

九州における地殻変動の特性-内陸地震に関する地殻変動モデル-

著者	田中 穰, 高濱 伯主, 齋藤 太郎
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要=Reports of the Faculty of Science, Kagoshima University
巻	31
ページ	75-90
別言語のタイトル	Crustal Deformation Characteristics in Kyushu, Japan-Crustal Deformation Model Associated with Intraplate Earthquake-
URL	http://hdl.handle.net/10232/00003948

九州における地殻変動の特性 —内陸地震に関する地殻変動モデル—

田中 穰³⁾・高濱 伯主²⁾・齋藤 太朗¹⁾
(1998年9月10日受理)

Crustal Deformation Characteristics in Kyushu, Japan —Crustal Deformation Model Associated with Intraplate Earthquake—

Minoru TANAKA¹⁾, Noriyuki TAKAHAMA²⁾ and Taro SAITO³⁾

Keywords: crustal deformation model, dilatation, maximum shear strains, geoidal undulation, intraplate earthquake.

Abstract

From the analyses of crustal strains in Kyushu district, it was found that the upheaval area is in good agreement with the zone of the increasing dilatation.

This upheaval area is accompanied with the development of relatively large zones of maximum shear strains that occurred around it as a result of the regional tectonic field. On the other hand, the presence of the earthquake zones associated with active faults are observed on both sides of the dilatation area and are depend on the tectonic compressional direction on the earth's surface.

In places where there is increasing geoidal undulation, which apparently corresponds to the dilatation zone, no seismic area is likely to be formed.

From these results, intraplate earthquakes are expected to occur around the zone of increasing geoidal undulation so as to stabilize the geopotential in the area and to regulate further crustal upheaval. This is clearly manifested in Kyushu district by the existence of major geological structure such as active faults and fracture zones found around the geological dilatation zone.

1. はじめに

九州は地形学的にはフィリッピン海プレート (PHSP) の西北端にあり, 平均120年 (Riki-take, 1976) で巨大地震を引き起こす南海トラフの南西端にある. この地域で潜り込むプレートは, 北海道・東北の低角・厚板の約650kmまで潜り込む太平洋プレート (PAC) と大きく異なり以下の特色をもっている, (1)高角・薄板 (30-50 km) 潜り込みプレート (2)大地震は最大で $M \leq 7.5 \sim 7.6$

(3)二重深発地震面が見えない. 約170km付近で深発地震面は消失する, (4)九州の潜り込みプレートは北部, 中部, 南部等に断裂しているらしい. このため阿蘇霧島桜島等の大カルデラが発達した (長宗・田代 (1989), 角田・他 (1992)) (5)やや深発地震を発生する深さ約100 km付近ではそこで岩石の部分溶融を生ずるが, その真上に火山フロントがある. (6)地殻ひずみ値は中部地方と比べて概して相対的に小さい (国土地理院, 1993) (7)地殻変動は東北では日本海側の隆起に比べ九州では中央

¹⁾ 鹿児島大学理学部地球環境科学教室 〒890-0065 鹿児島市郡元1丁目21-35

Department of Earth and Environmental Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University, Kagoshima 890-0065, Japan.

²⁾ 熊本県熊本土木事務所 〒862-0901 熊本市東町3-11-63

Kumamoto Civil Engineering Office of Kumamoto Prefecture, Higashi-machi 3-11-63, Kumamoto City. 〒862-0901.

³⁾ (株)日立製作所 ソフト事業部基本ソフトウェア本部 〒244-0003 横浜市戸塚区戸塚町5030

Network Software Department, System & Network Software, Hitachi, Ltd., Software Division. Totsuka, Yokohama. 〒244-0003.

部隆起である(田中, 1994).

こうした特色を考慮しながら, 地殻活動の概説が田中(1993, 1994)により行われたが, その後, 地震予知連絡会特定地域部会(国土地理院, 1994)でも同様の解析が実施された. しかし, 東北・北海道で四つの巨大地震が発生し, その後, 近畿以西では, 茂木(1982)の内陸地震フェイズに入ったことを示唆する阪神淡路大震災(1995年1月15日, M7.2)が発生した. 最近の九州南部では, 地殻活動の活発化を示すM6クラスの地震が, 日向灘沖などや鹿児島県北西部で多発している. 一方, 桜島火山の地盤変動の経年変化は1993年後半頃から, 沈降から隆起への遷移が示唆(田中・他, 1993, 最勝寺・他, 1994)され, その後, 水準測量により桜島と始良カルデラの隆起が明瞭に検出(江頭, 1995, 江頭・他, 1998)された.

これらのことは, 広域地殻変動と局地的変動に関し, 最近の九州地方の地殻変動の再精査の必要性を示している. 国土地理院, 気象庁, 等のデータを用いて同地方の地殻活動の解析をすると共に, これまでの1993年以降の地殻変動結果をまとめて, 九州の地殻変動特性から, 内陸地震に関する地殻変動モデルについて提案する.

2. 九州地方の地殻活動の特性

北海道・東北での太平洋プレート(PACP)で巨大地震が発生すると九州はどのような影響を受けるのだろうか. M7.5以上に着目し, Oike and Huzita(1988)を参照しながら考察する.

Table 1は, 日本周辺の巨大地震($M \geq 7.5$)と九州・日向灘の大地震を下記の分類にしたがって時系列的に並べたものである. 分類は(I)巨大地震(東北・北海道(PACP運動の影響))と(II)二義的な日本海東縁断層・相模・駿河・南海トラフ・複次的中央構造線沿いの地震と(III)九州・日向灘の大地震(PHSP運動の西北部での影響)とし, これらの間での地震発生状況を比較したものである. 前二つの日本周辺の地震活動はM7.5以上(()はそれに近い参考値)とし九州地方の地震活動はM6.9以上(()は地方ではそれに近い参考値)を示し, データは理科年表の日本付近の被害地震年代表の1891年以降を使用した. M7.5以上の被害地震が発生するようなPACP運動の活発化している時点では日本列島下では既にひずみの蓄積条件は整っており, 何時何処で破壊が生じてもおかしくない状態になっていると仮定する. このような条件下で, 今, 現にPACP運動が前面のフロントで活動していると考え, 破壊は場所を問わずに確

率的に発生するとする.

Table 1では約二十年間隔で東北・北海道でM7.5以上の巨大地震が発生し, これに応じて, 九州, 特に豊後水道~日向灘では数年以内にM6.5~7.5の地震が発生している例が多いことが分かる. 最近は九州南部に異常に地震が多いので, その関連性が想定される. しかし, 次々と西に向かって地震が発生しているように見えるが, むしろ, 日本列島弧周辺では, 次の破壊し易い場所が九州で, そこで時間遅れでひずみを解消していると考えの方が自然である. 上記の分類はこのような考えで熟視することが必要である. トラフ沿いの地震活動では, 主に, 火山活動が活発化するようである.

1997年3月26日と同5月13日に発生した鹿児島県北西部地震(M6.5, 6.3)は, 近畿以西で, 大きく見れば巨大地震前の周辺部で内陸地震を発生するという茂木(1982)説に従って発生したのかどうか, 今後の経過を見守ることが重要である. 局所的に茂木説をこの地域にあてはめて考えれば, 始良カルデラ・桜島の周辺部で隆起フェイズに変わった時点で地震が発生し, 今回は1914年桜島噴火の上下変動域(大森, 1918)の西端で今まで未発生の地域で発生した地震(後述)である.

(1) 高角・薄板プレートによる九州地方の地震活動

Fig. 1は, 南海トラフ沿いの巨大地震(笠原・杉村, 1978)に九州伊予灘~日向灘における3断裂プレート域(長宗・田代, 1989)に発生した $M \geq 7.5$ の大地震の時系列を組み合わせた結果である. K_3 と K_2 では交互に大地震が発生しているが, K_1 では, 地震発生はM5~6が多く, 断裂プレートの潜り込みを示唆する.

Fig. 2は, 理科年表によるデータからはほぼ1500年以降の地震発生と蓄積エネルギーを示したものである. 南海トラフ沿いと伊予灘日向灘での地震のエネルギーはそのレベルが一桁異なっており, 九州では地殻変動は小さい. なお, Fig. 1の南海・東海の歴史地震については, 最近, 考古遺跡から再調査され, ?印がかなり見直されている(寒川, 1998)が, Fig. 2の結果にはここで述べている内容に大きな変更はないのでそのまま使用した.

