

11. 発震機構

[I] 概説

発震機構の時間変化について、これから起こるさらに大きな地震の発生の前兆として解釈し、前兆を捉える一助としようとする色々な試みは多くの研究者によってなされている。現象が起こっている場所の特徴（地殻の弱線である断層の配置等）に注目しているものと、広域応力場の時間経過に応じた変化に注目しているものがある。

前者の例としては、顕著な前震活動があったことで知られている昭和53年伊豆大島近海地震（1978年1月14日M7.0）がある。Imoto (1986)はこの前震活動について発震機構を求め、本震とその半日前までに発生したものについて9つ決定でき、うち3つのP軸の向きは他（NW—SE）と違ってE—Wであったと述べている（図11-1、図11-2）。この種の場合は当該現象は本震の震源域内またはその近傍に発生している。

後者の例としては、大正の関東大地震（1923年9月1日M7.9以下「関東地震」）がある。これはフィリピン海プレートと「北米」プレートとの間に発生した地震であり、太平洋プレートとも係わりがありそうな位置に起こったものである。石橋（1975）は、「関東地震」の前1年9か月の間に茨城県南西部に発生した地震のP軸の向き（NE—SW）が、「関東地震」の発生以後の地震のそれ（NW—SE）と異なることを示し（図11-3）、そして、野口（1985）は、最近（1984年6月30日）発生した茨城県南西部の地震の内、異常に余震が多いものが、この地域の他の地域のP軸の向き（NW—SE）と異なるP軸の向き（S—NまたはNE—SW）を持つことを報告している。

ここではこうした発震機構の時間的な変化に基づく、地震発生の前兆の把握に係わる論文を、最近の学術雑誌・学会予稿集等を調査し、整理した。対象となった地震は32個。Mの範囲は

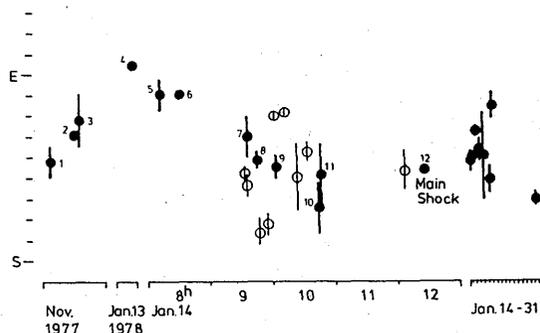


図 11-1 最大圧縮軸の時間変化

白丸は横ずれ断層であると仮定して求めたもの。縦棒は方位の許容範囲。なお、時間軸の単位の長さは時刻によって変えてある（Imoto, 1986 から）。

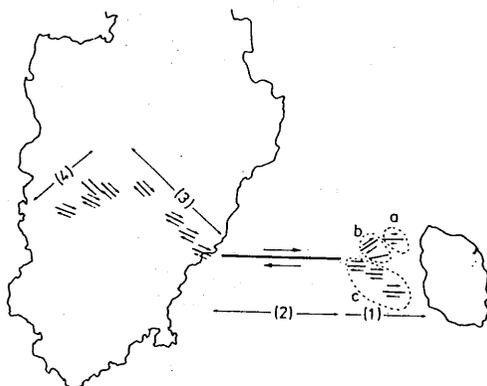


図 11-2 「伊豆大島近海地震」の地震断層の模式図と各断層に関連した地震群。

グループ a, b, c (破線で囲んだ) は、それぞれ図 11-1 の 1 番～3 番, 4 番～6 番, 7 番～11 番に対応する。b グループが「前震」に該当する (Imoto, 1986 から)。

