

西南日本のテクトニクス

オーバースリップが島弧に張力場を生み、中央構造線を形成

石川有三

(気象庁気象研究所地震火山研究部)

要旨

西南日本のテクトニクスで大きな謎であった南北方向の伸張場は、地震時に陸側プレートがトラフ側へ滑りすぎるために起きていると考えた。また、陸側プレートの島弧が近畿三角帯を除いた大部分で下にあるフィリピン海スラブの上に接しているモデルを提案した。これによって、西南日本の広域での南北伸張場と近畿三角帯での南北走向の逆断層の存在、中央構造線の右横ズレ運動を説明し、更にプレート間巨大地震の発生が近くなると島弧内の応力場が変わる可能性を指摘した。

キーワード：西南日本弧、斜め沈み込み、中央構造線、オーバースリップ、応力場

1. 初めに

西南日本弧、特に南海トラフが南から沈み込んでいる部分の西南日本島弧ではこれまで未解決の問題が多くあった。中でも注目すべきは応力場である。西南日本内帯が東西圧縮であることは、Ichikawa (1971) や Nishida (1973) によって指摘されていた。しかし、フィリピン海プレートが南から沈み込んでいるにも関わらず、島弧の地殻内応力場は南北伸張である (石川, 1995)。これはフィリピン海プレートが南海トラフ域で陸側プレートと接し歴史上も繰り返しプレート間巨大地震を起こして来たこととは一見矛盾する。すなわちプレート間カップリングが存在するにも関わらず、陸側島弧を押していないということである。これを説明するため瀬野 (1995) は島弧地殻が南側の海洋プレートによって支えられていないことが原因だと説明した。しかし、この説では瀬野自身も述べているように Huzita (1976) が指摘している近畿三角帯内部で南北走向の逆断層が卓越していることを説明できない。また、近年の国土地理院のGPS観測では、中部地方から四国までの外帯ではフィリピン海プレートの運動に伴う地殻の移動が確認されている。一方、九州南部から琉球弧についてはフィリピン海プレートの運動方向とは逆に海洋側へ移動していることも明らかになった。

また、Nakanishi (1980) や越智ほか (2001) は、南海トラフから沈み込んだ西南日本下のフィリピン海スラブは中国地方の日本海沿岸近くまで達して

いると指摘している。ここではこのような情報や現象を説明できる新しいモデルを提案し、西南日本弧を大きく縦断している中央構造線の成因や運動についても議論する。

2. モデル

1) 西南日本島弧プレートがフィリピン海スラブに直接接する

ここで提案するモデルは、図1に模式的に示した。まず、フィリピン海スラブは南海トラフから日本海沿岸部まで低角で北へ傾斜し、かつ島弧プレートに接していると考ええる。それより北では高角でアセノスフェアの中へ潜り込む。従って、島弧の主要部とスラブの間にはアセノスフェアが存在しない。ただし、フィリピン海スラブが急傾斜で深くなる紀伊半島の下と芸予地震の震源域より西側では両者の間にアセノスフェアが存在する。そして、島弧プレートとスラブが直接接している部分の西南日本内帯側でプレート運動によるスラブの移動は上に乗った島弧を引きずらず、滑っていると考ええる。一方、外帯側は、通常時はスラブに付着しプレート運動による移動をスラブと一緒に進む。ここで島弧のうちスラブに付着する部分と滑る部分を便宜的に内帯と外帯に分けたが、この地域分けは地学的内帯、外帯と厳密には一致しなくても良い。その地域分けは後で図示する。

図1の最上図が模式的概念図である。「PHS」がフィリピン海プレートと沈み込んだスラブを指

し、上に乗せた内帯は滑り、一方、外帯は付着してスラブの移動と共に動く。内帯と外帯の間の部分は弾性バネのような形で描いてあるが、これは内帯の一部を含む島弧外帯全体を代表すると考える。例えば、最上図の配置にあるとき内帯と外帯の相互間の応力はフリーに近いと仮定する。それがプレート間地震発生前には外帯が内帯側へ押しつけられていると推定される。これが上から二番目の図の位置と考えられる。実際、GPS観測の結果からは近畿、四国地方の外帯は北西方向へ移動しており、この推定は観測事実から肯定される。そして内帯と外帯の接近による圧縮力が両側に分布することになる。

