

筑波大学 学生員 〇永崎義弘
東京大学 正 員 藤野陽三
茨城大学 正 員 井上京介

1. まえがき

工学の分野で従来用いられて来た地震マグニチュードM、震央距離Δによる回帰式を用いた人工地震動作成法は、震源モデルの立場からは地震の点震源モデルに基づいているが、このモデルは震源の空間的広がりや断層面上の破壊の進行過程を無視しているため、今後これらの点を考慮した断層震源モデルに基づくより合理的な耐震設計用の地震動作成法を開発することが強く望まれる。そのためには、まず短周期地震波の生成、伝播の機構を地震学的に詳しく調べる必要があるが、それには絶対時刻も記録された断層近傍におけるアレー強震記録が不可欠である。しかし、このようなアレーによる観測はアメリカと日本の一部の地域で数年前から始められたばかりであり、短周期地震波の地震学的研究は今後の大きな課題である。ところで、アレーでこれまでに観測された地震のうち、震源の近い(〜20km)主な地震は1979年Imperial Valley地震(図1)、1980年伊豆東方沖地震等であるが、この中で前者の記録はこれまでに得られたアレー強震記録のうちでは地震学的に最も価値の高いものである。そこで、本研究ではこの記録を用い、断層破壊の多重震源性について解析を行なった。なお、多重震源性の解析はやや長周期のP波を用いた研究がいくつか報告されているが、強震計記録を用いたものとしてはTri-¹⁾funacらによる1940年Imperial Valley地震の解析²⁾のみである。この1940年Imperial Valley地震はここで対象とする1979年Imperial Valley地震とほぼ同位置で起きたものである。しかし、そこではEl Centro1地点における強震記録のみから行なわれた。ここで用いた強震記録は断層付近の20数地点のものであり、さらに強震計作動時刻が分かっているものが多い。したがって、より信頼度の高い多重震源性の解析が行ない得るものと考えられる。

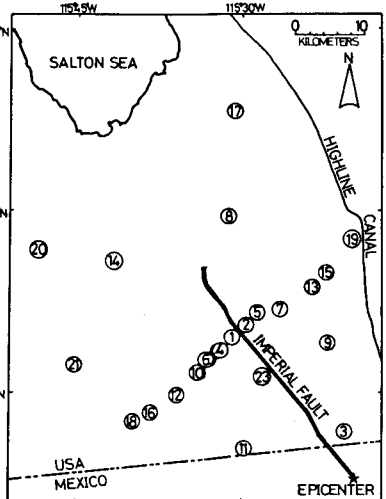


図1 1979年 Imperial Valley 地震の観測地点番号図

2. 解析方法

2.1 強震記録(加速度波形)による特異相の同定

強震波形の中で振幅、位相の異なる波の到着時刻を同定する訳であるが、一般的に強震波形そのものから異なった波の到着を同定することは容易ではない。そこで、強震波形に表1のような中に周波数を低周波から高周波まで10通りに変えたフィルターをかけ、特異相の検出を容易にした。用いたフィルターはチエビシエフⅡ型等リプル³⁾しや断帯曲型フィルターである。

表1 各部分周波数領域の上限(f_1), 中心(f_c), 下限(f_u)の周波数(Hz)

Band No.	f_1 (Hz)	f_c (Hz)	f_u (Hz)
1	---	---	2.0
2	2.0	3.0	4.0
3	4.0	5.0	6.0
4	6.0	7.0	8.0
5	8.0	9.0	10.0
6	10.0	11.0	12.0
7	12.0	13.0	14.0
8	14.0	15.0	16.0
9	16.0	17.0	18.0
10	18.0	---	---

2.2 各特異相の発生源の算定

各加速度波形において同定された特異相が地震断層上のどの点に発生源を持つのかを算定する。

表2 地下構造モデル

Layer	Thickness (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	ρ (g/cm ³)
1	.18	1.70	.98	1.28
2	.55	1.96	1.13	1.36
3	.98	2.71	1.57	1.59
4	1.19	3.76	2.17	1.19
5	2.68	4.69	2.71	2.19
6	∞	6.40	3.70	2.71

まず、震源深さを12kmとし、Biehlerによる地下構造モデル(表2)を用い、S、P、S-P走時曲線を求める。次に、断層を24点に分割したモデルを考え、破壊開始時刻を t_0 、震央から断層上のi点までの距離を l_i 、断層