九州におけるPHSPの3断裂潜り込みプレートの結果に従って, 伊予灘~日向灘付近の被害地震($M > 6$)を檀原(1966)の地震規模-地殻変動域を示す関係式を用いて巨大地震のあった1361年以後, 1498年以後, 1605年以後, 1703年以後, 1854年以後, 1944年以後, に分け, それぞれ調査した. データは1990年以降を除き理科年表によった. それらをFig. 3-Fig. 8に示す. 1909年には宮崎県西部地震(M7.6, $d=150$ km)の深い地震が発生

Table 1. 理科年表による日本周辺の巨大地震と九州・日向灘の大地震

『巨大地震（東北・北海道）』 太平洋プレート	『相模・駿河・南海トラフ』 フィリッピン海プレート 日本海東縁断層+中央構造線付近沿い	『九州・日向灘大地震』 フィリッピン海プレート 西北端
	1891.10.28, 濃尾地震M8.0	
1894. 3.22, 根室南西沖M7.9		(1894. 8. 8, 熊本県中部M6.3) (95. 8.27, 〃 〃) 94-95 霧島噴火
1896. 6.15, 三陸沖M8 1/2 97. 2.20, 仙台沖M7.4, 97. 8. 5, 仙台沖M7.7,		1899.11.25, 日向灘M7.1,6.9 1901. 6.24,奄美大島近海M7.5
1909. 3.13, 房総沖M7.5,		1909.11.10, 宮崎県西部M7.6 1911. 6.15, 喜界島近海M8.0 1914. 1.12, 桜島大噴火とM7.1
1918. 9. 8, ウルップ島沖M8.0, 18.11. 8, 〃 M7.7,		1922.12. 8, 千々石湾M6.9, 6.5 (1923 霧島小噴火)
	1923. 9. 1, 関東大地震M7.9,	1929. 5.22, 日向灘M6.9* 1931.11.2, 日向灘M7.1
1933. 3. 3, 三陸沖M8.1, 1938.11. 5, 福島県東方沖M7.5,		(1939. 3.20, 日向灘M6.5)
	1940. 8. 2, 神威岬沖M7.5,	1941.11.19, 日向灘M7.2
	1944.12. 7, 東海沖M7.9, 46.12.21, 南海M8.0,	(桜島噴火1億立方m噴出)
1952. 3. 4, 十勝沖M8.2		(1955, 桜島中噴火)
1958.11. 7, エトロフ島沖M8.1		1961. 2.27, 日向灘M7.0
1963.10.13, エトロフ島沖M8.1,		
	1964. 6.16, 新潟地震M7.5,	1968.4.1, 日向灘M7.5
1968. 5.16, 十勝沖 M7.9,		(1970. 7.26, 日向灘 M6.7)
(1973. 6.17, 根室半島沖M7.4) (1982. 3.21, 浦河沖M7.1)		
	1983. 5.26, 日本海中部M7.7,	1984. 8. 7, 日向灘M7.1 (1987. 3.18, 日向灘M6.6)
1993. 1.15, 釧路沖M7.8,		
(1994. 4.30, 日向灘M6.4)	1993.7.12, 北海道南西沖M7.8, 1994.10. 4, 北海道東方沖M8.1,	
1994.12.28, 三陸はるか沖M7.5,	(1995. 1.17, 阪神淡路大震災M7.2)	(1995.10.18, 喜界島M6.7) (〃 10.19, 同 M6.6) (1996.10.18, 種子島近海6.2) (1996.10.19, 日向灘M6.6) (1996.12. 3, 日向灘M6.6) (1997. 3.26, 鹿児島北西部M6.5) (〃 5.13, 同 M6.3)

注1; (・・・)は火山に関する活動とM≦6.7のやや大きい被害地震を示す。右欄は参考値である。

注2; 九州南部の1994-95年の被害地震は1998年版理科年表には記載されていない。また、1996年以降は未公表なので、ここでは、参考のため、九州南部の活動度として示す。

注3; 被害地震総覧(宇佐美, 1997)では、1928年V27, 三陸沖M7.0と1929年V22日向灘 M6.9, 深さ20km, 宮崎-青島付近で若干の被害があり、と指摘されているが、理科年表には記載されていない。後者のみ付加した。ペアで発生する例が多い。

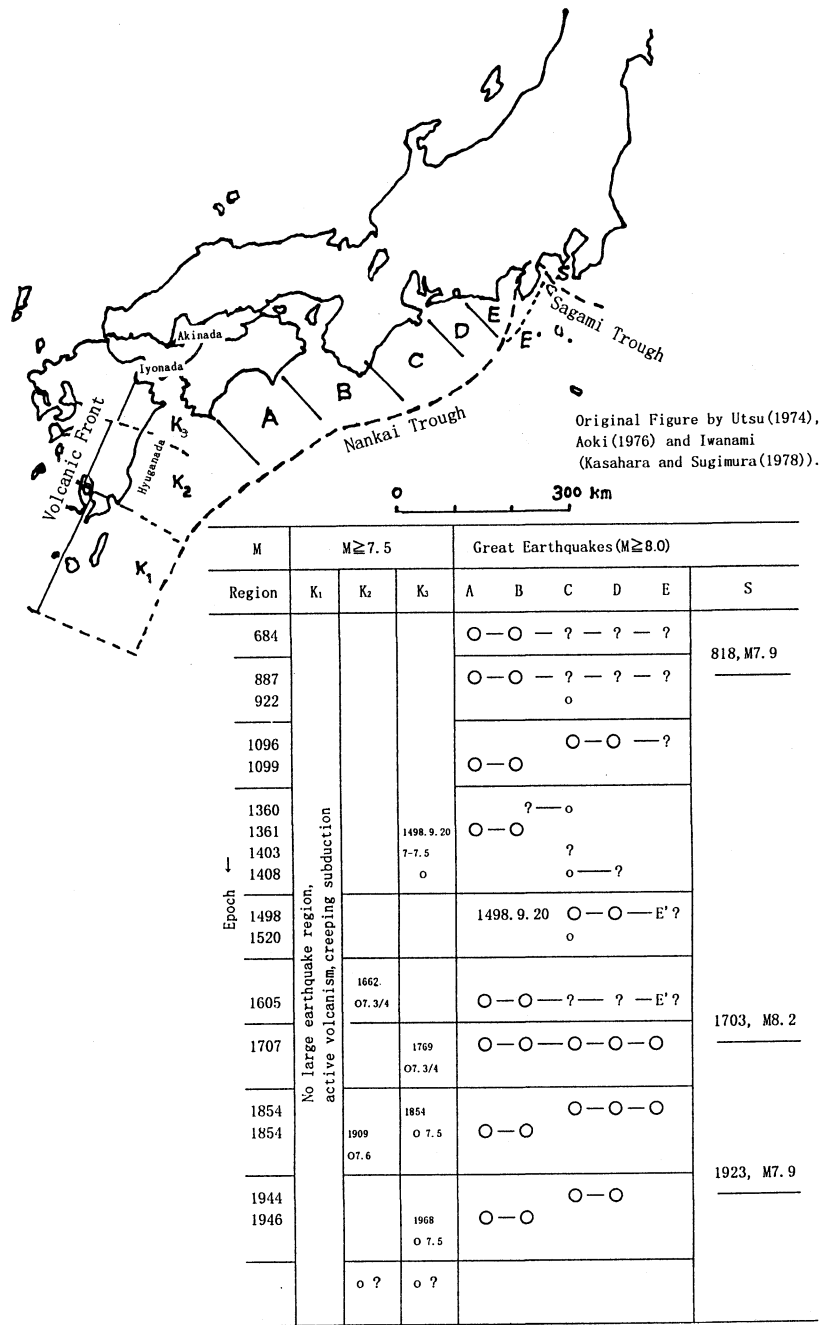


Fig. 1. The combined results of space-time distribution of great earthquakes along the Nankai Trough (Kasahara and Sugimura, 1978) and destructive earthquakes of $M \geq 7.5$ occurred in the range of K_1 , K_2 and K_3 (Nagamune and Tashiro, 1989) found at the eastern part of Kyushu. K_1 region is characterized by no large earthquakes, active volcanism and creeping subduction, while K_2 and K_3 regions indicate large earthquakes occurring alternately.