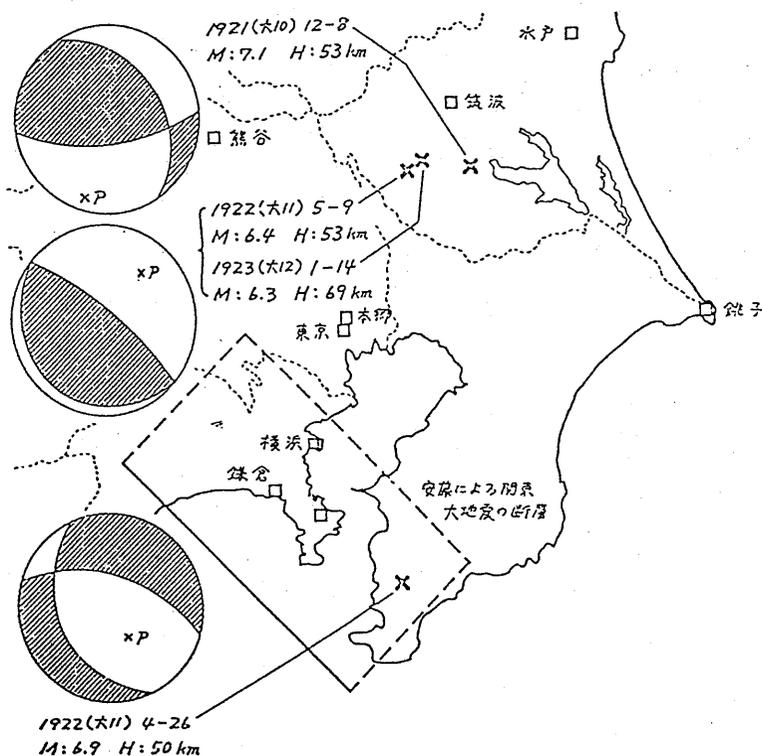


図 11-3 関東内陸地震の発震機構図。

「関東地震」の前に発生した地震のうち、茨城県南西部に発生したものは、P 軸の向きが NE-SW である。震源球の下半球投影、ハッチの部分が押し波、解はかなり自由度があるが、P 軸 (×P 印) はあまり動かない (石橋, 1975 から)。

2.5~8.3. 本震の発震機構の型は横ずれ型 10 個, 逆断層型 11 個, 正断層型 3 個。その他 8 個(横ずれ型以外 4 個, 不明 4 個)。プレート内地震と解釈されるものはこの内約 11 個。地理的分布は日本国内 7 個, 千島列島 2 個, 米国西海岸 7 個, ソ連中央アジア 5 個, 米国アリューシャン列島 2 個, 中国 1 個, ソ連カムチャッカ半島 2 個, ルーマニア 2 個, その他 4 個。

以下前震という表現は「本震発生と, 時空間的・物理的に直接結びつく」と解釈しうる「前駆的地震」に対し使い, 「前震」という表現は前震のうち当該変化を示した地震を指すことにする。

[I -1] 前兆ファイルの各欄への記入に当たっての考え方

観測場所 (SITE) については, 利用した地震観測点の震源からの距離の内, 最大のものまでの距離を記入した。

震央距離 (DELTA) については, 本震の震源領域内に発生した「前震」については 0 km を, 本震の震源域がはっきりしないものについては「前震」の広がり, 震源域外のものについては震央からの「前震」活動域の中心までの距離をそれぞれ取った。

先行時間 (PT) については 1 年を 365 日, 1 か月を 30 日として計算した。なお, 同じ地震に対し, 2 種類の現象が報告されている場合は時間的に早い時点で発生した方を記入した。

継続時間 (DUR) についても先行時間と同様である。

変化量 (VAL) については, 原論文が述べていない場合は「前震」の量と原論文が比較しているもののそれとの差を取った。

地震番号 (EQNO) については, 原論文で群発地震としているものについては当該現象から見て本震に該当するものを取り上げた。また, まだ本震が起こっていないものについては, 原論文で引合いに出している当該地域で発生した過去の大地震を取り上げた。

文献番号 (LNO) については, 当該現象を扱っている論文と, それを前兆現象かどうか解釈している論文がある場合は後者を挙げた。

[I -2] 発震機構に係わる観測量及び発震機構の指標の抽出法

発震機構の指標としては, P 波初動を観測量として次のものが扱われている:

- ① データが少ない場合は初動の空間分布
- ② データが十分ある場合には P 軸, T 軸の向き

さらに,

- ③ P 軸及び T 軸を使って計算したモーメントテンソル (ダブルカップルを仮定)

また, 観測量として P と S の振幅を求めた上で次のものが指標として扱われている:

- ① P/SV または P/S の振幅比

これを地震波動エネルギーに換算し,

②その生成されたエネルギーの比

これらから複数を使っている場合もある。

[I-3] 発震機構の時間的な変化の内容

上述の指標を使って、次のような現象が前兆現象として報告されている。但し、ここで使っている「平生」とは、当該現象と比較した地震活動を指し、「前震」以前の地震群、本震、または余震群のどれかであり、必ずしも「前震」以前の地震群とは限らない。

ア。「平生」の発震機構が揃っている場合で、違う方向に揃ってくる現象

- ①平均的 P 軸が回転 (1847 年 Around Shumagin Island, 1857 年 Fort Tejon, 1923 年関東地震, 1964 年伊豆大島近海(データは牧(1974)), 1971 年 Blue Mountain Lake, 1974 年 Hollister, 1978 年伊豆大島近海)
- ② T 軸が回転し、さらに、元へもどる (1976 年 Central Aleutian)
- ③ P/SV の振幅比の平均が変化 (カリフォルニアの地震 3 つ, 1981 年 Virgin Islands)
- ④平均的発震機構との相関が極小 (ルーマニアの地震 2 つ)
- ⑤短周期 S 波のエネルギーと短周期 P 波のその比が小 (1971 年 Kamchatka, 1973 年 Kamchatka)。

イ。「平生」の発震機構がある程度揃っている場合で、それがさらに揃ってくる現象

- ① T 軸が揃う (1980 年伊豆半島東方沖)
- ② P/SV の振幅比のばらつきが小 (1968 年 Luzon, 1968 年 Crete, 1969 年 Western Turkey, 1975 年海城)。

ウ。「平生」の発震機構が一定していない場合で、それが揃ってくる方向に揃ってくる現象

- ①特定地域で P 軸が揃う (1968 年和知, ソ連中央アジアの地震 5 つ)
- ②初動分布が揃う (1971 年 San Fernando)

エ。「平生」期間中を通じて系統的に変化する現象

P/SV の振幅比の平均が変化 (千島列島の地震 2 つ)

オ。「平生」の発震機構が不明で、それが変化する現象

- ① P 軸は時間を追って系統的に回転 (1983 年京都付近)
- ② T 軸が回転 (1981 年近畿地方中部)

[II] データの信頼性について

[II-1] 「ノイズ」との区別

発震機構解析は一般に震源の位置や速度構造に大きく依存している。従ってこれらの精度を十分吟味することが不可欠である。本ファイルに収録したものの多くはこの点に可能な限り配慮し

ており、観測網の配置等から震源精度が悪い場合でも発震機構解の精度を議論する時点でこの点に配慮している。また、振幅比をデータとして議論するには、波の通路となる媒質の減衰特性の時間的な変化にも注意を払う必要があり、さらにこの場合、1観測点だけのデータで議論するには前震の震源のシステムティックな移動にも注意が必要である。このファイルに収録したものは複数の観測点のデータで議論する(1975年 Oroville, 1977年 Briones Hills; Lindh *et al.*, 1978)か初動分布を援用しているもの(1976年 Central Aleutian, 1981年 Virgin Islands; Engdahl *et al.*, 1977)があった。

発震機構解の時間的な変化を議論する時、対象とする領域を本震の震源域にとっている例が多いが、また、本震が発生しない時点で領域をどうとるか、平生の発震機構が一定していない場合、特に、「ノイズ」の原因となりうる(Ichikawa, 1979b)。空白域を対象としている例もある(1981年近畿地方中部)が、多くの場合このファイルに収めたものは発生した本震の震源域に基づいて調査地域を定めており、本震発生前の段階でどのように客観的に対象領域を定めるかまでは示唆していない例が見られた。