面上での破壊速度を V_R 、S-P走時曲線より求めたし点から観測点までの地震動の伝播に要する時間を t_i とすると、観測記録上の特異相の到着時刻 T は、

$$T = t_0 + \frac{L_i}{V_R} + t_i$$

で表わされる。そこで、地震波形の水平成分はS波、鉛直成分はP波であるとして、特異相の発生源 L_i の位置を逆算する。絶対時刻の分かっていない観測点の記録については、その観測点の近くで絶対時刻の分かっている記録があればそれを参考にし、あるいはS-P走時曲線を使い地震記録の水平、鉛直成分上における特異相の到着時刻の差から発生源の位置を求めた。なお、 V_R は2.5 km/secと仮定した。

3. 解析結果及び考察

地震記録をフィルターに通した各周波数帯域毎の波形の例を図2に、S、P、S-P走時曲線を図3に示す。また、同定された特異相が断層面上のどの地点から発生した地震波であるかを走時曲線から逆算して求めたのが図4であり、各番号は観測地点番号である。断層右側には水平動における特異相から求めた結果を、断層左側には鉛直動により求めた結果を与えている。図4を見ると、この地震は4つのevent (I, II, III, IV)に大きく分けることができる。震央直下のevent Iは、同定できた観測記録の数は少なく、地震エネルギーは小さかったと思われる。このことは、震央から国境にかけては地表面にいくい違いの跡が見出されなかったという地震後の調査結果に調和的である。これに対して、最も地震エネルギーの大きいと思われるevent IIであると思われる。また、event IVは地震断層の終点に対応するものかも知れない。

比較のために、1940年Imperial Valley地震の解析による各eventの位置(1A, 1B, 1C)を図4に付記した。これを見ると、event 1Aが今回のevent IIに近く、event 1B, 1Cがevent Iに近いことが分かる。

4. あとがき

1979年Imperial Valley地震による予知地震記録を解析することによって、大地震時の断層破壊の多重震源性、すなわち断層破壊のエネルギー分布は均一でなく所々に集中することをある程度明らかにすることができた。しかし、地震波形における特異相の同定の方法にはまだ任意性を残している。さらに、この地震に関してはメキシコ側のいくつかの点で地震記録が得られており、これらの記録も活用すべきと考えている。

参考文献

- 1)たとえばSeno 他: Phy. of Earth and Planetary Int., 23, 1980
- 2)Trifunac, Brune: BSSA, Vol. 60, No.1, 1970
- 3)斎藤正徳: 物理探査第31巻, 第4号, 1978

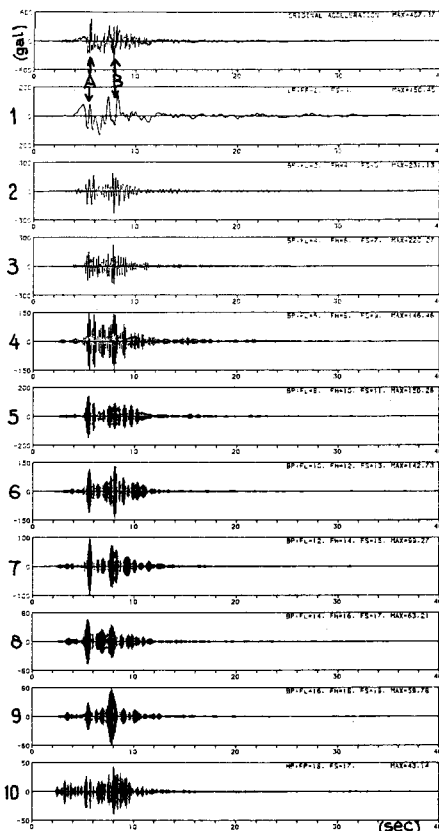


図2 地点4での水平動による各周波数帯別の加速度波形 (A, B点で特異相が同定できる)

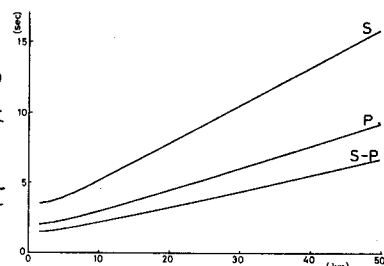


図3 S, P, S-P走時曲線

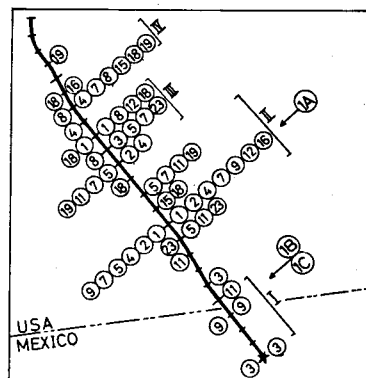


図4 各観測記録上の特異相の発生源 (○内: 観測地点番号)