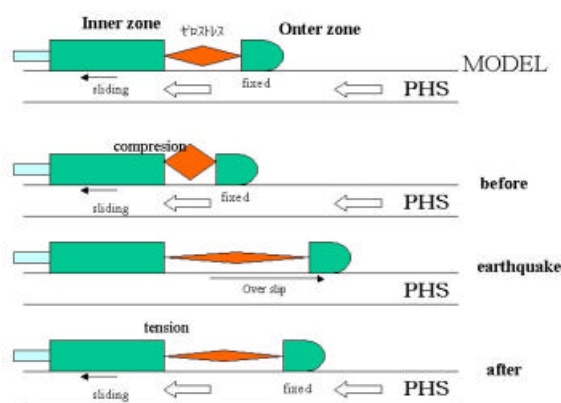


Fig.1. Proposed model of southwest Japan arc and Philippine Seaplate.

2)地震時にオーバースリップする

次に地震発生時を示したのが、上から三番目の図である。この図に示したように、プレート間巨大地震時には外帯部分が弾性反発し、海側へ大きく滑る。その滑りは、最上部の応力フリーの位置よりも更に海側へ滑る（オーバースリップする）と考える。事実、物理実験などで行うバネの実験では、押し込まれたバネは荷重を除かれると中立点を通り過ぎて伸びる。このような現象が地震時の弾性反発でも起きうると想定する。これが起きれば地震後はしばらく最下図のような状態になり、プレート運動に伴って外帯が内帯の方へ移動しても応力場は全域で張力が卓越することになる（図1の after の状態）。そして、その後はプレート移動によって外帯が内帯側へ向かって移動してくるが、しばらくの間は、全域で張力場は卓越することになる。その後は、最上段のゼロストレス状態まで応力場に変化は見られないであろう。フ

ィリピン海プレートの運動がさらに続けば上から2段目の状態になり島弧内にプレート運動方向の圧縮が加わり、島弧内の応力場が変化すると予想される。このような島弧内の応力場の変化はプレート間巨大地震発生の前兆と判断する指標になる。

3.観測されている現象とその解釈

1) 近畿三角帯の逆断層は下の支えがない。

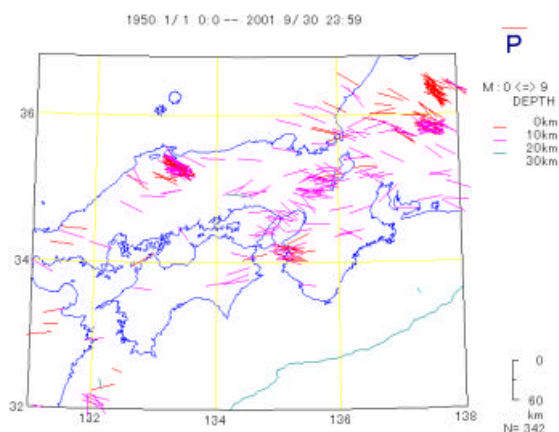


Fig.2. Stress field in southwest Japan in the crust is shown using P axes of fault plane solutions determined by JMA.

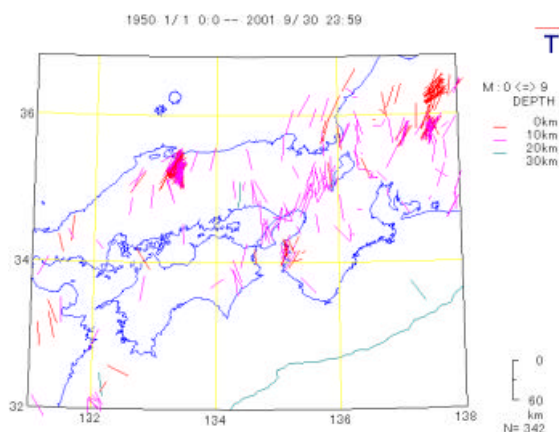


Fig.3. Stress field in southwest Japan in the crust is shown using T axes of fault plane solutions determined by JMA.