扱っている現象が前兆であるかどうかは、現実の予知業務において発生した現象をそれ以前の状況と比較することになるが、本ファイルに収録した現象の内それ以前と比較しているものは10例(33002, 33004, 33005, 33010, 33015, 33016, 33029, 33031, 33032, 33033)しかない。また、同じ現象が起こっても必ずしも本震の発生に至らない場合も報告されている。さらに、起こった現象の発生原因について長期的に見た場合には前兆となりうるが短期的に見た場合必ずしも本震の発生にすぐ結び付くとは限らないものもある。従って発震機構の時間的な変化を前兆かどうかとして判断する場合は、その物理的背景をその都度見極めることが「ノイズ」除去に不可欠である。

【II-2】 問題点

ア 発生時期の予測

「群発」かそれとも「本震に当たるものがこれから起こるのか」は、発生している現象の終息ということだけでは判断できない例(33023)がある。また、全く等しい現象が発生しても本震の発生がない場合が報告(Warren, 1979; Radu *et al.*, 1985)されている。これらについてはその物理的な発生機構について納得のいく解釈がある場合と無い場合とがある。納得がいく場合についても解釈のところで述べるように、本震がいつ発生するかは別の要因がある。

イ Mの予測

群発地震との区別に触れたもの(その中ではP/SVの振幅比のばらつきが小さくなってから本震が起こったとしている; Haicheng Earthquake Study Delegation 1977)では、P/SV比が群発地震においてはその活動における最大地震の後ではばらつきが大きくなるとしている。この場

合、この最大地震を本震と考えれば良いかもしれない。発震機構の時間変化だけでこれから発生する地震の規模を予測するモデル作り等の試みはなされていない。

ウ 変化の定量的議論

P軸の回転は45°まで大きくはならないが20°以下ならある、としているもの(Warren, 1979)、また、P軸の回転は逆断層型の本震の前ではあるが横ずれ型や正断層型の本震の前では起こらないとしているもの(McNally *et al.*, 1978)もあり、地域のテクトニクスによっては定量的な議論を行う必要がある。

エ その他

モーメントテンソルについて相関を取る手法では地震の大小が解析に反映されない点に多少問題がある。

【II-3】 改善策

発震機構をより正確に決めるために、観測網を対象とする領域を取り囲むように十分な密度で配置することが、望ましいのは言うまでもない。

また、起こった現象が正しく把握されるだけでなく、それを正しく解釈することもこの情報が有効に生かす上で必要である。このため、当該領域について、断層分布、地震活動の時空間分布、過去の地震の経過、及びテクトニクスについて整理しておくことも不可欠である。

【III】 前兆として見いだすことの可能性

地震が応力の緩和現象の一つであることより、一つの地震から当該地域の次の地震までには応力場の変化が存在することが期待される。従って、一つの地震の発生の直後からの発震機構解が延々と観測され続ければ発震機構の時間変化が前兆として見いだせるだろう。但し、直前予知に限って言うと、利用可能かどうかは地域的な特性に依存していると考えられる。

【IV】 前兆として現れるメカニズム

【IV-1】 考えられている解釈

変化のメカニズムについては大部分の報告で解釈が述べられているが、それが本震の発生に何故係わったかを解釈しようとしているもの(例えば echelon offsets (Koide *et al.*, 1977) による応力集中の説明 (Imoto, 1986) は少ない。言い替えば、発震機構の変化を、本震発生の準備過程の一つの現象、かつ本震発生に能動的に係わる現象としては、多くの場合考えられていないということである。

考えられている変化のメカニズムは、大きく分けて次の2つがある。

(1)断層面の変化によるもの：既存の断層の分布及び局地的な応力分布に依存して発生するもの

で、先行時間は比較的短いものとなっている。

(2) 広域応力場の変化(スリップベクトルの向きの変化)によるもの：大地震発生により、広域的(例えば、300 km×300 km 程度)に応力緩和を起し、次の地震までの間徐々に広域に渡って応力場が変化し、発震機構もそれに依じて変化していく。地震が良く発生している地域をモニターすることで応力の時間経過が把握されることになる。モニターする場所によって先行時間は変わることになるが一般的に比較的長いものとなっている。なお、この種の変化は長期間の観測が無いと判断できないため報告例は少ない。