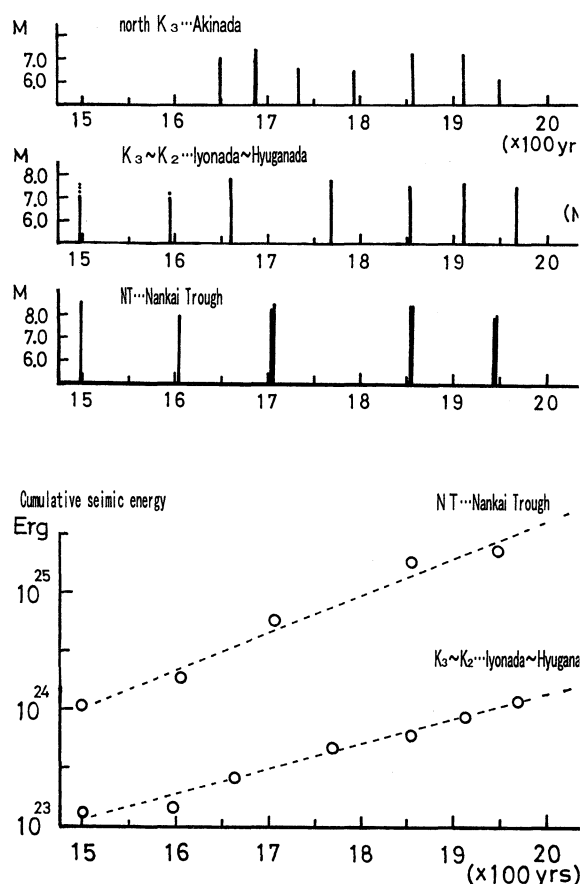


Fig. 2 Earthquake occurrences of large earthquakes in the eastern part of Kyushu since 1498 and the great earthquakes along the Nankai Trough as shown in Fig. 1 (upper). The north K₃ and the K₃~K₂ regions show the areas Offshore Akinada and Offshore Iyonada~Hyuganada, respectively. NT shows the great earthquakes along the Nankai Trough. Their cumulative seismic energies in K₃~K₂ and NT areas are shown in the bottom figure.

し、その後1914年の桜島大噴火と地震 (M7.1) や1922年の島原地震 (M6.9, 6.5) が発生している。

Fig. 7 の期間では日向灘南部は地震未発生区域であったが、Fig. 8 の期間では1961年M7.0と1994年6月にM6.4が発生し種子島周辺でも地震発生が多かった。一方、1854年M7.5が豊後水道付近で発生した。図中に、日向灘沖に卵形 (点線) の-100mgalのフリーエア異常 (河野・古瀬, 1989) も併せて示した。この重力異常の周りで最近の地震が発生している。

Fig. 9 は南海トラフ沿いのそれぞれの巨大地震の間に九州の3断裂プレート域で発生したM \geq 7.5の被害地震の変遷とそれをまとめた1498年以降の日向灘周辺のM \geq 7.5の被害地震を示したものである。南海トラフでの巨大地震を挟んで3断裂プレートの北部と中部で交互に地

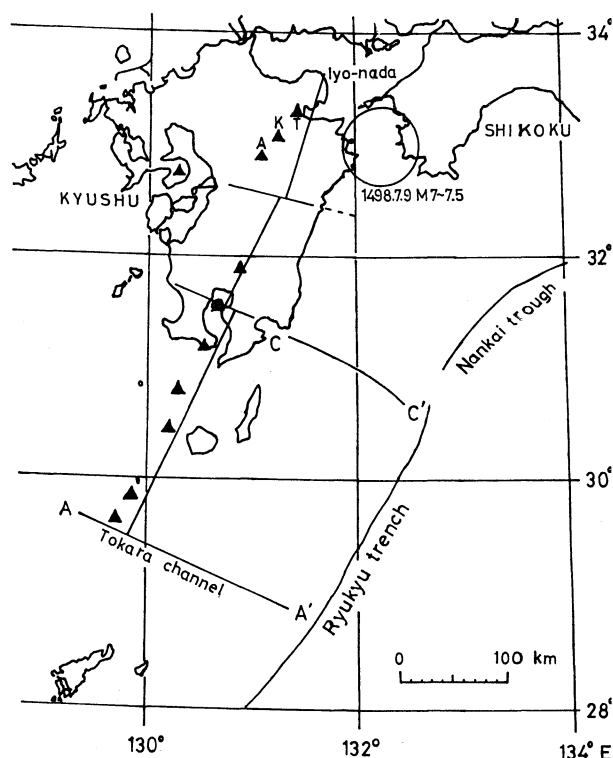


Fig. 3 Destructive earthquakes in and around Kyushu (1361~1498). The subducting plate in this region is thin (30-50km) and steeply descends at a high angle with no double seismic zones. The volcanic arc associated with intermediate-depth earthquake zone (90-150km) on the descending lithosphere is shown by distorted solid lines. The thin bending plate descending beneath Kyushu is split into three blocks, as shown in Fig. 1. The size of the circle is shown by the Dambara formula (1966) (earthquake magnitude-area of crustal deformation).

震が発生 (1854年以降のみ二つ発生している) し、最近では中部で発生していないことがわかる。南部ではM \geq 7.5の地震発生はない。そこで最大で1662年型と想定した地震未発生域と思われる地域を点線で示した。深さに応じて高角の正ないしは逆断層型になると想定している。卵形のフリーエア異常分布の尻尾の細長い南側の部分は九州をほぼ東西に縦断する出水-宮崎南部の左横ずれ断層による押し (北側は左横ずれで開き) が関係しているかも知れない。この地震クラスだと蓄積エネルギーはFig. 2 から2040~50年頃より少し前に高レベルに達する。巨大地震期間では、1944年以降で豊後水道付近が地震未発生域となっている。丸印の大きさは檀原 (1966) の地震規模-地殻変動の式でプロットした。

(2) 高角・薄板プレートによる九州地方の地殻上下変動
地殻の上下変動の検出は、最近ではほぼ10年周期で全

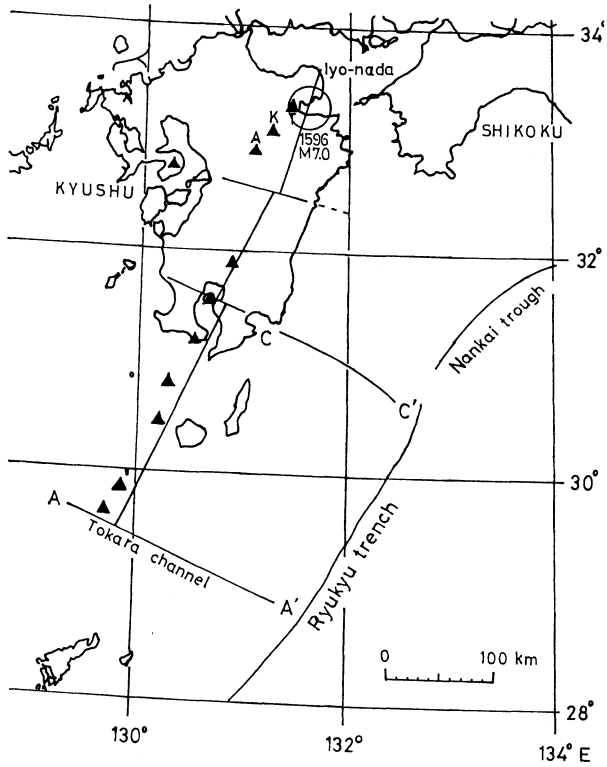


Fig. 4 Destructive earthquakes in and around Kyushu (1498~1605).

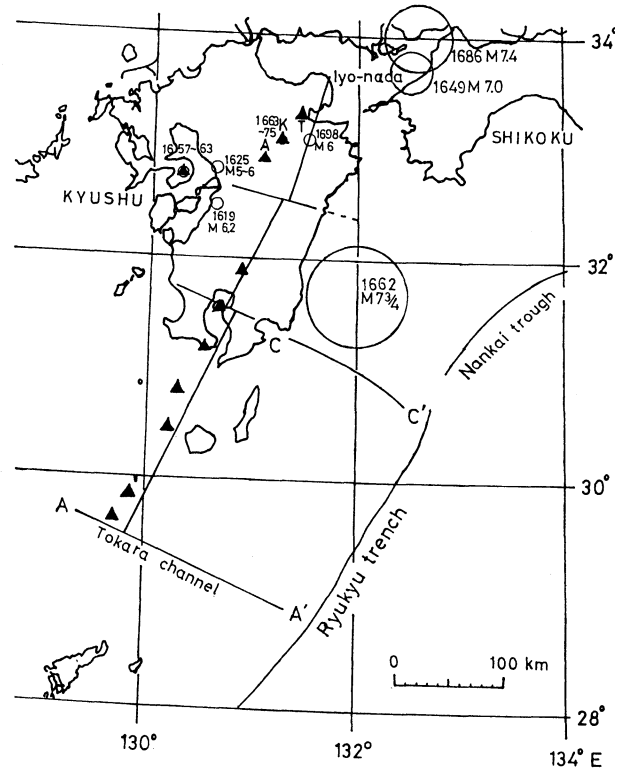


Fig. 5 Destructive earthquakes in and around Kyushu (1605~1703).