これまで観測されている現象としては、まず応力場がよく知られている。西南日本地殻内応力場が、東西方向の圧縮場で（図2）、張力方向が

南北に近い(図3)。近畿地方北部から中国・四国地方のほとんどで発生する地震はこのような応力場の横ずれ型を示す。例外的に、逆断層型を示すのは図4に示したが、Huzita(1976)の命名した近畿三角帯の中である。活断層分布もこのような地震のメカニズムと同じ傾向で分布している。このことは、西南日本島弧下へ潜り込んでいるフィリピン海スラブが紀伊半島下で急傾斜になり、陸側プレートを下から支えていないからと考える。実際、フィリピン海スラブの等深線は図5に示すように60kmより深い。

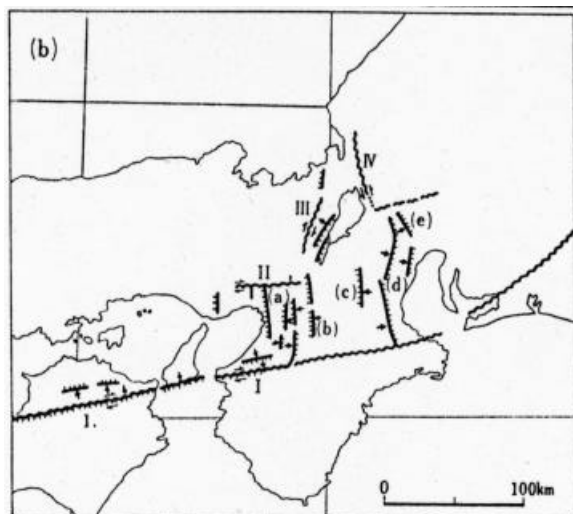
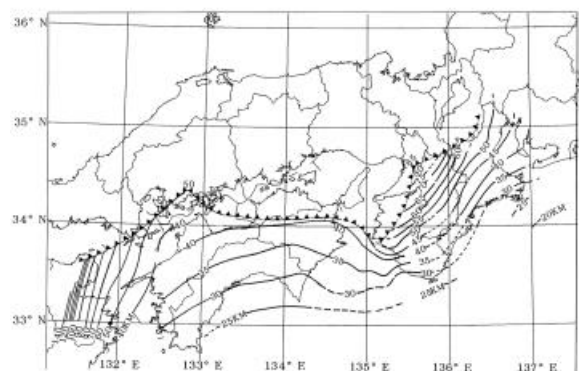


Fig.4. Classification of the Quaternary fault systems of Southwest Japan (Huzita et al., 1973). (a) Strike-slip fault systems (b): Thrust or reverse fault system and other major tectonic lines. I: Median Tectonic Line. II: Arima-Takatsuki Tectonic Line. III: Hanaori Fault IV: Yanagase Fault. (after Huzita, 1976)



一方、そのまわりは事情が異なる。図6に示したのは Nakanishi (1980) によって指摘された ScS 波が ScSp 波に変換する面の存在で、これは非地震性スラブが中国地方の日本海沿岸域まで到達していることを示唆した。これは越智ほか(2001)による三次元速度構造調査からも潜り込んだスラブが兵庫県中部付近まで高速度で存在しているということを示した。

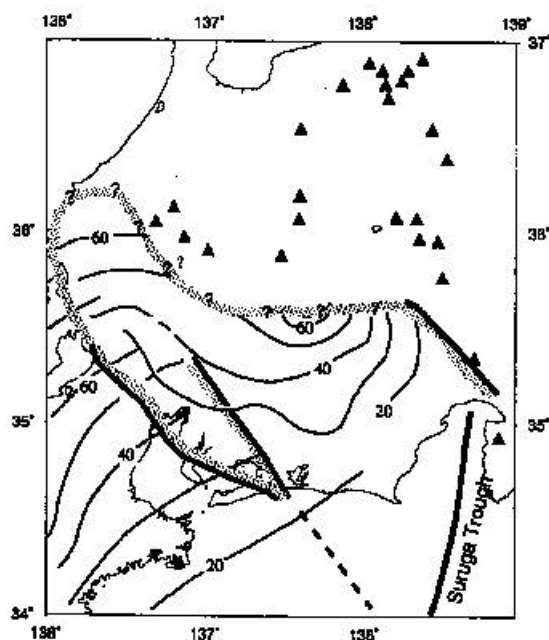


Fig.7. Slab shape model estimated from the Sp conversion analysis together with the distribution of Quaternary volcanoes (solid triangles) after Yamaoka and Nishihara (1997).