これら2つのメカニズムで前述の[I-3]の現象は説明尽くされる。以下述べる「前兆として現れるメカニズム」と現象との対応は後述する。

断層面の変化については、

(11) 震源の移動及び

(12) 局地的応力集中の変化が原因として考えられている。

震源の移動については、

(111) 既存断層の平面分布とその走向に注目したもの(1978年伊豆大島近海)、

(112) 深さによる応力分布等の違いに注目したもの(1980年伊豆半島東方沖)がある。

震源の移動の解釈の内、垂直方向への震源の移動を主とするものについては、逆断層を生成するテクトニクス(thrust tectonic)なところで発生しやすいとしているもの(Gupta, 1975; ソ連中央アジアの地震、及び1971年 Blue Mountain Lake。これらは本震は thrust 型)もある。水平方向への移動を主とするものについては、既存断層の走向がバラエティに富むことから広域応力場と異なる発震機構が、局地的応力集中によってありうることで説明している(Imoto, 1986; 大竹, 1980 半連結ブロックモデル)。

局地的応力集中については、

(121) asperity への応力集中として解釈し、従って、一般的にテクトニックな応力場を反映している本震とは発震機構が異なるとしているもの(Ishida *et al.*, 1978, 1971年 San Fernando)がある。

また、

(122) 摩擦係数の低下により断層面の走向が変化するという解釈(破壊に関する Coulomb-Mohr の理論; Watanabe *et al.*, 1969)、

(123) 本震で乱された応力場が時間とともに tectonic な応力場に回復するという解釈(Watanabe *et al.*, 1969)もある。

モーメントテンソルの平均からの相関を指標として使った例では、その相関の変化の原因を主応力軸の変化よりも

(124) ダブルカップル以外の成分の変化にあるとして理解したいとしているもの(Radu *et al.*,

1985) もあるが、根拠が理解できなかった。

モデルだけを考察したものの中には、

(125) 「応力の大小」及び

(126) 「媒質内の不均質部に依存した空間的な弾性定数のコントラストの発生」による割れ目の配列・結合が原因であるとして論じたもの (Mjachkin *et al.*, 1975; Brady, 1974) がある。

これらは具体例がなく評価できなかった。

広域応力場の変化としては、

(21) プレート間に発生した大地震による広域応力緩和が考えられている (1847年 Around Shumagin Islands, 1923年関東地震)。関東地震の場合、プレートの3重点から300 km程度の距離の範囲では場所により二つのプレートから違う向きに応力をうける地域があるという特殊な条件がある。

(22) S波とP波の地震波動のエネルギー比を使っているもの (Fedotov *et al.*, 1977) については長期予知として扱っているので広域応力場の変化で説明されるべきものだろうが、特別な解釈はされていない。

以上まとめると、

[I-3]-ア (「平生」の発震機構が揃っている場合で、違う方向に揃ってくる現象) 及び

[I-3]-イ (「平生」の発震機構がある程度揃っている場合で、それがさらに揃ってくる現象) を説明する解釈は (11)、及び (12) のうちの (121), (122), (125), (126), 並びに (21)。

[I-3]-ウ, エ, オ (「平生」の発震機構が一定していない場合で、それが揃ってくる方向に揃ってくる現象等) を説明する解釈は (12) のうちの (121), (123)。

