における破壊強度や応力の不均一な分布が示唆される。このような不均一性を詳細に調べることは、地震の発生機構を知るうえでも、またその活断層における将来の大・中規模地震の発生場所を予測するうえでも重要である。本研究では、微小地震の波形解析により、活断層周辺における応力レベルの空間分布、すなわち、応力集中した部分やそうでない部分が活断層に沿ってどのように分布するのかを調べることを目的とする。

このようにして得られた応力分布を活断層毎に比較することはいろいろな意味において興味深い。例えば、各断層の構造の違い、水平ずれや縦ずれなどの断層運動様式の違い、あるいは地震活動様式の違いなどを反映しているかもしれない。また、Kanamoriら³⁾が $M>6$ の地震について、プレート内部地震の応力降下量(約100 bars)はプレート境界地震のそれ(約30 bars)に比べて平均的に大きいと指摘したように、それぞれの活断層におけるテクトニックな状態の違いを反映しているかもしれない。あるいは、次に述べるような大地震の発生周期とも関係しているかもしれない。

内陸活断層における大地震の発生周期は、例えば西南日本の場合、おおむね1,000～20,000年程度と推定されている⁴⁾。大地震の発生により、その活断層周辺の応力は解放されるが、その後次第に応力が蓄積

されて、再び次の大地震が発生する。このような活断層における応力蓄積の過程はこれまでほとんど調べられていない。大地震が発生してから余り時間の経っていない(数十年程度)活断層と、かなり時間の経った活断層について、上述の応力レベルの空間分布を調べ、比較・検討することにより、この問題に関する手がかりが得られるものと期待される。

このような観点にたった研究の手始めとして、今回はまず、比較的最近に大地震(1948年福井地震、 $M=7.1$)の発生した福井地震断層について、その周辺の微小地震の解析を行った。

2. データおよび震源再決定

福井地震断層周辺には京都大学防災研究所附属地震予知研究センター北陸観測所の微小地震観測網が展開されている。Fig. 1に同観測所による最近約10年間の北陸地方の微小地震分布および観測点配置を示す。本研究では、福井地震断層を含む東西27.5 km、南北45 kmの範囲(図中の枠内)を解析領域とした。解析には福井地震断層を取り囲む5観測点(KMJ, KAJ, FKJ, HKJ, IMJ)で記録された波形データを用いた。地震計は固有周期1秒の可動コイル型速度計で、地震波形はテレメータにより北陸観測所に伝送され、トリガー方式でアナログ磁気テープに収録されている。波形データのダイナミックレンジは40 dB、

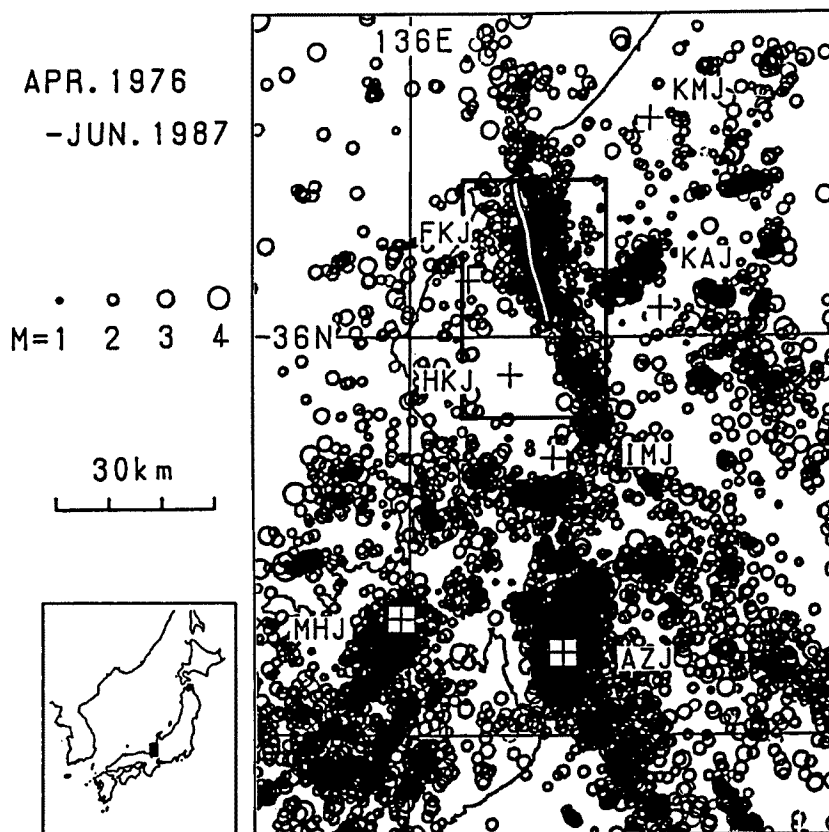


Fig. 1. Distribution of earthquakes in the Hokuriku district, Central Japan. Crosses represent the microseismic stations of the Hokuriku Observatory, D. P. R. I., Kyoto University. The area studied in this paper is indicated by a rectangle enclosed by heavy solid lines. A white line inside the area shows the surface trace of the Fukui earthquake fault⁷⁾.

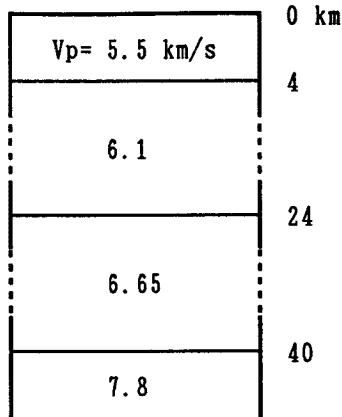


Fig. 2. P-wave velocity structure used in the hypocenter determination.

時間軸の精度は 5 ms, 観測システム全体の特性は 1 ~ 60 Hz の範囲でフラットである⁵⁾。

1976 年 5 月 1 日から 1984 年 6 月 30 日までの期間について, Fig. 1 に示した解析領域内に発生した $M \geq 1$ の地震 (548 個) を選び出し, 波形データを 214 Hz サンプリングで A/D 変換した。本研究では A/D 変換と P, S タイム, および以下で述べるパルス幅の読み取りを平野⁶⁾によるパソコンシステムを用いて行った。

まず, 全ての地震について前述の 5 観測点における P, S タイムを精度よく読み直し, 震源の再決定を行った。S タイムの重みは P タイムのその 1/2 とした。P 波速度構造は北陸観測所のルーチン処理と同じ水平成層構造 (Fig. 2) を用い, ポアソン比を 0.25 と仮定した。浅い地震の震源が反復計算の途中で負の深さになりにくいように工夫した。再決定された震源分布を Fig. 3 に示す。実線は福井地震断層の地表でのトレースを表す⁷⁾。Kanamori⁸⁾によると 1948 年福井地震の断層面を幅 13 km, 長さ 30 km とし, ほぼ純

粋な strike-slip⁹⁾ の断層運動を考えれば, 震央距離 155 km (阿武山) で観測された地震波形の主要部分を説明することができる。ただし断層面の大きさは, 主として直後の余震分布の広がり (深さ 13 km 以内)¹⁰⁾からの推定であり, また約 30 km の長さにならなくて地割れが生じたこと¹¹⁾が, 断層面が地表付近まで達していたことの根拠となっている。Fig. 3 にこの推定断層面を破線で示した。現在の地震活動は, 震央分布で見れば福井地震断層周辺にかなり広がっているものの, 深さ分布ではおおむねこの推定断層面内に発生していることが分かる。ただし, 断層南端付近では震源が浅いのにに対して, 断層中央部では浅い部分に地震はほとんど発生しておらず, いわゆる「船底型」の地震分布をしている。これは, 精度の良い震源のみをプロットした分布図 (例えば Fig. 8) では更に顕著である。

3. 解 析

微小地震の震源パラメータを求めるには, スペクトル解析^{12),13)}や理論波形計算¹⁴⁾などの方法がある。しかし微小地震観測網のデータの場合, マグニチュードが 2 程度を越えると地震波形が飽和してしまい, このような波形解析には適さない。そこで本研究では西上¹⁵⁾や Ohtake¹⁶⁾などと同様に P 波初動のパルス幅を用いた解析を行った。なお得られた震源パラメータから理論波形を計算して, 今回の解析方法のチェックを行った。それについては Appendix で述べる。

3.1 パルス幅の読み取り

P 波初動付近の地震波形の例を Fig. 4 に示す。本研究では P 波速度波形の最初の 1 周期の継続時間 (図中の T) を P 波初動のパルス幅と定義する。§ 2 で述べた 5 観測点におけるパルス幅を全ての地震について読み取った。Fig. 4 に示したのは比較的きれいな P 波初動波形の例であるが, P 波初動から時間が経過するに従って後続波が混入しやすくなり, 波形が乱される。このような場合でも, 最初の 1/2 周期の継続時間が読み取れるものについては, その 2 倍をパルス幅として用いた。また波形の飽和した地震についても直観的に, 後続波の混入などの問題のなさそうなものについては読み取りを行った。その結果, 5 観測点の全てでパルス幅の読めた地震の数は 53 個, 4 点以上では 229 個であった。

