

## 42. 地殻歪から見た1978年伊豆大島近海地震

地震研究所 岡田 義光

(昭和53年7月26日受理)

### §1. はじめに

1978年1月14日の伊豆大島近海地震 ( $M=7.0$ ) は、1974年5月9日の伊豆半島沖地震 ( $M=6.9$ )、それに続く同半島中部での異常隆起現象という背景のもとに発生した。こうした事情で、伊豆半島周辺では、各種分野の観測が数多く継続されていた中で、今回の地震発生を見たわけであり、その前後の地殻活動の様子に関しては、かつて例を見ないほど、豊富で綿密なデータが得られている。地殻変動の分野もその例外ではなく、各機関による辺長測量、水準測量がひんばんに繰返されていて、地震発生前後の変動に関する多量のデータが報告されている。一方、地殻変動連続観測の分野においても、今回の地震発生に伴って明瞭なるステップが記録されており、震源でのメカニズムとの関連が注目される。

本論では、これらの地殻変動記録の紹介とともに、主として地殻変動分野の豊富なるデータをもととして、地震波データから得られる震源模型とは全く独立に、震源の情報に関するパラメータを求める試みを行ってみる。

### §2. 地殻変動連続観測結果

第1図に、今回の地震発生当時、地殻変動の連続観測を行っていた観測点の分布を示

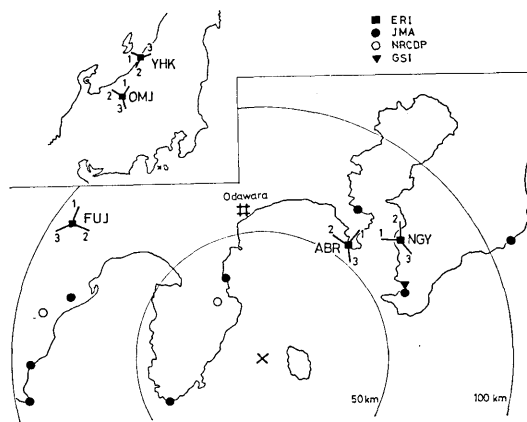
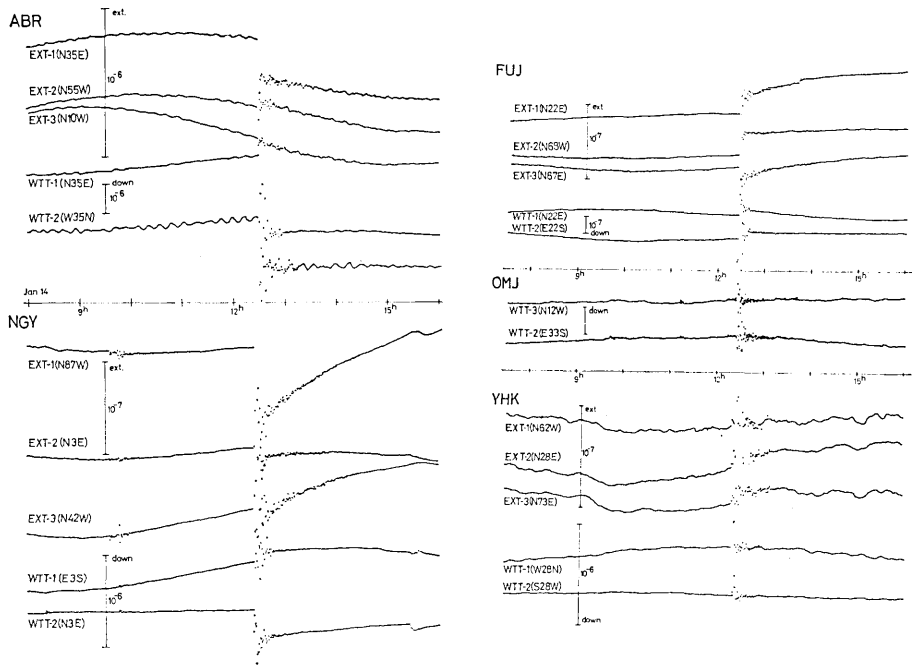


Fig. 1. Distribution of the continuous measurement stations for crustal movement.



(a) Aburatsubo and Nokogiriyama.

(b) Fujigawa, Hokushin and Yahiko.

Fig. 2. Records of strainmeters and float-type water-tube tiltmeters associated with the Izu-Oshima-kinkai earthquake of 1978, which were obtained at crustal movement observatories.

す。1969年9月9日の岐阜県中部地震以来、大きな地震の発生のたびに、全国の地殻変動観測所がデータを持ち寄り、検討を加えることが通例となっており、今回も、いずれそのような解析が行われる予定となっているので、ここでは、地震研究所の地殻変動観測所で得られたデータの紹介のみにとどめることとする。

油壺・鋸山・富士川・北信・弥彦の各観測所で得られた伸縮計およびフロート式水管傾斜計の原記録トレースを第2図に示す(北信は傾斜計のみ)。震源に近い3つの観測点では、明瞭なる Strain- および Tilt-Step が記録されている。これらの読取値をまとめて、第1表に示した。第2図を見ると、鋸山および富士川の記録には余効的な変動が伺えるので、時間軸を拡げて、地震前後1週間ほどの変化を各観測点について見てみると、第3図のようになる。鋸山・富士川の両観測点では、やはり非常に大きな余効的な変化が見られる。これらが、計器の特性なのか、地盤の特性なのか、あるいは震源領域での動きを反映したものなのか、不明である。