[IV-2] 考えうること

「考えられている変化のメカニズム」の中で述べた内容で受動的な面からはほぼ無理のない解釈が述べられていると思われる。プレート内地震について、全体をまとめて述べると、次のようになる：どの地域も局地的な応力場とテクトニックな応力場の2つで支配されている。テクトニックな応力場はプレート間での大地震 (M 8程度以上) の発生によりその変化は制御されている。一方、対象としている地域に発生したいわゆる本震により、同地域を支配していた応力場が乱され、余震発生の過程で時間とともに tectonic な応力場に回復していく (P軸またはT軸の向きが揃ってくる)。この回復の速さは地域の tectonic な応力場の強さ (これも時間とともに変化する) に依存している。tectonic な応力場が、当該地域の媒質の破壊強度に近付いてくると asperity (圧縮場になる echelon offsets 等) への局地的応力集中によって、tectonic な応力場を反映しない発震機構を持つ地震群が現れる (P軸またはT軸の回転) (Ishida *et al.*, 1978)。この現象は逆断層

型が発生する場では上下方向に進展しやすい。

本震発生についての能動的な面についても横ずれ断層型について echelon offsets による応力集中で説明できていると思われる。

広域応力場の変化については、例えば「関東地震」について、石橋 (1975) は作業仮説を提示している：「茨城県南西部は、南東側 (日本海溝側) と南西側 (相模トラフ側) とから圧縮力を受けて地震を発生している。相模トラフの大地震がさし迫っていない時期には南東側からの方が卓越しているが、この大地震が近づいてくると南西側からの圧縮力の方が大きくなり起震応力が変化する。またこの時期には応力状態が高まり被害地震が起こるようになる。従って茨城県南西部の地震活動を震源パラメータを含めて監視することにより、相模トラフの大地震発生をある程度予測出来る。」この種のものは、プレート間地震発生時のプレート端での応力緩和を源とする移動性地殻変動 (例えば笠原, 1978) で説明できそうである。例えば関東地震については Bott & Dean (1973) のモデル (フック弾性体がニュートン流体の上にあるモデル) が定量的にも適用可能である (但し、物理定数の設定の自由度が大きい。また、150 km 離れた部分の応力の伝播が 0.1~1.5 年で起こっているという報告が一方においてある (大竹他, 1983))。即ち、定量的に次の事柄を矛盾無く説明できる：起震力の向きの変化は関東地震の概ね 2 年前及び関東地震の 61 年後には南からの起震力を受けている (石橋, 1975; 野口, 1985), という事、日本海溝及び相模トラフにおける過去の巨大地震の発生の経過、並びにプレート間の相対速度。但し、ここで対象とした茨城県南西部に起こっている地震を、フィリピン海プレートの先端と太平洋プレートの上面とがぶつかるところで発生していると仮定する。

なお、広域応力場は過去 $10^5 \sim 10^6$ 年前から現在に至るまで、一様性を保ちつつ継続しているものの大地震の発生によって一時的に変化する (ゆらぐ) ことについて、Ichikawa (1979 a) が 1946 年南海道地震によるそれを述べ、また、瀬野 (1980) は次のような例を述べている：

- ① 西南日本は地震後数 10 年間、巨大地震による擾乱を受けた応力場が継続 (瀬野, 1979)。
- ② 1960 年チリ地震 2 日後に起きたプジェウエ火山の側噴火の方向がこの地方の平均的な σ_{Hmax} 方向と約 80 度違っており、かつこの応力場方位は 10 年ほど続いた可能性がある (中村, 1973)。
- ③ 有限要素法によるモデル計算と測量による歪場との比較により、1923 年関東地震後十数年~数十年間は、プレート間の接触が充分行われず、伊豆の北部から南部フォッサマグナにかけて、放射状に北西~北東方向に短縮軸が分布するような歪場が存在し、広い意味の余震としてこの地域に地殻内地震が起き、それが活断層を変位させることもありうる。1929 年丹沢付近の M 6.2 の地震や 1930 年北伊豆地震のメカニズムは、上述の歪場と符合している。

また、須藤 (1989) は地震活動の一般的移動速度について統計的に 2~7 cm/sec であることを

示すとともにこの速度がその地域の歪量に比例すると述べている。

[V] 実用に供するための、現象の客観的表現について

特定の地域を緊急に監視する場合、通常、地震観測点が必要に見合っ設定できない状態となることが多い。また、得られたデータを処理する人力・機能が準備できないことが多い。従って、ここでは実施が容易なものから順に挙げた。なお、震源は決定されることを前提としている。