読み取られたパルス幅をマグニチュードに対してプロットしたものを, 5 つの観測点毎に Fig. 5 (a) に示す。これによると各観測点とも $M < 2$ でパルス幅に下限が生じる。これは伝播経路での非弾性的減

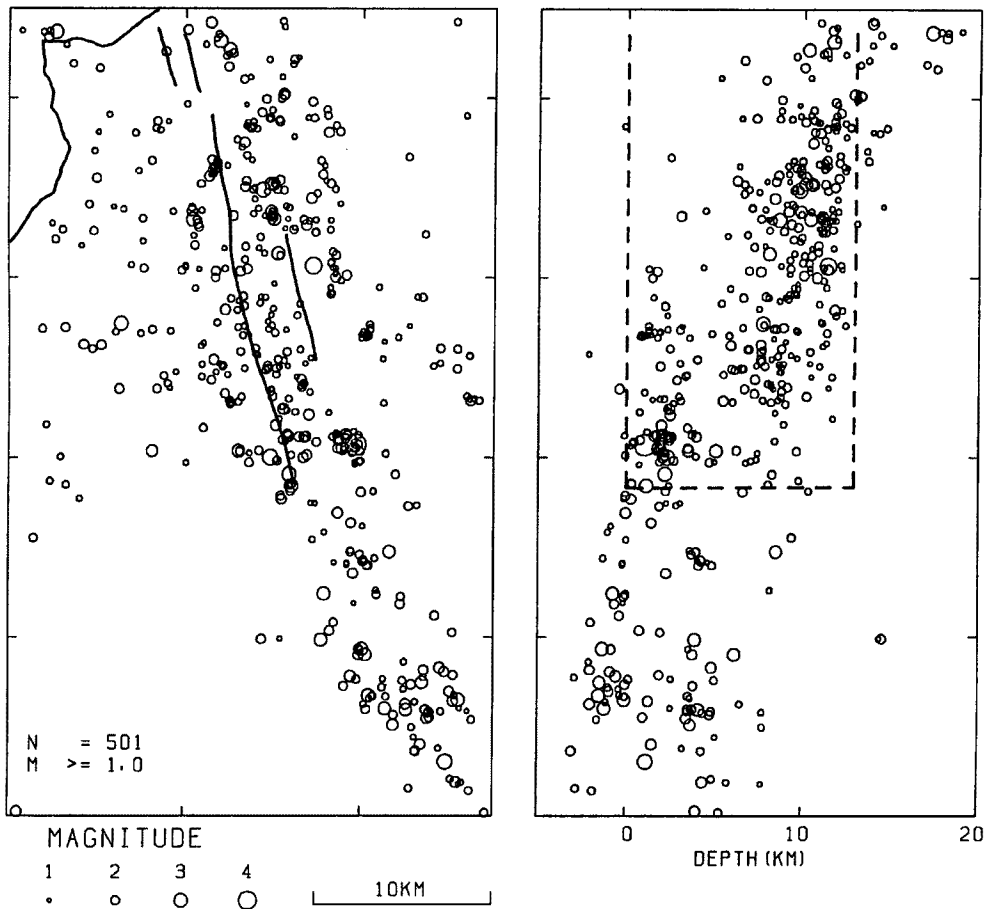


Fig. 3. Distribution of relocated hypocenters ($M \geq 1$) inside the analyzed region shown in Fig. 1. Surface traces of the Fukui earthquake fault are represented by solid lines. Fault plane of the 1948 Fukui earthquake estimated by Kanamori⁸⁾ is shown by a rectangular area enclosed by broken lines in the vertical cross section.

衰による見かけの現象でも、もはや震源過程を反映せず、また減衰の影響を補正しても震源での情報を抽出することは難しい。そこで本研究では $M \geq 2$ の地震のみを解析の対象とした。

3.2 非弾性減衰の補正

$M \geq 2$ の地震について、観測されたパルス幅に含まれる伝播経路での非弾性的減衰の影響を以下のシミュレーションによる方法で補正した。まず、震源過程のみを反映した far-field における模擬的な速度波形（1周期の sine 波）に非弾性減衰の効果および観測システムの特徴をコンボリューションした (Fig. 6 (a))。この計算においては因果律をみたす非弾性減衰の表現式¹⁴⁾を用い、P波減衰の quality factor, Q 値を周波数によらず 300 と仮定した。また、観測システムにおける 195 Hz サンプルの影響も考慮した。その結果よりパルス幅の $1/2$ の値 (図中の T_s , T_o) を

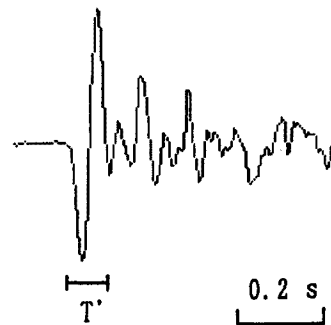


Fig. 4. An example of initial part of P-wave velocity seismograms. The duration time T' is defined as a pulse width.

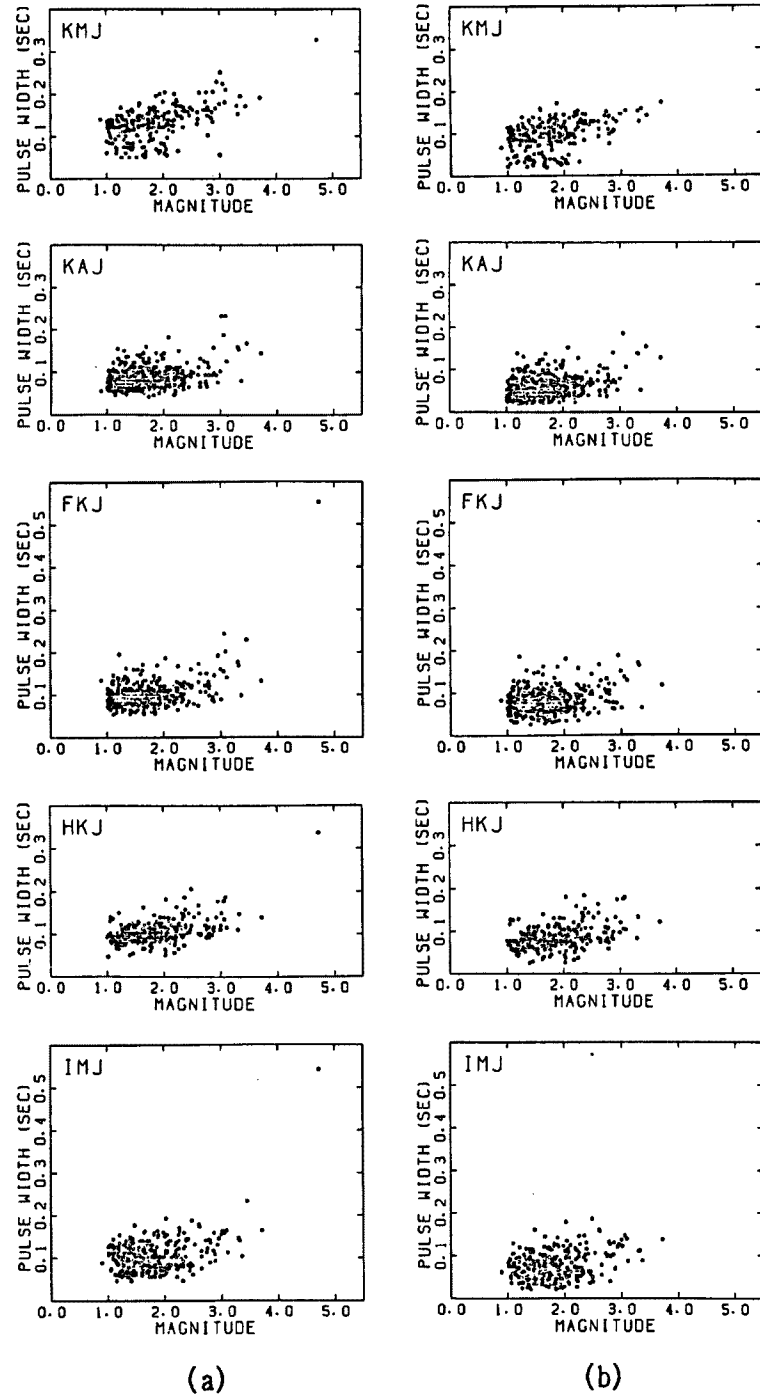


Fig. 5. (a) Observed pulse width T' plotted against magnitude for respective stations. (b) Pulse width T after the attenuation effect is corrected, assuming $Q=300$.

