

GPS データを用いた 地殻変動解析手法に関する研究

(核燃料サイクル開発機構 委託研究成果報告書)

2004年2月

名古屋大学

本資料の全部または一部を複写・複製・転載する場合は、下記にお問い合わせ下さい。

〒319-1184 茨城県那珂郡東海村村松4番地49

核燃料サイクル開発機構

技術展開部 技術協力課

電話:025-282-1122(代表)

ファックス:029-282-7980

電子メール:jserv@jnc.go.jp

Inquires about copyright and reproduction should be addressed to:

Technical Cooperation Section,

Technology Management Division,

Japan Nuclear Cycle Development Institute

4-49 Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki 319-1184, Japan

©核燃料サイクル開発機構

(Japan Nuclear Cycle Development Institute)

2004

GPS データを用いた地殻変動解析手法に関する研究

(核燃料サイクル開発機構 委託研究成果報告書)

鷺谷 威

要 旨

GPS データを利用して内陸震源断層の調査を行うための方法について検討した。プレート境界面における固着の影響により、内陸地域でも顕著な地殻変動が発生する場合があります。内陸震源断層の調査に GPS 観測データを利用するためには、データから予めこの影響を除去する必要があります。そのための方法について検討した結果、日本列島全域のデータについて同時解析を行うこと、また、プレート境界面における固着の影響を見積もる際に、プレート運動モデルに即した現実的な境界条件を付すること、さらには歪みないし歪み速度のデータを解析対象とするなどの方法が有効であるとの結論が得られた。

一方、活断層の過去の活動履歴に関する情報と GPS データとの相互比較を行い、両者が整合的に理解可能かどうか検討した。これら2種類のデータで歪み速度が食い違う点については、そもそも比較する対象として適当ではないことが分かり、変位速度で比較をすれば2種類のデータを統一的に理解できること、その際に関連する変形の現れる領域の幅が断層毎に異なっていることが分かった。

これらの結果から、GPS データは内陸震源断層の評価に利用できる可能性が確認された。

本報告書は、名古屋大学が核燃料サイクル開発機構との委託研究契約により実施した研究成果に関するものである。

名古屋大学

February,2004

The research on method for investigating inland crustal deformation with GPS data

Takeshi Sagiya*

Abstract

I examined new methodologies for investigating inland seismogenic faults with GPS data. Inland crustal deformation is sometimes significantly affected by plate coupling at subduction zones. Therefore it is quite important to remove such effects from original GPS data in order to discuss inland seismogenic faults. It is suggests that we need a simultaneous analysis of nationwide GPS data and introduction of physical constraint such that the coupling vectors are directed along the relative plate motion.

On the other hand, I compared geologically estimated slip rates of active faults and geodetic data around those faults in order to check consistency between these two data sets. Although these two data have significantly different strain rates, it is concluded that direct comparison of these two data sets is not reasonable and other aspects such as the displacement rate can be comprehensively understood. In addition, crustal deformation associated with active faults appears within a finite width, which is highly variable among active faults, around each active fault.

Through these investigations, an applicability of GPS data for investigating inland seismogenic faults is confirmed.

目 次

和文要旨

英文要旨

	頁
1. はじめに	1
2. プレート境界の影響評価に関する検討	2
2. 1 概要	2
2. 2 GPSデータ	2
2. 3 プレート間相互作用の推定とその問題点	3
2. 4 日本周辺のプレート境界面の固着域推定	4
2. 5 考察	5
3. GPSと活断層による歪み速度の違いに関する検討	7
3. 1 概要	7
3. 2 解析手法	7
3. 3 解析結果	8
3. 4 議論	9
4. おわりに	11
参考文献	12

図目次

	頁
図 1 バックスリップモデルの概念図	14
図 2 日本列島周辺のプレート形状モデル	15
図 3 GPS 速度データ	16
図 4 GPS データの解析から推定したプレート境界面の固着分布	17
図 5 固着分布から計算される地表の地殻変動速度分布	18
図 6 (a) GPS 観測による牛伏寺断層周辺の地殻変動速度分布	19
図 6 (b) 牛伏寺断層周辺における地殻変動速度の空間変化	20
図 7 (a) GPS 観測による阿寺断層周辺の地殻変動速度分布	21
図 7 (b) 阿寺断層周辺における地殻変動速度の空間変化	22
図 8 (a) GPS 観測による跡津川断層周辺の地殻変動速度分布	23
図 8 (b) 跡津川断層周辺における地殻変動速度の空間変化	24
図 9 (a) GPS 観測による根尾谷断層周辺の地殻変動速度分布	25
図 9 (b) 根尾谷断層周辺における地殻変動速度の空間変化	26
図 10 (a) GPS 観測による養老断層周辺の地殻変動速度分布	27
図 10 (b) 養老断層周辺における地殻変動速度の空間変化	28
図 11 (a) GPS 観測による山崎断層周辺の地殻変動速度分布	29
図 11 (b) 山崎断層周辺における地殻変動速度の空間変化	30
図 12 固着域の下限の違いによる地表における地殻変動パターンの違い	31

1. はじめに

内陸の震源断層の活動度評価を行う際、現状で最も多く使われている情報は、活断層が長期間にわたって蓄積した地形学的な痕跡や、活断層を直接トレンチ調査することにより得られる地質学的な情報である。こうした情報は長い期間にわたる変形の積分量を見ているものであり、信頼性は高いがいくつかの問題もある。例えば、現在の地質学的・地形学的調査に基づく情報は、断層沿いの1箇所ないし数箇所で作られた点の情報である場合が多く、空間的な分解能が必ずしも無い。また、長期的な積分量としての変位量は確かでも、その期間中の時間的な変化については分解能が無い。こうした問題点は手法そのものの特性とでもいうべきものであり、こうした調査方法を改善するよりは、他の科学的情報を加味する方が問題の解決につながると考えられる。

最近、地殻活動の研究において注目を集めているものにGPS観測がある。これは人工衛星を用いた測位システムであり、特に日本においては、国土地理院が日本全国に配置した稠密なGPS連続観測網によって、日本列島で約1,000箇所にも上る多数の観測点において、正確な座標値を毎日推定することが可能となった。このGPS観測によって、地殻変動の観測・研究はここ数年で飛躍的な進歩を遂げている。

GPSの観測データを内陸震源断層の評価に役立てるためにはどうすれば良いだろうか？そこにはいくつか解決すべき問題点がある。第一に、日本列島周辺にはプレートの沈み込み境界があり、内陸の活断層に関連した変形よりも一桁大きい変形が生じており、その影響は内陸地域にも及ぶ。これにより、内陸活断層の変形はマスクされてしまい、正確な見積もりが困難となる。第二の問題点として、これまでの研究ではGPSによる地殻変動と他の地質学的な手法から推定される地殻変動とが必ずしも整合的でない、ということが挙げられる。野原・他(2000)は活断層データから推定した日本列島の歪み速度をSagiya et al. (2000)がGPSから推定した歪み速度と比較しているが、GPSによる推定の方が一般的に大きい値となっている。

本研究では、こうした問題点について調査し、GPSデータを内陸震源断層の調査に活用する方策を検討した。

2. プレート固着域の影響評価に関する検討

2.1. 概要

日本列島は東から太平洋プレート、南からフィリピン海プレートが日本列島の下へと沈み込むプレート境界域に位置しており、これらプレートの沈み込み運動が日本列島の地殻活動を支配していると言っても過言ではない。すなわち、内陸の活断層を動かす原動力の多くはプレートの沈み込みに由来していると考えられる。

多くの沈み込みプレート境界においては数十年から数百年程度の間隔で大地震が繰り返し発生するが、これは、プレート境界面の一部において大陸プレートと海洋プレートの間に固着が生じ、海洋プレートの沈み込みに伴って大陸プレートが変形し、それにより蓄えられた弾性エネルギーがプレート境界面の断層破壊を伴って間欠的に開放されるためである。こうした大地震の繰り返しは地震サイクルと呼ばれる。

プレート境界における地震サイクルに伴って、大陸プレートの側では応力(歪み)の蓄積と開放が繰り返される。この繰り返し間隔は、一般的な内陸の震源断層の活動間隔(千年～数万年)よりもはるかに短く、内陸の地震の1回の繰り返しのうちに周辺のプレート境界の地震は何回も起きる。また、プレート境界による応力の蓄積速度は非常に大きいため、長期間にわたってゆっくり蓄積すると考えられる内陸震源断層の応力蓄積過程は観測データでは非常に見えにくい。

こうした問題を解決するには、沈み込みに伴うプレート境界の影響を正確に評価し、内陸部の地殻変動を補正する必要がある。以下では、その手法について検討するとともに、解析上の問題点を考察する。

2.2. GPS データ

本研究では、国土地理院の GPS 連続観測網(GEONET)の解析により得られ、公表されている日座標値データを使用した。以下の解析では、日座標値そのままではなく、そこから各観測点の地殻変動速度を推定し、基本データとして用いた。

GEONET の観測網は 1996 年 4 月から全国で 620 点と拡充されており、これ以降の期間が主たる解析対象となる。しかし、2000 年 6 月末に発生した三宅島の噴火および伊豆諸島周辺の群発地震活動は、関東地方から中部地方のほぼ全域にわたって顕著な地殻変動を生じた。さらに、2001 年以降、東海地域ではプレート境界でゆっくりすべりが起きるなど、2000 年 5 月以前と 6 月以降とでは地殻活動の状況が大きく変化してしまっている。現時点においては 2000 年以降よりもそれ以前の期間の方が長いため、ここでは便宜的に 2000 年 5 月以前の地殻変動を定常的なものとみなし、この期間のデータのみを解析することにした。

GPS の日座標値から地殻変動速度を推定するにあたって、Sagiya et al.(2000)は、直線のトレンド、1年周期の正弦曲線で表される季節変動および大地震等に起因する顕著な地殻変動を表すステップの重ね合わせで日座標値変化の時系列データを近似し、推定された直線トレンドの傾きから地殻変動速度を推定した。

GPS の日座標変化に見られる季節変動成分については、Murakami and Miyazaki (2001), Heki (2001)などの研究がなされており、それらの研究を通して季節変動成分が必ずしも1年周期の正弦関数で表されるような単純なものではないことも明らかになってきた。すなわち、日座標の時系列データが1年より短周期の周期的な成分を持つ可能性が考えられる。こうした背景を踏まえ、本研究では、高次の正弦関数まで含めた形で時系列データを近似することを試みた。具体的には日座標データを以下の関数で近似する。

$$x(t) = a + bt + \sum_{n=1}^N (c_n \sin 2\pi nt + d_n \cos 2\pi nt) + \sum_{m=1}^M e_m H(t - t_m) \quad (1)$$

(1)式において、右辺第3項の和は周期が1年、1/2年、1/3年…の正弦関数および余弦関数の線形結合である。また、右辺第4項の和は、大地震等に伴うステップを表す。このうち、第3項の和を取る次数の上限 N は、観測データに対する関数の適合度を AIC(赤池の情報量基準)最小の基準に基づいて判断した。

各観測点の変位量は水平および上下方向に合計3つの成分を持つが、(1)式による座標地変化の近似は各成分独立に行っている。

2.3. プレート間相互作用の推定とその問題点

GPS データからプレート間の相互作用を推定する場合には、Savage(1983)が提唱したバックスリップ(すべり欠損)モデルが使用される。このモデルは、図1に示すように、非地震時のプレート間相互作用を(1)固着を伴わないプレートの定常的な沈み込みと(2)固着域における正断層型のすべりの重ね合わせとして表現し、さらに(1)による影響が無視できるものと仮定して、地表の地殻変動分布を解析して直接(2)を求めるものである。

これまでに行われた代表的な結果を挙げると、四国、九州地方について Ito et al. (1999)が、東海地域については Sagiya (1999)が、南関東地域については鷲谷(1998)が、東北地方については Ito et al.(2000)や Nishimura et al.(2000)が、北海道については Ito et al.(2000)がこの種の解析を行いプレート境界面の固着分布を推定している。

これらの解析の問題点として、解析対象として日本列島の一部のみを扱っていることが挙げられる。こうした扱いの結果、解析対象領域の端では異常な結果が得られる場合もあるのだが、そうした結果が解析していない領域のデータから見て妥当であるかどうかという検討はこれまで正確になされていない。日本列島全域を一度に解析すればこうした問題は解決するが、それには計算量が大きくなるなどの問題もあり試みられてこなかった。

また、別の問題点として、解像力の問題がある。現状では GPS データは陸域にのみ限定され、海域に観測点が存在しない。これにより、特に主要な固着域が沖合いに位置する日本海溝ではプレート間の固着分布の推定が困難になる。