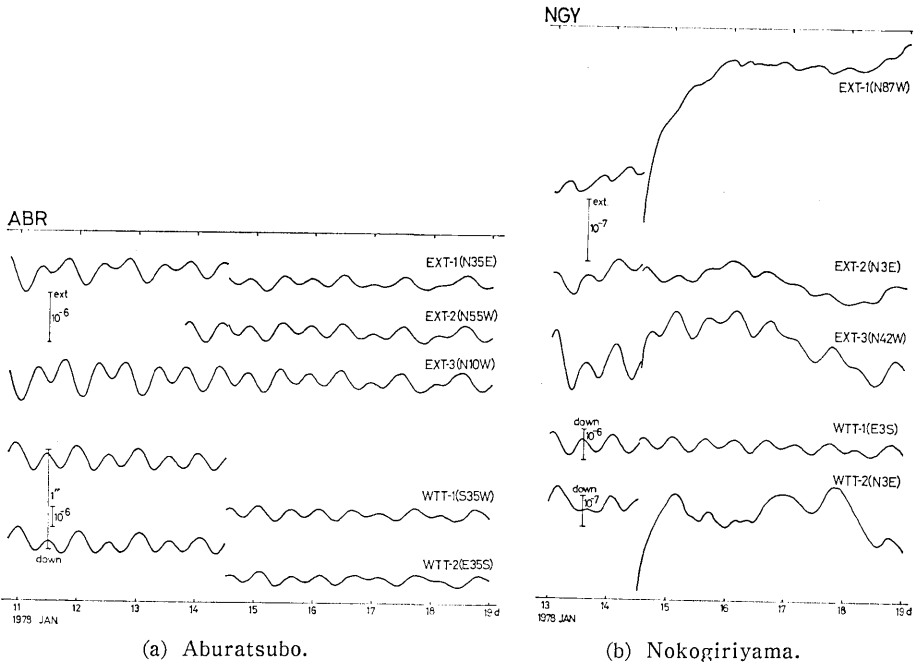
地殻変動の連続観測では、大地震に先立って何らかの前兆的变化が認められたか否かが、常に注目される場所であるが、第2図、第3図を見る限り、数時間前、数日前といった直前的な異常変化は、どの観測点においても見い出されない。次に、更に長期的な前兆の有無を確かめるため、第4図に、富士川観測所における、1976年1月から1978年1月までの伸縮計および読取式水管傾斜計の変化を示した。この図を見ても、伊豆大島近海地震前

Table 1. Summary of continuous observations with strainmeters and float-type water-tube tiltmeters.

Station	△	Strainmeter			Float-type W.T.T.				
		No.	Length	Direction	Strain-step	No.	Length	Direction	Tilt-step
Aburatsubo	65km	1	40m	N35°E	-275 × 10 <sup>-9</sup>	1	40m	N35°E	-2625 × 10 <sup>-9</sup>
		2	40m	N55°W	+50	2	40m	W35°N	-1700
		3	40m	N10°W	0				
Nokogiriyama	79km	1	25m	N87°W	-80	1	25m	E3°S	+120
		2	25m	N3°E	-12	2	25m	N3°E	-300
		3	25m	N42°W	-11				
Fujigawa	93km	1	40m	N22°E	+23	1	40m	N22°E	-4
		2	40m	N68°W	+28	2	40m	E22°S	-4
		3	40m	N67°E	-13				
Hokushin (Ohmine)	243km					2	40m	E33°S	0
						3	40m	N12°W	0
Yahiko	348km	1	30m	N62°W	0	1	30m	E28°S	0
		2	30m	N28°E	0	3	30m	N28°E	0
		3	30m	N73°E	0				

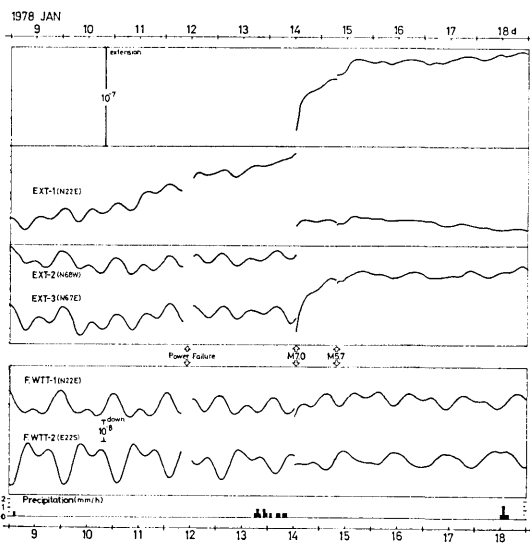
(+ : down)

(+ : extension)

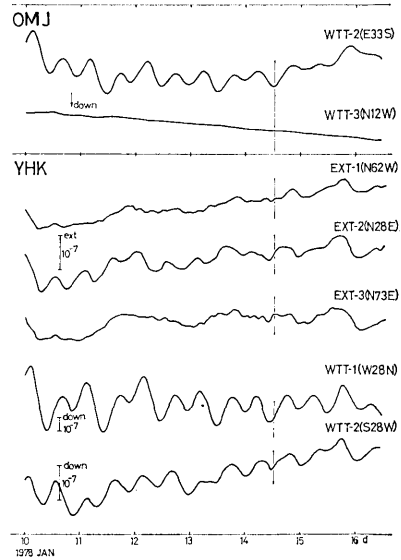


(a) Aburatsubo.

(b) Nokogiriyama.



(c) Fujigawa.



(d) Hokushin and Yahiko.

Fig. 3. Strain and tilt records before and after the Izu-Oshima-kinkai earthquake of 1978.

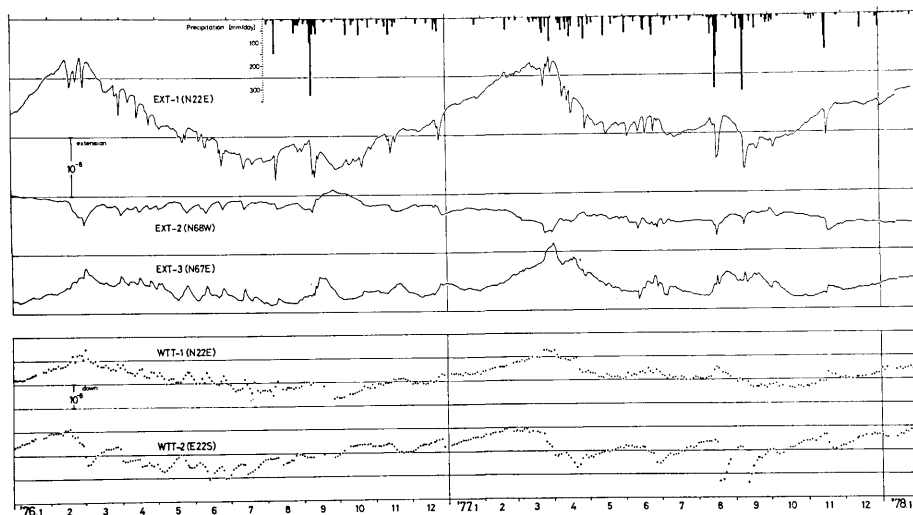


Fig. 4. Secular variations of the earth's strain and tilt (momentary values) at the Fujigawa Crustal Movement Observatory, 1976. 1-1978. 1.

