

京大の 1970-80 年代の地震学研究の 1 側面： プレート・テクトニクスと地震発生機構

三 雲 健

1960 年代から 1980 年代は、日本だけでなく世界の地震学の発展にとって画期的な時代であった。1 つは 1964 年頃からのアメリカによる世界標準地震観測網 WWSSN の設置によって、世界中の多くの大・中地震が大陸沿いの海溝や大洋中の海嶺付近に集中して発生していることが明らかになり、これとともに海洋底の探査によって、海底の地形や、堆積物の年代、熱流量、さらには地磁気の縞模様の分布なども明らかにされ、これらの発見にもとづいて 1960 年代の終り頃にプレート・テクトニクスの考え方が生まれた。

これによってすでに 1970 年代前半には、地震を発生させる直接、間接の原動力がグローバルなプレート運動とこれによるストレスにあることが、1 部のグループを除いて、地震学を含む固体地球物理学研究者のほぼ共通の認識となりつつあった。

この時期にはもう 1 つの重要な地震学上の進展があった。京大地球物理学教室の初代教授であった志田によって 1917 年に初めて発見された浅発地震の P 波初動の 4 象限分布のメカニズムは、その後の世界の多くの地域で行われた S 波や表面波の観測によっても支持され、これが震源に働く double couple の力源分布で説明できることが明らかになった。1963 年には Maruyama が、1964 年には Burridge & Knopoff が独立に、無限弾性体内あるいは非等方の不均質媒質内に生成される剪断型くい違いによる変位場が double couple によるものと等価であることを弾性体転位理論にもとづいて証明した。これによって断層の破壊と生成が地震の原因であることが理論的にも明確に示され、1906 年のサン・フランシスコ大地震後に、サン・アンドレアス断層両側のずれ変位をもとに提唱された Reid の弾性反発説を裏付けることとなった。

京大におけるこの時代の地震学の研究は、1990 年まで地球物理学教室に地震学講座がなかったために、理学部・阿武山地震観測所や教室の応用地球物理学講座と地殻物理学講座、さらには防災研究所の地震動、地殻変動、地震予知計測とのちに微小地震の 4 研究部門に分散して行われていた。このため、地震学にとって重要なこの年代に、京大で行われていた多くの地震学の研究をまとめて概観することは、当事者でも容易ではなく、まして外部や地球物理学の他分野からは、それぞれの研究成果に関して正当な評価が得られ難いのが現状と思われる。この小文では、プレート・テクトニクスと地震発生機構の 2 つの課題に関して、われわれのグループが関係した分野に限って紹介することとしたい。

A-1. 深発およびやや深発地震のメカニズム

最初の研究は、地球内部の温度分布や物質の化学組成、状態などを推定するため、地震波の地球内部での減衰係数 Q (quality factor) の深さ分布を求めようとしたもので、5 個の深発地震の WWSSN 観測点で記録された多数の長周期地震波の波形が解析された(1)。これは観測点ごとの P 波波形の振幅スペクトラムを、観測点付近の地殻構造や地震計レスポンスを補正した上、震源の影響を取り去るため基準観測点に対して正規化する。こうして多くの観測点で得られた振幅スペクトラムの周波数に対する勾配の分布結果を説明するために、上部マントルでは Q が 200 程度の値を取る一方、深さ 900~1000 km ではこれが急増して数 1000 に達し、深さ 2500 km の最下部マントルでは数 100 に減少する分布が得られた (1)。この結果は次の深発地震の研究に適用された。

次の研究は、沈み込むプレートに伴う深発地震が、浅い地震と同様な剪断型の断層メカニズムで発生するのか当時まだ良く分かっていなかった問題を解決しようとしたものである。対象としたのは深さ 100 ~ 500 km の、ニューギニアからフィジー付近に発生した 4 個のやや深発地震(2)と、日本列島周辺に起こった 11 個のやや深発・深発地震(3)で、観測データは世界中の WWSSN 観測点