さらに、プレート境界に由来しない地殻変動をもプレート境界に起因するものとして解釈している点も問題点として挙げることができる。駿河湾から四国沖にかけて連なる駿河・南海トラフでは M8級の巨大地震が連鎖的に繰り返し発生してきたことが知られているが、この領域を一度に扱ってプ

プレート境界面の固着分布を求めようとすると、東と西とで不整合が生じる。より具体的に言うと、四国地方で妥当な推定が行えるように解析を行うと、紀伊半島以東の推定結果がプレートの相対運動速度と比べてはるかに大きく、しかも西向きに偏ったプレート間の固着が推定されてしまう(例えば西村・他、1999)。これは、解析の対象とする GPS の速度ベクトルに、プレート境界の相互作用とは別の要因が存在するためである。すなわち、Sagiya et al. (2000)が指摘した歪み集中帯の存在によって東海地域より西側の内陸部では顕著な東西短縮変形が生じており、この影響を無視したために、駿河・南海トラフとは本来無関係の歪み集中帯の影響がプレート境界面に投影されてしまったと考えられる。

このように、GPS データからプレート境界の相互作用を推定する解析はいくつもの問題を抱えている。内陸震源断層に関連する地殻変形成分を抽出するためにはこうした問題を解決する必要があることになる。

2. 4. 日本周辺のプレート境界面の固着域推定

前節において、GPS データからプレート境界における相互作用を推定・補正する上での問題点を3点指摘した。これらをすべて解決するのは容易なことではないが、鷲谷・他(2003)が日本列島全域のプレート境界について試験的に同時解析を行った結果について議論する。

こうした解析を行うにあたり、まず必要になるのがプレート境界面の形状である。最近では地震波を用いた構造探査によってプレートの形状が詳細に調べられているが、日本列島全域をカバーするためには情報が不足している。ここでは、福井・他(2002)が震源分布に基づいて作成したプレート境界面の形状データを使用した。形状モデルを図2に示す。この形状モデルは双三次スプライン関数の重ね合わせで表現されており、モデル領域のいたるところ二階微分まで連続になっており、非現実的な応力集中を避けることができる。

解析の対象とする日本列島のGPS速度データは、既に述べたように内陸部の変形の影響も含んでいる。これをそのまま解析すると、内陸変形の影響がプレート境界に投影されてしまい、非現実的な解をもたらす。そこで、この解析では、簡易的な方法であるが、東日本と西日本について別々の点を基準として解析することにより、こうした影響を避けている。解析に用いたGPS速度データを図3に示す。ここでは水平成分のみが示されているが、実際の解析では上下成分も含めた3次元的なデータを扱っている。

鷲谷・他(2003)の解析では、プレート境界面上のすべり速度分布を双三次のBスプライン関数の重ね合わせで表現した。プレート境界面の固着は温度に強く依存することが知られている。Hyndman et al.(1995)によれば、固着域の下限はプレート境界面の温度で350°C程度に相当する。太平洋プレートとフィリピン海プレートを比較すると、太平洋プレートの方が古くて冷えているため、沈み込んだ後も低い温度を維持し、より深い部分まで固着していると考えられる。そこで、この解析では太平洋プレートについては深さ100kmまで、フィリピン海プレートについては深さ60kmまでが解析対象領域として設定された。等間隔のメッシュで日本列島域を区切ると、解析の対象となる領域は非常に不規則な分布となる。この解析においては、プレート境界毎に深さの範囲を指

定し、プレート境界がその深さ範囲内に位置する領域を自動的に抽出し、モデル領域として設定した。そのため、解析を行う際には、対象とする領域を地表面の矩形で指定し、さらにプレート境界の深さ範囲と、**B**スプライン関数を定義する空間格子の間隔を与えるだけで解析が自動的に行われる。そうして得られた結果を図4に示す。四国沖、宮城沖、根室沖などに強い固着を示すすべり欠損領域が推定される一方、日向灘ではすべり過剰が推定されている。日向灘から琉球海溝沿いについては、沖縄トラフにおける背弧拡大の影響が考慮されていない影響があると思われるが、その他は概ね妥当な結果と考えられる。

ここでは千島海溝から琉球海溝にいたる日本列島沿いのプレート沈み込み帯における固着分布を同時解析によって推定している。こうしたプレート境界の固着分布の推定は、これまでも多数行われてきたが、それらは特定の領域を対象としたものばかりであった。そのような解析では、扱った領域のすぐ外側において固着分布の妥当性が検証されていないといった問題があるため、日本列島全体を同時に解析することが望ましい。

このすべり分布モデルから計算される地表の地殻変動分布が図5である。逆解析を行ったのだから当然のことではあるが、図3に示した入力データが良く再現されていることが分かる。

2. 5. 議論

前節の解析は、日本全国のデータを同時に解析することにより先に指摘した問題点の一つに対する解決策を示すものである。しかし、この解析手法ではプレート境界の影響を取り除いた後に調べる対象である内陸地域の変形についてある種の仮定を導入する必要があり、そうした結果は内陸震源断層の議論をするためには適していない。そうした方法に適した解析手法として、以下のようなものが考えられる。

(1) 物理的に妥当性のある拘束条件の導入

プレート間の固着がプレート運動に伴って生じるものであると考えれば、すべり欠損ベクトルの向きはプレートの相対運動方向に仮定され、さらに、すべり欠損ベクトルの大きさはプレート相対運動の大きさを越えることはない。前者の仮定は前節の解析でも導入されていたものであるが、後者については数学的な扱いが煩雑になるため取り入れられていなかった。こうした条件を取り入れることにより、物理的に妥当でかつ数学的に安定なデータ解析を行うことが可能となると考えられる。

(2) 観測データの扱い

前節の解析ではプレート境界から離れたところに基準点を設けて解析を行った。その際に基準点に生じる変形の影響も考慮されているが、こうした解析では微小な内陸変形が長距離にわたって積分されてデータに混入し、解析結果にバイアスをもたらす可能性も否定できない。こうした影響を避けるためには、変位速度データではなく歪み速度のデータを用いる必要がある。プレート境界面のすべり欠損と地表の各点における歪み速度成分との間には変位成分と同様な線形の関係が成り立つので、歪みをデータとする場合でも同様な解析を行うことが可能である。

以上のような解析手法を開発すれば、先に挙げた解析上の3つの問題のうち2つまでは実質的に解決することが可能であると考えられる。第三の問題、すなわち海域に対する解像度不足については、解像力が不足するという事実自体が沖合いのプレート境界における固着の影響は陸域において観測誤差レベル程度かそれよりも小さいということを示すものであり、こと内陸震源断層の評価を主目的とする限りにおいては大きな影響はないものと推測される。

これまで述べてきたように、物理的に妥当性を持つ拘束条件を導入し、観測データの扱いに十分注意を払うことによって、GPS データに基づいて内陸震源断層周辺の変形の正当な評価を行うことができるものと予想される。今後は、ここで挙げた改善点を踏まえた解析プログラムを開発し、実際のデータに適用していきたいと考える。

3. GPS と活断層による歪み速度の違いに関する検討

3.1. 概要

地殻浅部で発生する大地震は、プレート運動などに起因して地殻内に蓄積された応力によって地殻が破壊される現象である。地殻内における応力蓄積の様子は地殻の変形すなわち地殻変動に反映されるので、過去および将来の内陸大地震の震源域となる活断層の周辺において地殻変動の詳細な分布を明らかにすることは重要な意義がある。

本研究では、国土地理院の全国 GPS 連続観測網 (GEONET) から推定された地殻変動速度データをいくつかの活断層を基準として見直すことで活断層周辺の地殻変動について検討した。

本来、地殻変動を表す量は地殻歪みおよび地殻歪み速度である。地殻変動速度は求める際に固定点の仮定が必要であり、さらに剛体運動 (translation) や剛体回転 (rotation) の影響が混入するおそれがある。これらの影響をきちんと区別せずに議論を進めると地殻変動の解釈を誤る場合がある。

本研究で地殻変動速度を検討の対象としたのは、主として以下の2つの理由による。第一に、測地観測によって得られる地殻変動の情報は活断層で起きる地震の影響を含まない、非地震時の地殻変動に関するものである。これらの量は断層面が固着している限り、活断層付近で連続な値を取る。かたや活断層のトレンチや地形学的な調査から得られる情報は過去の地震に伴うずれの量や速度であり、断層面を境にして不連続な量を扱っている。従って、非地震時の歪みと地質学的な平均変位速度を比較しても全く意味がない。第二の理由として、地殻変動速度は断層を境とする両側のブロック運動を反映しており、断層からある程度離れた2地点間の相対的な運動速度は、長期にわたる断層の平均変位速度と同程度になると予想される。Bourne et al. (1998) は、ニュージーランドと南カリフォルニアの事例について、実際にそうした関係があることを示している。

3.2. 解析手法

本研究では日本列島の6つの活断層について、GPS 連続観測データから得られた地殻変動速度に基づいて断層周辺の地殻変動分布を検討した。対象とした活断層は、牛伏寺断層、阿寺断層、跡津川断層、根尾谷断層、養老断層、山崎断層の6つである。国土地理院の GEONET 観測点のうち各断層に最も近い観測点を選んで基準点とし、この基準点に対する周辺の GPS 観測点の相対的な変動速度を推定した。変動速度の推定は 1998 年 1 月から 2000 年 5 月までの日座標値を用いて、2章で述べた方法に基づいて行った。

次に、各断層の走向に各観測点の変位ベクトルの水平成分を平行な方向および垂直な方向について求める。こうして求めた水平2成分、鉛直1成分の地殻変動速度データを、断層の走向と直交する方向にプロットして地殻変動速度の空間的な分布を求め、考察を行った。

なお、解析の対象領域については、断層の走向方向の長さを適当に調節するとともに、走向と直交する方向については断層から両側にそれぞれ 100km 以内の領域を対象とした。

3.3. 解析結果

図6~11に各断層について求めた地殻変動速度分布図と断層走向に直交する方向の速度分布を示した。以下、各断層周辺で見られる地殻変動の特徴について議論する。

図6は糸魚川—静岡構造線断層帯の中央部に位置する牛伏寺断層周辺の地殻変動である。牛伏寺断層は日本列島内陸部で最大級の平均変位速度(8.6-9.5mm/yr)が推定されているにも関わらず、地殻歪みが比較的小さいことが指摘されてきた(例えば多田・橋本, 1990)。この一見矛盾するように見える観測事実に対する説明は上でも述べた通りで、歪み速度と平均変位速度という全く異なる物理量を直接比較していることに起因する。速度分布図を見てみると、断層に直交する方向の速度成分は断層周辺で殆ど無いが、断層に平行な変位速度成分は断層を境にしてなだらかに変化しており、断層から両側にそれぞれ50km程度離れた2点で比較すると、7-8mm/yrの相対速度を持つことが分かる。この変形の方法および大きさは、ほぼ牛伏寺断層の平均変位速度に匹敵する。また、この断層の両側50km程度の範囲内には他に顕著な活断層が見当たらず、この地殻変形に伴い蓄積された応力は牛伏寺断層の運動によって解消されるものと考えられる。この2点間で平均変位速度の変化の仕方はほぼ一様であり、特に顕著な歪みの集中は見られない。このことは、地殻深部における変形過程を考える上で重要である。すなわち、断層をはさむ両側のブロックが剛体的な運動をしており、その上部地殻部分が固着することにより弾性変形が起きているのであれば、地表の変形分布は図6のような直線的な変化にならず、逆正接関数の形になる。このような直線的な地殻変動速度変化は、深部における変形がブロック境界に集中したものではなく、断層の周囲に幅を持った、流動的な変形である可能性を示唆する。

図7は阿寺断層に関する結果である。阿寺断層は1586年天正地震で活動したという報告がある(例えば遠田・他, 1994)。阿寺断層もまた、断層としての活動度が高く、最大5mm/yr程度の平均変位速度が推定されているのにも関わらず周辺の測地学的な地殻歪みが小さい場所である。阿寺断層についても、断層と直交する方向の変位速度成分は非常に小さく、左横ずれ型の変形が生じている。断層周辺に観測点が少なく、断層から離れるとプレート境界や他の活断層の影響が入ってきてしまうため判断が難しいが、断層の両側の相対的な変動速度は2-3mm/yr以下である。この値は地質学的な推定に比べるとやや小さい。比較的新しい時代に活動があったこと、また隣接地域で1891年濃尾地震のような顕著な地震活動があったことが影響しているのかも知れない。