に、特別の明白な異常変化を認めることはできない。但し、第4図には大きな年周変化が乗っていて、僅かな前兆的動きは、たとえあっても見えない恐れがあるので、読取式水管傾斜計の12ヶ月移動平均をとって、ベクトル傾動図として表わしてみたのが、第5図である。この図を見ると、1976年後半から1977年にかけて、傾動方向は南東下りから東下りに転じ、かつ傾動速度が落ちてきて、1977年中頃には、ベクトルが停滞気味となっている。この変化は、もしかすると、今回の地震発生に先立つ何らかの動きをキャッチしていた可能性もあるが、これだけのデータからでは、何ともいえない。

### §3. 辺長測量・水準測量結果

第6図は、伊豆大島近海地震の発生に関連して、各機関により再測の行われた、辺長測量基線および水準路線を示したものである。国土地理院地殻調査部(1978)、静岡大学(半田ほか, 1978)、地震研究所地殻変動移動観測班(柴野ほか, 1978)および火山物理研究部(下鶴ほか, 1978)の各機関から発表された辺長測量結果を、まとめて第2表に示した。また、水準測量結果については、国土地理院地殻調査部(1978)による上下変動図から、89ヶ月の水準点における変動量を読み取り、解析に使用した。

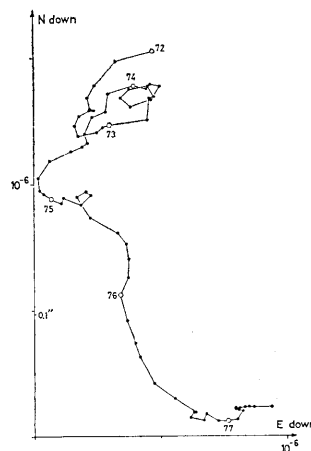


Fig. 5. Vectorial presentation of the cumulative tilt (after monthly running means) at the Fujigawa Observatory.

Table 2. Summary of distance measurement results.

No.	Base-line	D (km)	$\Delta D$ (mm)	Surveyor	Interval
1	Togasayama —Futo	8.9	-1	ERI. 1	77.9-78.1
2	—Kadono	9.2	64		
3	—Ohatano	7.7	97		
4	—Ichiyama	7.6	71		
5	—Ikemura	4.4	-34		
6	—Iketoge	4.2	5		
7	—Marunoyama	3.7	40		
8	—Jizodo	4.7	27		
9	—Hokigiyama	3.2	26		
10	Higashiizu —Akane	6.9	25	ERI. 1	76.9-78.1
11	—Aogahira	2.6	17		
12	—Seirigahara	4.2	37		
13	—Chuchin	3.8	200		
14	Shirada —Kazakoshi	4.9	180	Shiz. U.	75.2-78.1 (GSI)
15	—Inatori	2.8	-170		
16	Inatori —Kazakoshi	3.9	1060		
17	Darumayama —Muramatsu	33.8	15	GSI	77.12-78.2 77.2-78.2 72.2-78.2 77.12-78.2 75.2-78.2
18	—Iwashina	27.3	-12		
19	—Sounzan	18.9	114		
20	—Togasa	19.6	227		
21	Sounzan —Togasa	14.0	228		
22	Oshima —Sounzan	38.3	-52		
23	—Togasa	32.3	-86		
24	—Takaneyama	39.6	257		
25	Sakagawa —Shirada	9.6	402		
26	—Nashimoto	8.1	-356		
27	—Hongo	6.9	-11		
28	Yoroihata —Kagamihata	1.6	21	ERI. 2	77.1-78.1
29	—Tutuishi	2.4	17		
30	—Shiroishi	3.6	10		
31	—Mihara	2.1	6		
32	Onsenhotel —Tutuishi	2.0	10		
33	—Shiroishi	3.9	13		

(ERI. 1=Crustal Movement Survey Party, Earthquake Research Institute), (Shiz. U. =Shizuoka University), (GSI=Geographical Survey Institute), (ERI. 2=Volcano-Physics Division, Earthquake Research Institute)

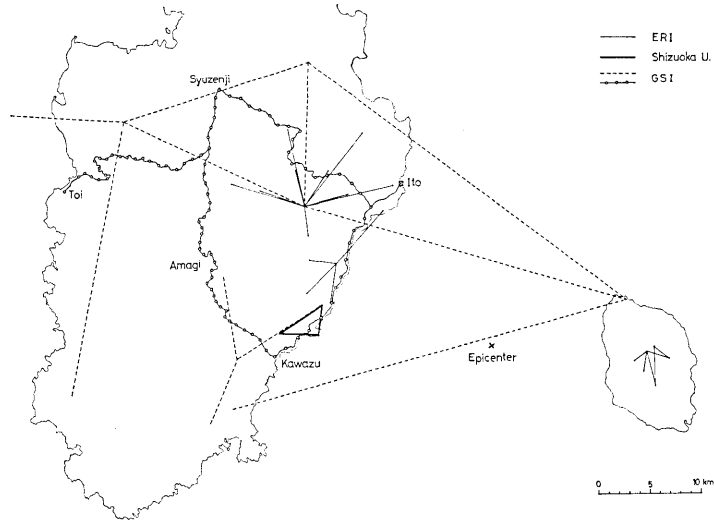


Fig. 6. Base-line networks for distance measurement and leveling routes.

§4. データ解析

従来、地殻変動から得られたデータは、地震波の初動分布等による発震機構や、余震分布といった、地震波データから得られる震源モデルに照して、議論される場合が大部分である。しかし、今回の場合は、地殻変動のデータが非常に豊富なので、ここでは、地震波データから得られる震源モデルとは全く独立に、地殻変動データのみから、震源パラメータを求める試みを行ってみた。

静的な断層解を記述するためには、第7図に示すように、断層の位置  $(x, y, z)$ 、断層面の向き (strike, dip)、断層面の大きさ  $(L, W)$ 、および、滑りの量・方向  $(\Delta u, slip)$  の計9つのパラメータを指定する必要がある。ここではまず、簡単のために、断層を、深さ 10km の vertical pure strike slip と仮定する ( $dip=90^\circ, slip=180^\circ, z=W=$

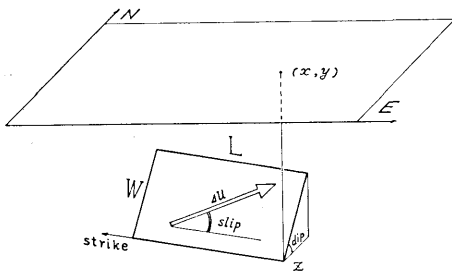


Fig. 7. Parameters of fault model.