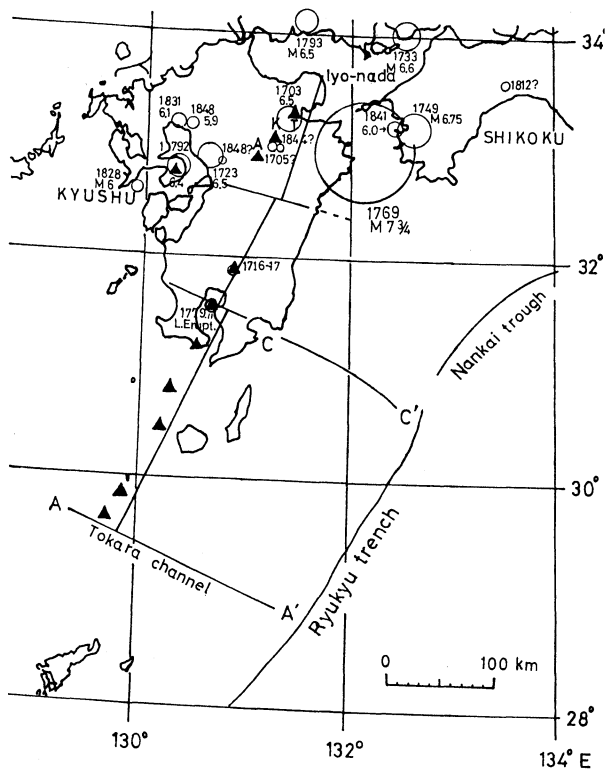


Fig. 6 Destructive earthquakes in and around Kyushu (1703~1854).

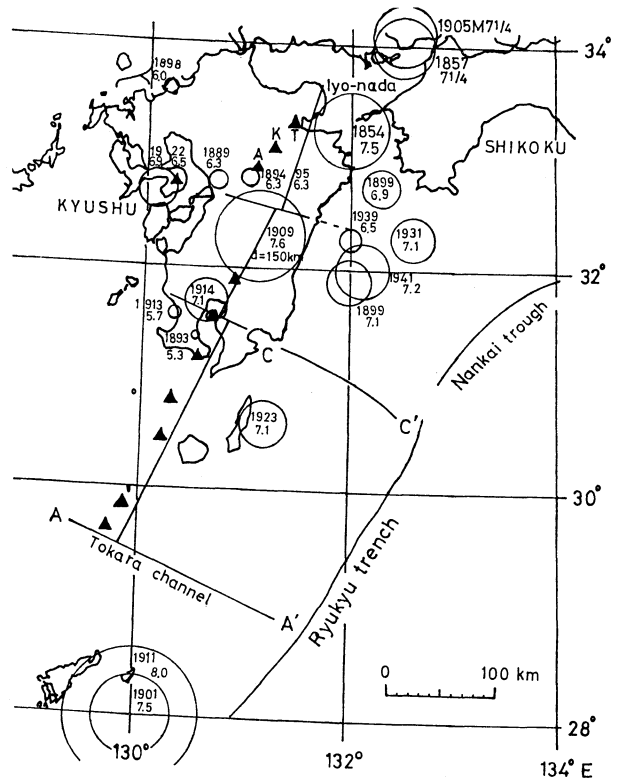


Fig. 7 Destructive earthquakes in and around Kyushu (1854~1944-6).

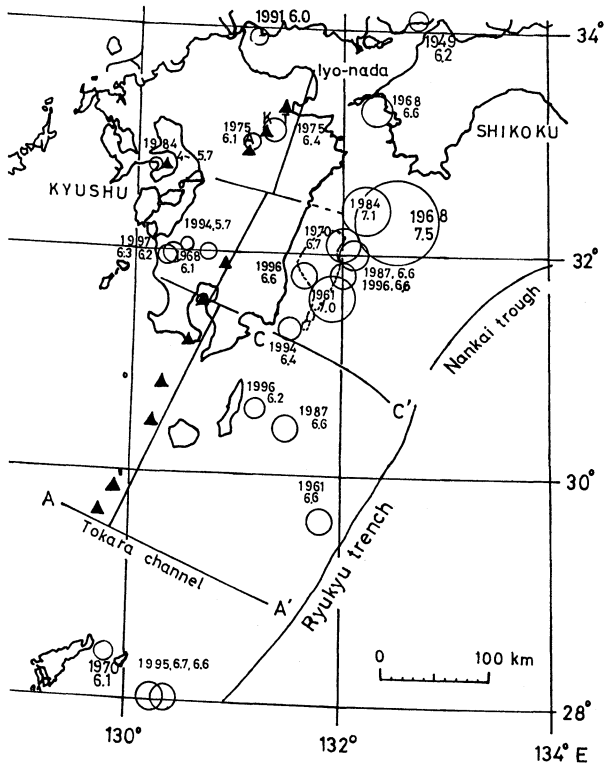


Fig. 8 Destructive earthquakes in and around Kyushu (1944-6~present). The no-earthquake region is found around Offshore Iyonada between East Kyushu and West Shikoku.

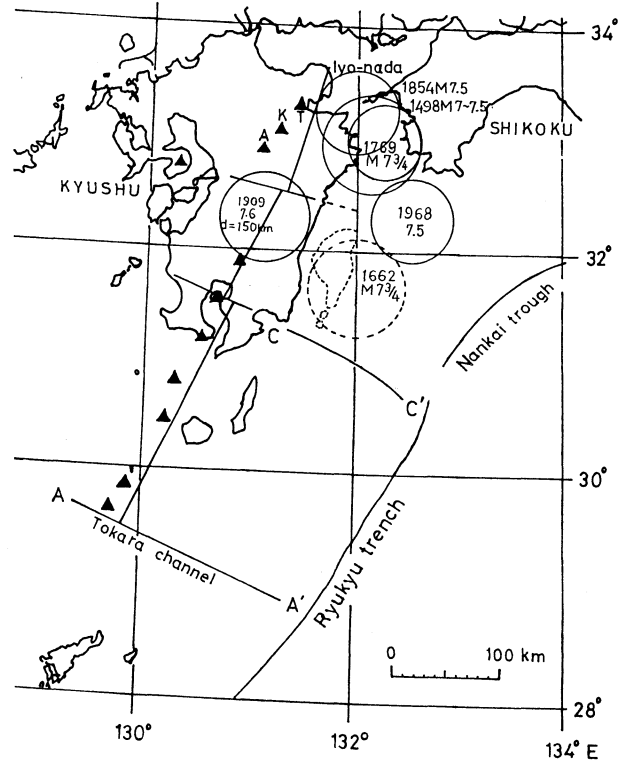


Fig. 9 The destructive earthquakes of $M \geq 7.5$ in and around the East Kyushu. The egg-shaped broken line shows -100mgal contour of the Free air gravity anomaly (Kono and Huruse, 1989). The large broken circle shows the earthquake of $M7_{3/4}$ in 1662.

国の定期的な一等水準点の改測により国土地理院によって実施されている。同院による明治以来の一等水準点検測成果集録データを使って、高濱（1993）は細島験潮場での上下変動の約100年にわたる年平均率が小さいことから、そこを不動にして水準網平均を実施し上下変動を求めたが、日本海側が大きく揺動してしまうため、ここでは、その結果を参考にして、国土地理院が不動としている水準点 No.1873（熊本市）を基準にして、九州地方の上下変動結果をまとめた。

Fig. 10（左）は最近100年間の1889-1901~1987-1989年の上下変動結果を示したものである。檀原（1971）の九州の結果とは異なっている。相対的な傾向として中央部の南西~北東に伸びる長楕円の隆起と北西側の沈降と始良カルデラの沈降がみられる。九州北部では、筑前~佐賀~長崎の沿岸で沈降、別府~諫早のラインから北西側は形動的に沈降している。筑紫地区では地盤沈下がみられる。九州中央部では八代~水俣南部周辺付近の沿岸で沈下が見られるが熊本付近から阿蘇山にかけて隆起が見られる。別府から島原への地溝帯ではこの

100年間で雲仙等の火山性の変動は見みられるものの地溝（多田，1994）としての顕著な沈降は、一等水準路線が東西の2路線（熊本側と別府側）だけであり検出できなかった。

九州南部では、始良カルデラの影響は日南市~川内市付近にまで及んでいる。日南~都井岬~鹿屋付近の変動には沈降プレートの影響がみられる。全体として中央部隆起、沿岸部沈降で上下変動は東北、関東・東海ほど大きくはない。約100年間に観測された上下変動は推定される第4紀の変動（Fig. 10(右)）と一致する。鹿児島県北西部地震（1997年 $M6.5$, 6.3 ）は、Fig. 1では、結果として、1914年の桜島大噴火の影響による川内付近での相対的に約10cmの沈下とその以北に向かって9~7cmの隆起が検出された場所で、始良カルデラが沈降期から隆起に変わった時点で発生している。豊後では北東-南西方向の0コンターを境に、別府湾南側の大分-臼杵間で約5cmの沈下が見られる。