図8は跡津川断層に関する結果である。この結果で顕著なのは、断層に平行な変位成分が断層を横切ってきれいな逆正接関数型の分布をすることである。変動帯の幅は断層の両側にそれぞれ30km程度である。この部分は、Sagiya et al.(2000)が指摘した新潟—神戸構造帯(歪み集中帯)の一部を構成している。この変動パターンを単純なブロック断層モデルで解釈すると、固着域の下限として約15km程度の値が推定される(図12)。これより固着域が浅い部分に限られると、変形はより断層近傍に集中し、逆に深くまで固着しているとなだらかな分布になる。このことは、跡津川断層を含む歪み集中帯がプレート境界であるとする解釈と整合的であるが、現実にはそれほど単純ではない。なぜかと言えば、跡津川断層では、断層に直交する方向の速度成分も存在するのである。この変形の大きさは横ずれの成分にもほぼ匹敵し、また興味深いことに変位速度の変化は比較的

なだらかで、断層の両側それぞれ 100km にわたる広い範囲で比較的一様な変形が生じている。大井・他(2003)はこの変動に関して、有限要素法によるモデル化を行っている。

図9は根尾谷断層である。この断層では 1891 年に日本列島の内陸部では最大級と考えられている濃尾地震が発生した。この断層についても、断層周辺の観測点が少なく細かな議論をすることは困難であるが、断層の東側と西側で断層に平行な成分、直交する成分の両方とも段差ができていように見える。このことは、断層に近い部分(±40km 程度)で変形が集中している可能性を示唆する。断層をはさんだ変位速度の食い違いは断層に平行な成分で 4mm/yr 程度、断層に直交する成分で 5mm/yr 程度である。濃尾地震は横ずれを主体とする断層運動であったが、このように短縮変形が顕著に見られることは興味深い。この断層周辺では現在も GPS 観測点が少ないので、今後臨時観測点を導入するなどして地殻変動パターンの解明を図ることが必要であろう。そうして得られた地殻変動は、日本列島内陸部の広域的な変動パターンとともに、1891 年濃尾地震の余効変動の影響を含む可能性も考えられ、解釈はそれほど単純ではない。

図10は養老断層に関する結果である。これまでに述べた4つの断層はいずれも横ずれを主体とする断層であったが、養老断層は西側が東に向かって衝上するような逆断層である。変形パターンを見てみると、断層のほぼ地表トレース上に位置する基準点に対し、西側の観測点が 3-5mm/yr で近づくような運動をするのに対し、東側の観測点については殆ど短縮が見られず剛体的である。この結果から、断層の深部延長が地表の断層よりも西側に延びていることが推測され、また逆断層の場合に断層の上盤側に変形が集中するといった一般的性質を読み取ることができる。もう一つ興味深いのは、断層の東側の観測点が断層に対して左横ずれするような変位速度を持つことである。これはフィリピン海プレートの沈み込みの影響を反映したものである可能性が高いが、養老断層の活動がこうした変形に起因する横ずれ成分を持つ可能性も考えられる。

図11は山崎断層に関する結果である。山崎断層の平均変位速度推定値は 0.3mm/yr 程度と活動度としては B 級である。これに呼応するように、断層周辺の地殻変動もあまり顕著ではなく、かろうじて左横ずれの変形パターンが認識できる程度である。

3.4. 議論

以上、6つの断層について検討してきたが、測地学的に得られる現在の地殻変動が、地質学的に得られる活断層の情報と基本的には矛盾しないことが概ね確認された。特に平均変位速度が数 mm/yr 程度ある A 級活断層については、その活動度を断層周辺の地殻変動速度から推定することが可能だと考えられる。一方、B 級活断層に対しては期待される変動の大きさが観測精度を下回ってしまうので有用な情報を得られるとは考えにくい。このように、測地学的な観測データと地質学的な情報が互いに矛盾することなく解釈できるという結論は過去の研究ではなかなか得られなかったものであり、こうした手法を用いて全国の活断層周辺の変形過程を調査することは十分に意義のあることだと考えられる。

図12は、跡津川断層周辺の地殻変動パターンと比較対照させる目的で計算した固着域の下限の深さが 5km、15km、30km の場合の地殻変動分布である。この計算例では、断層の両側のブ

ロックが断層の平均変位速度(12mm/yr と仮定)で移動していて、地表付近が固着している場合の影響をすべり欠損モデル(Savage and Prescott,1978)に基づいて、垂直横ずれの断層を仮定して断層に平行な変位成分を計算した。計算には Okada(1985)の解析解を使用している。中央に位置する断層上を基準として変位速度がブロック速度(6mm/yr)の 8 割程度になるのは、固着下限が 5km の場合は断層から約 15km 離れた地点であるが、固着下限が 15km の場合には約 46km、固着下限が 30km の場合には実に 92km も離れないと同じ変位速度に達しないことになる。逆に言うと、このように断層で仕切られた各ブロックの相対運動速度が予め分かっている(これは活断層の平均変位速度である)、断層上を基準としてある程度ブロックの運動速度に近い地殻変動速度が得られるようになる地点までの距離は、断層面の固着域の下限の深さを表すことになる。上の3例では、ブロック運動速度の 8 割になる点から断層までの距離の約 1/3 が固着下限の深さということになる。こうした距離を活断層毎に求めてやれば、断層毎の特徴が一層明らかになるであろう。

4. おわりに

GPS データを利用して内陸震源断層の調査を行うための課題として、主として2つの点について検討した。

沈み込みプレート境界面における固着の影響評価については、これまでに行われている解析の問題点を整理した。問題は解析手法および扱うデータの両方にあり、正しい取り扱いをしないと、本来の検討対象である内陸の変形の影響をプレート境界面に押し付けて本来見たい情報を失うことになりかねない。こうした問題を解決するためには、日本列島全域について同時解析を行う、すべり欠損ベクトルをプレート運動に正しく準拠させる、変位速度ではなく歪みを対象とした解析を行う等の対策が有効であると考えられる。

検討した第2の点は、内陸活断層周辺における地殻変動に関する GPS データと地質学的データの矛盾に関する内容である。両方で歪み速度が食い違うことについては、そもそも比較対象として適当でないという結論が得られ、変位速度で比較をすれば必ずしも両者は矛盾するものではないことが明らかとなった。ただし、その場合、断層ごとに関連する変形の現れる領域の幅が異なるという点を認める必要があり、その物理的解釈については今後の検討課題である。

いずれにせよ、本研究を通して、GPS データが内陸震源断層を評価するために利用する可能性は確認することができた。今後、プログラム開発およびデータ解析を進めてさらなる検証を進めて行きたいと考える。

参考文献

- Bourne, S. J., P. C. England, and B. Parsons, The motion of crustal blocks driven by flow of the lower lithosphere and implications for slip rates of continental strike-slip faults, *Nature*, 391, 655-659, 1998.
- 福井健史・他: 日本列島域の3次元プレート境界面形状: 中解像度スタンダードモデルの開発、日本地震学会 2002 年秋季大会, 2002.
- Heki, K., Seasonal modulation of interseismic strain buildup in Northeastern Japan driven by snow loads, *Science*, 293, 89-92, 2001.
- Hyndman, R. D., K. Wang, M. Yamano, Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust, *J. Geophys. Res.*, 100, 15373-15392, 1995.
- Ito, T., S. Yoshioka and S. Miyazaki, Interplate coupling in southwest Japan deduced from inversion analysis of GPS data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 115, 17-34, 1999.
- Ito, T., S. Yoshioka and S. Miyazaki, Interplate coupling in northeast Japan deduced from inversion analysis of GPS data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 176, 117-130, 2000.
- Murakami, M., S. Miyazaki, Periodicity of strain accumulation detected by permanent GPS array: Possible relationship to seasonality of major earthquakes' occurrence, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2983-2986, 2001.
- 西村宗・安藤雅孝・宮崎真一、南海トラフ沿いのプレート間カップリングと九州南部の南東向き変動について、*地震*, 51, 443-456, 1999.
- Nishimura, T., S. Miura, K. Tachibana, K. Hashimoto, T. Sato, S. Hori, E. Murakami, T. Kono, K. Nida, M. Mishina, T. Hirasawa, and S. Miyazaki, Distribution of seismic coupling on the subducting plate boundary in northeastern Japan inferred from GPS observations, *Tectonophys.*, 323, 217-238, 2000.
- 野原壯・郡谷順英・今泉俊文、活断層 GIS データを用いた地殻の歪み速度の推定、*活断層研究*, 19, 23-32, 2000.
- 大井陽一・平原和朗・安藤雅孝・細善信・和田安男、GPS観測による跡津川断層系およびNKTZにおけるひずみ速度場の詳細解析、*地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会*, S075-005, 2003.
- Y. Okada, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1135-1154, 1985.
- 鷺谷威, GPS連続データから推定されるフィリピン海プレート北端部におけるプレート間相互作用とテクトニクス, *東京大学地震研究所彙報*, 73, 275-290, 1998.
- Sagiya, T., Interplate coupling in the Tokai District, Central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2315-2318, 1999.
- Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada, Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan, *PAGEOPH*, 157, 2303-2322, 2000.
- 鷺谷威・松浦充宏, 橋本千尋・福井健史, 地殻活動予測モデリングのための地殻変動データ同化, *地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会*, U062-P003, 2003.
- Savage, J. C., and W. H. Precott, Asthenosphere readjustment and the earthquake cycle,

J. Geophys. Res., 83, 3369-3376, 1978.

Savage, J. C., A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, J. Geophys. Res., 88, 4984-4996, 1983.

多田堯・橋本学, フォッサマグナ中・北部地域の地殻水平変動とそのテクトニックな意義について, 地学雑誌, 99, 92-97, 1990.

遠田晋次・井上大栄・高瀬信一・久保内明彦・富岡伸芳、阿寺断層の最新活動時期:1586年天正地震の可能性、地震、47、73-77、1994.