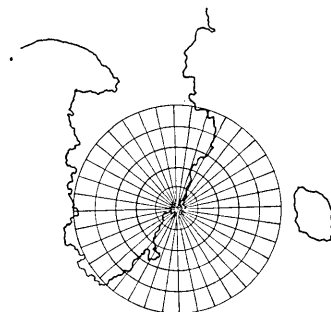


Fig. 8. Scanned fault trace to search for optimum solution.

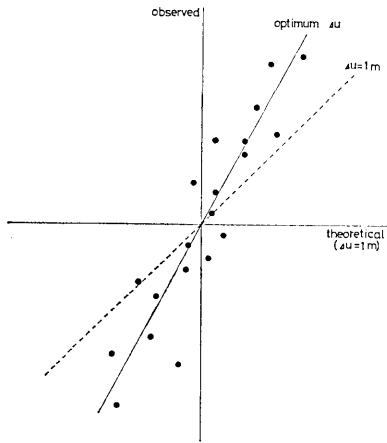


Fig. 9. An example of comparison between theoretical and observed values.

上下変動を差し引いた相対変動量を、それぞれ算出する。このようにして、観測値と直接比較できる理論値を算出し、その分布をプロットしてみると、たとえば、第9図のようなものが得られる。ここで、この分布に対し、最少自乗法的に直線をあてはめれば、その傾きが、この場合の理論と観測との最も良い一致を与えるくい違い量を示すことになる。なお、その際の、理論値と観測値とのずれ具合を、標準偏差の形で計算しておく。

以上のような方法により、断層の走向・長さのある組合せに対し、理論と観測を最も良く調和させる最適のくい違い量が定まり、その際の標準偏差が得られる。この操作を、走向・長さの色々な組合せに対し行ない、上記標準偏差を最小にする組合せを求めれば、それが、上記束縛条件下における最適な断層モデルを与えることになる。ここで、最適という言葉を用いたが、これはあくまで、一定の束縛条件下における最適化のことであって、MATSU'URA (1977) のような意味の Inversion による最適化とは異なることを注意しておく。

##### §5. 単一断層による震源モデル

データセットとして、第1表に示した Strain-Step (データ数=12) を用い、前節で述べた解析法を適用した結果を、第10図に示す。断層の走向としては  $0^{\circ} \sim 360^{\circ}$ 、長さは  $5 \sim 25 \text{ km}$  をスキャンさせており、図上の点の、半径が断層の長さ、方位が断層の走向を表わしている。第10図 (a) は、最適のくい違い量を示し、プラスは右ずれ、マイナスは左ずれを表わしている。(b) は、その時の標準偏差であり、この値を小さくするパラメータの組合せほど、理論と観測を良く一致させるわけであるが、図 (b) によれば、東北東または南東方向に、できるだけ長い断層を置けばよいことになり、現実的でない。観測点が震源から遠く、しかも、データ数が充分でないため、これだけのデータでは、震源のパラメータを云々する力が足りないと思われる。

10km)。また、断層の一端を、第8図に示す如く、稲取岬南方約 500m の点に固定する (x, y fix)。この点を選んだ理由は、稲取から伊豆半島内部に向けて表われた地変線 (梅田ほか, 1978) の延長上であり、かつ、本震震央の真西にあたる点だからである (計算上は、点  $(139^{\circ}00'E, 34^{\circ}50'N)$  から東へ 4km、南へ 9.5km の点を、固定点にとった)。これだけの仮定を置くと、残るパラメータは、断層の走向、長さ、くい違い量の3つのみとなる。そこで、ある走向・長さ (strike, L) の組合せに対し、とりあえず  $\Delta u = 1 \text{ m}$  とし、モデル計算を行い、理論値を求める。理論値としては、ステップと比較する際には歪量を、辺長測量結果と比較する際には、両端の変位から算出した伸縮量を、水準測量結果と比較する際には、基準点の上



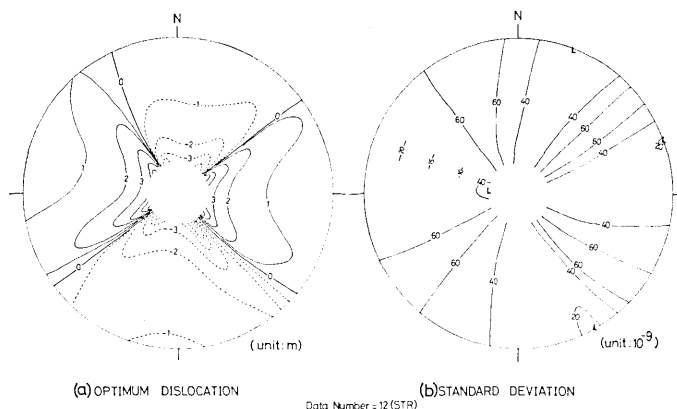


Fig. 10. Variations of optimum dislocations and standard deviations when fault-length and strike-direction are scanned, while one end of the fault is fixed at the point, Inatori. Strain-step data in Table 1 are used as a data-set.

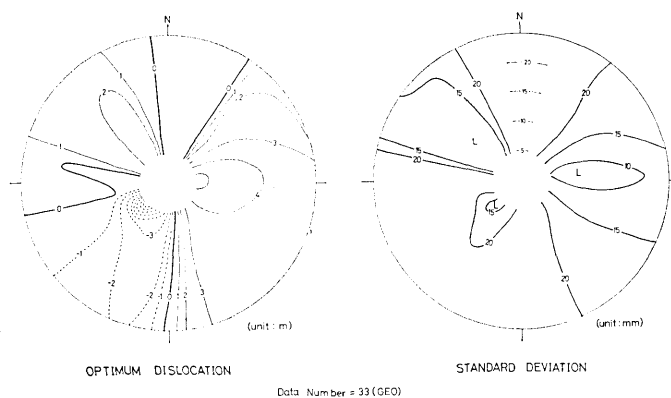


Fig. 11. same as Fig. 10. All distance measurement data in Table 2 are used as a data-set.