読み取り、 Q 値と P 波走時の比に対してプロットした (Fig. 6 (b))。ここではグラフをおおむね直線で近似できる範囲のみが示してあり、これを用いて非弾性減衰の影響を補正した。このグラフの範囲外のパルス幅データについては、今回は解析の対象からはずした。補正された結果を Fig. 5 (b) に示す。

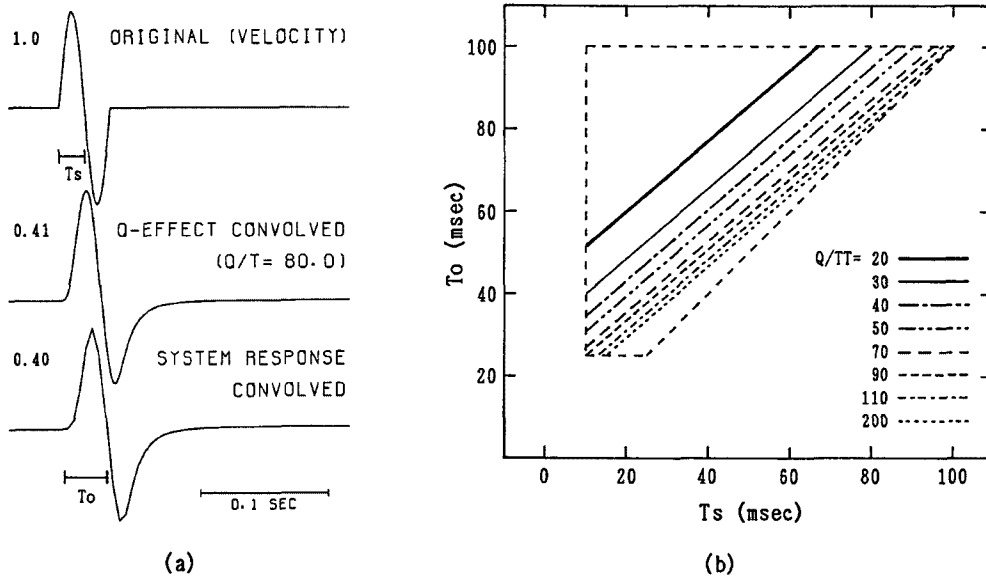


Fig. 6 (a) Simulation of pulse-broadening due to anelastic attenuation. Top to bottom : velocity waveforms reflecting only the source effect, anelastic attenuation effect is convolved in the case of $Q/TT=80$ (TT ; travel times), response of the observation system is also convolved after sampled at 195 Hz. Numerals attached to respective traces indicate relative maximum amplitude. Time intervals between the onset and the first zero-crossing, T_s and T_o , are measured. (b) Relationships between T_s (source pulse duration) and T_o (observed pulse duration) plotted against Q/TT . The extent of T_s and T_o used for the correction is indicated by broken lines.

3.3 震源パラメータの推定

(1) 震源モデルと断層面の長さ

非弾性減衰の補正を行ったパルス幅 T から断層面の長さ L を求めた。 T と L の関係は仮定する震源モデルに依存する。本研究では Fig. 7 (a), (b) に示すようなユニラテラルとバイラテラルの2つの移動震源モデルを考えた。いずれの場合も断層面は垂直で、観測点への波は震源から水平方向に射出されるものと仮定し、パルス幅は破壊開始点および断層終端（そこの断層の幅は無視する）から射出されたP波の走時差で与えられるものとする。まずユニラテラルの場合、 L と T の関係は次の式で表される。

$$L = Vr \cdot (1 - \alpha \cdot \cos\theta)^{-1} \cdot (T - \tau), \dots\dots\dots (1)$$

$$\alpha = Vr/Vp$$

ここで、 Vr , Vp は破壊伝播速度とP波速度、 τ は断層面上でのすべりの rise time, θ ($0 \leq \theta < 2\pi$) は破壊の進行方向と観測点への射出方向とのなす角度を表す。震源の方位特性の項 (θ を含む項) については、震央を取り囲む幾つかの観測点のデータを用いることによりある程度取り除くことができると考えられるので、本研究では (1) 式の θ に関する平均を取って、以下の式を用いた。

$$L = Vr \cdot (T - \tau) \dots\dots\dots (2)$$

一方、破壊が断層の中央から両方向に伝播するバイラテラル・モデルの場合には、 L と T の関係は次の式で表される。

$$L = 2Vr \cdot (1 + \alpha \cdot \cos\theta)^{-1} \cdot (T - \tau) \dots\dots\dots (3)$$

この場合は、 θ ($-\pi/2 \leq \theta \leq \pi/2$) を断層面のいずれかの走向方向と観測点方向とのなす角度とする。上の場合と同様に観測点方位 θ に関して平均することにより、

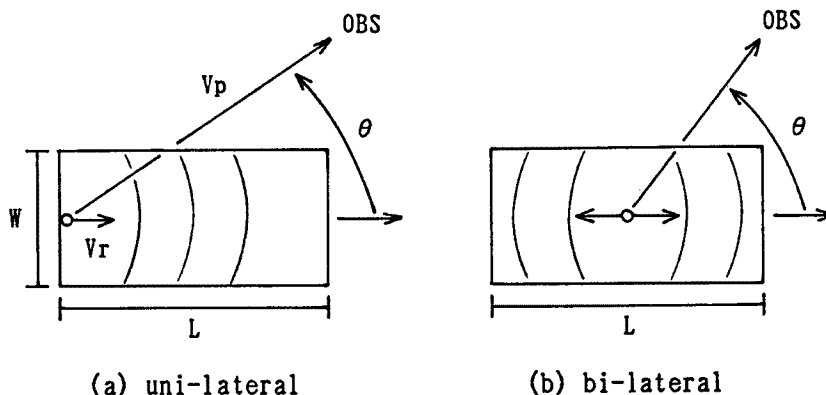


Fig. 7. Two kinds of fault models assumed in the present analysis. (a) uni-lateral model, (b) bi-lateral model. ○ : hypocenters, OBS : direction of observation stations.

$$L = 2Vr \cdot (1 + 2\alpha/\pi)^{-1} \cdot (T - \tau) \dots\dots\dots (4)$$

が得られる。円形断面の中心から同心円状に破壊が伝播するような震源モデルでも結果はこれとほぼ同じである。

本研究では $Vr = 2.5 \text{ km/s}$, $Vp = 6.0 \text{ km/s}$ を仮定した。この場合、上記の (2), (4) 式はそれぞれ次のようになる。

$$L = 2.5(T - \tau) \dots\dots\dots (2')$$

$$L = 4.0(T - \tau) \dots\dots\dots (4')$$

ただし、 L は km, T , τ は s 単位とする。バイラテラル・モデルによる断層面の長さはユニラテラル・モデルでの結果の 1.6 倍となる。Ohtake¹⁶⁾ も同様の震源モデルにより L と T の関係を求めた。その結果による (2') および (4') 式の係数 [同論文の (5), (4) 式で $Vr = 2.5 \text{ km/s}$, $Vp = 6.0 \text{ km/s}$ の場合を計算] はそれぞれ 2.5, 3.3 となる。バイラテラルの結果が多少小さいのは、破壊開始点を断層面の長さ方向の任意の位置に取った場合の平均値として求めたことによるものである。なお彼の用いたモデルではすべりの rise time は考慮されていない。

Tsukuda⁴⁾ は微小地震の波形解析により rise time $\tau = 10 \sim 20 \text{ ms}$ ($M = 0 \sim 2$) を得た。また西上¹⁷⁾ は $M = 4.0$ の小地震の波形解析により $\tau = 40 \text{ ms}$ という結果を得た。これらを参考にして本研究では τ の値を M に比例するものとし、 $\tau = 20 \text{ ms}$ ($M = 2$) $\sim 40 \text{ ms}$ ($M = 4$) と仮定した。なお、 τ の値がこの半分の場合、 $\tau = 10 \text{ ms}$ ($M = 2$) $\sim 20 \text{ ms}$ ($M = 4$) についても計算を行った。

(2) 地震モーメント

マグニチュードから地震モーメント M_0 を推定した。微小地震を含むマグニチュード範囲についての両者の関係については多くの研究がある。その主なものを以下に示す。

$$\log M_0 = 1.21M_L + 17.02 \dots\dots\dots (5)$$

($0 < M_L < 2$, California¹⁸⁾)

$$\log M_0 = 1.5M_L + 16.0 \dots\dots\dots (6)$$

($2 < M_L < 7$, California¹⁹⁾)

$$\log M_0 = 1.37M_J + 16.2 \dots\dots\dots (7)$$

($0 < M_J < 6$, 日本²⁰⁾)

ここで M_L は local magnitude²¹⁾, M_J は気象庁による M を表す。(7) 式において小さい地震の M は渡辺²²⁾ の式により求められているが、この式は M_J を基準として作られたものである。ところで北陸観測所