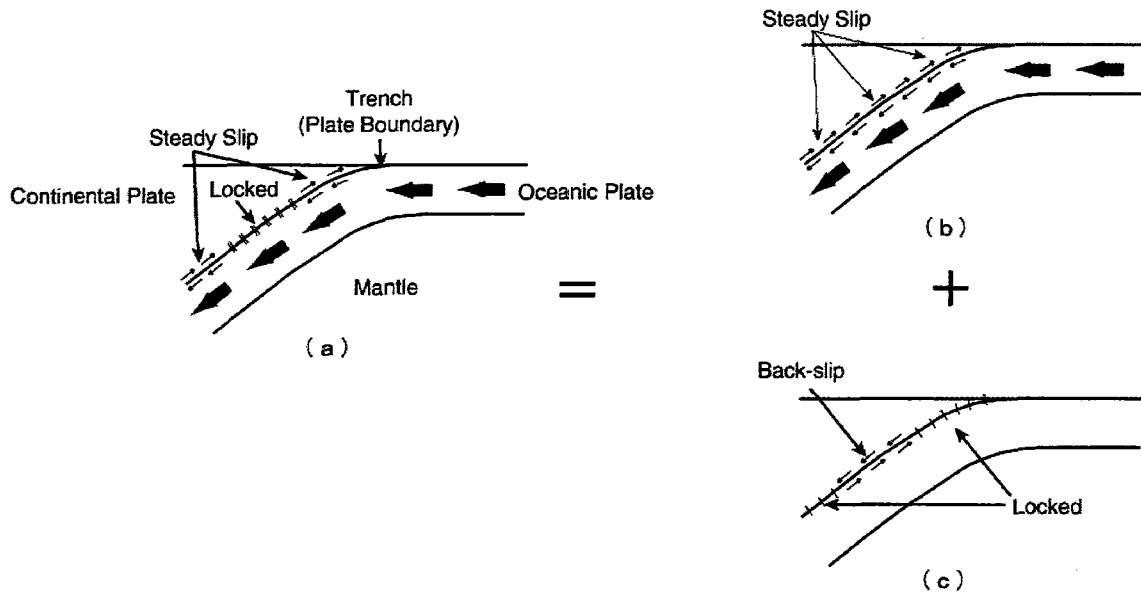


図1 バックスリップモデルの概念図

Plate Configuration Around Japan

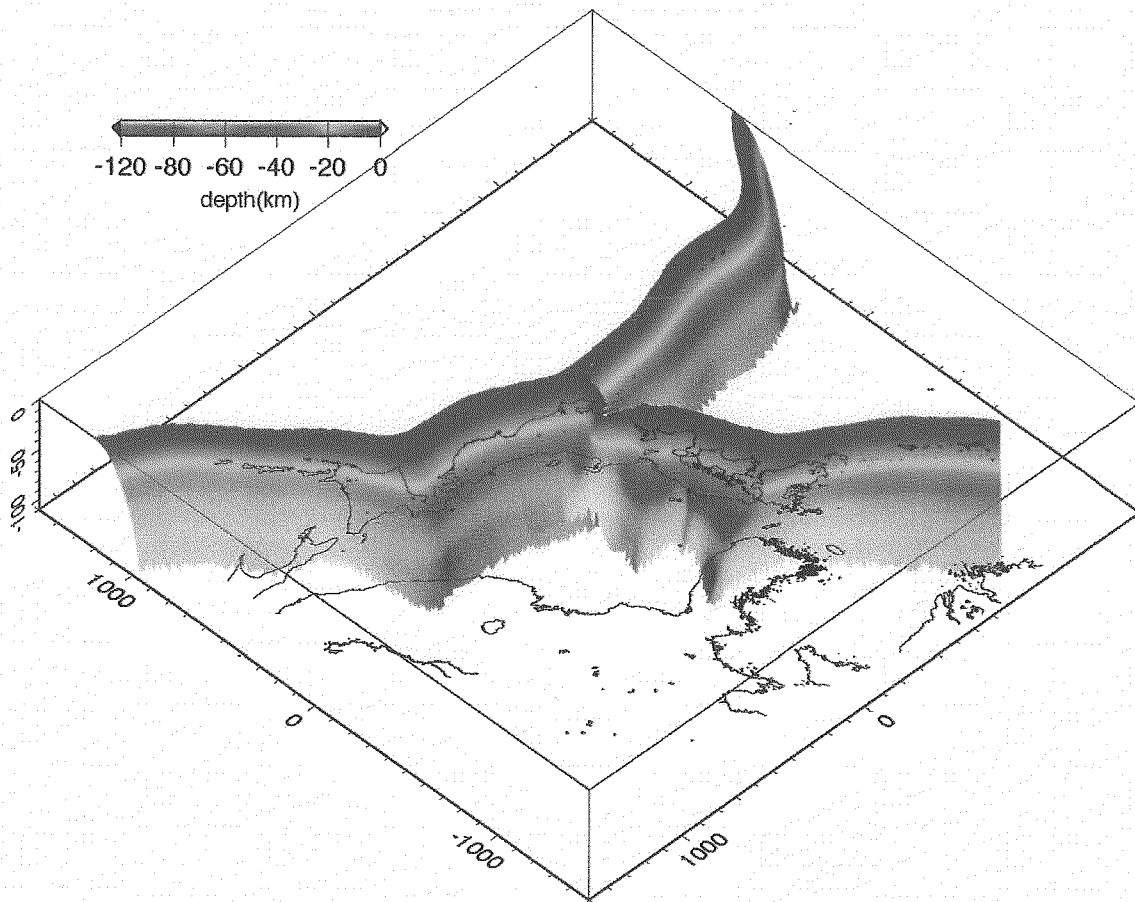


図2 日本列島周辺のプレート形状モデル(福井・他(2002))

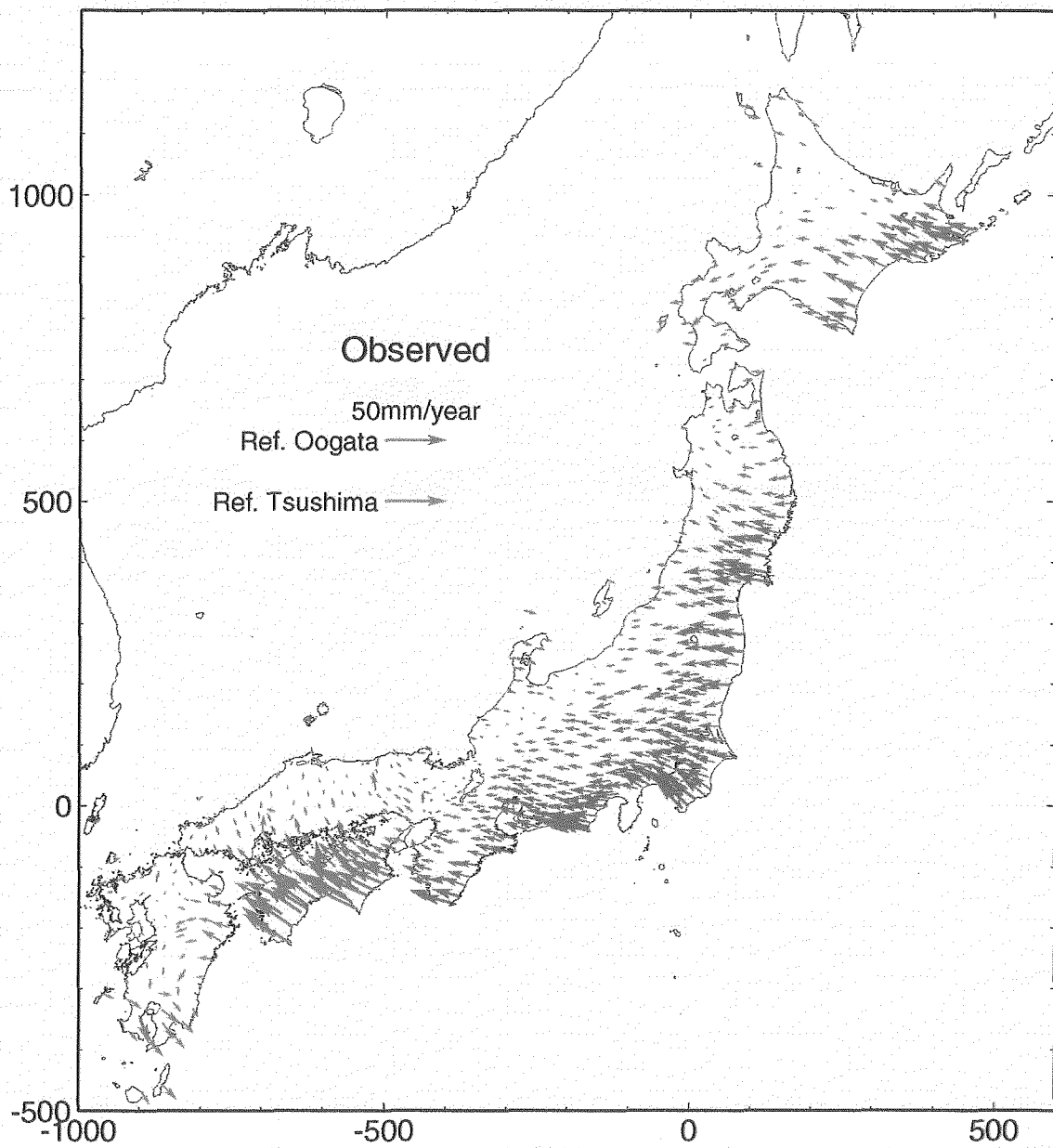


図3 GPS 速度データ。東日本は新潟県大潟に対する速度、西日本は長崎県対馬に対する速度である(鷲谷・他、2003)。

Plate Interactions Around Japan

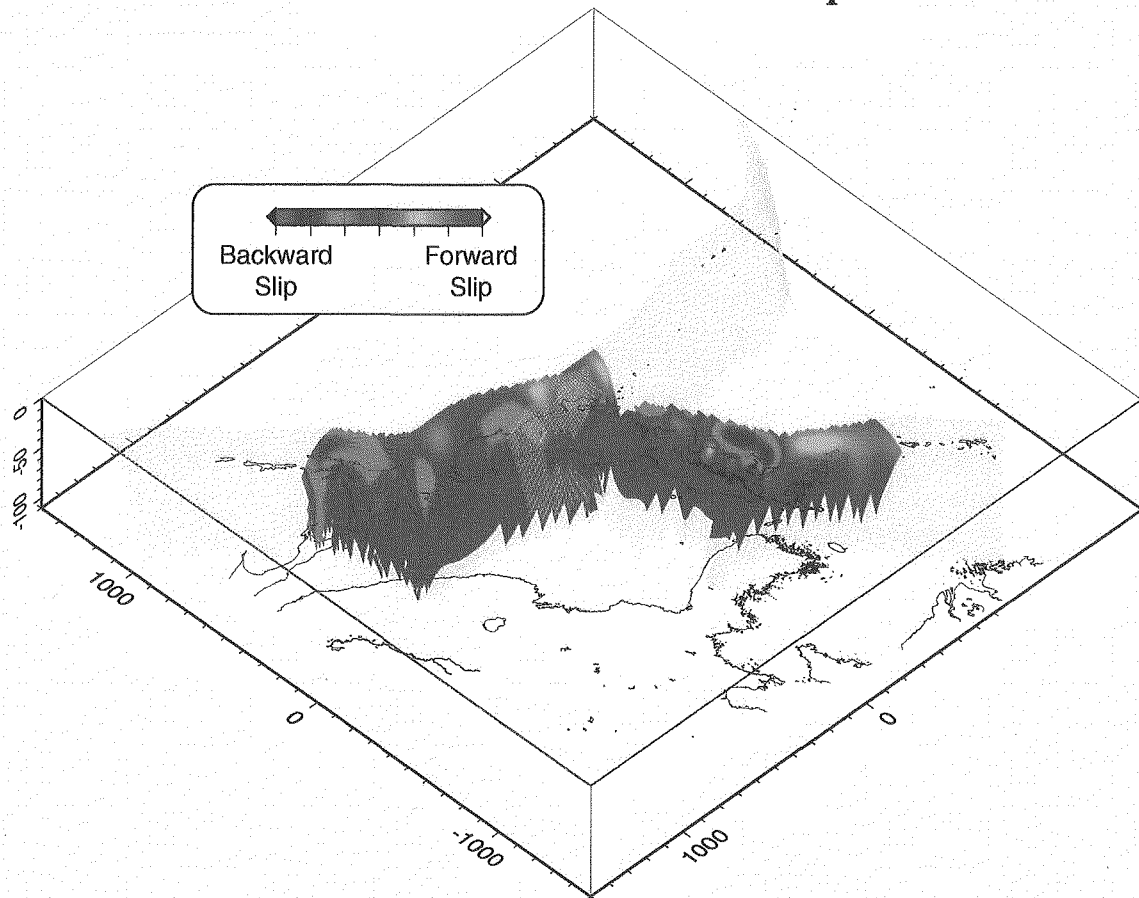


図4 GPS データの解析から推定したプレート境界面の固着分布(鷲谷・他、2003)。

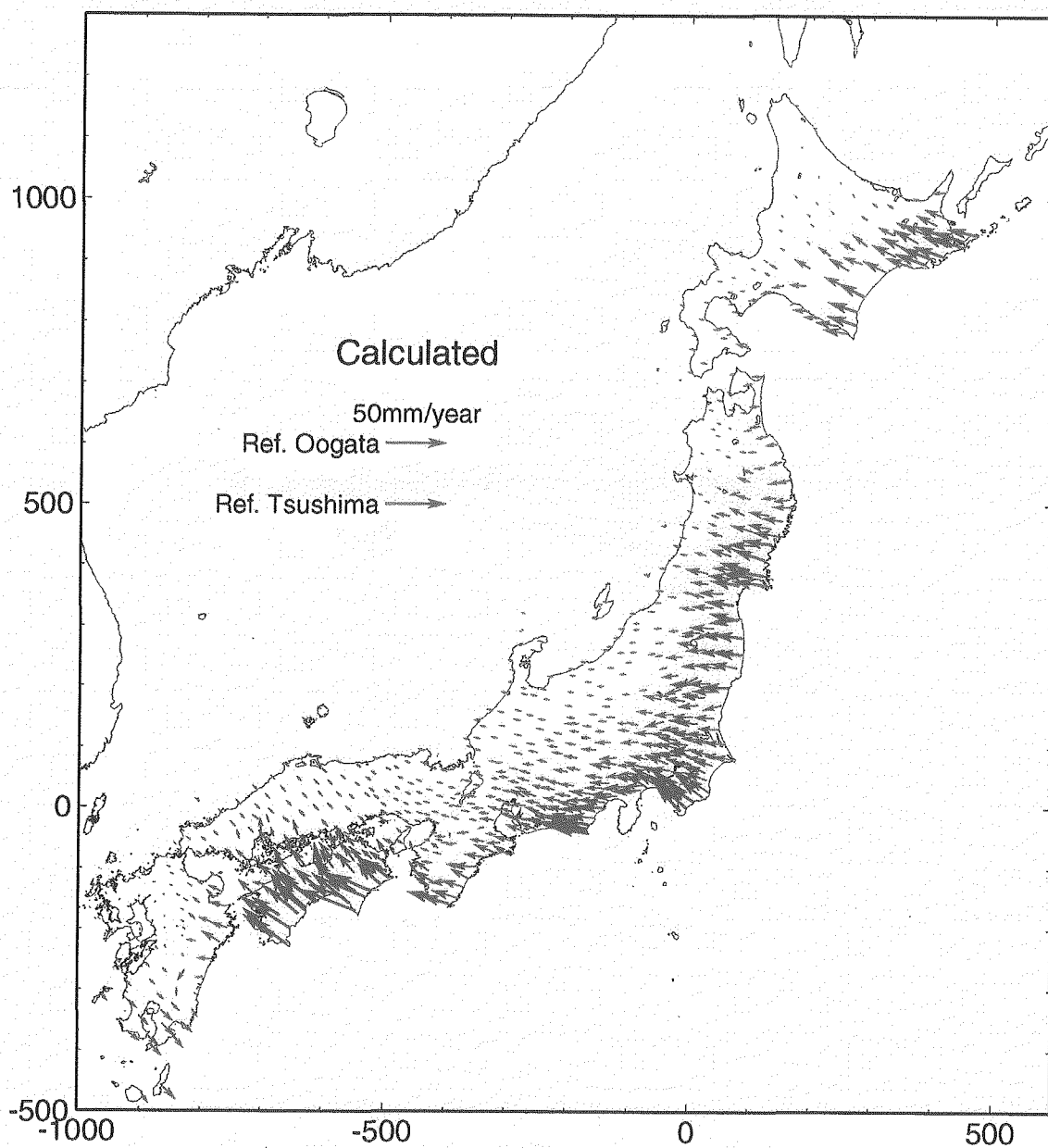


図5 固着分布から計算される地表の地殻変動速度分布。図4のプレート境界面上の固着分布に基づいて計算したもの。図3の観測データを良く再現している(鷲谷・他、2003)。