第11図は、データセットとして、第2表に示した辺長測量結果（データ数=33）を用いて、同様の解析を行った結果である。今度は、標準偏差を小さくする範囲が目玉状に収束してきて、ほぼ東へ延びる 10km ほどの断層が、理論と観測との最も良い一致を与えることがわかる。

第2表の辺長測量の中には、特異点である断層端点にあまりに近い稲取を含んだ2測線が含まれているので、それを除いた31ヶのデータに、水準測量結果（特異的な3点を除いた86水準点）を加え、計117ヶのデータセットに対して、同様の解析を行った結果を、第12図に示す。この場合も、標準偏差を最小にする点は、ほぼ東へ約 15km という断層面を与える。

このように、データセットを色々と変えてみて、標準偏差を最小にするパラメータの組

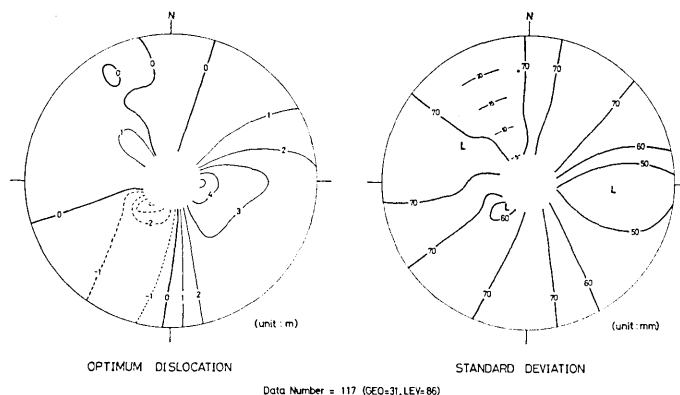


Fig. 12. same as Fig. 10. Distance measurement data excluding two base-line results (No. 15 and 16 in Table 2) and leveling data excluding three points are used as a data-set.

Table 3. List of optimum combinations of fault strike, length and dislocation according to various data-sets. STR, GEO and LEV show strain-step, distance measurement and leveling data, respectively.

No.	Data-set	Data number	Optimum Parameters		
			strike	fault-length	dislocation
1	STR (Table 1)	12	N70° E	25km	0.58m
2	GEO (1-9 in Table 2)	9	N110° E	23km	2.08m
3	GEO (1-14, 17-27)	25	N91° E	12km	3.79m
4	GEO (except 15, 16)	31	N91° E	12km	3.78m
5	GEO (all in Table 2)	33	N83° E	9.5km	4.62m
6	LEV (all in Fig. 13)	89	N120° E	25km	2.34m
7	GEO (except 15, 16) & LEV (except three points)	117	N93° E	14km	3.24m
8	data-set 1 & 2	21	N77° E	17km	0.97m
9	data-set 1 & 3 & 6	126	N94° E	8.5km	3.04m

合せを求めてみると、第3表のようになる。ばらつきは大きいですが、全体的に見て、稲取から東方へ、長さ10~20kmの断層を置き、2~3mの右ずれくらい違い量を与えると、理論と観測との最も良い一致が得られることが結論される。これは、島崎—SOMERVILLE (1978)により地震波データから精密に求められた震源モデルと良く調和しており、今回の地震をマクロ的に単一断層で表わすとすれば、同モデルが最も妥当なものであることを、裏付けるものである。島崎—SOMERVILLEモデルが地殻変動データを良く説明する例として、水準測量による上下変動図および遠笠山光波測量基線網における伸縮ダイアグラムについて、理論と観測との比較を、第13図および第14図に示した。また、第4表の

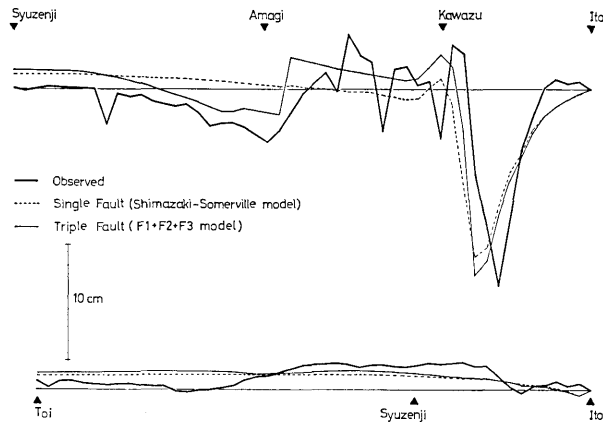


Fig. 13. Observed and theoretical vertical movements along leveling routes.

SS model 欄に、島崎—SOMERVILLE モデルから期待される、辺長測量各基線の伸縮量を示した。

§6. 3枚の断層による震源モデル

島崎—SOMERVILLE モデルは、大局的には、地殻変動データを良く説明するであろうことが、前節の結果から期待されるが、細かいところでは、観測と合わない点も幾つかある。

その第1点は、第13図に見られる通り、修善寺から天城に向かう水準路線で観測された地盤の沈降を説明できない点であるが、これは、稲取から北西方向に向かう、地変線に沿った断層(第19図のF3)を考慮することで、解決される。

第2点は、逆川-白田の大きな伸び、および逆川-梨本の大きな縮みの観測量が説明できない点であるが、これも、上と同じ断層での右ずれを考えれば、解決できる。伊豆半島内での被害や、surface evidence も考慮すれば、この、稲取から内陸へ向かう、陸上部分の断層の存在は、間違いないと思われる。なお、第4表の F3 欄に見られる通り、この断層を置くことによる遠笠山基線網への寄与はほとんどなく、第14図の理論と観測との見事な一致は、崩されることはない。

第3点として、大島基線の辺長観測量との不一致が挙げられる。モデルによる理論予想が、4つの基線で縮みなのに対し、観測の方は、全成分伸びである。伊豆大島での観測結果は、海底断層の東側の様子を知る上で貴重な資料なので、ここで、少し詳しく検討してみる。観測値から、島崎—SOMERVILLE モデルにより期待される伸縮量を差し引いた分

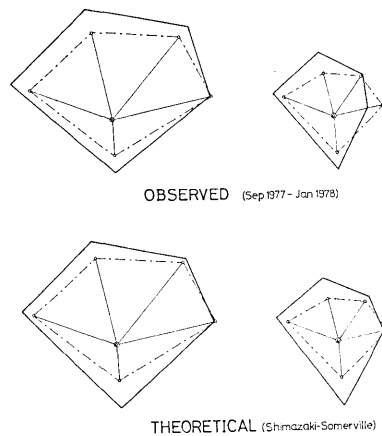


Fig. 14. Observed and theoretical schematic view of horizontal strains at the Togasayama baseline network.

Table 4. List of observed and theoretical changes in base-line lengths. SS model shows fault model by Shimazaki-Somerville. The faults F1, F2 and F3 are illustrated in Fig. 19.