さらに図7は、山岡・西原(1997)によるもので、こちらも愛知県から北西へフィリピン海スラブが低角で日本海近くまで舌状に延びていることを示している。これらのことから、フィリピン海スラブが深さ 50km 程度までは上に存在する島弧プレートと接しており、近畿三角帯地域のみが島弧プレートの直下はアセノスフェアが存在し、下から支えていないと考える。これによって、西南日本弧が強い東西圧縮下にある状態で逆断層が起きる応力状態であっても、島弧プレートの下に堅いスラブが接しているため上下変位を起こすことが出来なくて、大部分の地域で横ずれ断層になると考えられる。

このことを逆に考えると、潜り込んだスラブが島弧プレートと定常的に滑りながら接している部

分を推定することが出来る。それを示したのが図8である。この曲線の内側が接している部分で、これより南海トラフ側は定常的には滑らず付着して、地震時および地震後の限られた期間だけ滑りを生じると考える。

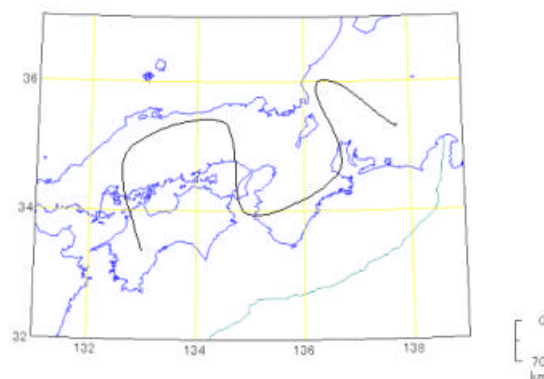


Fig.8. The area where subducted PHS slab slips under the southwest Japan plate is shown by the curve.

2) 西南日本弧は、東進するアムールプレートに引きずられている。

西南日本は、ユーラシア・プレートの中のマイクロプレートであるアムール・プレートに属するとされていた。しかし、そのアムール・プレートも更に細かなマイクロプレートに分割されていると考えられる。それを図9に示したが、アムール・プレートおよびその細分化された東、北アムールなどのマイクロプレートはすべて東北日本弧に対して東進しているとされている。図2の日本海および中部地方西北地域のP軸を見ると西北西-東南東方向であり、これを説明するには、日本海側が速く東へ進み、西南日本はそれに引きずられていると考える必要がある。それは、フォッサマグナ地域で西へ向かう東北日本弧との衝突、および南側プレート境界で北西方向へ潜り込むのフィリピン海プレートの引きずりによってアムールプレート最南部の西南日本弧が東進するのを妨げられていると考えられる。従って、東進する日本海地域に西南日本が引きずられるような動きと応力場になっている。

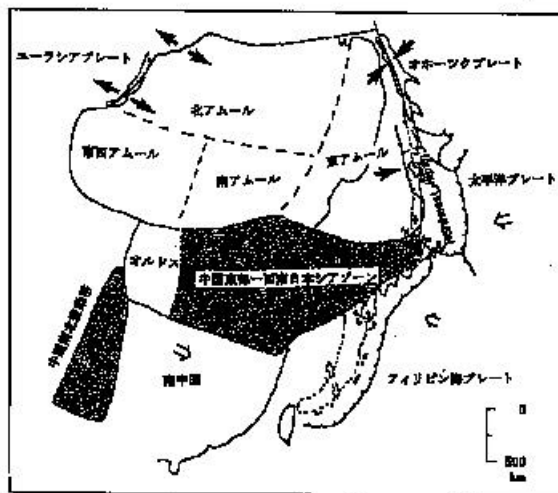


Fig.9. The schematic microplate structure in the east Asia (after Ishikawa,2002).