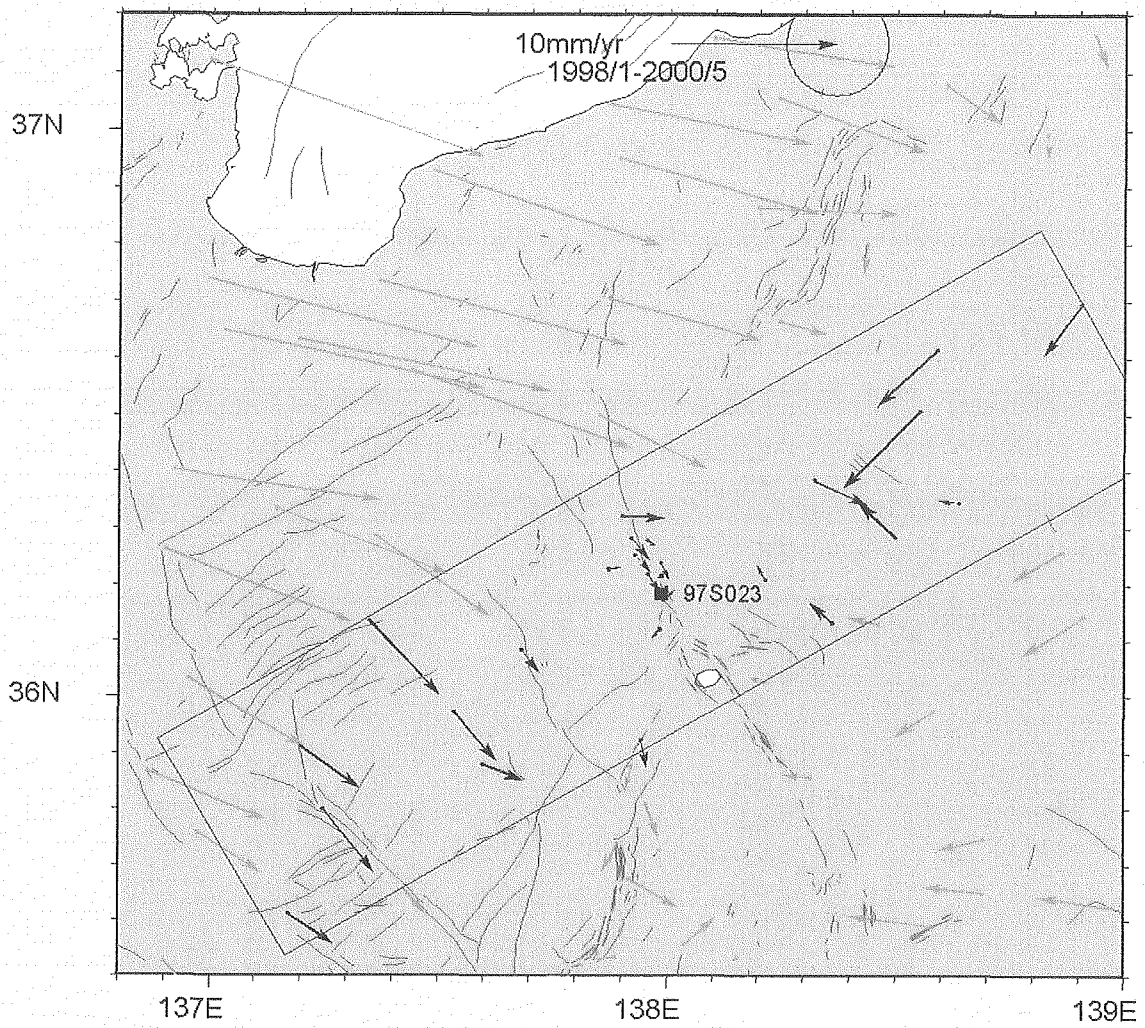


図6(a) GPS 観測による牛伏寺断層周辺の地殻変動速度分布。矩形領域は図6(b)で表示したデータの範囲を示す。

Velocity Profile(N330E)

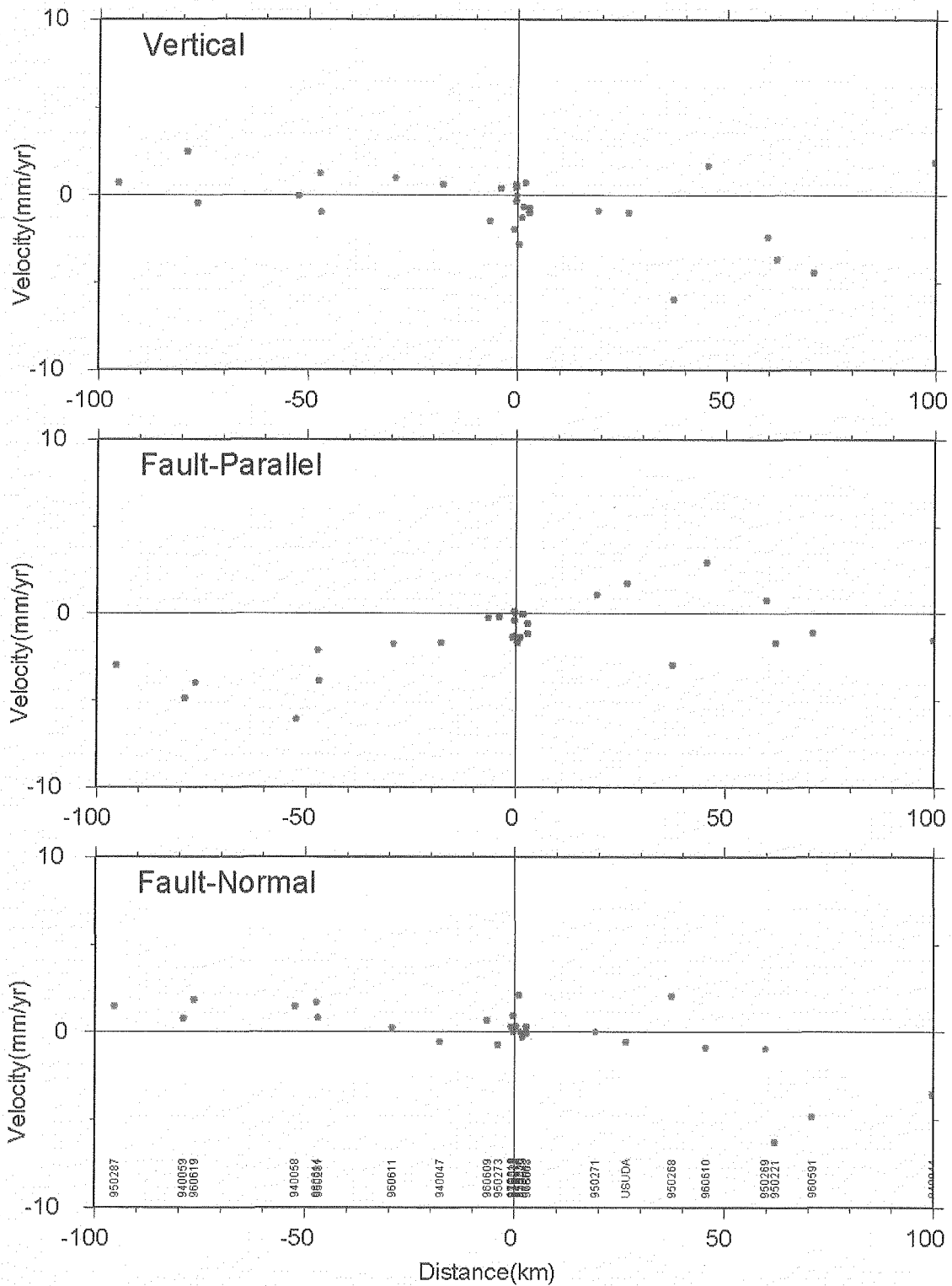


図6(b) 牛伏寺断層周辺における地殻変動速度の空間変化。上下成分、断層に平行な成分、断層に直交する成分をそれぞれ示す。

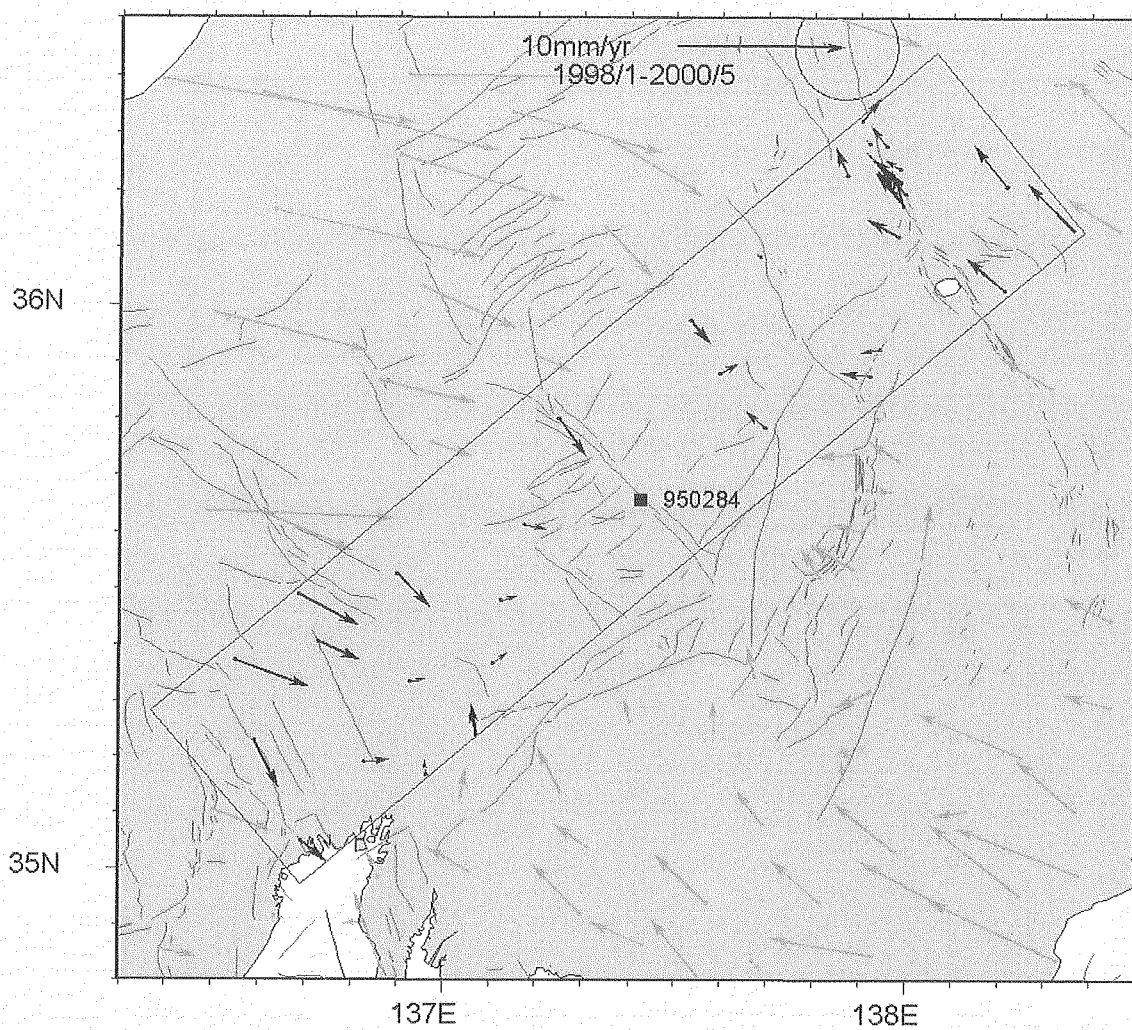


図7(a) GPS 観測による阿寺断層周辺の地殻変動速度分布。矩形領域は図7(b)で表示したデータの範囲を示す。

Velocity Profile(N320E)