No.	Base-line	Observed	SS model	F3 model	(F1+F2+F3) model
1	TOG—FUT	-1	-10	-2	-9
2	—KAD	64	24	-1	35
3	—OHA	97	65	1	71
4	—ICH	71	40	-1	36
5	—IKE	-34	-7	0	-10
6	—IKE	5	13	0	20
7	—MAR	40	39	0	42
8	—JIZ	27	27	0	23
9	—HOK	26	43	-1	53
10	HIG—AKA	25	26	-23	15
11	—AOG	17	21	-6	13
12	—SEI	37	-4	-11	-13
13	—CHU	200	54	-16	43
14	SHI—KAZ	180	36	173	288
15	—INA	-170	58	-27	16
16	INA—KAZ	1060	246	308	778
17	DAR—MUR	15	30	12	46
18	—IWA	-12	-6	-9	-15
19	—SOU	114	-6	-1	-9
20	—TOG	227	98	11	111
21	SOU—TOG	228	82	4	91
22	OSH—SOU	-52	-24	-3	-27
23	—TOG	-86	-84	-21	-118
24	—TAK	257	205	18	238
25	SAK—SHI	402	156	125	372
26	—NAS	-356	-48	-209	-261
27	—HON	-11	35	4	38
28	YRI—KGM	21	8	0	14
29	—TTI	17	-4	-1	20
30	—SRI	10	-10	0	10
31	—MHR	6	1	0	5
32	ONS—TTI	10	-7	0	20
33	—SRI	13	-5	0	15

について、第4節と同様の方法で、最適化を試みた結果を、第15図に示す。この場合、断層の西端を固定し、走向を  $N(40^\circ \sim 140^\circ)E$ 、長さを 20km までの範囲でスキャンさせている。標準偏差を最小にする解は、第16図に示すように、東北東約 15km の断層に、0.5m ほどの右ずれを与えたものとなる。また、見方を変えて、第17図に、長さ20km・巾10km の vertical pure strike slip による、地表での最小主応力分布を示した。ここで、 $\epsilon_{min} > 0$  の領域だけが、どの方向も伸びのセンスとなる。この図を見ると、断層の端の位置と基線網位置との相対関係は、かなり限られてしまうことがわかる。いずれにせよ、断層の東端は、第16図のように、大島北東部に位置せねばならぬ

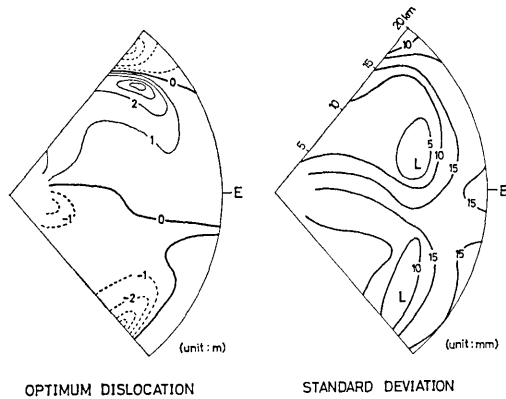


Fig. 15. Variations of optimum dislocations and standard deviations when fault-length and strike-direction are scanned, while one end of the fault is fixed at the epicenter. Distance measurement results in the Izu-Oshima area reduced with contribution from Shimazaki-Somerville model is taken as a data-set.

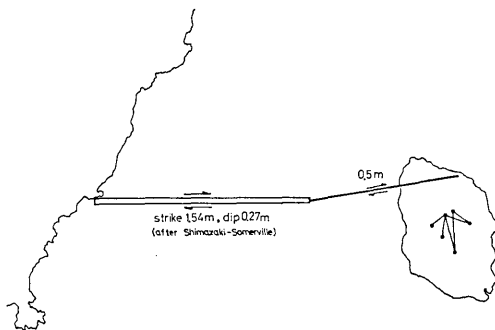


Fig. 16. Optimum fault model to explain distance measurement data in the Izu-Oshima area.

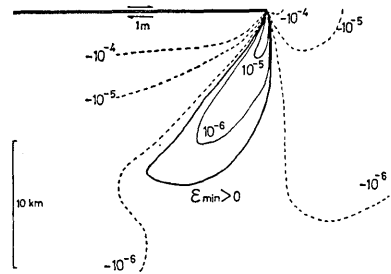


Fig. 17. Theoretical distribution of minimum principal strain at the surface. Fault length and width are taken as 20km and 10km, respectively.

いことになる。但し、第16図のように断層を伸ばしてしまうと、伊豆半島—伊豆大島間に、非常に長々とした断層を考えねばならず、やや非現実的なものとなってしまいます。そこで、この間の断層を、第18図に示すように、 $N85^\circ E$  の走向を持った、2枚の断層 F1, F2 に分けてみた。SOMERVILLE—島崎 (1978) によれば、本震は、小さな第1震と、6秒後に始まる第2震とからなり、第2震の位置は、第1震の発震点から、西へ約 4km、北へ約 2km の点である。そのことを考慮して、F1 西端は東大震研による本震位置、F2 東端は、そこから西へ 4km、北へ 2km の点にとってある。

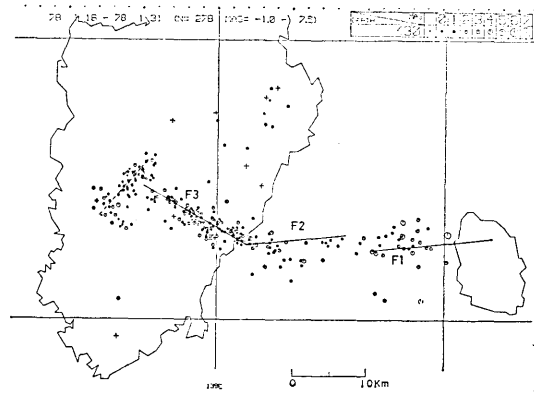


Fig. 18. Distribution of aftershocks (after Tsumura et al.) and triple fault model for the Izu-Oshima-kinkai earthquake of 1978.