で得られた長周期地震波記録を用いた。これらの地震の P 波と S 波の分布は浅い地震の場合と同様な剪断断層型を示した。

さらに、断層くいちがい理論をもとに、断層の長さ、幅、平均すべり量、ライズ・タイム、破壊伝播速度などの推定を試みた。このため地球内部の伝播径路に沿う地震波の拡大と減衰(1)、各観測点付近の地殻構造、観測計器の周波数レスポンスなどを含んで、理論的に期待される波形を計算し、観測波形と比較する **forward modeling** を行なった。この結果、これらのパラメタの大体の範囲を推定し、地震モーメントはニューギニアの場合 $(1.6\sim 3.0) \times 10^{19} \text{Nm}$ 、日本周辺地震の場合 $(0.7\sim 9.0) \times 10^{19} \text{Nm}$ の大きさで、断層面の 1 辺の長さは $10\sim 20 \text{km}$ 、すべり変位量は $1\sim 3 \text{m}$ 程度となり、これから見積もった応力降下量は $10\sim 60 \text{MPa}$ であった。この応力降下量は浅い地震の場合に比べかなり大きく、しかも震源の深さとともに増大するような傾向が見られた(2,3,4)。

やや深発地震と深発地震が沈み込むプレートの上面付近で何故発生するのは、いろいろの説が提唱されている。深さ $100\sim 600 \text{km}$ の上部マントル内の静水圧下では摩擦すべりは起こり得ず、また $1,000\sim 1,500^\circ\text{C}$ の高温の下では岩石は塑性流動状態で脆性破壊も起こり得ないと考えられる。ただ 1965 年の Raleigh & Patterson の実験では、岩石中の含水鉱物が高温・高圧で脱水作用を起こして間隙水圧が増大し、脆性破壊も起こり得ると云われている。この条件下では、剪断強度と断層運動中の摩擦応力がともに減少して、剪断応力が静水圧に関係する割合が増加し、したがって応力降下量が深さとともに増大することもあり得ると考えられた(5)。しかしこの時点では、深発地震と沈み込むプレートの関係はまだ必ずしも明らかではなかった。

A-2. 日本列島下へ沈み込むプレートの 3 次元速度構造と形状およびストレス

日本列島の下へ沈み込む深発地震帯が、周辺の上部マントルに比べて high-V, high-Q の構造を持つらしいことは、1967 年頃から Utsu らによって指摘されていたが、この構造と 3 次元速度分布を多数の P 波の観測走時からインバージョンによって推定したのは、Hirahara の研究(1977)が最初である(6)。この研究では、日本付近で発生した 20 個のやや深発、深発地震の日本および外国の 330 観測点での 3,500 に及ぶ P 波走時を用い、深さ 450km までの 317 ブロック内の走時異常をインバージョンによって決定した。この結果、東北日本下では、深さ $50\sim 250 \text{km}$ の範囲では $+5\sim 6\%$ 、 $350\sim 450 \text{km}$ の深さでは $+3\sim 2\%$ の high-V、これより大陸側では 350km の深さまで -2% の low-V 帯が見出され、これが日本列島下に斜めに沈み込む高速度の太平洋プレートの存在を確認するに至った。この結果から、沈み込むプレート内部と周辺のさらに詳細な速度構造が議論され、これをもとに計算した重力異常と陸上で観測されたブーゲー重力異常の比較から、密度分布の推定へ発展した(7)。

次の研究で、S 波の観測走時から日本列島と日本海の下へ沈み込む太平洋プレートと周辺の S 波走時異常のインバージョンが行われ、P 波の場合との比較から V_p/V_s と Poisson ratio の 3 次元構造が推定された。この結果、P 波の場合とほぼ対応する結果が得られ、東北日本下の深さ $50\sim 250 \text{km}$ の範囲では $+6\sim 8\%$ 、 $350\sim 450 \text{km}$ の深さでは $+5\sim 3\%$ 、これより大陸側では 350km の深さまで $-2\sim -4\%$ の異常が見出された。

プレート内部と内側で V_p と V_s の異常に大きい差があることは、この両側にかなり大きい温度差と部分熔融(%)があることを示すものであり、 $50\sim 250 \text{km}$ の深さではそれぞれ、 $600\sim 800^\circ\text{C}$ 、 $0.4\sim 5\%$ 、 350km の深さでは $200\sim 400^\circ\text{C}$ 、 $0.5\sim 7\%$ と見積もられている。また地殻と最上部マントル内の Poisson ratio は、東北日本の方が中部日本と西南日本の場合より小さいことも示された(8)。

この後、上記の研究は、さらにプレート内の異方性構造を検出するために拡張され、2 つの異なる異方性を仮定して、上の場合と同様な 3 次元速度構造のインバージョンが行なわれた。等方性インバージョンの場合に比べて分解能はやや低下するが、沈み込む太平洋プレートと Philippine 海プレート内の P 波速度が早い方向は、海溝付近の地磁気異常の縞模様の配列方向にほぼ直交し、プレートが沈み込む以前の異方性構造を維持していることが明らかにされた(10)。