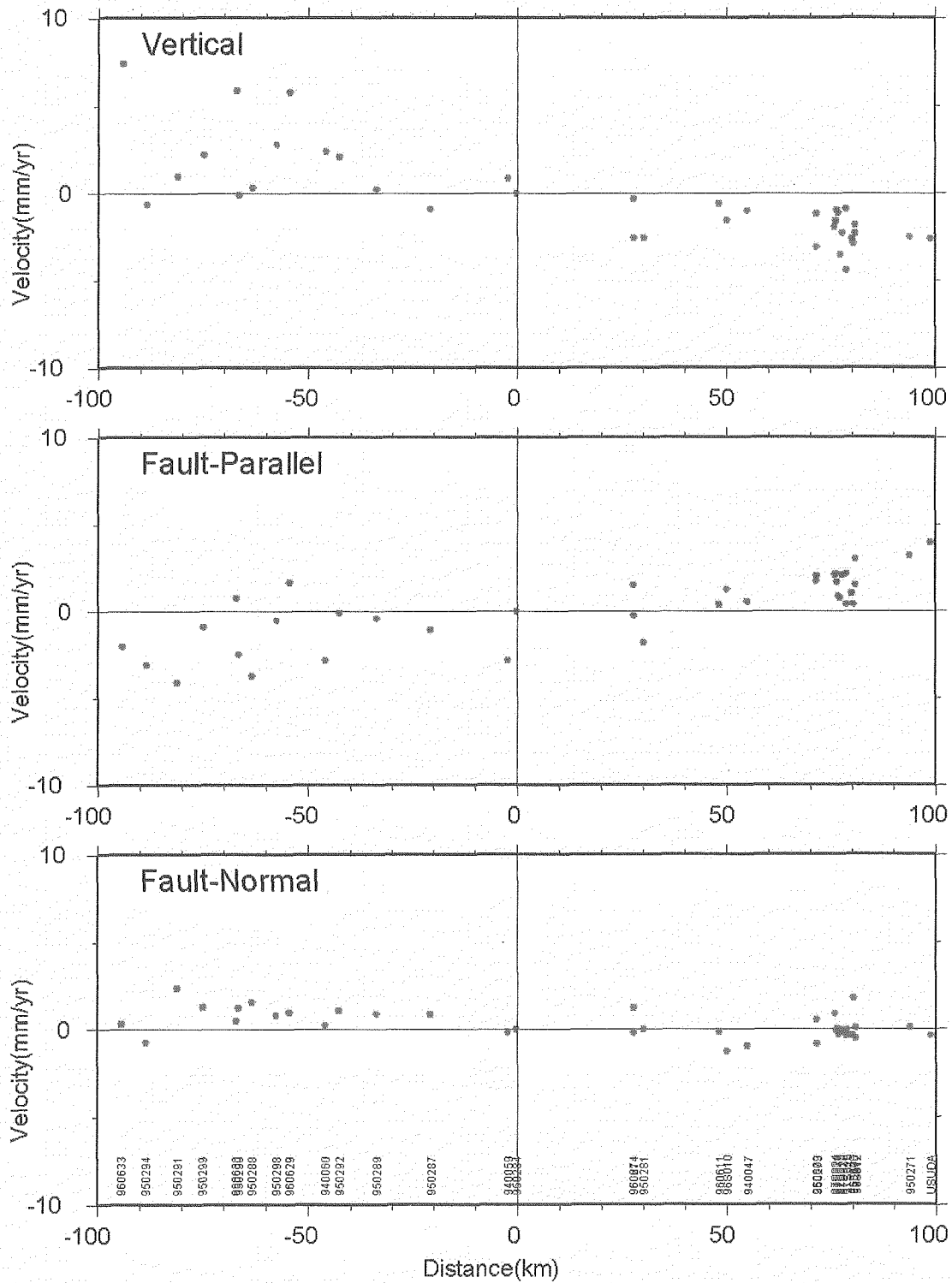


図7(b) 阿寺断層周辺における地殻変動速度の空間変化。上下成分、断層に平行な成分、断層に直交する成分をそれぞれ示す。

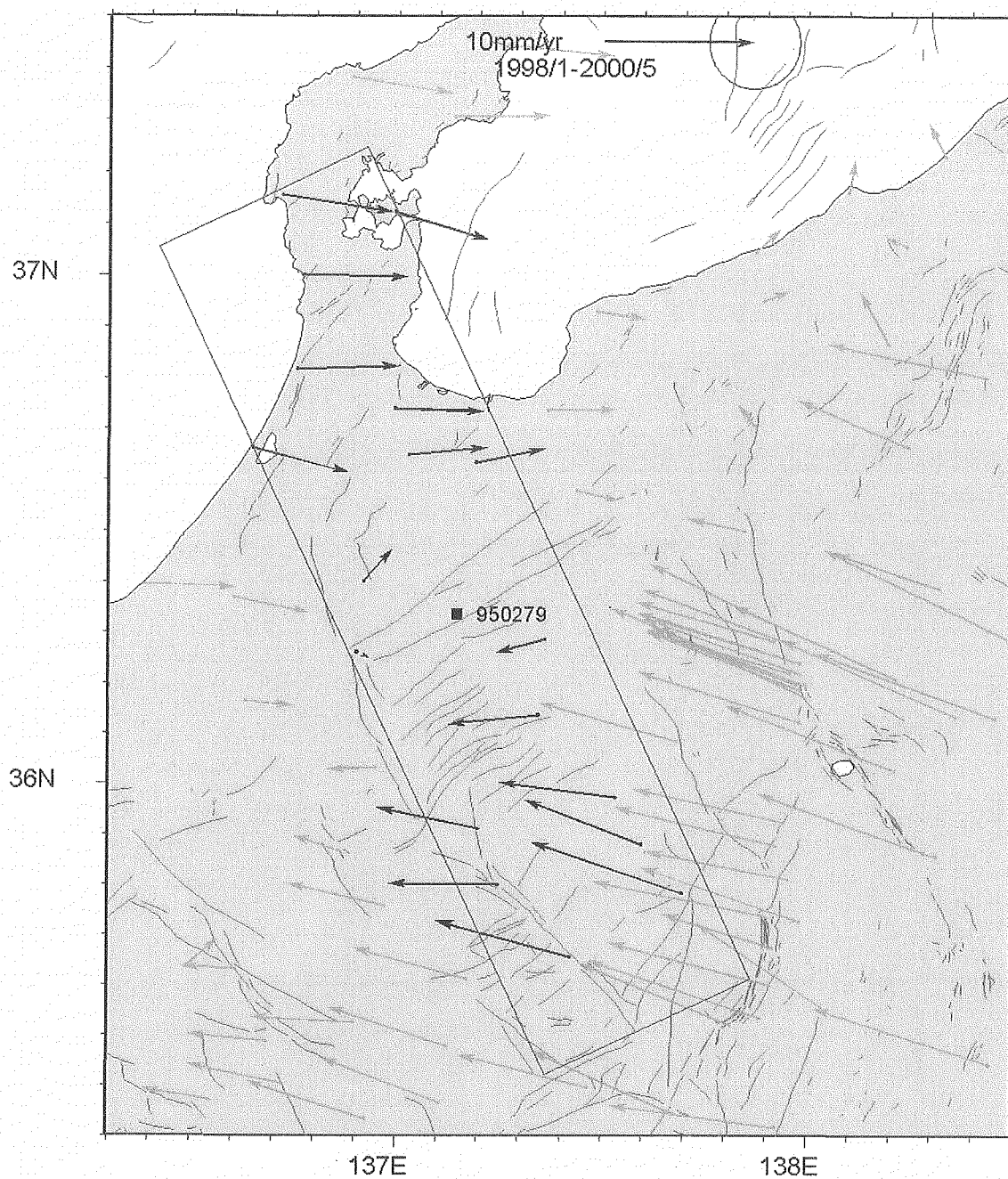


図8(a) GPS 観測による跡津川断層周辺の地殻変動速度分布。矩形領域は図8(b)で表示したデータの範囲を示す。

Velocity Profile(N65E)