におけるマグニチュードは地震動の継続時間から決められ、その決定式は M_j との整合性を考慮して作られたものである²³⁾。従って M_j と M_o との関係式を求めておくことが必要である。Ohtake¹⁶⁾ によると M_L と M_j には以下の関係がある。

$$M_L = 0.88M_j + 0.70 \dots\dots\dots (8)$$

従って (5), (6) 式は次のように書き換えられる。

$$\log M_o = 1.06M_j + 17.87 \dots\dots\dots (5')$$

$$\log M_o = 1.32M_j + 17.05 \dots\dots\dots (6')$$

本研究では (5') 式を用いたが、(6'), (7) 式を用いた場合の結果についても検討した。

(3) 応力降下量

断層面の大きさと地震モーメントが得られると応力降下量を計算することができる。Fig. 7 に示すような無限媒質中の垂直な矩形断層面 (長さ L , 幅 W , 面積 S) 上での strike-slip に対する応力降下量 $\Delta\sigma$ については、幾つかの研究がある。Knopoff²⁴⁾ は 2 次元クラックモデルに対して、また Chinnery²⁵⁾ は 3 次元モデルに対してそれぞれ次の (9), (10) 式を導いた。

$$\Delta\sigma = (4/\pi) \cdot M_o / (SW) \dots\dots\dots (9)$$

$$\Delta\sigma = 2 / (3\pi) \cdot M_o \cdot (4/L^2 + 3/W^2) / (L^2 + W^2)^{1/2} \dots\dots\dots (10)$$

また、断層面が円形の場合には Eshelby²⁶⁾ が次の (11) 式を求めた。

$$\begin{aligned} \Delta\sigma &= (7\pi^{3/2}/16) \cdot M_o / S^{3/2} \\ &= 2.44 \cdot M_o / S^{3/2} \dots\dots\dots (11) \end{aligned}$$

パルス幅による方法では断層面の幅 W を (従って断層面の形も) 推定することができないので、本研究では $L=W$ および $L=2W$ の 2 つの場合を仮定した。これらの場合、(9), (10) 式はいずれも、

$$\Delta\sigma = C \cdot M_o / L^3 \dots\dots\dots (12)$$

の形となる。ただし C は定数であり、 $L=W$ の時はそれぞれ、1.27, 1.05, $L=2W$ の時はそれぞれ、3.59, 3.04 となる。同じ L の値に対して、後者の仮定では前者に比べて応力降下量は約 3 倍程度大きく推定される。また断層面を面積の等しい円形断層に置き換えれば、 $L=W$ の場合、応力降下量は約 2 倍大きく求められる。

4. 結果と考察

前節で述べた幾つかの仮定のうち、バイラテラルの震源モデル [(4')], $\tau=20\sim 40\text{ms}$ ($M=2\sim 4$), Bakun¹⁸⁾ による地震モーメントの推定式 [(5')], Chinnery²⁵⁾ による応力降下量の計算式 [(10)], および $L=W$ を採用して計算した $M \geq 2$ の地震の応力降下量を Table 1 の [1] に、またその空間分布を Fig. 8 に示す。ただしここには、5 観測点中の 4 点以上でパルス幅の読めた地震についての結果のみを示した。Fig. 8 の南北断面図には、Fig. 3 と同様に 1948 年福井地震の推定断層面を破線で示した。Fig. 8 に示された応力降下量の空間分布について、福井地震断層 (推定断層面) に沿った地震活動のみに注目する。まず震央分布を見ると、福井地震断層 (一番長いブランチ) の南端付近およびその東側のブランチの北側でのサイズミシティが相対的に高いことが分かる。南北断面図によると前者は浅く、また後者は推定断層面の底部付近に位置し、断層面中央部での地震活動は極めて低い。応力降下量の大きさについてみると、断層面中央部に発生した地震 ($M \geq 2$) の数が少ないものの、それらは断層南端部および底部の地震に比べて相対的に小さい応力降下量を示す。

震源位置とマグニチュードがほぼ同じで応力降下量が異なる地震波形の例、2 組を Fig. 9 に示す。いずれの観測点においても、応力降下量の大きい地震の方が P 波初動のパルス幅がより小さいのは当然の

Table 1. List of earthquakes analyzed ($M \geq 2$) and the result of fault lengths L , seismic moments M_0 and stress drops $\Delta\sigma$. Origin of hypocenter coordinates is taken at (136°E , 36°N), and the location of a south-west corner of the area studied corresponds to $X=10\text{km}$ and $Y=-15\text{km}$. L , M_0 and $\Delta\sigma$ [1] shown in this table were calculated, assuming a bi-lateral fault, the rise time of 20–40ms ($M=2-4$), a fault shape of $L=W$, and equations (5') and (10). Stress drops calculated for the same assumption except only the following one are also shown, respectively: [2] rise time of 10–20ms ($M=2-4$), [3] M_0 by eq. (6'), [4] M_0 by eq. (7)

Eq. No.	Date			Time		Hypocenter (km)			M	L (m)	M_0 (dyne \cdot cm)	$\Delta\sigma$ (bars)				
	Y	M	D	H	M	X	Y	Z				[1]	[2]	[3]	[4]	
1	397	1976	9	08	18	27	35.4	-13.1	4.4	2.4	341	0.24E+21	6	4	4	0.7
2	402	1976	9	10	11	41	33.9	-9.5	1.0	2.0	292	0.98E+20	4	3	2	0.4
3	435	1976	9	22	0	18	23.3	22.5	10.5	2.3	278	0.19E+21	10	6	6	1.0
4	525	1976	10	09	6	36	30.1	-0.8	4.3	2.1	247	0.13E+21	9	6	5	0.8
5	533	1976	10	11	10	22	29.4	-7.2	-0.6	2.5	419	0.32E+21	4	3	3	0.6
6	540	1976	10	13	10	50	32.9	-7.6	0.0	2.0	361	0.11E+21	2	2	1	0.2
7	932	1977	2	20	18	31	32.5	-8.7	-2.0	2.3	269	0.22E+21	12	7	7	1.3
8	1368	1977	7	23	19	40	28.5	15.0	10.8	2.2	222	0.17E+21	17	10	10	1.8
9	1632	1977	9	10	8	04	25.2	6.8	2.0	2.3	221	0.22E+21	21	12	13	2.4
10	1727	1977	9	28	8	41	25.5	2.7	0.3	2.2	221	0.16E+21	16	9	9	1.6
11	2265	1978	1	26	0	19	30.1	-5.7	-1.3	2.8	313	0.65E+21	22	14	18	3.5
12	2371	1978	3	01	10	41	33.7	-9.0	3.8	2.0	163	0.11E+21	26	13	13	2.4
13	2444	1978	3	21	12	16	26.8	17.9	11.3	2.2	362	0.18E+21	4	3	2	0.4
14	2491	1978	4	03	15	01	28.9	5.5	1.8	2.6	426	0.44E+21	6	4	4	0.8
15	2494	1978	4	03	21	10	29.6	5.6	1.9	2.0	331	0.11E+21	3	2	2	0.3
16	2514	1978	4	08	22	54	29.7	5.5	1.7	2.0	286	0.11E+21	5	3	2	0.4
17	2535	1978	4	14	23	04	25.0	18.3	10.4	2.9	249	0.84E+21	57	31	49	9.6
18	2540	1978	4	16	10	04	27.8	-5.2	3.9	2.9	220	0.78E+21	77	39	65	12.7
19	2541	1978	4	16	10	31	28.3	-4.6	0.8	2.1	152	0.13E+21	38	18	20	3.6
20	2632	1978	5	04	3	19	30.5	-8.3	-1.5	2.9	299	0.93E+21	37	22	32	6.3
21	2799	1978	6	07	9	59	25.6	7.7	2.4	2.4	321	0.25E+21	8	5	5	0.9
22	3146	1978	8	13	0	04	35.2	-7.1	1.9	2.0	226	0.10E+21	9	6	5	0.8
23	3189	1978	8	20	4	43	34.7	-6.9	-0.9	2.2	364	0.18E+21	4	3	2	0.4
24	3258	1978	9	02	17	39	23.0	5.4	5.1	2.8	337	0.67E+21	18	12	15	2.9
25	3274	1978	9	06	19	46	28.7	1.9	0.0	2.4	170	0.23E+21	50	24	31	5.7
26	4363	1979	4	13	20	12	33.8	-9.5	3.4	2.3	271	0.21E+21	11	7	7	1.2
27	4388	1979	4	21	1	47	26.5	6.1	4.0	2.2	280	0.16E+21	8	5	4	0.8
28	4405	1979	4	25	18	13	18.1	5.4	3.5	2.5	296	0.35E+21	14	9	10	1.9
29	4707	1979	7	09	4	12	34.5	-6.7	4.9	2.4	189	0.29E+21	45	23	29	5.5
30	4824	1979	8	11	0	01	22.7	18.4	3.1	2.1	245	0.13E+21	10	6	5	0.9
31	4912	1979	9	18	13	23	22.5	27.7	10.3	2.8	128	0.68E+21	341	116	275	53.6
32	4949	1979	9	30	0	57	31.9	-9.9	3.7	2.5	235	0.32E+21	26	15	18	3.3
33	5301	1980	2	22	13	08	26.1	3.4	1.1	3.0	370	0.11E+22	23	15	21	4.2
34	5463	1980	4	26	16	41	28.1	23.1	10.9	2.2	290	0.17E+21	7	5	4	0.8
35	5761	1980	8	01	0	26	25.9	4.1	2.2	3.1	301	0.15E+22	56	32	55	11.1
36	6215	1981	2	05	10	39	23.5	15.5	11.4	2.1	271	0.12E+21	6	4	3	0.6
37	6452	1981	5	13	4	41	24.4	19.9	9.8	3.3	388	0.23E+22	42	26	46	9.5
38	6470	1981	5	23	0	15	25.0	20.2	10.1	2.7	325	0.56E+21	17	11	13	2.6
39	6473	1981	5	25	2	54	24.8	20.2	10.5	2.8	287	0.69E+21	31	18	25	4.9
40	6647	1981	7	25	2	47	34.8	-11.9	1.2	3.4	231	0.27E+22	233	109	264	55.0
41	6700	1981	8	13	3	52	33.4	-11.0	1.5	2.3	247	0.20E+21	14	8	8	1.5
42	7209	1982	3	05	6	41	25.5	25.2	12.9	2.4	214	0.27E+21	28	16	18	3.4
43	7210	1982	3	05	8	25	25.2	16.3	8.1	2.9	309	0.81E+21	29	17	24	4.7
44	7220	1982	3	08	20	30	27.0	7.4	2.5	2.3	287	0.22E+21	10	6	6	1.1
45	7252	1982	3	20	4	03	22.3	13.2	11.8	2.3	270	0.18E+21	10	6	6	1.0
46	7322	1982	4	27	2	33	31.6	-0.3	8.5	2.8	313	0.61E+21	21	13	16	3.2
47	7402	1982	5	26	3	41	30.0	3.1	6.6	2.0	205	0.10E+21	13	7	6	1.1
48	7545	1982	7	13	4	29	29.1	6.3	2.1	2.2	176	0.15E+21	30	16	17	3.1