3) 海側へのオーバースリップが中央構造線を形成する。

最近数十年の応力場は、東西圧縮・南北伸張であるのは先に見たとおりであるが、変位場はこれとは異なっている。長期的地殻変動は、1946 年南海地震や 1943 年鳥取地震などによって乱されているため全体的な傾向は明瞭ではない。しかし、近年の GPS 観測による結果は大変興味深い傾向を示している。図 10 に国土地理院のデータから最近 2 年間の GPS による変位場を示した。固定点は隠岐の五箇である。

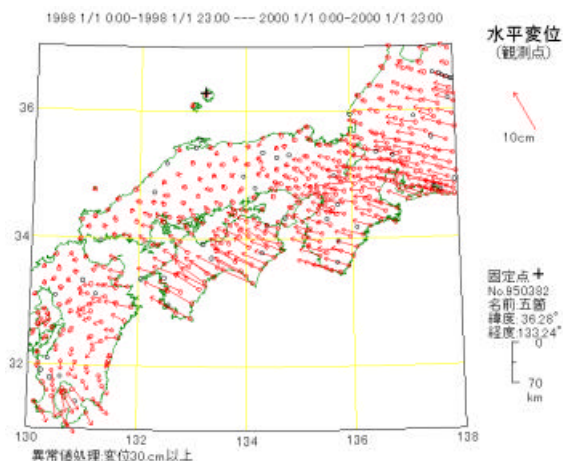


Fig.10. Relative displacement vectors of GPS stations to Goka in Oki island. Data from GIJ.

この図を見ると紀伊半島、四国の外帯はかなり

西に偏った西北西方向へ移動している。固定点が東進していると考えられるアムールプレートの中に位置する五箇であるので、もし不動点に取ることが出来れば更に西よりの成分が付加されると想像できる。

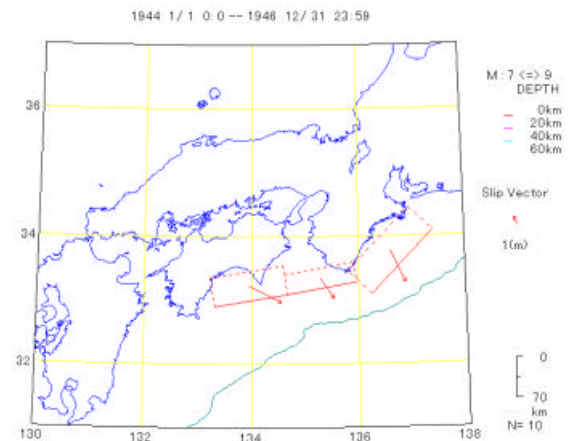


Fig.11. Slip directions and source faults of the 1944 Tonankai and 1946 Nankai earthquakes.

一方、図 11 には、1944 年東南海地震については Inouchi and Sato(1975)の、1946 年南海地震については Iwasaki(1981)の震源断層とスリップのそれぞれのパラメータに基づき図に示した。1946 年南海地震の震源断層は西側の二つである。これらのスリップの方向は、西南日本弧とフィリピン海プレートの間の地震時の相対的な動きを示しており、これが図 10 のベクトルと正反対であればフィリピン海プレートの動きによって押し込まれた西南日本が全く元の位置へ戻ったことになる。しかし、両者のベクトルの向きはズレている。そのズレは、地震時のベクトルの方がよりトラフに直交する方向に近い。これはここで提案したトラフに直交方向だけでオーバースリップするモデルと一致、このモデルを支持する。

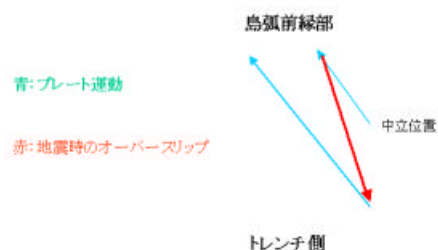


Fig.12. Slip and deformed cycle at SW Japan.