Fig. 11は1885-1901~1962-3の上下変動結果である。九州南部で1914年噴火による影響は、大森（1918）の結

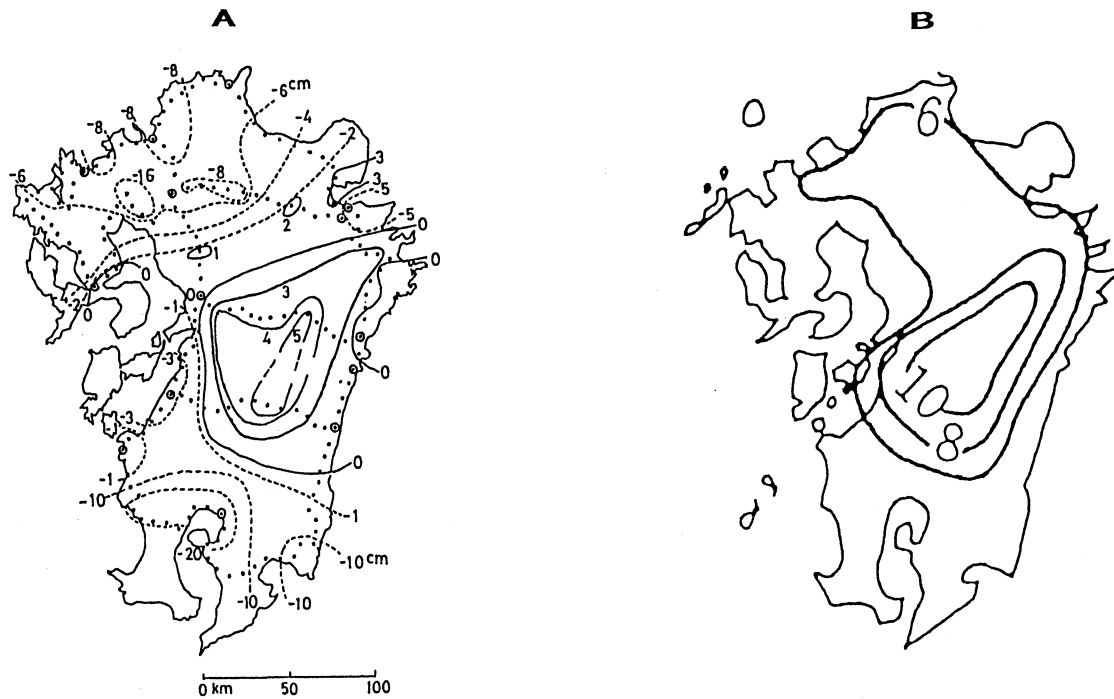


Fig. 10 Vertical deformation in Kyushu in a time span of about 100 years during a period from 1889-1901 to 1987-1989 (A, Left) and the vertical crustal movement (unit in 100m) in the Quaternary period by Yoshikawa et.al. (1973)(B, Right). Analyzed leveling data indicated in the figure are quoted from Record of First Order Leveling Survey Data by the Geographical Survey Institute.

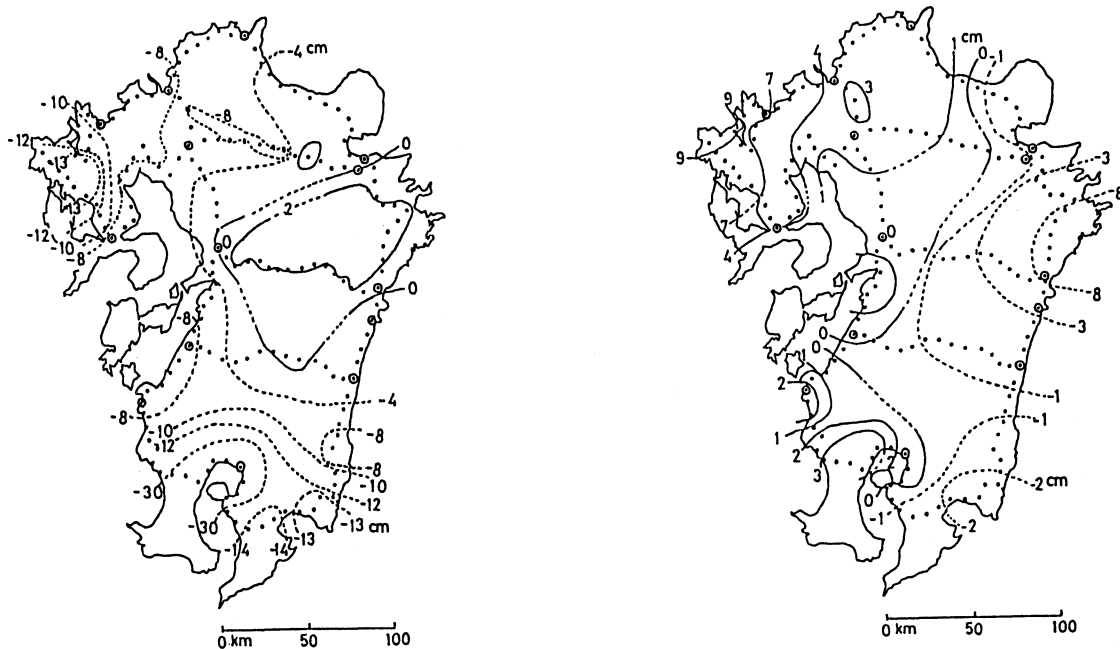


Fig. 11 Vertical deformation in Kyushu during a period from 1885-1901 to 1962-3. Vertical crustal deformation in the 1914 Sakurajima volcanic eruption was found to be very considerably large as also in Fig.10 (A, Left).

Fig. 12 Vertical deformation in Kyushu during a period from 1962-3 to 1968-9. Vertical crustal deformation was very prominent in and around Sakurajima are also considerably active as shown in the later Figures (Figs. 13, 14, 15).

果と概ね一致しているが、広範囲に顕れており、西側の-8 cmのコンターは1914年噴火の影響とすべきかも知れない。1914年噴火後、川内市以北の変動は、Fig. 1と比較して1962-3以降約7~5 cmの隆起となった。1899年日向灘地震(M7.1)の影響(国土地理院, 1972)を受けた東岸での沈降が顕著である。

Fig. 12は1962-3~1968-9の上下変動でFig. 11と相互比較して変動を吟味すると北西部で測量誤差による見かけの傾動が見られる。三角、長崎、佐世保の潮位はこの間変動がなく、細島、油津では共通した潮位変動が見られる(海岸昇降検知センター, 1996)。それを考慮すると有意な変動はない。同一期間での年平均潮位補正法による上下変動では、佐世保付近は地盤沈下地帯の影響で唐津付近は炭坑の影響とされている(国土地理院, 1972)。

Fig. 13は1968-9~1976-8の上下変動で桜島と宮崎東岸の変動が顕著である。国土地理院(1978)による同期間の変動では前の変動の傾向に重なって2 cmの隆起軸を境として九州南東部の隆起、北西部の沈下の傾向がみられる。桜島周辺はこの間マグマ溜りの膨張による隆起が顕著である。

Fig. 14は1976-8~1981-3の上下変動で国土地理院による測量結果にコンタを引いた変動では、九州中部の隆起軸を中心とした隆起がみられ、北西部は引き続き沈降、特に諫早付近の沈降が目立つ。桜島の隆起は若干低下し

た。

Fig. 15は1981-3~1987-90の最近約7年間の変動である。大分~臼杵付近での隆起と桜島付近の沈降が顕著である。桜島では、マグマ供給が噴火で消費され膨張か

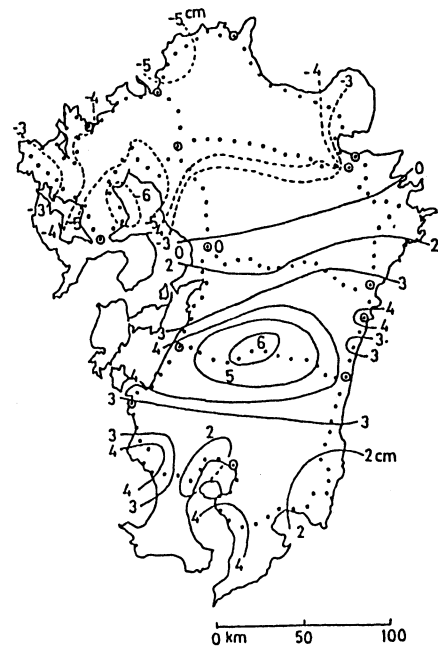


Fig. 14 Vertical deformation in Kyushu during a period from 1976-8 to 1981-3.