伊豆半島—伊豆大島間の断層を、このように2枚に分けたのは、以下のような理由からである。

- (1). 伊豆大島での光波測量結果を、よく説明できる。
- (2). SOMERVILLE—島崎 (1978) の第1震, 第2震の位置に、明確なる物理的意味を与えられる。
- (3). 上記の第1震, 第2震は、メカニズムが同一で、東西性の右ずれ断層を示すということであるが、F1, F2 は、同一走向で、ほぼ東西であるから、これと矛盾しない。
- (4). 第18図は、津村ほか (1978) による余震分布を示すが、海底の余震分布は、東西よりも、やや東北東—西南西寄りの分布を示す。また、中央部あたりは、余震活動が低いように見える。
- (5). 断層 F1 と F2 の間の海底地形には、若干の高まりが見られ、ブロック境界の存在が暗示される。

伊豆大島での観測量は、10~20mm という小さな値であり、場所も、火山のカルデラ内という非常に特殊なところなので、このデータだけを根拠に、上記のような断層モデルを強く主張することは、困難かもしれない。しかし、地震の前後で三原山火口底の温度に格別の変化がない (下鶴ほか, 1978) ことから、光波測量の結果は、純粋に地震だけの影響を示していると思われること、および、上に述べた (1)~(5) の根拠を考え合わせて、ここでは、敢えて、海底の断層を上記の2枚に分けるモデルを提出する。

上記のような考察から、伊豆大島近海地震の震源モデルとして、第19図に示すような、3枚の垂直断層からなるモデルを考える。断層 F1 は、西端を本震位置に置き、走向、 $N85^{\circ}E$ 、長さ16km、巾10km とする。F1 の長さは、大島での観測データから、主破壊 F2 による寄与を差し引いた分について、 $N85^{\circ}E$  という束縛条件下で最適化を行って決定した。断層 F2 は、第2震発震位置と稲取を結んだもので、走向  $N85^{\circ}E$ 、長さ 13.5km、巾 10km である。断層 F3 は、稲取から内陸へ、走向  $N60^{\circ}W$  にとり、長さは、余震分布から 16km、巾は、余震の深さ分布から、海底断層よりやや浅く、7.5km と仮定した。

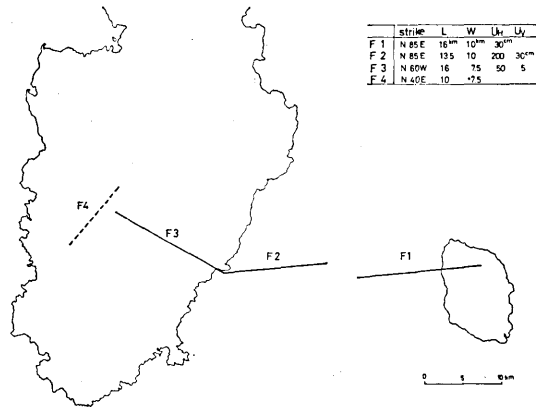


Fig. 19. Triple fault model. The western end of fault F1 coincides with the epicenter, while the eastern end of fault F2 is 4km west of this point and 2km north. These two points correspond to the positions of the 1st and 2nd shocks proposed by Shimazaki and Somerville.

上記のように、断層の位置および形状を固定すると、残るパラメータは、ずれの量および方向だけとなるので、ここでは、各断層における水平、垂直くい違い量を未知パラメータ量として、理論値と観測値との最も良い一致を求めてみた。この場合も、第3表の時と同様、対象とするデータセットによって、結論は若干異なってくる。ここでは、第12図を得る時に用いられたデータセット（第3表のセット7）による最適解を、代表として挙げておく。

- F1: 右ずれ 30cm
- F2: 右ずれ 200cm, 北落ち 30cm
- F3: 右ずれ 50cm, 北落ち 5cm

F3 の、50cm という右ずれ量は、恒石ほか (1978) による、伊豆急トンネル内での実測値に一致する。

なお、第18図で、余震分布 F3 の西には、最大余震 (M=5.7) を含み、F3 に直交する一つの余震群が見られるので、第19図においても、一応、小断層 F4 を置いて計算してみたが、これによる寄与は僅かであって、その存在の有無は、確かめられなかった。

上記のようなモデルで、理論と観測との一致が、どれほど改善されるかを見るため、第20図に、単一断層モデル (島崎-SOMERVILLE モデル) の場合と、今得られた3枚の断層によるモデルの場合とで、理論値-観測値ダイアグラムを較べてみた。データの大きさの範囲が広いので、左側の図の中心部は、右側に拡大して示してある。図中、白丸は光波測量、黒丸は水準測量、プラス印は Strain-Step のデータである。単一断層モデルでは、大島での光波測量データや、多くの水準データが、第2、第4象限の polarity inconsistent 領域にあるが、3枚断層モデルでは、その点がかなり良く改善されており、全体として、45° の線により良く寄ってくるのがわかる。また、この3枚の断層による、水準路線上下変動図、および辺長測量理論値を、第13図および第4表に示してある。いずれの場合も、観測値をより良く説明していることがわかる。第21図は、この3枚の断層による上下

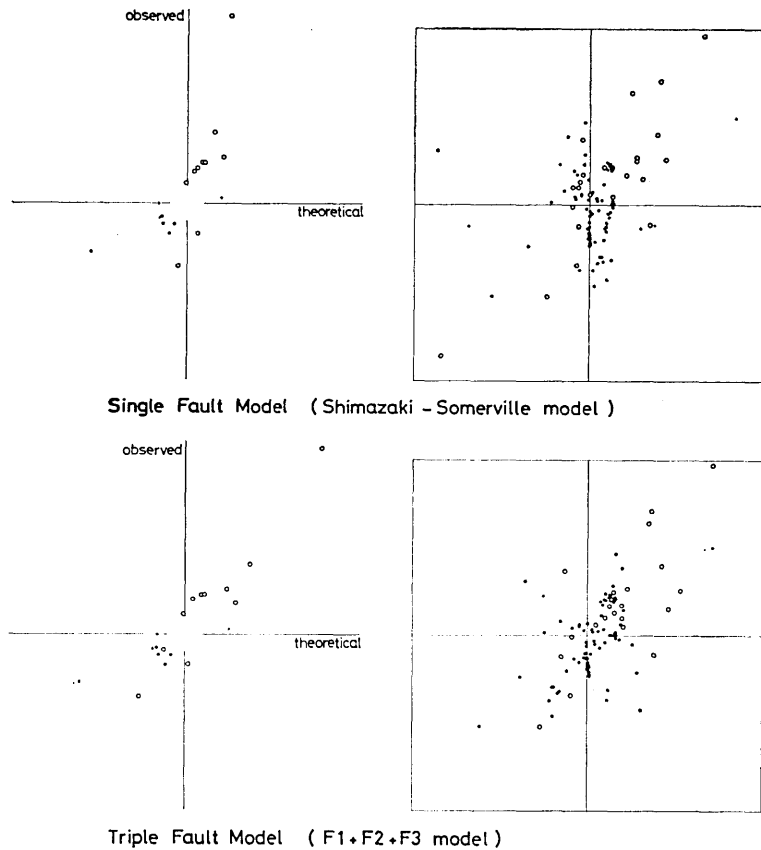


Fig. 20. Comparison of consistency between theoretical and observed values for the single fault model and triple fault model. Cross mark, open circle and closed circle show data of strain-steps, distance measurement and leveling, respectively. Central parts of left figures are enlarged and displayed in right figures.