図 12 に地震時のスベリと平常時の変形を模式化して示した。中立点から海洋プレートの運動によって押し込まれた島弧は青色ベクトルで変形し、地震時の弾性反発の動きが赤色ベクトルである。ここで重要なことは、島弧に平行な成分では隣の地殻が邪魔をしてオーバースリップを起こせないことである。ところが沖合のトレンチ（トラフ）側へは抵抗するものが無いためオーバースリップが可能である。スプリングバネが、押し込まれた後跳ね返るとき中立点を越えてバネが張力状態になるまで伸びる現象と同じである。このように沖合方向のみオーバースリップしたディスロケーション・ベクトルを赤色ベクトルで示した。その後、平常時に戻り海洋プレートの押し込みを受けると結果的に島弧は左向きの横方向の力を受け、この種の巨大地震が繰り返しその力が蓄積してゆく。これが島弧に中央構造線のような巨大な横ズレ断層運動を起こす原因となる。もちろん、これはプレート間巨大地震が起きることと一対一に対応するのではなく、数回の巨大地震の発生の後に中央構造線での地震発生を考えれば良い。

しかし、小竹ほか(1998)はここで提案している滑りとは逆の考えを推定している。それは、フィリピン海プレート内の 5 つの島での GPS 変位データからフィリピン海プレートとユーラシアプレートとの相対運動を求める中で提案している。まず、西南日本内帯はアムールプレートの運動として定常的に東へ移動する。一方、フィリピン海プレートと接している西南日本外帯は定常時はフィリピン海プレートの動きに伴って動き、アムールプレートとしての東進は行わない。しかし、地震時にこの東進の遅れを取り戻すようにフィリピン海プレートに押し込まれた変位にプラスして東へ過剰にスリップすると考えた。ただ、彼らが用いたプレート間のベクトルは、ユーラシアプレートの不動点に対する筑波観測点の動きを求め、そこから筑波観測点を基準にして各観測点のベクトルを求めプレート間の相対運動を議論しており、筑波観測点のように別のプレートに属する地点を介在すると誤差が大きくなると考えられる。更に、アムールプレートとフィリピン海プレートの相対運動を求める際に、1944 年南海地震や 1946 年南海地震のスリップ・ベクトルを用いており、ここで問題にしているような地震時のスリップ方向がプレートの相対速度ベクトルからズレる場合には最初の仮定が成立しない。

結果として、二つのプレートの平常時と地震時の相対変位を直接比較している図 10 と 11 の対比

がもっとも真実に近いと考えられる。

Sagiya (1995) と Sagiya and Thatcher (1999) は、震源断層を細分化してそれぞれのスリップベクトルを求めている。かれらの結果は、東西方向に近いものからここで用いたベクトルに近いものであり、注目されるが、個々のパラメータの値が示されておらず、ここでは取り上げない。

4. まとめ

ここで提案した地震時のトラフへ直交方向へのオーバースリップが西南日本島弧内の応力場と中央構造線の成因になっていると考えられる。これは中央構造線のような島弧縦断断層を単なる斜め沈み込みが形成していると考えてこれまでの説を高度化したものである。もちろん、オーバースリップ後にプレート運動による押し戻しを受けて、島弧内に右ズレ剪断力が働くが、毎回島弧縦断断層で右横ズレ運動が起きる必要はなく、何回かの繰り返しによって応力の蓄積が一定レベルに到達して初めて島弧縦断断層での断層ズレが起きるのであろう。実際、海外の類似断層であるインドネシア断層、フィリピン断層でも同じようにオーバースリップ運動が起き、前弧に横向きの力が蓄積し島弧縦断断層を生じている可能性が高いと考えられる。

またオーバースリップ自体は、逆断層型プレート間巨大地震においてすでに海岸段丘形成を説明するためのモデルとして提案されている。

さらにオーバースリップのし易さが、東海沖と南海地震の震源域で異なっている可能性がある。そして東海沖が常にオーバースリップ量が少ないため、フィリピン海プレートの押し込みによる応力が臨界値に達するのが早いと考えることが出来る。そのため地震発生が常に、東海 -> 南海の順になっていると考えることも出来る。