次に行われた研究では、西南日本の下へ沈み込む Philippine 海プレートの詳細な 3 次元速度構造がインバージョン解析から明らかにされた(9)。この結果、Philippine 海プレートは伊豆半島の下では沈み込まずにユーラシア大陸プレートに衝突しており、ここでの厚さは最大でも 30km 程度と薄

いこと、東海から四国地域ではこの高速度層は地殻下の深さ 60-70 km の地震分布に対応しており、プレートはこれより深くまでは達していないと思われる。ただ近畿から中国地方下の 100-150km の深さには部分的に小さい高速度の存在が認められ、これは過去にこのプレートが沈み込んだ名残を示すものと解釈されている。プレート先端部分は、中部地方西部から琵琶湖を通り、近畿—四国地方を斜めに横断していること、またこの高速度層は、九州南部では厚さが最大で、かつ深さは 150-200 km に達し、この地域下の急角度の地震分布に対応する。一方、九州—パラオ海嶺および伊豆七島—硫黄島海嶺の 2 つの非地震性の海嶺が南側から入り込み南海トラフが急激に曲がっている場所では、高速度のプレートの間に狭い低速度層が存在することが認められ、**buoyant subduction**“浮力を受けた沈み込み”説を支持するように見える。このようなプレート内部と周辺の構造の不均質性や、南九州下への深い沈み込みは、四国海盆に面する西南日本沖に発生する大地震の破壊様式に大きい影響を与えているものと考えられる(9)。

またこの研究は、中部日本下へ沈み込む **Philippine** 海プレートおよび太平洋プレートと、その上にある上部マントルのウェッジ部分の低速度層の 3 次元形状の解明へ繋がった(11)。ここでは 120 個の浅発とやや深発地震の 7,490 の P 波走時をインバージョンによって解析し、中部地方の活火山の下にドームの形状を持つ低速度体が存在することが確かめられた。この低速度体は別の研究から推定された **low-Q** (減衰の大きい場所) や異方性を持つ場所に対応するため、上部マントルから上昇して来た部分熔融した物質の存在を示すものと考えられている(11)。

一方、九州から琉球諸島へかけて西南日本へ沈み込む **Philippine** 海プレートについては、浅発地震とやや深発地震の発生様式とそのメカニズムからも研究された(12)。九州東方の日向灘に起こる浅い地震は何れも **Philippine** 海プレートの沈み込みによる低角逆断層のメカニズムを持ち、かつ応力降下量が南海トラフに発生する大地震に比べてかなり大きい。この理由は沈み込むプレートの曲がりによるものか、あるいはここへ伸びる九州—Palau 海嶺の不均質な構造によるものと推論されている。また琉球諸島下へ沈み込むプレートは、トカラ海峡を境にして北側では 70° の急角度で 100 km の深さまで達し、この内部の地震は傾斜方向に働くに張力のメカニズムで特徴づけられるのに比べ、その南側ではプレートは 40°-50° のやや浅い角度で沈み込み、ここでの地震は傾斜方向に働く圧縮力によるものと考えられる。この差はプレート沈み込みに対する剪断抵抗の差、または周囲の上部マントルの粘性と密度の差によるものと解釈されている(12)。

また伊豆—Bonin 地域に沈み込む太平洋プレートの形状に関して次のような研究がある。1982 年に深さ 545 km に起こった深発地震は、この地域の傾斜する地震帯より約 200 km も西方へ離れた場所に発生した。これが通常の深発地震帯から外れる理由を追求するため、この地震と、深発地震帯内部に起こった別の 2 つの地震による多数の P 波の観測走時を比較し、3 次元 **ray-tracing** による走時を計算した。この結果、この地震は、この地域に沈み込んだ太平洋プレートが地球内部の 650 km 速度不連続面でほぼ水平になる **stagnant slab** の直上で起こったものと考えられ、プレートの沈み込みの下限の深さと不連続面の関係を示唆するものである(16)。