Table 1. (Continue)

Eq. No.	Date			Time		Hypocenter (km)			M	L (m)	Mo (dyne · cm)	$\Delta\sigma$ (bars)				
	Y	M	D	H	M	X	Y	Z				[1]	[2]	[3]	[4]	
49	7598	1982	8	11	20	27	32.2	-3.1	-0.6	2.1	228	0.11E+21	10	6	5	0.9
50	7606	1982	8	14	4	35	27.2	15.7	11.4	3.7	384	0.64E+22	119	70	167	36.1
51	7674	1982	9	05	0	36	21.7	15.3	1.7	2.0	174	0.98E+20	19	11	10	1.7
52	7713	1982	9	19	8	50	35.0	-8.0	-0.9	2.2	199	0.15E+21	20	11	11	2.1
53	7780	1982	10	15	3	37	26.9	6.2	2.4	2.2	288	0.17E+21	8	5	4	0.8
54	7797	1982	10	19	1	21	26.8	6.1	2.5	2.4	318	0.23E+21	8	5	5	0.9
55	7909	1982	12	11	12	56	25.9	6.2	1.6	2.4	262	0.28E+21	17	10	11	2.0
56	7910	1982	12	11	12	57	25.9	6.2	1.6	2.2	292	0.17E+21	7	5	4	0.8
57	7933	1982	12	23	1	44	24.8	18.7	9.9	2.6	240	0.47E+21	36	20	27	5.1
58	8108	1983	2	16	13	25	21.6	10.4	7.6	2.2	254	0.15E+21	10	6	5	1.0
59	8238	1983	3	25	11	00	23.3	20.0	11.8	2.0	160	0.11E+21	28	14	14	2.5
60	8269	1983	4	07	12	56	32.6	-9.1	4.1	2.7	244	0.59E+21	43	23	33	6.4
61	8485	1983	7	02	18	15	26.9	5.1	2.2	2.2	250	0.16E+21	11	7	6	1.1
62	8508	1983	7	07	23	22	26.7	5.0	2.1	2.2	326	0.18E+21	5	4	3	0.6
63	8589	1983	8	04	11	49	27.9	-2.6	-0.7	2.8	311	0.68E+21	24	15	19	3.7
64	8773	1983	9	28	1	00	36.2	8.2	5.5	2.2	163	0.16E+21	38	19	22	3.9
65	8812	1983	10	10	11	11	12.2	28.4	18.1	2.1	340	0.12E+21	3	2	2	0.3
66	8859	1983	10	27	21	49	35.5	-8.5	-0.1	2.9	260	0.85E+21	51	28	43	8.5
67	9035	1983	12	22	19	03	30.3	-6.0	6.2	2.7	242	0.60E+21	44	24	35	6.7
68	9107	1984	1	20	3	35	24.4	-5.1	14.5	2.1	174	0.12E+21	24	13	12	2.2
69	9263	1984	3	09	8	01	29.1	6.1	2.1	2.0	205	0.10E+21	13	7	6	1.2
70	9281	1984	3	14	2	36	33.6	-6.8	-2.0	2.2	300	0.15E+21	6	4	3	0.6
71	9592	1984	6	11	6	40	28.8	6.0	1.9	2.2	242	0.16E+21	12	7	7	1.2
72	9602	1984	6	14	16	09	35.2	-8.6	1.3	2.2	260	0.18E+21	11	7	6	1.1

ことながら、波形も全体的により高周波成分が卓越していることが分かる。このことから、今回得られた応力降下量の相対的な大小関係はおおむね妥当なものであろうと考えられる。

得られた応力降下量から震源域における応力レベルが推定できる。地震波形の解析により得られる応力降下量 $\Delta\sigma$ は、断層面上における地震前のせん断応力 σ_0 と地震後の応力 σ_1 との差である。 $\Delta\sigma$ と σ_0 の比は次のように表される²⁷⁾。

$$\Delta\sigma/\sigma_0 = 2\{1 - (\sigma_f/\sigma_0)/(1-\eta)\} \dots\dots\dots (13)$$

ここで、 σ_f は断層運動中の平均のすべり摩擦応力、 η は地震波の発生効率（地震波のエネルギーと地震により解放された全歪エネルギーとの比）を示す。 η は σ_f/σ_0 の関数で表され、岩石摩擦実験の結果から第1近似的に $\sigma_f/\sigma_0 = 0.70 \sim 0.85$ 、 $\eta = 5 \sim 20\%$ 程度と推定される²⁷⁾。これらの値は $\Delta\sigma$ や σ_0 のとり得る値の範囲に比べておおむね定数に近いとみなされるであろうから、(13)式より、応力降下量が大いほど初期応力が大いものと推定できる。従って、Fig. 8 に示された結果から断層の南端部および底部では中央部に比べて応力レベルが高いことが推定される。これは1948年福井地震により断層中央部では応力が十分に解放され、逆に断層周辺では応力集中を生じ、それが現在でも続いているものと解釈できる。

得られた応力降下量 (Table 1 の [1]) とマグニチュードの関係を Fig. 10 に示す。 $2.0 \leq M \leq 3.7$ に対して応力降下量は数 bars ~ 100 bars 以上まで M と共にほぼ単調に増加する。この傾向は解析に用いる震源モデル、仮定によってもあまり変わらない。この原因としては、観測パルス幅に含まれる非弾性減衰の影響が十分に補正されていないこと、あるいはマグニチュードから地震モーメントへの変換が不適切であったことなどの可能性が考えられる。今回の解析方法については Appendix において理論波形計算による検討を行う。

得られた応力降下量の絶対値について議論するためには、仮定した震源モデルや、地震モーメント、応力降下量の推定方法などの違いにより、どの程度結果が変わるのかについての吟味が必要である。まず、 M (地震の大きさ) に応じて結果が変わるものについては Table 1 の [2] ~ [4] にそれらを示した。[2] は