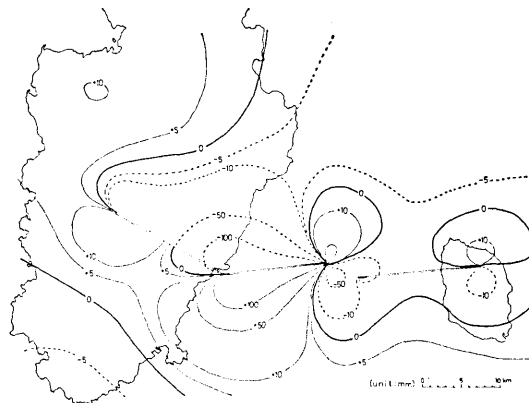


Fig. 21. Theoretical vertical movements due to triple fault model.



変動図を示したものであり、伊豆半島内部には、帯状の隆起域が現われることが予想される。

## §7. お わ り に

本論を要約すると、以下のようになる。

- (1). 伊豆大島近海地震の主要破壊は、稲取沖海底の、長さ 10~20km の東西性断層で生じたことが、地殻変動データのみから結論される。この意味から、島崎—SOMERVILLE (1978) が、別に地震波データから精密に求めた震源モデルは、もし、今回の地震をマクロ的に一枚の断層で表わすとすれば、最も適切なものであると思われる。
- (2). 伊豆半島内部での辺長測量、水準測量をより良く説明し、併せて、地変や被害をも説明するために、稲取から北西に延びる、陸上部の断層は、是非とも考慮に入れる必要がある (第19図 F3)。
- (3). 伊豆大島での辺長測量結果や、第6節に述べた種々の理由により、海底部の断層は、2枚に分れている可能性がある (第19図 F1, F2)。

## 謝 辞

本論をまとめるにあたって、未発表の伊豆大島での光波測量結果を提供していただき、かつ、有益な御教示を賜った、下鶴大輔教授はじめ、地震研究所火山物理研究部の方々に、感謝致します。また、光波測量データの解釈について、色々と御議論を載いた、地震研究所地殻変動移動観測班の柴野陸郎氏に、心から感謝の意を表します。

## 文 献

- 半田孝司・徳山 明・吉田鎮男, 1978, 1978年伊豆大島近海の地震に伴う地殻変形の測定, 静岡大学地球科学研究報告, 3, 65-72.
- 国土地理院地殻調査部, 1978, 伊豆半島における地殻変動, 地震予知連絡会会報, 20, 92-99.
- MATSU'URA, M., 1977, Inversion of Geodetic Data. Part I. Mathematical Formulation, *J. Phys. Earth*, 25, 69-90.
- 柴野陸郎・松本滋夫・平田安広・渡辺 茂・加藤照之, 1978, 伊豆半島北東部における光波測量 (伊豆大島近海地震後の測量結果), 地震学会講演予稿集, 1978, No. 1, 18.
- 島崎邦彦・P. SOMERVILLE, 1978, 伊豆大島近海地震の静的パラメーター, 地震学会講演予稿集, 1978, No. 1, 61.
- 下鶴大輔・竹田豊太郎・沢田宗久・長田昇・小山悦郎, 1978, 1978年伊豆大島近海地震に際しての三原山の挙動, 1978年伊豆大島近海の地震による災害の総合的調査研究報告, 26-27.
- SOMERVILLE, P.・島崎邦彦, 1978, 伊豆大島近海地震の動的パラメーター, 地震学会講演予稿集, 1978, No. 1, 62.
- 津村建四朗・唐鎌郁夫・荻野 泉・高橋正義・神定健二・中村 功, 1978, 1978年伊豆大島近海地震の前震・余震活動, 地震学会講演予稿集, 1978, No. 1, 50.
- 恒石幸正・伊藤谷生・狩野謙一, 1978, 1978年伊豆大島近海地震にともなう地震断層, 地震学会講演予稿集, 1978, No. 1, 25.
- 梅田康弘・村上寛史, 1978, 大島近海地震による伊豆半島内の地変線及び最大余震による被害地域, 地震学会講演予稿集, 1978, No. 1, 22.

42. *Fault Mechanism of the Izu-Oshima-kinkai Earthquake of 1978, As Inferred from the Crustal Movement Data.*

By Yoshimitsu OKADA,  
Earthquake Research Institute.

Fault mechanism of the Izu-Oshima-kinkai earthquake of 1978 ( $M=7.0$ ) was investigated using crustal movement data such as strain-steps, distance measurement and leveling. The method employed was to search for the optimum combination of some fault parameters while the other parameters were held fixed. The results are as follows.

(1). Main fracture of this earthquake is described as a right-lateral slip of 10-20km length which has strike of EW-trend and lies off Inatori. The fault model derived precisely from seismic data by Shimazaki and Somerville is considered as the most adequate one, if the fault is to be expressed as a single fault system.

(2). To explain the results of distance measurement and leveling in the Izu peninsula more successfully, it is necessary to consider the fault which extend in the  $N60^{\circ}W$  direction from Inatori. The existence of such a fault is also suggested by surface evidence and damage.

(3). To explain the distance measurement data in the Izu-Oshima area, and also for several other reasons, the ocean bottom fault is considered to be composed of two adjacent parallel faults as is seen in Fig. 19.

The triple fault system model proposed in such a manner is as follows.

F1:  $N85^{\circ}E$ ,  $L=16\text{km}$ ,  $W=10\text{km}$ , strike 30cm (right)

F2:  $N85^{\circ}E$ ,  $L=13.5\text{km}$ ,  $W=10\text{km}$ , strike 200cm (right), dip 30cm (N down)

F3:  $N60^{\circ}W$ ,  $L=16\text{km}$ ,  $W=7.5\text{km}$ , strike 50cm (right), dip 5cm (N down)