日本列島は、太平洋プレートとフィリピン海プレート両方の沈み込みによって複雑な応力場があり、東北日本と西南日本では応力パターンも異なり、海溝部と内陸部に発生する地震のメカニズムの傾向も異なる。この問題を定量的に解明するため、次の 2 つの研究では、プレートに作用する力と両地域の粘弾性構造を考慮に入れ、3 次元有限要素法によって応力場を計算し、これらを長期地殻変動データと地震発生メカニズムの両方と比較した(14,15)。1 つは東北日本-北海道コーナー付近の地殻・上部マントル内の変位場と応力場は、沈み込む太平洋プレートと周囲の密度差による負の浮力と、コーナー付近でのスラブの陸側下向きの曲がり支配的な役割を果たしており、北海道内陸部の上下地殻変動を説明するためには、さらに熱応力も考慮する必要があることが指摘されている(14)。一方、九州北西部で観測される N-S 方向の水平伸張場は、**slab pull**、地殻に働く浮力、アスセノスフェアの流動の 3 者の相互作用によるものと解釈される。また地殻下部のほぼ水平な引っ張り応力はアスセノスフェアの流動によるところが大きく、正断層を生ずる原因と考えられる。また沈み込むスラブの傾斜角を説明するためにはアスセノスフェアの流動によるストレスが 10 ~ 25 MPa の大きさを要すること、さらにこの流動の大きさは地表で 1.0 cm/y、スラブと地殻内のストレスは 50 MPa を超えないと推定されている(15)。

A-3. プレート運動の原動力

グローバルなプレート・テクトニクスが登場して以来、その原動力となるいくつかの要因とその相対的な大きさの関係については多くの議論が行われた（例えば、Forsyth & Uyeda, 1975; Chapple & Tullis, 1977）。ここで新たに行われた研究はこの絶対的な大きさについて評価することを目的とするものである(13)。ここで想定した力は、ridge push、mantle drag、continental drag、colliding resistance、slab pull、slab surface resistance、slab edge resistance、suction の 8 つの要素で、地球上の 12 枚のプレート、 アフリカ(AF)、 南極(AN)、アラビア(AR)、カリブ海(CA)、ココス(CO)、ユーラシア(EU)、インド(IN)、北米(NA)、ナスカ(NZ)、太平洋(PA)、フィリピン(PH)、南米(SA) の各プレートが地球表面上で動的平衡状態にあるとして、トルクの平衡方程式を解いている。うち、ridge push (海嶺から両側へ押す力)は海洋底の年代と海洋プレートとの深さと厚さ、slab pull (沈み込むスラブが引っ張る力)は沈み込むプレートと周囲のマントルとの密度差およびスラブの厚さと長さからほぼ定量的に見積もることができる。この計算から、全体的には slab pull の力は 2.53×10^{27} Nm で ridge push 力 0.465×10^{27} Nm の約 5 倍あるが、NA と SA の 2 つのプレートは slab pull がほとんど働かないために、ridge push によって駆動されていると思われる。また太平洋プレート PA に働く slab pull は、全プレートに働く slab pull の 40 %以上を占め、このプレートに働く ridge push は全プレートに働くものの中で最大で、また沈み込むスラブの表面に働くストレスの大体の大きさは $-3 \text{ MPa} \sim -140 \text{ MPa}$ と見積もられている(13)。

B-1. 日本列島周辺に沈み込むプレートと浅発大地震のメカニズム

この研究は、震源付近の強震動波形、近地・遠地観測点で観測された実体波、表面波の振幅と波形、余震分布、地殻上下・水平変動、歪・傾斜変化、津波など、各種の地震学的・測地学的観測データを総合的に解析し、地震の断層変位、すべり速度、破壊伝播速度、応力降下量などの断層運動に関する物理量を弾性体くわいがい理論によって推定しようとするもので、この年代には次のように多くの研究が行われた。

このうち、太平洋側に発生した大地震について、1923 年関東地震の際、三浦・房総両半島に生じた上下・水平地殻変動や震度分布および三鷹の歪変化などからこの断層モデルが推定され(17)、また 1703 年元禄関東地震の場合、地形調査から得られた上下変動と津波データから、断層面の長さが相模トラフ沿いに 200 km に及ぶことも明らかになった(18)。さらに太平洋側の南海トラフ沿いに発生した逆断層型大地震はほとんどすべてが Philippine 海プレートのユーラシア大陸下への沈み込みに伴うものであることが明らかにされた。すなわち、四国・足摺岬から東海・御前崎の地域までを A~D の 4 地域に分け、684 年以來の 13 回の大地震の断層面の位置と断層パラメタを推定している(18)。ただ 1945 年三河地震の場合は、水準・三角測量データから、中央構造線の右横ずれ運動が伴った可能性が指摘されている(19)。