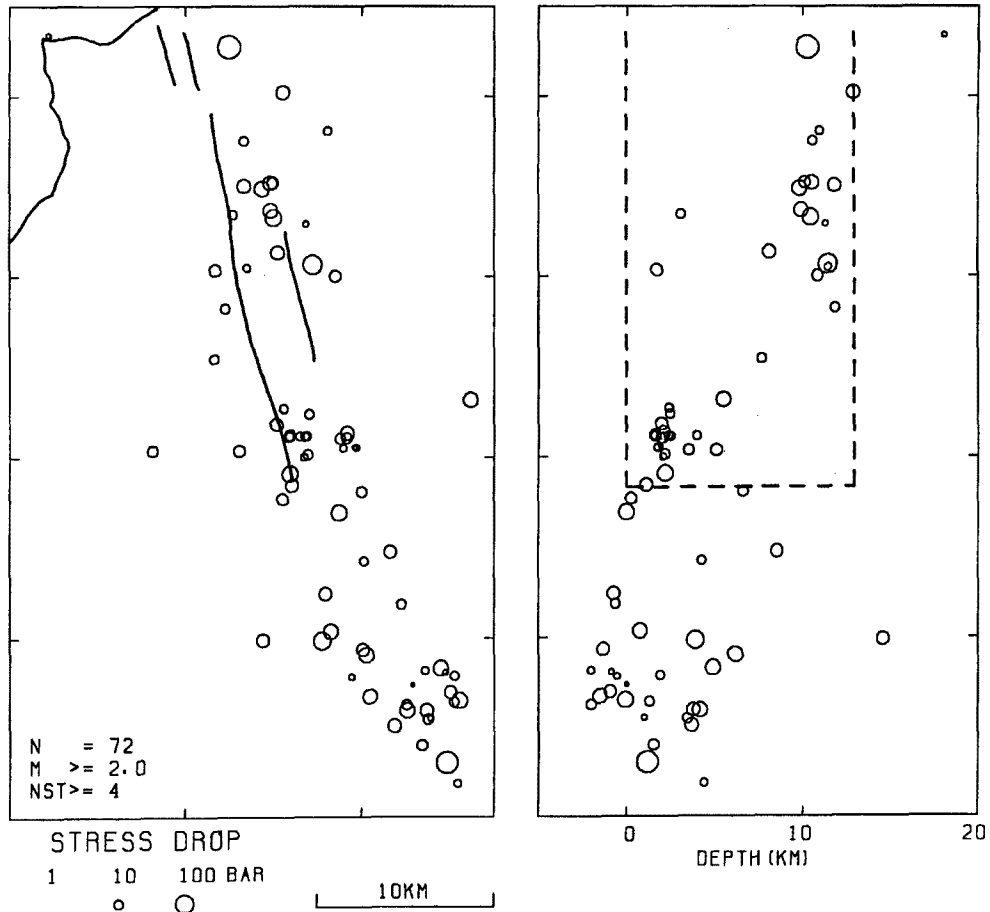


Fig. 8. Distribution of stress drops around the Fukui earthquake fault, whose surface traces are shown by solid lines. The inferred fault plane of the 1948 Fukui earthquake⁸⁾ is represented by a rectangular area enclosed by broken lines. Plotted events are restricted to those with $M \geq 2$ and whose pulse widths are read at more than four stations.

[1]と比べて τ の大きさを半分にしたもの、[3]、[4]は[1]と同じ仮定で M_0 の推定だけをそれぞれ(6')、(7)式を用いて行ったものである。このうち[1]～[3]の結果はいずれも2～3倍の範囲内に入っている。しかし[4]の場合は結果が約1/10に小さくなる。次に、Table 1の[1]～[4]に示した結果に比べてファクターだけが異なる場合について以下に列挙する。ユニラテラル・モデルを仮定すれば応力降下量は3.9倍、断層面の形を $L=2W$ とすれば2.8～2.9倍、(9)式を用いれば1.2倍、(11)式を用いれば2.3倍となる。また $Vr=2.0\sim 3.0$ km/sとすれば応力降下量は2.0～0.6倍となる。以上より、Fig. 8またはTable 1の[1]に示された応力降下量に対して、ファクター0.1～10程度の系統的な誤差があるものと考えられる。これまでの研究によれば微小地震の応力降下量としておおむね1～数100 bars程度という値が得られている^{12)–14), 26)}。今回の結果もほぼこの範囲内に入っているものの、その絶対値の不確定さはかなり大きい。微小地震の応力降下量の絶対値を知ることはその発生メカニズムを考えるうえで極めて重要である。今後、近地で密に観測された良質(特に、高ダイナミックレンジ)の波形データを用いての解析が望まれる。

震源の深さと応力降下量の関係をFig. 11に示す。(a)にはFig. 8に示した全ての地震について、(b)

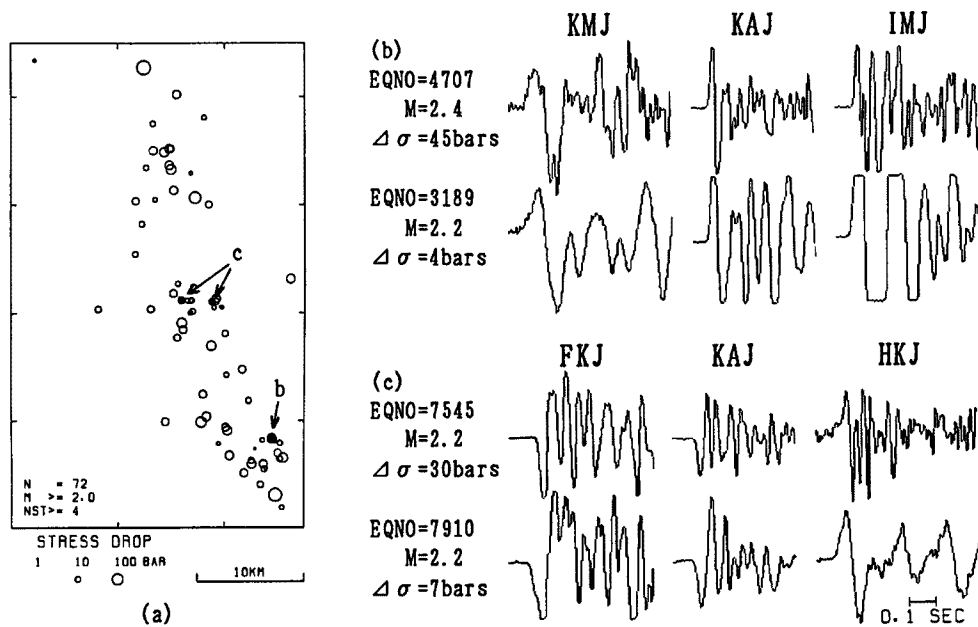


Fig. 9. (a) Epicentral map (the same as in Fig. 8) showing the location of two pairs of earthquakes, indicated by *b* and *c*, whose waveforms are shown as examples of different stress drops. (b) P-waveforms from two events, No. 4707 with $\Delta\sigma=45\text{bars}$ (upper traces) and No. 3189 with $\Delta\sigma=4\text{bars}$ (lower). (c) P-waveforms from two events, No. 7545 with $\Delta\sigma=30\text{bars}$ (upper traces) and No. 7910 with $\Delta\sigma=7\text{bars}$ (lower). Amplitude of each trace is in arbitrary scale.

には福井地震断層付近の地震だけについてプロットした。(b)に関して、深さ $-1\sim 3\text{km}$ 、 $9\sim 13\text{km}$ の地震の平均値をとると各々12 bars, 24 barsとなり、深くなるほど応力降下量が大きくなる傾向が見られる。ただしこの計算は、応力降下量の対数値に対して行った。標準偏差はそれぞれファクター2.1, 3.1とかなり大きい。図中にはこれらの平均値を点線でつないで示した。震源が深くなるほど静水圧(封圧)が高くなり、それに伴って破壊強度が増し、応力降下量が大きくなるものと考えられる。福井地震断層の底部で応力降下量が多いのは、断層運動による応力集中以外にもこのような要因を考えることが必要であろう。

本研究と同様の解析を他の幾つかの活断層についても行って、それらの結果を比較することは、§1で述べたような意味において非常に興味深い。ただし、上述のように微小地震の応力降下量の絶対値を推定することは難しいので、解析方法(仮定)を統一して、相対的な応力レベルの特性について議論することが必要であろう。内陸活断層における大地震の発生周期が数千年程度であること⁴⁾から考えて、今回解析した福井地震断層は大地震発生からほとんど時間が経っていない。実際、得られた断層周辺の応力降下量分布からも、まだ大地震発生直後の状態にあると考えられることが分かった。この活断層における次の大地震発生に向けて、今後どのように断層中央部に応力が蓄積されていくのかを調べることは大変興味深いものの、あまりにタイムスケールが大きいので我々にとっては無理なことである。しかし、大地震発生からの経過時間が異なる幾つかの活断層について事例を集めることが、この問題を解く一つの手段となるだろう。例えば山崎断層(兵庫県)の場合、トレンチ発掘調査と古文書資料とによって、この断層に発生した最後の大地震は868年播磨地震($M7.1$)と推定されている。今後、このような大地震発生からかなり時間の経った活断層についても解析を行いたい。もちろん§1で述べたように活断層毎にいろいろな個性

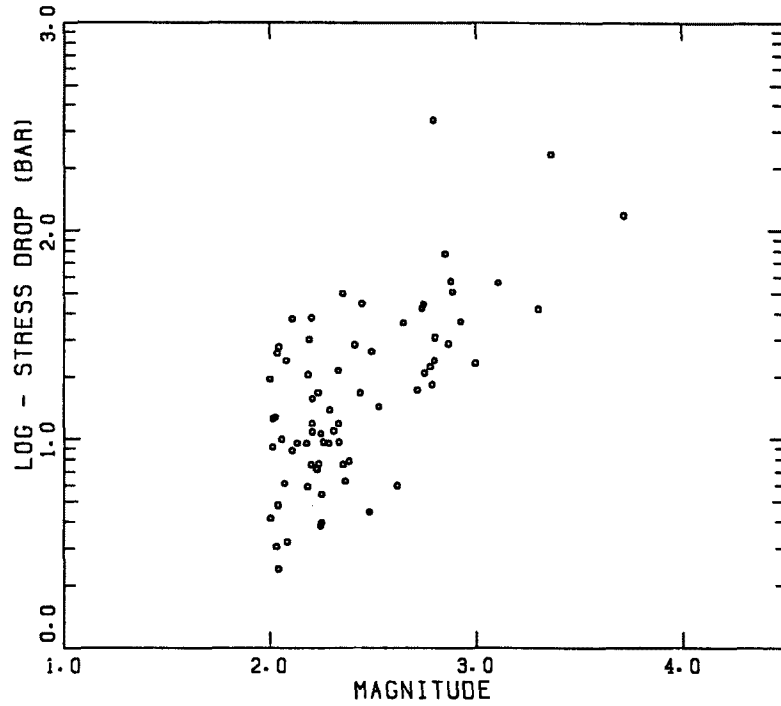


Fig. 10 Relationships between obtained stress drops and magnitudes.