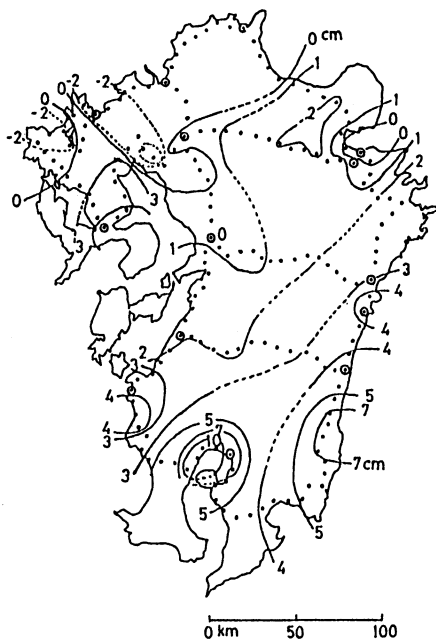


Fig. 13 Vertical deformation in Kyushu during a period from 1968-9 to 1976-8.

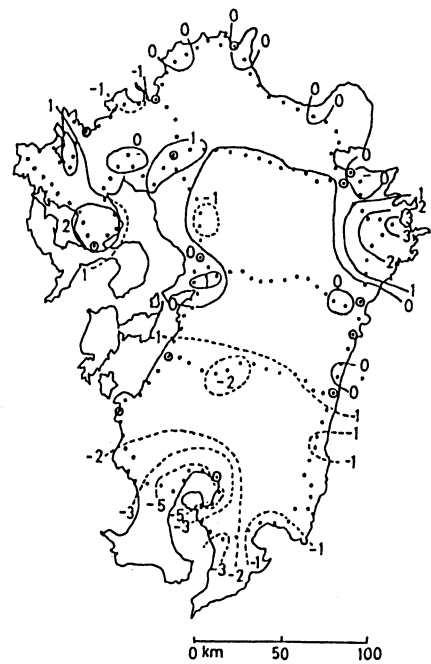


Fig. 15 Vertical deformation in Kyushu during a period from 1981-3 to 1987-90.

ら収縮に向かったのに対し、諫早付近では若干の隆起の傾向が見られる。有明海北部は地盤沈下を示す。九州南部は、これまでほぼ東南東側からの PHS による圧縮力により西北西側への押しが働き、それにほぼ45度の方向の延岡～芦北線付近の隆起軸で隆起、北西部でやや沈降という傾向を示しているが、この変化に加えて最近では北部で隆起、南部で沈降の傾向が見られ、南東部の沈下が大きい。又中央部でも若干沈下がみられる。大分～臼杵付近での東北部で若干の隆起が見られる。この結果は、九州-パラオリッジからのプレート潜り込みによる影響が大きくなったことを示す。Fig. 14 の中央部の隆起の変形が北西方向に移動（ $\sim 20\text{km}/\text{年}$ ）したと仮定すれば、Fig. 15 の中南部の沈下と日向灘沿岸域の若干の沈降傾向と北西部の若干の沈降から定常状態への復元が説明し易くなると考えられる。国土地理院（1997）による九州南部の水平変動は南東方向への変動を示している。

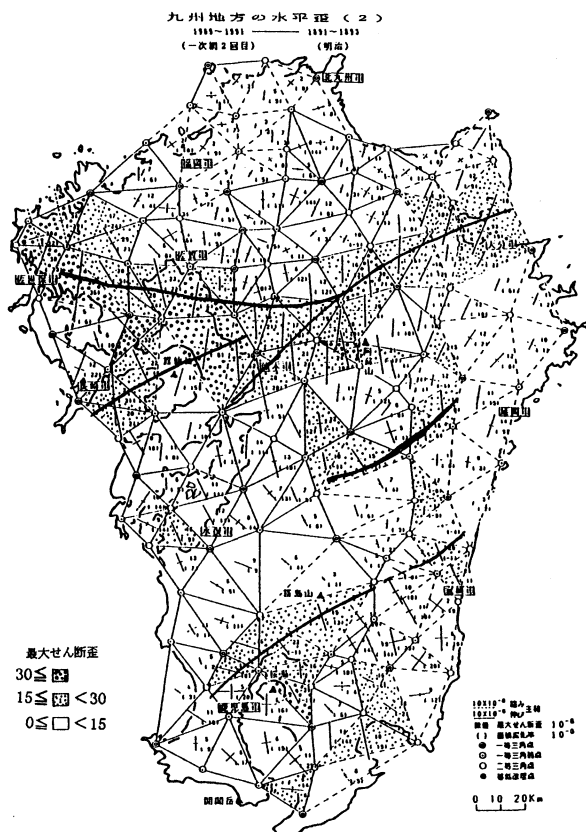


Fig. 16 Crustal horizontal maximum shear strain in Kyushu in a time span of about 100 years during a period from 1891-3 to 1989-91 (GSI, 1993). Dotted areas represent relatively slight large zones of maximum shear strain associated with curved solid lines which correspond to its general trend.

(3) 高角・薄板プレートによる九州地方の地殻水平変動

九州地方の地殻水平変動は、国土地理院による明治時代に実施された、一・二等三角測量結果と最近のレーザー測距による結果との差で示される（国土地理院，1993）。以下は国土地理院（1993）の結果にコンタ-などを記入して地殻変動の現状を分かり易くした。

Fig. 16 は、1989～91-1891～3 の100年間の九州地方の地殻水平歪の最大せん断歪である。南関東などと比べると極めて小さいのが特徴である。これは九州地方の地震の蓄積エネルギー（Fig. 2）を見ても一桁小さいことから至極当然のことと思われる。しかし、それでも周辺に比べてやや大きいと思われる地域は、別府～島原地溝帯周辺、延岡～水俣市構造線周辺、宮崎市周辺、桜島周辺域である。火山地帯で大きいのが特徴である。

Fig. 17 は、最近10年間（1989～91-1981～2）の水平最大せん断歪で、レーザー測距値だけの比較であり高精度な結果を示す。やや大きいところは、阿蘇周辺から水

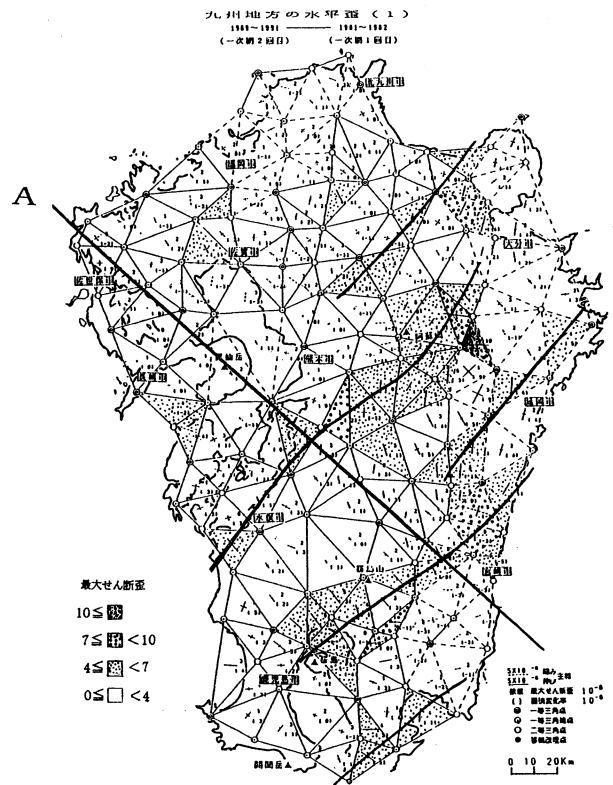


Fig. 17 Crustal horizontal maximum shear strain in Kyushu in a time span of about 10 years during a period from 1981-2 to 1989-91 (GSI, 1993). Slightly large zones of maximum shear strain are shown by solid oblique lines. The solid straight line, A in NW-SE direction is nearly perpendicular to the curved lines and roughly parallel to the Kyushu Palau Ridge.