また四国西側に起こった 1968 年と 1970 年日向灘地震(12)などの逆断層型浅発地震、および 1968 年豊後水道地震(20)、1973 年周防灘地震、1983 年国東半島沖地震などの四国西部から九州中部に発生した地殻下の地震(21)についても、余震分布、津波波源域、近地と遠地観測点での地震波形、地震時の地殻変動などから断層モデルが得られ、これらの地震が Philippine 海プレートのこの地域でのわん曲した沈み込み(9,12)によって生じたストレスによるものと解釈されている。

このほか、日本列島内陸部に起こった 1891 年濃尾(22)、1969 年岐阜県中部(23)、1970 年秋田県東部(24)、1984 年長野県西部などの各地震についても、同様な研究が行われそれぞれ断層パラメタが推定されており、また 1971 年 San Fernando 地震(25)、1975 年 Hawaii 地震(26)など国外の地震の発生過程の研究も行われた。

B-2. 断層の動的破壊過程

上に述べた地震発生機構の研究は、dislocation theory にもとづく運動学的なモデルであるが、実際には断層の破壊は周囲のストレス分布や断層面の剪断強度と摩擦応力に支配されるはずである。このような観点から、Mikumo & Miyatake(27)は近似的 3 次元断層面内各点の変位・応力時間関数、

破壊伝播様式などの計算を行い、強度の不均質性が強い場合には、破壊の伝播は著しく不規則になり高周波の地震波を発生しやすくなること、また伝播速度が低下し、極端な場合は未破壊領域がバリアとして残ることなどを明らかにした。さらに Miyatake(28)は半無限弾性体中に完全 3 次元クラック・モデルを構築した上、破壊基準も含めてさらに種々の場合について断層の破壊過程を計算し、あわせてこれから発生する地震波の波形も計算した。この研究は当時この分野の研究の先端を行くものであった。ついでこれらのモデルの応用的研究として、断層粘土層の粘弾性的性質と応力緩和時間の不均質性を考慮した上、余震の地震発生過程の時間・空間的性質を含んだシミュレーションを行い、余震の時間的減衰や余震面積あるいは地震モーメントの頻度分布も観測結果をよく説明できること(29)、またすべり摩擦応力が断層面の粘着性によってすべり速度に強く依存する場合には、破壊伝播速度が著しく遅くなり、“slow earthquakes”が生じ得る可能性のあることも示された(30)。さらに剪断摩擦強度とすべり摩擦応力の分散と空間分布、外部応力の増加率によっては群発地震活動—静穏化—前震—本震発生過程の時間経過も実現可能であることも明らかになった(31)。

これらの研究はその後、複雑な速度分布を持つ水平成層構造やさらに不均質な構造の中にある横ずれ型断層(32)や、傾斜断層面を持つ逆断層(33)の動的破壊過程の研究へ発展する。1990 年代へ入ると多くの大地震の運動学的モデルとの対比から、動的・静的応力変化とクーロン応力変化(ΔCFS)の分布の研究へと連なることになる。

参考文献

- 1) Mikumo, T. and T. Kurita (1968), Q distribution for long-period P waves in the mantle, J. Phys. Earth, 16, 11-29.
- 2) Mikumo, T. (1969), Long-period P waveforms and the source mechanism of intermediate earthquakes, J. Phys. Earth, 17, 169-192.
- 3) Mikumo, T. (1971), Source process of deep and intermediate earthquakes as inferred from long-period P and S waveforms: 1. Intermediate-depth earthquakes in the south-west Pacific region, J. Phys. Earth, 19, 1-19.
- 4) Mikumo, T. (1971), Source process of deep and intermediate earthquakes as inferred from long-period P and S waveforms: 2. Deep-focus and intermediate-depth earthquakes around Japan, J. Phys. Earth, 19, 303-320.
- 5) Mikumo, T. (1972), Focal process of deep and intermediate earthquakes around the Japan, as inferred from long-period P and S waveforms, Phys. Earth Planet. Interiors, 6, 293-299.
- 6) Hirahara, K. (1977) Three-dimensional structure under the Japan Islands and the Sea of Japan, J. Phys. Earth, 25, 393-417.
- 7) Hirahara, K. and T. Mikumo (1980), Three-dimensional seismic structure of subducting lithospheric plate under the Japan Islands, Phys. Earth Planet. Interior, 21, 109-119.
- 8) Hirahara, K. (1980), Three-dimensional shear velocity structure beneath the Japan Islands, J. Phys. Earth, 28, 21-241.
- 9) Hirahara, K. (1981), Three-dimensional seismic structure beneath Southwest Japan: the subducting Philippine Sea plate, Tectonophysics, 79, 1-44.
- 10) Hirahara, K. and Y. Ishikawa (1984), Travel time inversion for three-dimensional P-wave velocity anisotropy, J. Phys. Earth, 32, 197-218.
- 11) Hirahara, K., A. Ikami, M. Ishida and T. Mikumo (1989), Three-dimensional P-wave velocity structure beneath central Japan: Low-velocity bodies in the wedge portion of the upper mantle above high-velocity subducting plates, Tectonophysics, 163, 63-73.
- 12) Shiono, K., T. Mikumo, and Y. Ishikawa (1980), Tectonics of the Kyushu-Ryukyu arc as evidences from seismicity and focal mechanism of shallow to intermediate-depth earthquakes, J. Phys. Earth, 28, 17-43.
- 13) Sekiguchi, S. (1985), The magnitude of driving forces of plate motion, J. Phys. Earth, 33, 369-389.