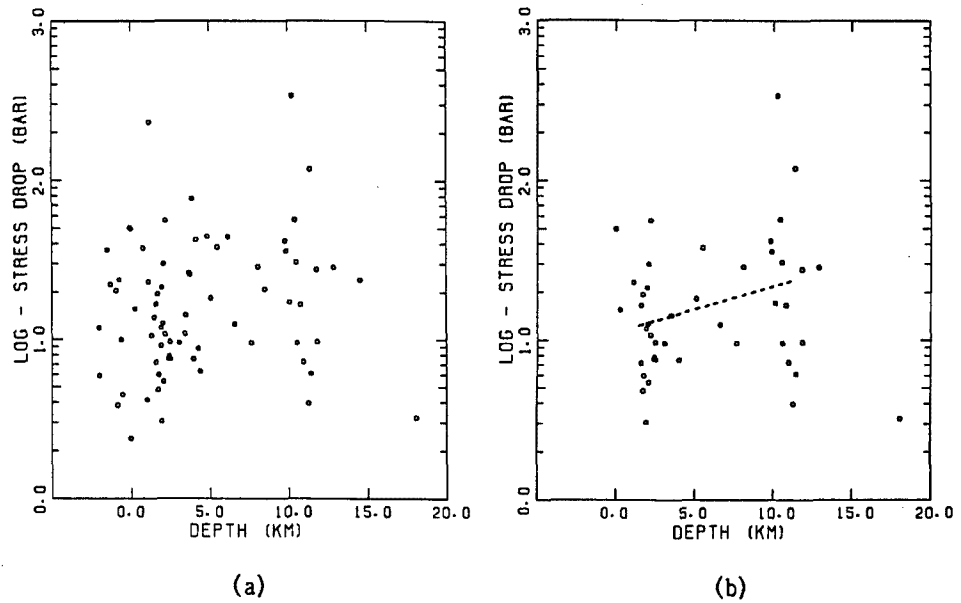


Fig. 11. Stress drops plotted against focal depths, (a) for all the events shown in Fig. 8, (b) for only the events along the Fukui earthquake fault. The dotted line in (b) connects average stress drops calculated for two depth ranges, -1 to 3km and 9 to 13km.

が予想されるので、できるだけ多くの活断層について事例を集めていくことが必要であろう。

5. ま と め

福井地震断層周辺に発生する $M \geq 2$ の地震について応力降下量の空間分布を調べた。その結果、以下のことが見いだされた。

- (1) 福井地震断層（1948年福井地震の推定断層面）の南端部および底部には地震が多く発生し、その応力降下量は相対的に大きい。それに対して、断層面中央部では地震がほとんど発生せず、またその応力降下量は相対的に小さい。福井地震の断層面中央部では現在もまだ応力が蓄積されておらず、その周辺部での応力集中により地震が発生しているものと推定される。
- (2) $M = 2.0 \sim 3.7$ の範囲において、応力降下量は数 bars ~ 100 bars 程度まで M と共に大きくなる傾向がある。ただし、系統的な推定誤差はファクター 0.1 ~ 10 程度である。
- (3) 深さ 0 ~ 10 km の範囲において、応力降下量が深さと共に大きくなる傾向が認められる。

今後、他の活断層（例えば、最近1千年間以上大地震の発生していない山崎断層、今回の福井地震断層と同じく約50年前に大地震の発生した吉岡・鹿野断層など）についても同様の解析を行い、応力降下量の空間分布特性について比較、検討したい。

謝 辞

京都大学防災研究所附属地震予知研究センターの三雲 健教授には応力降下量の計算方法についてコメントをいただいた。また同センター北陸観測所の斉藤陽子さんには波形データの A/D 変換を手伝っていただき、平野憲雄氏にはパソコンによる A/D 変換、読み取りソフトについて教えていただいた。これらの方々にお礼申し上げます。

なお計算には京都大学防災研究所附属防災科学資料センターの FACOM M 730 を用いた。

参 考 文 献

- 1) Eaton, J.P., M.E.O' Neill and J.N. Murdock: Aftershocks of the 1966 Parkfield-Cholame, California, earthquake: a detailed study, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 60, 1970, pp. 1151 - 1197.
- 2) Mikumo, T., H. Wada and M. Koizumi: Seismotectonics of the Hida region, central Honshu, Japan, Tectonophysics, Vol. 147, 1988, pp. 95 - 119.
- 3) Kanamori, H. and D.L. Anderson: Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 65, 1975, pp. 1073 - 1095.
- 4) Tsukuda, T.: Long-term seismic activity and present microseismicity on active faults in southwest Japan, Earthq. Predict. Res., Vol. 3, 1985, pp. 253 - 284.
- 5) 岸本北方・尾池和夫・渡辺邦彦・佃 為成・平野憲雄・中尾節郎: 鳥取および北陸微小地震観測所のテレメータ・システムについて, 地震Ⅱ, 第31巻, 1978, pp. 265 - 274.
- 6) 平野憲雄: パソコンによる地震波形の収録と読み取り, 京都大学防災研究所年報, 第30号 B-1, 1987, pp. 85 - 94.
- 7) 活断層研究会: 日本の活断層 一分布図と資料, 東京大学出版会, 1980, pp. 208 - 211.
- 8) Kanamori, H.: Mode of strain release associated with major earthquakes in Japan, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., Vol. 1, 1973, pp. 213 - 239.

- 9) Ichikawa, M.: Reanalysis of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926-1968, *Geophys. Mag.*, Vol. 35, 1971, pp. 207-274.
- 10) Omote, S.: Aftershocks, in *The Fukui Earthquake of June 28, 1948*, ed. H. Tsuya, Committee for the Study of Fukui Earthquake, 1950, pp. 37-78.
- 11) Nasu, N.: Crustal deformation, in *The Fukui Earthquake of June 28, 1948*, ed. H. Tsuya, Committee for the Study of Fukui Earthquake, 1950, pp. 93-130.
- 12) Masuda, T.: Source parameter estimates for small earthquakes, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 5, Geophysics, Vol. 25, 1978, pp. 39-54.
- 13) Bakun, W.H., C.G. Bufe and R.M. Stewart: Body-wave spectra of central California earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 66, 1976, pp. 363-384.
- 14) Tsukuda, T.: Dynamical source process of microearthquakes deduced from P wave-forms and the structure of fractured region within the crust, D. Sc. Thesis of the University of Tokyo, 1980, pp. 1-139.
- 15) 西上欽也・佃 為成: 地震の発生過程 (山崎断層), *月刊地球*, 第7巻, 1985, pp. 43-49.
- 16) Ohtake, M.: Fault length of small-sized earthquakes as estimated from the pulse width of initial P wave, *J. Phys. Earth*, Vol. 34, 1986, pp. 397-406.
- 17) 西上欽也・平野憲雄: 1987年9月10日柳ヶ瀬断層に発生した小地震 ($M=4.0$) について, *京都大学防災研究所年報*, 第31号B-1, 1988, pp. 1-8.
- 18) Bakun, W.H. and A.G. Lindh: Local magnitudes, seismic moments, and coda durations for earthquakes near Oroville, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 67, 1977, pp. 615-629.
- 19) Thatcher, W. and T.C. Hanks: Source parameters of southern California earthquakes, *J. Geophys. Res.*, Vol. 78, 1973, pp. 8547-8576.
- 20) Iio, Y.: Scaling relation between earthquake size and duration of faulting for shallow earthquakes in seismic moment between 10^{10} and 10^{25} dyne·cm, *J. Phys. Earth*, Vol. 34, 1986, pp. 127-169.
- 21) Richter, C.F.: An instrumental earthquake magnitude scale, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 25, 1935, pp. 1-32.
- 22) 渡辺 晃: 近地地震のマグニチュード, *地震II*, 第24巻, 1971, pp. 189-200.
- 23) 渡辺邦彦・平野憲雄・岸本北方: 北陸地方のサイスミシティ, *地震II*, 第31巻, 1978, pp. 35-47.
- 24) Knopoff, L.: Energy release in earthquakes, *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, Vol. 1, 1958, pp. 44-52.
- 25) Chinnery, M.A.: Theoretical fault models, *Publ. Dominion Obs., Ottawa*, Vol. 37, No. 7, 1969, pp. 211-223.
- 26) Eshelby, J.D.: The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems, *Proc. Roy. Soc. London, A* 241, 1957, pp. 376-396.
- 27) 三雲 健: 地震を発生させる応力の大きさと断層の破壊, *月刊地球*, 第2巻, 1980, pp. 560-568.
- 28) Nishigami, K.: Clustering structure and fracture process of microearthquake sequences, *J. Phys. Earth*, Vol. 35, 1987, pp. 425-448.
- 29) Sato, R.: Fast computation of theoretical seismograms for an infinite medium. Part I.