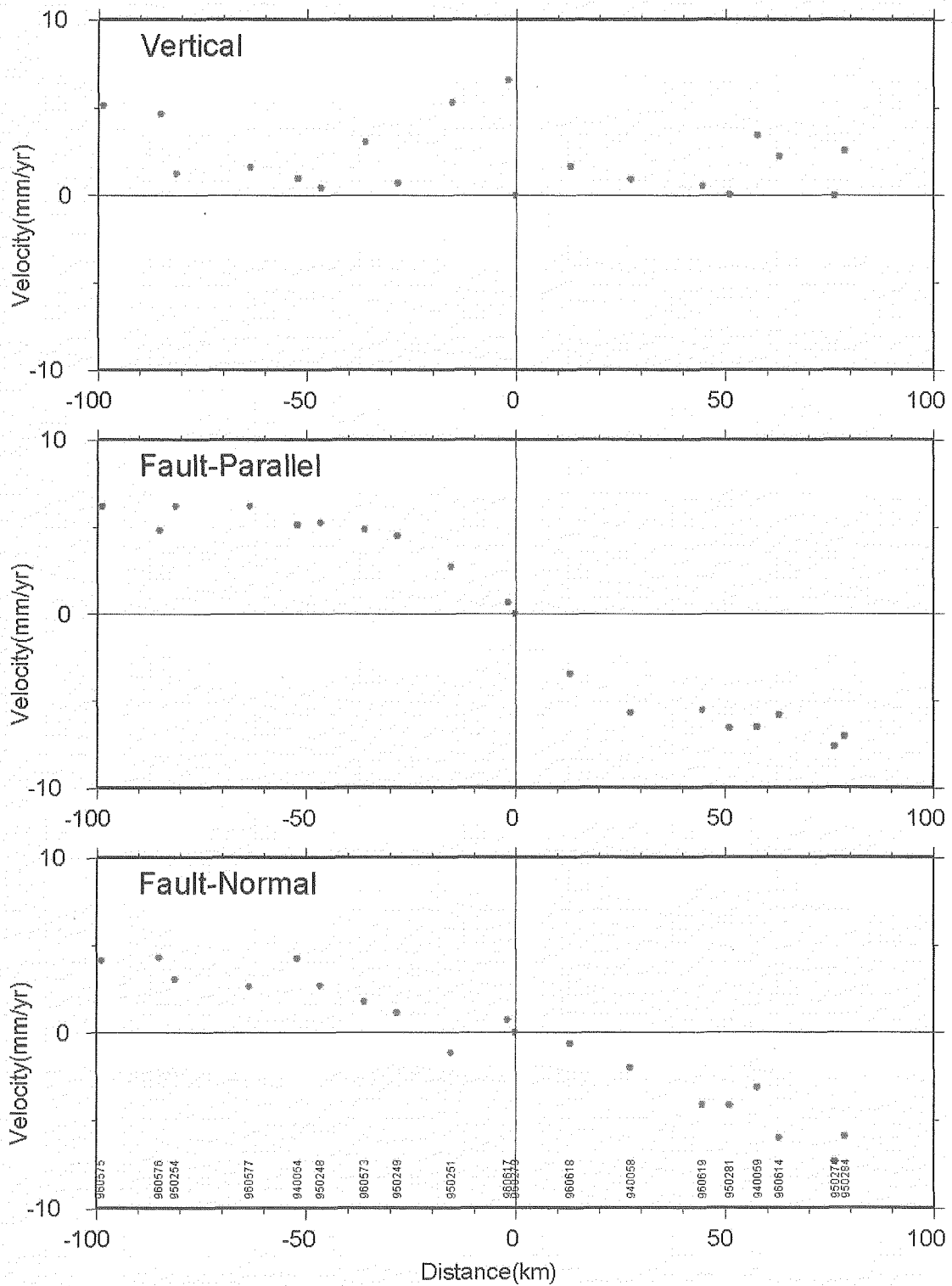


図8(b) 跡津川断層周辺における地殻変動速度の空間変化。上下成分、断層に平行な成分、断層に直交する成分をそれぞれ示す。

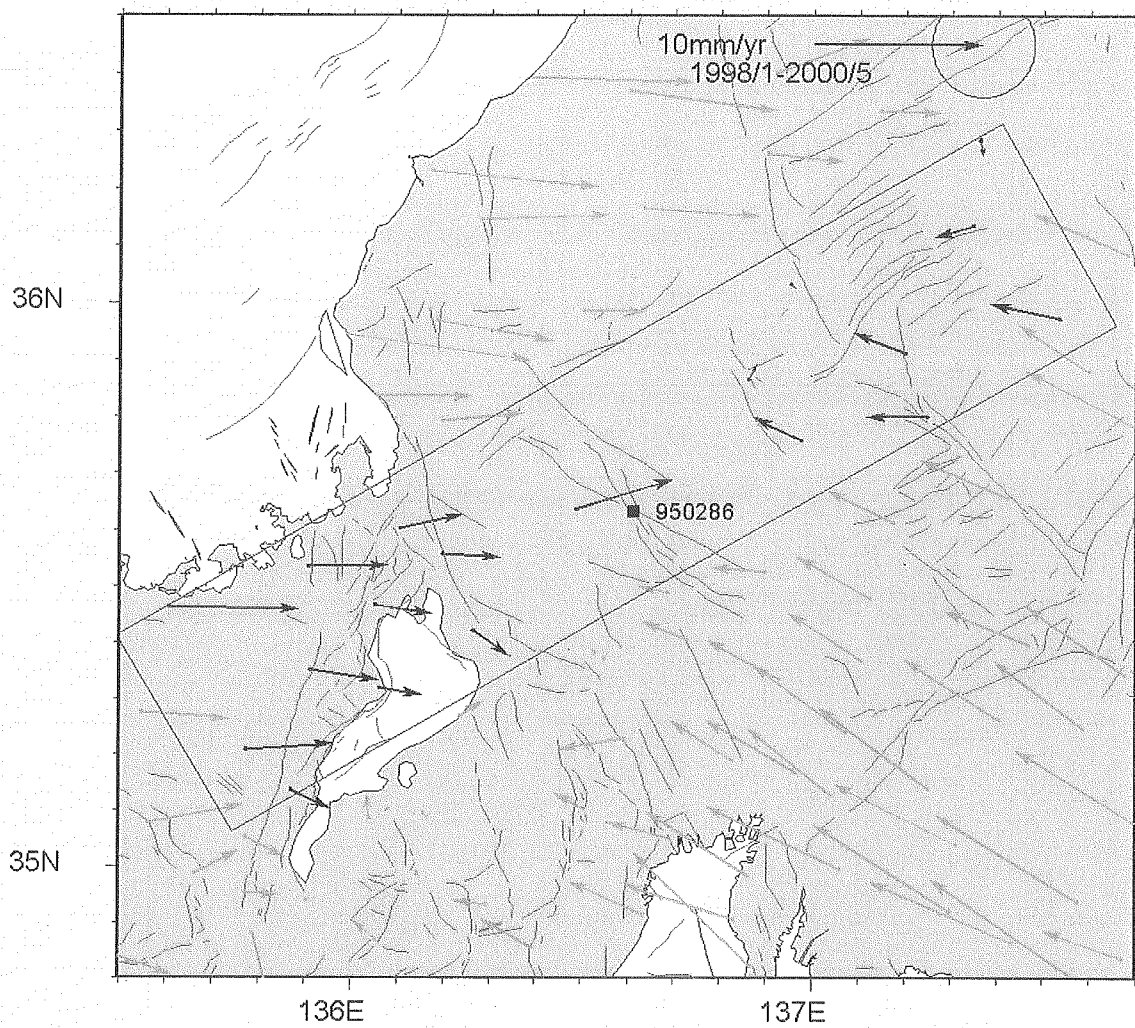


図9(a) GPS 観測による根尾谷断層周辺の地殻変動速度分布。矩形領域は図9(b)で表示したデータの範囲を示す。

Velocity Profile(N330E)