① 1点1成分の場合

P/SV 振幅比

② 1点3成分、広帯域地震計の場合

合成波形を作り、観測波形と比較 (Kanamori, 1989)

③ 複数点だが発震機構解が得られない場合

初動の星取り表 (Pechmann *et al.*, 1982; Ishida *et al.*, 1980)

④ 発震機構解が得られる場合

P 軸, T 軸の向き

⑤ 物理量として統計的に処理した場合

P 軸, T 軸から求める「モーメントテンソル」。これを使って相関を計算する。

⑥ 地震が小さく1つの地震では発震機構は決め難いが、これが多数発生している場合

複数の地震が同様の発震機構で起こっていると仮定して、これらの初動を一緒に処理して、混合した平均的発震機構を決める (重ね合せ法 (Aki, 1966), Ichikawa (1979a) が使用)。特に Earthquake Family に有効 (ex. Pechmann *et al.*, 1982)。

なお、比較的少ないデータで破壊様式を知るためには、破壊の伝播によるドップラー効果を利用する方法がある。すなわち、初動のパルス幅 (波形が振り切れている時にも使える) を求め、破壊様式がはっきりしている地震のそれとの比をとる (Q の影響の除去, 西上他, 1982)。

[VI] 本項目の利用形態

短期直前予知にこの項目を使うには、2つの使い方がある。

まず、長期予知に基づいて特定の領域に地震観測網が強化 (第一段階) されたとした場合には、その地域のその時点における平生の応力場または弱線分布の把握、これと、より大きいスパンの観測網から決められる広域応力場との比較により、その地域の異常性または特徴を判断する。次に、その地域において異常な地震活動がさらに発生した場合 (第二段階)、その異常性の判定及び当該地震活動の地域テクトニクス的な理解にこの項目が使える。

これらのために必要な施設等としては、地震波の波形・スペクトルの変化を評価するなど他の項目での利用に供することも考えて、上述の第一段階では、最低限、M 1.7 程度 (表 14-1 参照)

の地震の震源を決定できる観測網が必要である。第二段階では、地震活動の分布図と断層分布図との比較ができる程度の地震観測網と地殻構造調査が必要である。なお、初動方向を主として使うので、地震観測システムの極性を爆破または遠地地震を使って常に正しく維持する体制にしておくことは云うまでもない。

なお、ここで述べたことはテストフィールドでの経験を積んで定量的な面は検討することが必要である。

[VII] 謝辞

本報告をまとめるに当り必要となった論文の中で入手困難であったものについて、国立防災科学技術センター井元政二郎氏及び工業技術院地質調査所図書室から入手させて頂いた。また、津村建四朗、窪田 将、山本雅博、各氏には適切なコメント頂いた。記して感謝する。

(森 滋男, 望月英志)

参 考 文 献

- Aki, K., 1966: Earthquake generating stress in Japan from the year 1961 to 1963 obtained by smoothing the first motion radiation patterns, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 447-471.
- Bott, M.H.P., D.S. Dean, 1973: Stress diffusion from plate boundaries, *Nature*, **243**, 339-341.
- Brady, B. T., 1974: Theory of earthquakes I. A scale independent theory of rock failure, *Pure Appl. Geophys.*, **112**, 701-725.
- Engdahl, E. R. *et al.*, 1977: Seismological precursors to a magnitude 5 earthquake in the central Aleutian Islands, *J. Phys. Earth*, **25**, 243-250.
- Fedotov, S.A. *et al.*, 1977: Long and short-term earthquake prediction in Kamchatka, *Tectonophysics*, **37**, 305-321.
- Gupta, I. N., 1975: Precursory reorientation of stress axes due to vertical migration of seismic activity?, *J. Geophys. Res.*, **80**, 272-273.
- Haicheng Earthquake Study Delegation, 1977, Prediction of the Haicheng earthquake, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **58**, 236-272.
- Ichikawa, M., 1979a: Computerization of Aki's method for determining an average state of earthquake generating stresses, *Geophys. Mag.*, **38**, 29-41.
- Ichikawa, M., 1979b: Some problems in the focal mechanism in and near Japan, *Geophys. Mag.*, **39**, 1-22.
- Imoto, Masajiro, 1986: Change in focal mechanism preceding the Izu-Oshima-Kinkai Earthquake of January 14, 1978, *Earthq. Predict. Res.*, **4**, 95-109.
- 石橋克彦, 1975: 関東大地震直前の関東内陸の起震応力, 東京直下型地震に関する調査研究(その3), 44-49.