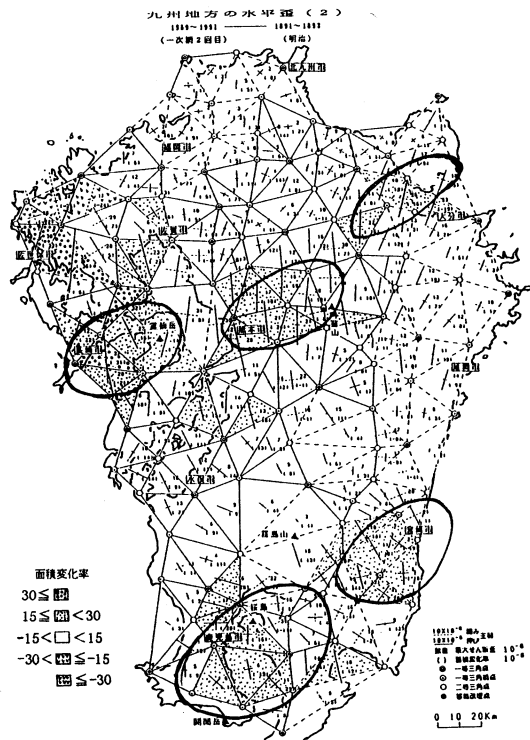


Fig. 18 Crustal horizontal aerial dilatation in Kyushu in a time span of about 100 years during a period from 1891-3 to 1989-91 (GSI, 1993). Slightly large areas of dilatation are shown by solid circles.

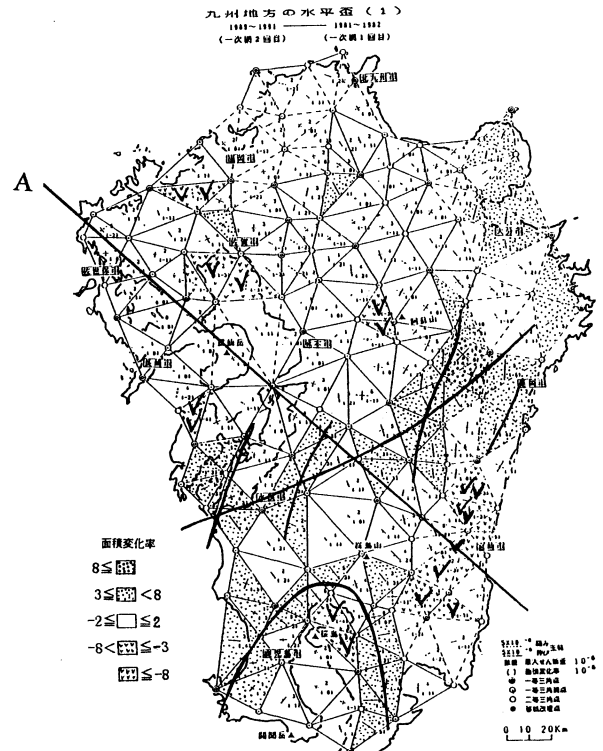


Fig. 19 Crustal horizontal aerial dilatation in Kyushu in a time span of about 10 years during a period from 1981-2 to 1989-91 (GSI, 1993). Slightly large areas of dilatation are shown by solid curved lines.

俣と延岡から桜島周辺の線上で見られる。

Fig. 18は、100年間の面積変化率である。やや大きいところは、雲仙周辺、熊本市周辺、大分市北西部の別府～島原地溝帯と宮崎市周辺、開聞～桜島周辺に見られる。別府～島原地溝帯では南北の伸張歪が著しいが量は小さい。九州北部の変動は極めて小さくむしろ変動は無いことを示している。

Fig. 19は、最近10年間(同上)の面積変化率で、延岡～水俣市に至る構造線周辺でやや大きく、宮崎市から桜島周辺にかけてもやや大きい宮崎市周辺では面積収縮変化が見られる。

九州地方はこの10年間概して大きな変動は内陸部にはなかったといってもよい程度の変動量であった。別府～島原地溝帯では、この期間、南北伸長が見られず(Fig. 17と19)、100年間でも火山の影響と九州北西部の炭坑・地盤沈下域を除いてみると殆ど誤差内の変動である。島原を除いて、M6クラスの地震が頻発した別府～島原地溝帯付近に沿った、熊本周辺、阿蘇、久住、由布岳等では、30ppm以下のひずみ変動で周辺と比べてやや大きいという程度である。なお、一等三角辺長では、明治(1900年頃)と昭和第一回(1956)の測量成果間だけで

大きく変動しており、1956～1968-70の間では殆ど10ppm以下の変動(原田・志村, 1978)である。久住付近の20ppmを超える変動は1975年M6.4の影響と考えられる。

これらの水平歪で100年間と10年間の最大せん断歪と面積歪は共に北東-南西の方向でやや大きくなっている。これらを実曲線と楕円で示した。又、負の面積変化率のやや大きいところはV印で示した。実直線は歪の大きい斜曲線にほぼ直交した九州-パラオリッジの方向と一致する断面線を示す。国土院(1997)による九州に及ぼす水平変動の平均的方向は日向灘沖地震(1996)の水平変動と一致している。後述するFig. 20のD図ではせん断ひずみが九州東岸宮崎付近で大きく現れており、前兆現象と思われる。

3. 九州における地殻変動から求めた内陸型地震に関する地殻変動モデル

九州では水平と上下の地殻変動がほぼ同期間の約10年間で高精度に求められているため最近の活動テクトニクスを論じることが可能である。

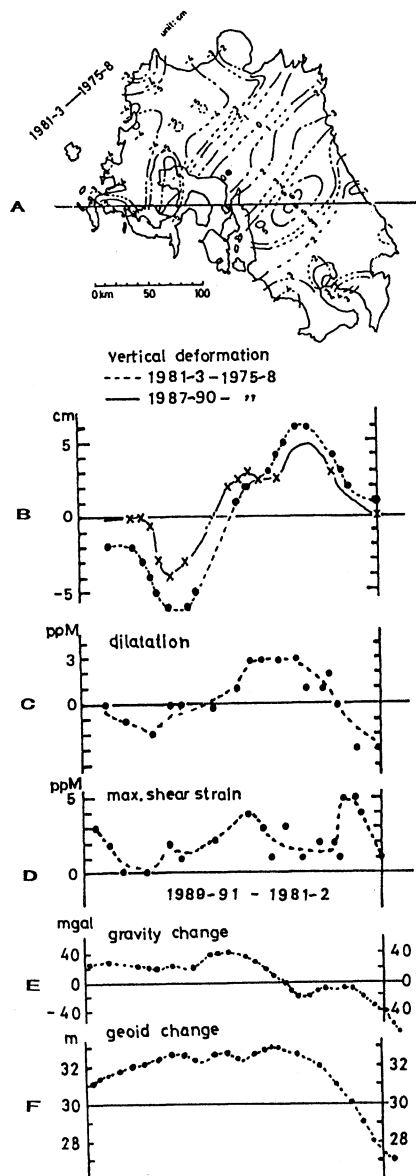


Fig. 20 Characteristics of secular crustal deformation changes in Kyushu. A, shows the vertical deformation in Kyushu during a period from 1975-8 to 1987-90. Cross-sections B, C and D along A indicate the vertical deformation, dilatation, and maximum shear strain, respectively, in the recent 10 years period. E and F show the cross-sections on the same line and correspond to the gravity change and the geoidal undulation, respectively. The upheaving area in B agrees with the increasing dilatation area in C found in the middle part of Kyushu. In a direction towards dilatation area, the maximum shear strain increases progressively. Roughly, E agrees with D while F agrees with C. From these results, earthquakes are expected to occur so as to stabilize the geopotential and so as to regulate further crustal upheaval, however, the obtained values are slightly larger than the limiting value of error. This shows a typical pattern of crustal deformation caused by high angle thin subducting plate.