Rectangular fault, J. Phys. Earth, Vol. 23, 1975, pp.323-331.

- 30) Sato, R.: Fast computation of theoretical seismograms for an infinite medium. Part II. Fault with an arbitrary shape, J. Phys. Earth, Vol. 24, 1976, pp.43-49.

Appendix

本研究で用いた震源パラメータの推定方法は、観測波形からP波初動パルス幅のみを読み取るという簡便なものであり、また震源モデルなどの仮定も多いものであった。ここでは解析方法および得られた震源パラメータについて理論波形計算による検討を行う。マグニチュード2以上の地震では波形が飽和することが多く、あまり良い例はないものの、Table 1に示したNo.3189, 4388の2つの地震を選んだ。破壊は長方形断層面の中央から同心円状に進行するものとして(バイラテラル)、無限弾性体中での波形をSato^{29),30)}により計算し、それに地表面の効果(単純に2倍とした)、伝播経路での非弾性減衰の影響、観測システムの特徴をコンボリューションした。計算に用いた震源パラメータをTable 2に示す。北陸観測所の7点でのP波初動分布(Fig.12)によると、どちらも1948年福井地震と同様のメカニズム解が可能である。No.3189の地震については断層面の走向、傾斜を福井地震と同様にN20°W, 90°⁹⁾とした。しかしNo.4388についてはそのような断層面では計算波形の振幅が合わないので、1MJ観測点が節線に近い波形を示すことを考慮して走向をN3°Wとした。rise timeについては、§3.3で述べたようにマグニチュードから推定するとどちらも22msとなるが、計算の都合上20msとおいた。断層面でのすべり量Dは以下の式により求めた。

$$D = Mo / (\mu \cdot S) \dots\dots\dots \text{付-(1)}$$

ただし、剛性率 $\mu = 3.0 \times 10^{11}$ dyne/cm²とした。なお、No.3189の地震は震源の深さ $Z = -0.9$ kmと求められているので、波形計算では $Z = 1$ kmとおいた。その他、Table 2に示した以外のパラメータは $Vp = 6.0$ km/s, $Vr = 2.5$ km/s, $Q = 300$ である。

得られた理論波形と観測波形の比較をFig.13に示す。波形の飽和した観測点が多いものの、両者の振幅およびパルス幅はおおむね合っているように見える。バイラテラルの震源モデルの場合、断層の走向方

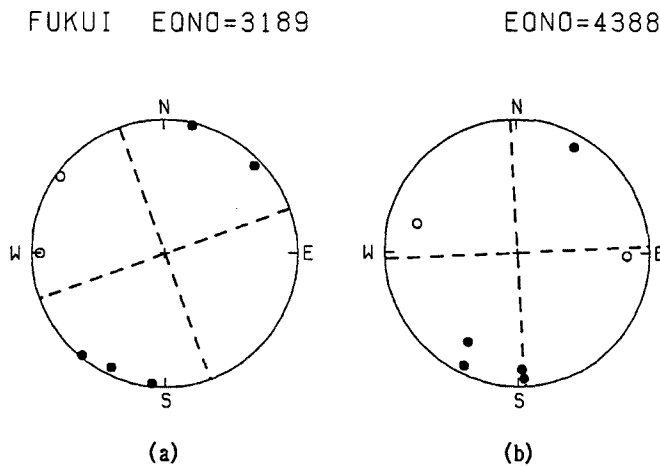


Fig. 12. Fault-plane solutions of two events analyzed in the appendix, (a) Eq. No. 3189 and (b) 4388, projected onto the upper hemisphere of the Wulff net. Solid and open circles represent compressional and dilatational P-wave first motions, respectively. Nodal lines assumed in calculating theoretical seismograms are indicated by broken lines.

Table 2. Source parameters used in the computation of theoretical seismograms for the two events, Eq. No. 3189 and 4388

	Eq. No.=3189	4388
Fault plane		
Strike	N 20°W	N 3°W
Dip	90°	90°
Length L (m)	364	280
Width W (m)	182	140
Rise time τ (ms)	20	20
Dislocation D (cm)	0.91	1.36
Focal depth (km)	1.0	4.0

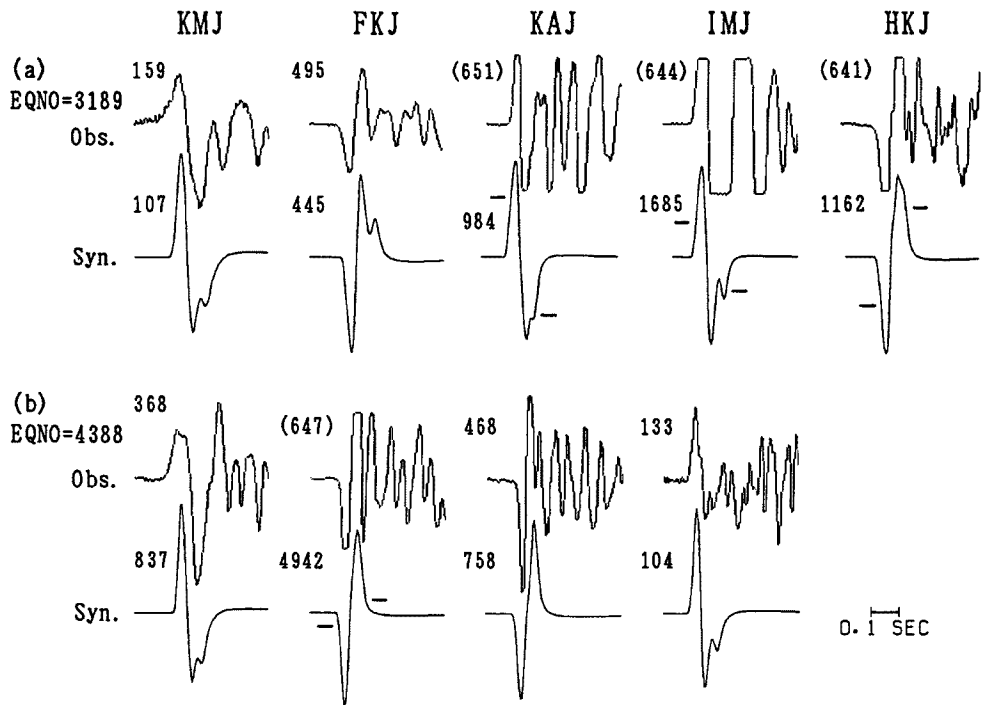


Fig. 13. Observed (upper) and synthesized (lower) P-wave velocity seismograms for (a) No. 3189 and (b) 4388. Peak-to-peak amplitude of initial motions is shown by numerals attached to each trace in 10^{-6} cm/sec, and those in parentheses for clipped waveforms. Heavy line segments on the synthetics indicate the saturation level of amplitude due to the observation system.

向に近い観測点では、断層両端での破壊終了の影響が分離して、理論速度波形の後半の1/2周期部分に2つのピークがでやすい。No. 4388の場合はIMJがこれに相当するが、観測波形にもそれが見られるので、この地震にバイラテラルの震源モデルを当てはめることは妥当と思われる。一方、No. 3189の場合はKMJ, FKJ, IMJがそれに相当するが、観測波形に分離したピークは見られない。この地震についてはバイラテラルの震源モデルは不適當と思われる。なおKMJについては、2つの地震ともに観測波形の方が最初の1/2周期の継続時間が大きい。Fig. 5 (a)でもKMJのパルス幅が他に比べて大き目であり、これはこの観測点近傍の局地的な効果によるものと考えられる。

ここで示された2例のように、微小地震といえども破壊過程にはそれぞれの個性があり、個々の地震の震源過程について議論するためにはかなりていねいな解析が必要である。しかしながら本研究 (§ 3.3) で用いた解析方法でもある程度適当な震源パラメータが推定されており、多量の地震データを処理して、得られた結果について統計的な見方をすれば十分に有効な手法と思われる。