- Ishida, M. *et al.*, 1978: The foreshock activity of the 1971 San Fernando earthquake, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 1265-1279.
- Ishida, M. *et al.*, 1980; Temporal variation of seismicity and spectrum of small earthquakes preceding the 1952 Kern County, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 509-527.
- Kanamori, H., 1989; Very broadband seismology, lecture note for POSEIDON '89 TSUKUBA WINTER SCHOOL.
- 笠原慶一, 1978: 地震とテクトニクス——地殻歪の進行——, 岩波講座地球科学 10, 33-88.
- Koide, H. *et al.*, 1977: Geometric patterns of active strike-slip faults and their significance as indicators for areas of energy release, in *Energetic of Geological Processes*, 46-66.
- 牧 正, 1974: 1974年伊豆半島沖地震のメカニズムについて, 地震研究所速報, **14**, 23-36.
- Lindh, *et al.*, 1978: Seismic amplitude measurements suggest forshocks have different focal mechanisms than aftershocks, *Science*, **201**, 56-59.
- McNally, K. C. *et al.*, 1978: Earthquake swarm along the San Andreas fault near Palmdale, Southern California, 1976 to 1977, *Science*, **201**, 814-817.
- Mjachkin, V. I. *et al.*, 1975: Two models for earthquake forerunners, *Pure Appl. Geophys.*, **113**, 169-181.
- 中村一明, 1973: チリのプジェウエ火山 (7-15) の山腹割れ目噴火の一解釈, 火山, **18**, 116 pp.
- 西上欽也他, 1982: 小地震およびその前震・余震群の発生過程とクラスター構造, 地震, **35**, 523-537.
- 野口伸一, 1985: 茨城県南部・南西部の地震活動 (1979年7月~1984年9月), 地震予知連絡会報, **33**, 96-101.
- 大竹政和, 1980: 地震空白域に基づく地震予知——1978年メキシコ地震の予知を例として——, 国立防災科学技術センター研究報告, **23**, 65-110.
- 大竹政和他, 1983: 茨城県地域に見られるペア地震現象, 地震, **36**, 643-653.
- Pechmann, J. C. *et al.*, 1982: Waveforms and spectra of preshocks and aftershocks of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake: Evidence for fault heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, **87**, 10579-10597.
- Radu, C. *et al.*, 1985: Temporal variation of focal mechanism of Vrancea earthquakes, *Earthq. Predict. Res.*, **1**, 141-146.
- 瀬野徹三, 1979: ダイナミックに変化する広域応力場, 地震学会講演予稿集, **2**, 2 pp.
- 瀬野徹三, 1980: 変化する広域応力場——南関東を例として——, 月刊地球 (伊豆半島のテクトニクス), **14**, 146-154.
- 須藤研, 1989: 地震源活動の移動速度について, 地震学会講演予稿集, **2**, 142 pp.
- Warren, D.H., 1979: Fault-plane solutions for microearthquakes preceding the Thanksgiving Day, 1974 earthquake at Hollister California, *Geophys. Res. Lett.*, **6**, 633-636.
- Watanabe, Hikaru *et al.*, 1969: Seismic activity in the northern part of the Kinki district and related problems (I) ——Earthquake swarm accompanying the Wachi earthquake of August 18, 1968——, *Spec. Contr. Geophys. Inst.*, Kyoto Univ., **9**, 123-136.