西南日本弧では、島弧プレートとフィリピン海スラブが滑りながら接している地域があり、残された一部では島弧プレートの下にアセノスフェアが存在する。このアセノスフェアが下にある地域が近畿三角帯であり、南北走向の逆断層が卓越している。その原因は、島弧プレートを下から支えていないためと考えた。

謝辞

神戸大学石橋克彦氏の地震学会発表から、フィリピン海スラブと島弧の位置関係についての見解で有益なヒントを頂いた。また、東京大学地震研究所の加藤照之氏には、巨大地震時のスベリとア

ムールプレートの運動方向の違いに関する有益なコメント頂いた。図の作成には PAT-ME (中村,1999) と Seis-PC (石川・中村,1997) を用いたが、特殊な機能については中村浩二さんに改修していただいた。また GPS データは国土地理院の GEONET データを使わせていただいた。ここに感謝いたします。

参考文献

- Huzita K. Kishimoto, Y. and Shiono, K., 1973, Neotectonics and seismicity in the Kinki area, Southwest Japan, Jour. Geosciences, Osaka City Univ., 16, 93-119.
- Huzita, Kazuo, 1976, The Quaternary tectonics stress states of southwest Japan, J. Geosciences Osaka City University, 20, 93-103.
- Ichikawa, M., 1971, Reanalyses of mechanisms of which occurred in and near Japan and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926-1968, Geophys. Mag., 35, 207-274.
- Inouchi, N. and H. Sato, 1975, Vertical crustal deformation accompanied with the Tonankai earthquake of 1944, Bull. Geogr. Surv. Inst., 21, 10-18.
- 石川有三, 1995, 兵庫県南部地震と応力場空白域地質ニュース, No. 6, 22-25.
- 石川有三・中村浩二, 1997, SEIS-PC for Windows95, 地震学会春季大会講演予稿集 B22-P11.
- 石川有三, 2002, 日本海東縁の地震活動からみた歪み集中帯日本海東縁のテクトニクス 編集、平・大竹・太田, 東大出版会 (印刷中)
- 石橋克彦, 1986, 東北日本北米プレート説と西南日本東進説月刊地球, 8, 762-767.
- Iwasaki, T., 1981, Theoretical study on the surface deformationss in a medium with viscoelastic layers (surface loads and dislocation sources) -Rheological structure of the upper mantle, Ph.D. Thesis, Univ. of Tokyo.
- 小竹美子・加藤照之・宮崎真一・仙石新, 1998, GPS 観測に基づくフィリピン海プレートの相対運動と西南日本のテクトニクス, 地震, 51, 171-180.
- Nakanishi, I., 1980, Precursors to ScS phases and dipping interface in the upper mantle beneath southwestern Japan, Tectonophysics, 69, 1-35.
- 中村浩二, 1999, GPS データ簡易表示プログラム (SEIS-GPS) の開発, 情報地質, 10, 4, 257-266.
- Nishida, R., 1973, Earthquake Generating Stress in Eastern Cyugoku and Northern Kinki Districts, Southwest Japan, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 22, 197-233.

越智富美子・中村美加子・趙大鵬, 2001, 西南日本のフィリピン海スラブの構造ー新しい知見ー, 月刊地球, 23, 679-684.

Sagiya, T., 1995, Crustal Deformation Cycle and Interplate Coupling in Shikoku, Southwest Japan, PH.D. dissertation, University of Tokyo.

Sagiya T. and W. Thatcher, 1999, Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan, JGR, 104, 1111-1129.

瀬野徹三, 1995, 東北 - 中部 - 西南日本の広域応力場: - 1995 年兵庫県南部地震に対するテクトニク的な意味 -, 地震, 48, 539-546.

山岡耕春・西原真仁, 1997, 中部地方の火山活動と沈み込んだフィリピン海プレートの形状, 火山, 42, 131-138.

2001 年 11 月 14 日-15 日

米子コンベンションセンターで開催された
京都大学防災研究所研究集会 13G-2