- 14) Hashimoto, M. (1984), Finite element modeling of deformation of the lithosphere at an arc-arc junction: The Hokkaido corner, Japan, *J. Phys. Earth*, 32, 373-378.
- 15) Hashimoto, M. (1985), Finite element modeling of the three-dimensional tectonic flow and stress field beneath the Kyushu Island, Japan, *J. Phys. Earth*, 33, 191-226.
- 16) Okino, K., M. Ando, S. Kaneshima, and K. Hirahara (1989), The horizontally lying slab, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 1059-1062.
- 17) Ando, M. (1974), Seismo-tectonics of the 1923 Kanto earthquake, *J. Phys. Earth*, 22, 263-277.
- 18) Ando, M. (1975), Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, 27, 119-140.
- 19) Ando, M. (1974), Faulting in the Mikawa earthquake of 1945, *Tectonophysics*, 22, 173-186.
- 20) Shiono, K. and T. Mikumo (1975), Tectonic significance of subcrustal, normal faulting earthquakes in the western Shikoku region, Japan, *J. Phys. Earth*, 23, 257-278.
- 21) Imagawa, K., K. Hirahara, and T. Mikumo (1985), Source mechanisms of subcrustal and upper mantle earthquakes around the northeastern Kyushu region, southwestern Japan, and their tectonic significance, *J. Phys. Earth*, 33, 257-277.
- 22) Mikumo, T. and M. Ando (1976), A search into the faulting mechanism of the 1891 great Nobi earthquake, *J. Phys. Earth*, 24, 63-87.
- 23) Mikumo, T. (1973), Faulting mechanism of the Gifu earthquake of September 9, 1969, and some related problems, *J. Phys. Earth*, 21, 191-212.
- 24) Mikumo, T. (1974), Some considerations on the faulting mechanism of the southeastern Akita earthquake of October 16, 1970, *J. Phys. Earth*, 22, 87-108.
- 25) Mikumo, T. (1973), Faulting process of the San Fernando earthquake of February 9, 1971, inferred from static and dynamic near-field displacements, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 49-269.
- 26) Ando, M. (1979), The Hawaii earthquake of November 29, 1975: Low dip angle faulting due to forceful injection magma, *J. Geophys. Res.*, 84 (B13), 7616-7626.
- 27) Mikumo, T. and T. Miyatake (1978), Dynamical rupture process on a three-dimensional fault with non-uniform frictions, and near-field seismic waves, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 54, 417-438.
- 28) Miyatake, T. (1980), Numerical simulations of earthquake source process by a three-dimensional crack model. Part I. Rupture process, *J. Phys. Earth*, 28, 565-598; Part II. Seismic waves and spectrum, *J. Phys. Earth*, 28, 599-616.
- 29) Mikumo, T. and T. Miyatake (1979), Earthquake sequences on a frictional fault model with non-uniform strength and relaxation times in *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 59, 497-522.
- 30) Mikumo, T. (1981), A possible rupture process of slow earthquakes on a frictional fault, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 65, 129-153.
- 31) Mikumo, T. and T. Miyatake (1983), Numerical modeling of space and time variations of seismic activity before major earthquakes, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 74, 559-583.
- 32) Mikumo, T., K. Hirahara, and T. Miyatake (1987), Dynamical fault rupture processes in heterogeneous media, *Tectonophysics*, 144, 19-36.
- 33) Mikumo, T. and Miyatake, T., Dynamic rupture processes on a dipping fault, and estimates of stress drop and strength excess from the results of waveform inversion, *Geophys. J. Int.*, 112, 481-496.