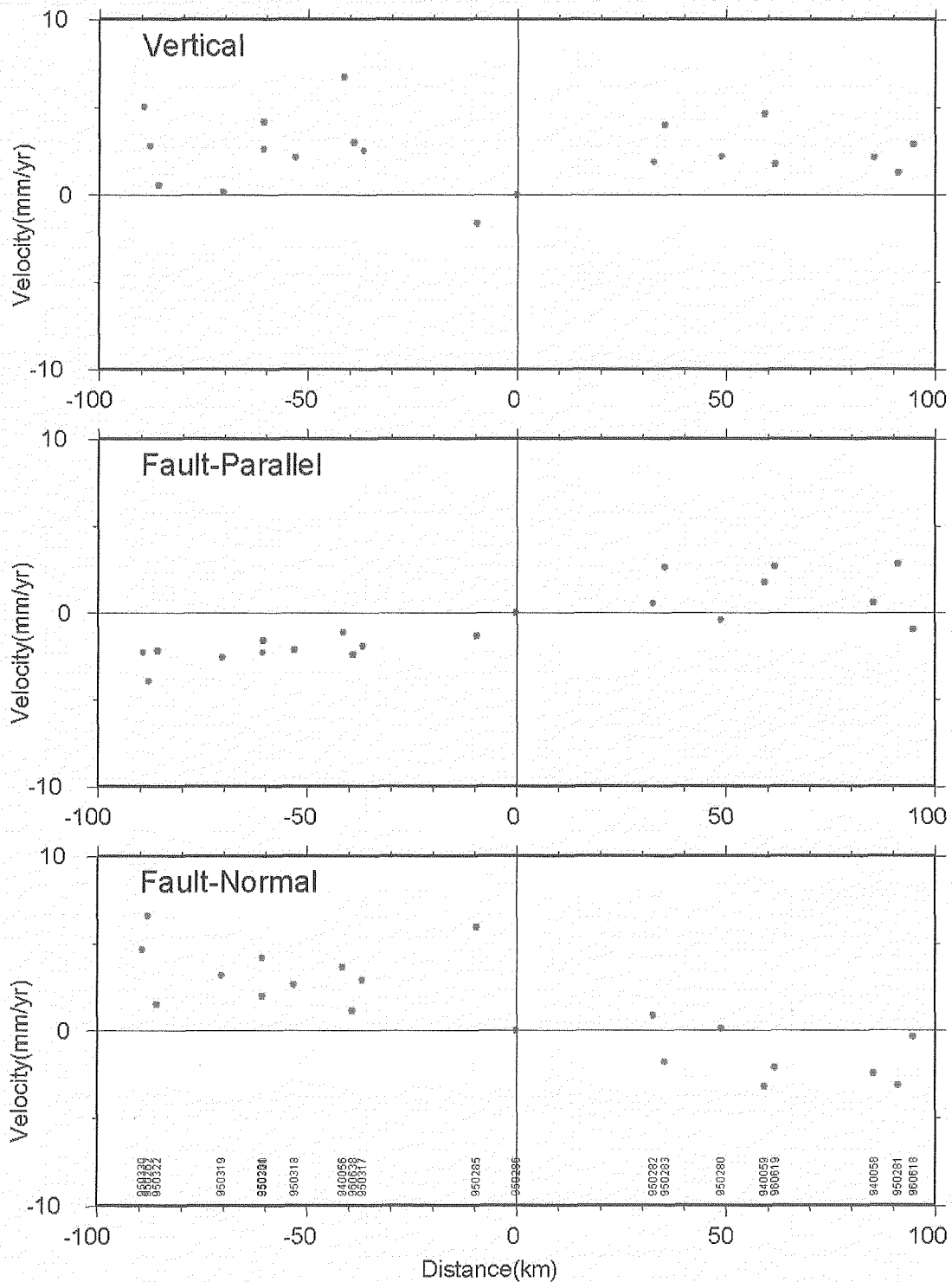


図9(b) 根尾谷断層周辺における地殻変動速度の空間変化。上下成分、断層に平行な成分、断層に直交する成分をそれぞれ示す。

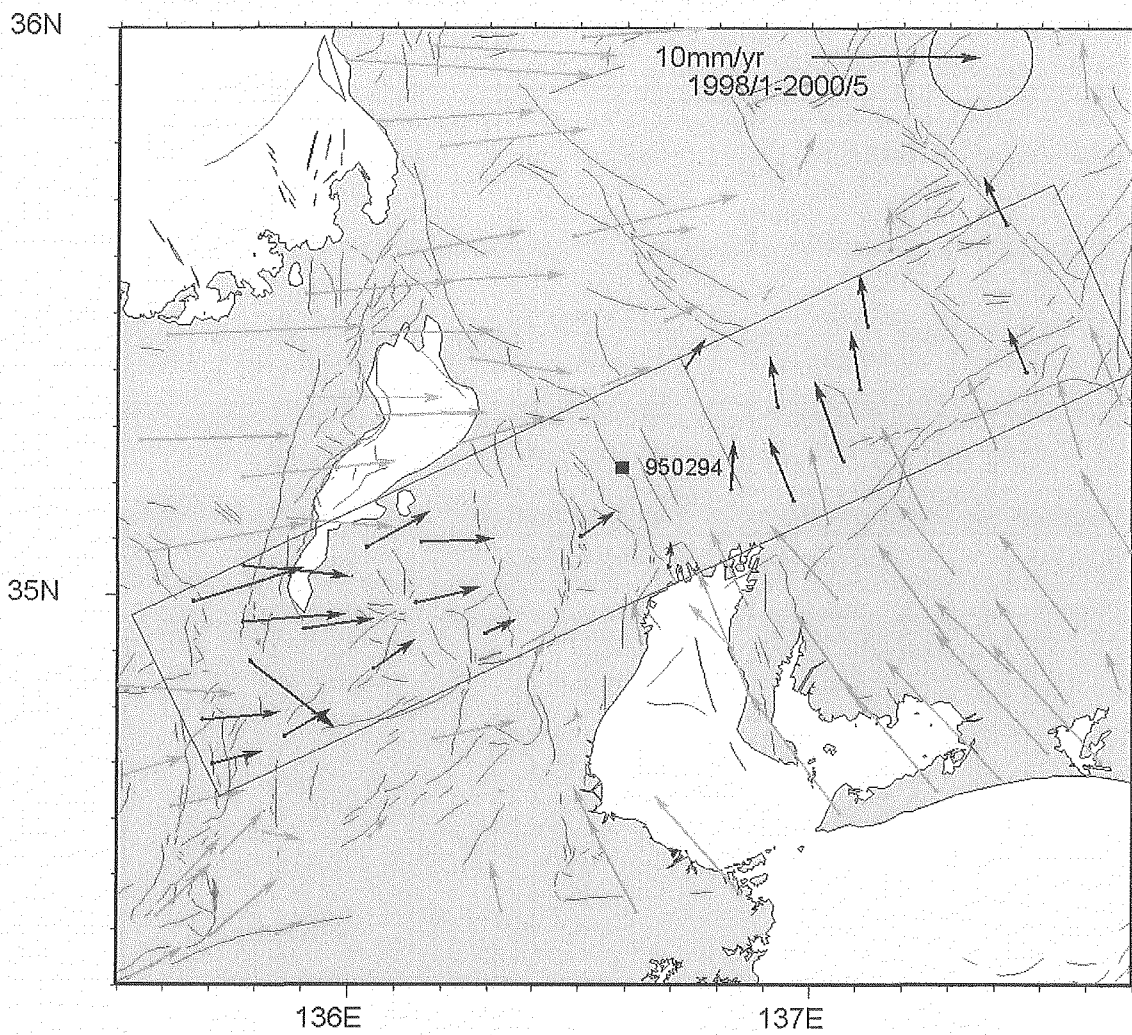


図10(a) GPS観測による養老断層周辺の地殻変動速度分布。矩形領域は図10(b)で表示したデータの範囲を示す。

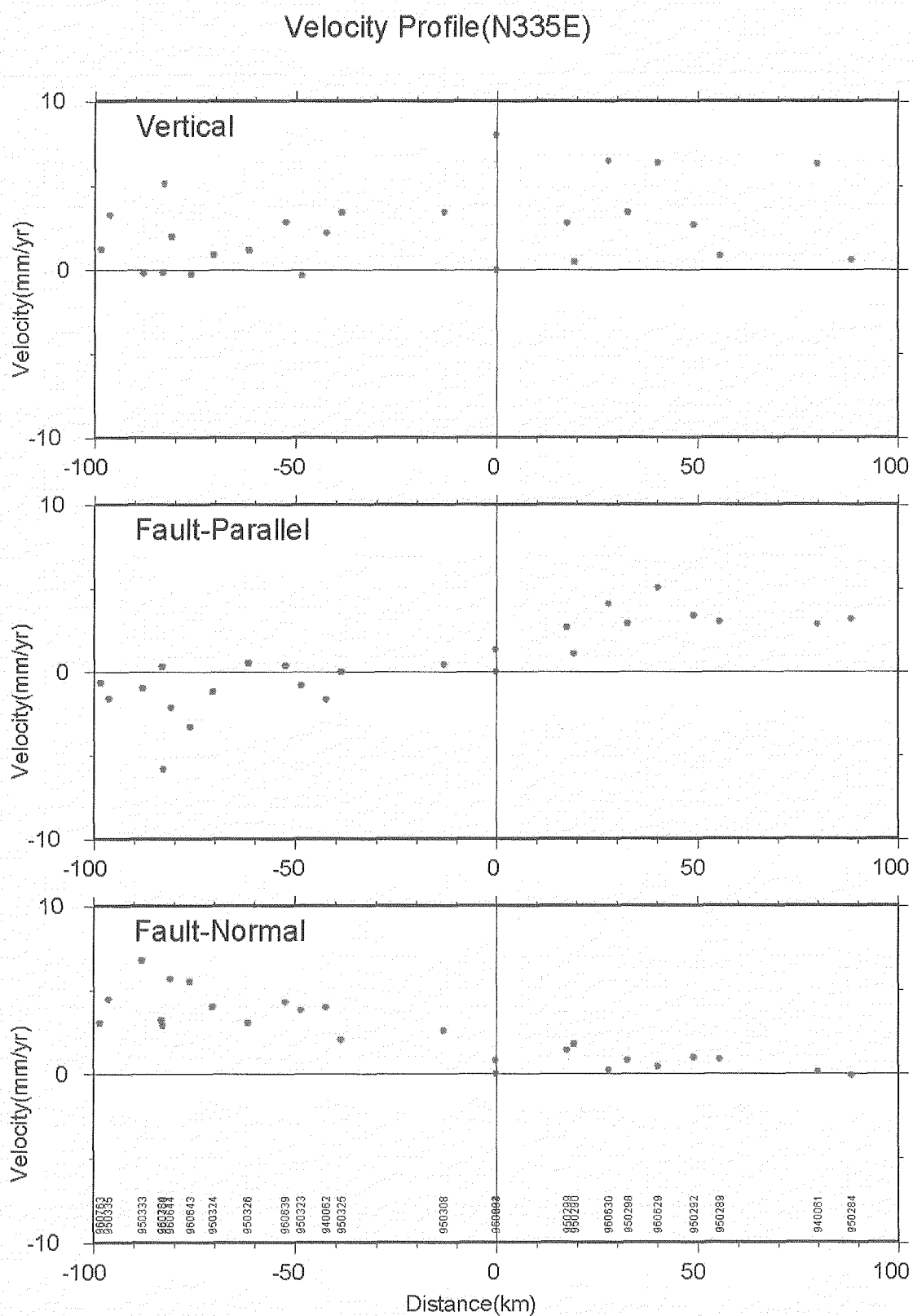


図10(b) 養老断層周辺における地殻変動速度の空間変化。上下成分、断層に平行な成分、断層に直交する成分をそれぞれ示す。

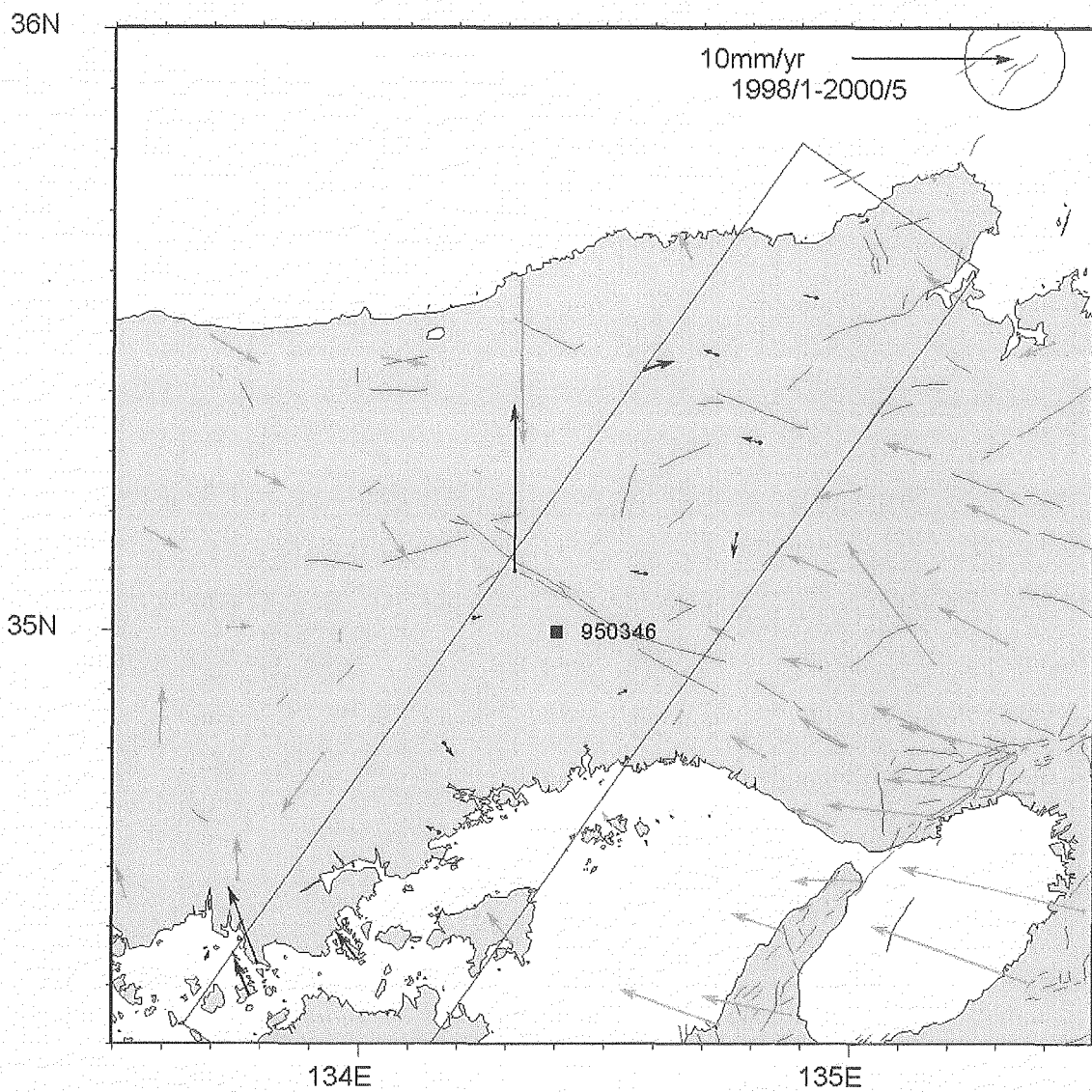


図11(a) GPS 観測による山崎断層周辺の地殻変動速度分布。矩形領域は図11(b)で表示したデータの範囲を示す。

Velocity Profile(N305E)

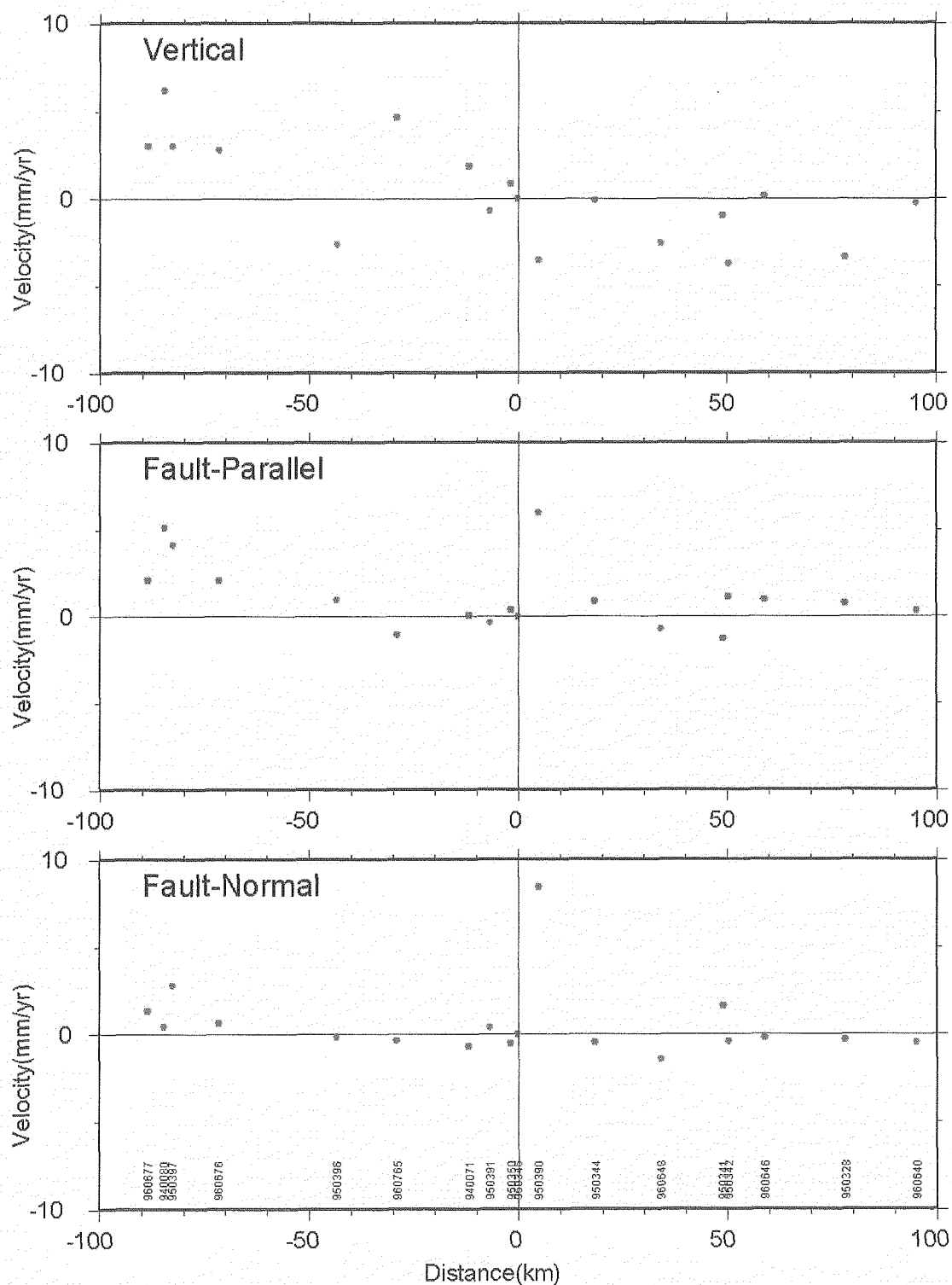


図11(b) 山崎断層周辺における地殻変動速度の空間変化。上下成分、断層に平行な成分、断層に直交する成分をそれぞれ示す。

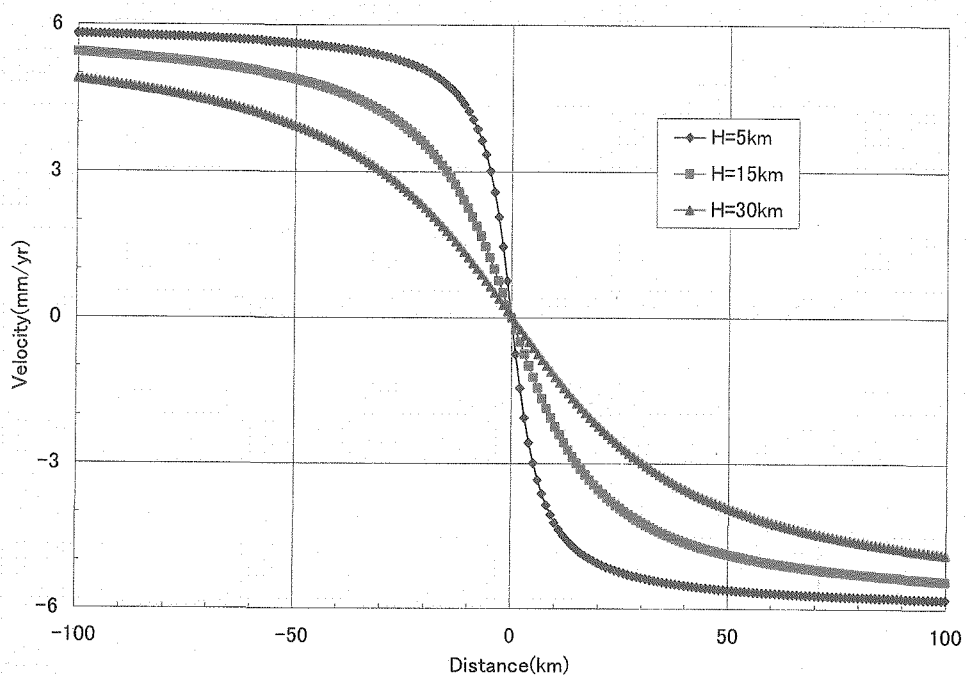


図12 固着域の下限の違いによる地表における地殻変動パターンの違い。