Fig. 20 は地殻ひずみのやや大きい斜線に直交した九州パラオリッジ方向の断面の地殻変動を示したものである。最上段 A に Fig. 14 を示す。最近10年間の水準測量による1975-8 を基準にした2回にわたる結果の断面は B, その面積ひずみを C, 最大せん断ひずみを D に示す。重力変化 (河野・古瀬, 1989) を E, ジオイド起伏 (Fukuda *et al.*, 1993) を F にそれぞれ示す。隆起域では面積膨張域との一致が見られ, その周辺部でせん断歪がやや大きくなっている。重力変化は最大せん断ひずみ D との相関の傾向が見られる。一方, ジオイド起伏は最近10年間の面積ひずみ C との相関がやや見られる程度である。九州では, まず中央部で面積膨張し隆起し, ジオイドも膨らみ, 重力変化も生じ, 周辺でせん断ひずみがやや大きくなる傾向が見られる。火山噴火となるような局所場では, 広域のテクトニックな応力場の基で, マグマだまりの活動が更に進行すると, 中央部の地表付近では開口割れ目状噴火になるが, 周辺ではそれを発達させないように (ポテンシャルを安定に保つため) 断層が発生するが, これは地質条件によって異なる。この結果は一部田中・他 (1996) により報告された。

桜島等の例 (田中, 1997A, B) では短波長ジオイド起伏変動と隆起或いは沈降域とは一致し, 起伏の中心部は噴出によりジオイド起伏の負異常となり, 地震は発生しておらず, 周辺でジオイド起伏正異常となっている。広域のテクトニック場 (東西圧縮, 南北伸び) を反映しながら, 周辺部で, 地形的には正断層を生じ, 将来の地震発生の源となっている。

Fig. 21 は九州における地震分布 (気象庁, 1994), 活断層, 短波長ジオイド起伏の関係を示す (田中・他, 1996)。ジオイド起伏の周りで地震と活断層が発達しているのが分かる。

4. 討論

九州地方の地震発生の特色を掴むため, 第一義的な太平洋プレートの影響 (I), 第二義的な日本海東縁断層境界とフィリピン海プレートの影響 (II) とそれらの影響を受ける瀬戸内海西部-九州東岸 (III) と試験的に分類して被害地震発生状況を作成したのが Table 1 である。その結果, I と II で $M \geq 7.5$ の地震が発生すると数年以内に九州で地震 ($M < 7.5$) 発生となることが見かけ上, 多いことが分かる。九州東岸沖は, 北海道-東北に次いで地震回数の多い場所であることを示している。最近の南九州-日向灘で頻発する地震の例はこの表から 1896 年の (I) に引き続き 1899 年以降の (III) の活動が

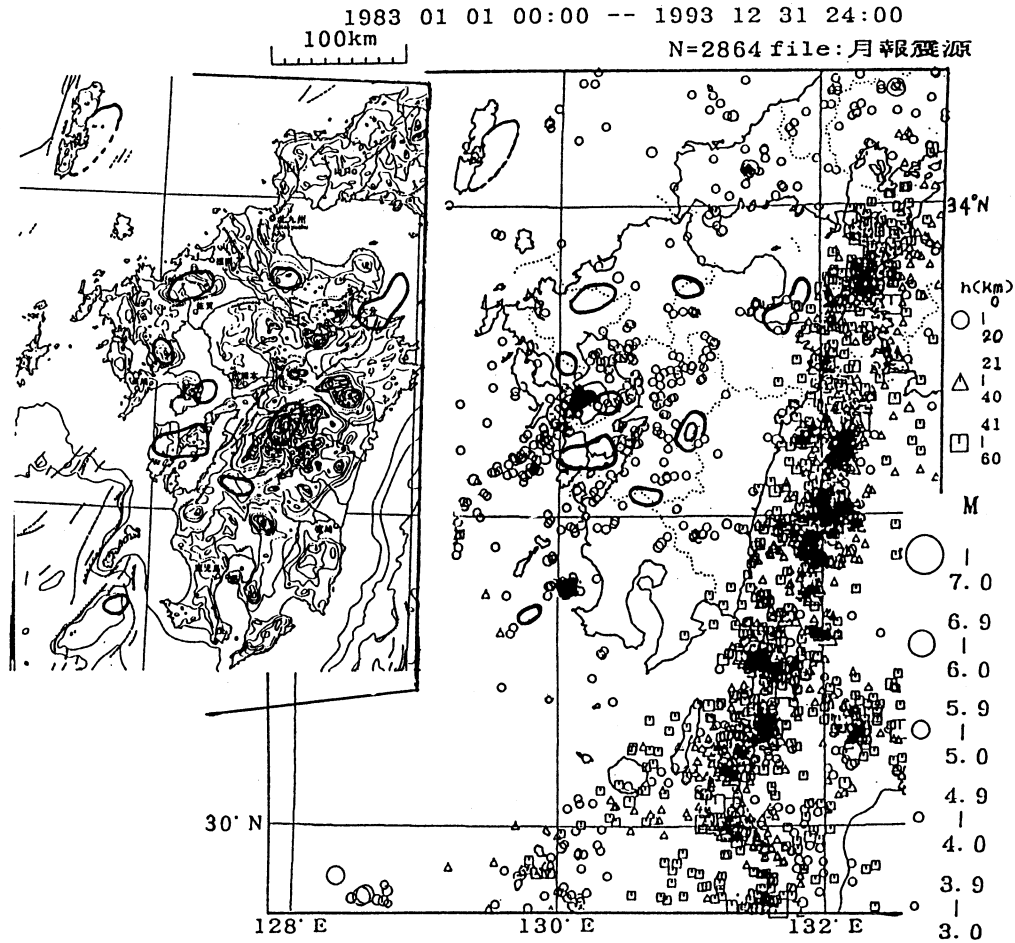


Fig. 21 The relation among the geoidal undulation anomalies (thick solid circle), the shallow earthquakes and the active fault in Kyushu (Original figures are given by Fukuda et.al. (1993), Meteorological Agency (1994) and Active Fault in Japan (1980), respectively). From these figures, earthquakes are suggested to occur around the geoidal undulation zones, depending on the tectonic field at the earth's surface, as also indicated in Fig. 11. This is clearly manifested in the area by the presence of significant geological structures such as faults and fracture zones.

挙げられる。最近の1944年以降の調査では、豊後水道付近で被害地震未発生域となっている。

九州地方の地殻上下変動を検出するため、国土地理院による一等水準点検測成果集録による明治以来の九州地方のデータを用いて高濱（1993）が解析し、水平変動については、国土地理院（1993）を活用した。国土地理院では、一般に数値は公表するが、コンター記入と水平変動ベクトルは研究者の考え方が入るため記入せず、研究者の責任において記入することとされている。

そこで、まず、地殻変動測定の誤差について述べる。

一等水準測量は、一等水準測量作業規程により実施されており、往復差と環閉合が $2 \sim 2.5\text{mm}\sqrt{\text{Skm}}$ で与えられ、標尺間距離60m以内、地表から20cm以下は読定しない等の制限があり、誤差制限値を超えると再測としている。これら以外に、標尺の技術管理と鉛直線偏差と大気屈折

率補正の問題がある。標尺はニュースーパーインヴァールバンド標尺とその後の開発努力で解決し、山越え水準の屈折率補正も若干の進歩があったが（Tanaka *et. al.*, 1984）、平地で時とすると大きな傾動誤差がFig. 12のように残ってしまうことがある。この場合には前後の経年変動や潮位差などのデータを調査し、それらを均した相対的変動の中で変化分のみをみる必要がある。今後は、験潮場間でGPSとの取り付け観測により、この種の誤差はかなり改善されると思われる。これらの点を考慮して、Fig. 10（右）の100年間の結果を見ると、上下変動率は0.5mm/yr.程度で小さく、檀原（1971）の九州の結果とは変動パターンも年率もかなり異なった結果となった。Fig. 10から、九州中央部のほぼ隆起は検出されたと思われる。Fig. 14の結果は現在測量誤差かどうかは判定出来なかったため仮定としてあるが、一時

的に Fig.14 のような地殻上下変動結果もあると解釈した。

水平変動の誤差では、レーザー距離測では $\pm 1\text{ppm}$ の誤差があり、誤差伝搬と経年変動の 2 回の検出誤差を見込むと $\pm 5\text{ppm}$ は免れない。Fig. 20 の結果は、せん断ひずみ、面積ひずみ共に誤差の限界値をやや上回る程度なので、測定値のトレンドから傾向が検出されたとみるべきであろう。しかし、測量による野外測定では、経験的に云えば、往々にしてこうした事例となるのが良い観測のようである。水平測距では、基線測量は 200 万分の 1 の精度で測定が実施されるが、一等三角測量の誤差制限内でも、一等三角に相当する基線はそれを求めるための増大辺の角観測で、精度は誤差伝搬により 30 万分の 1 程度に低下する。このため、レーザー測距並みの精度を得るためには、短い基線測量からの増大辺の結果は使わず、現在のレーザー或いは GPS 結果からの長基線値に重量をかけ、角変化のみを用いて明治成果を逆算する方法が採用されるべきである。この種の計算は既に田中・中野 (1987) により中部地方で地殻変動診断に実施され、明治と昭和第一回の一等三角測量から求めた基線値の経年変化に約 30% 以上の改善をした結果を得ている。九州のような地質物質では特にこれを考慮する必要がある。

水平ベクトルの検出は自由網平均や一点一方向固定では誤差伝搬の解決（遠くに離れるほど変動が大きくなる）にはならず、周囲のひずみ変動を考慮し、長基線変動の重量を決定してから逆算法により問題とする内部を求めるべきである。多田 (1994) の結果は南北に離れると一様にベクトル量が大きくなっているが、ひずみは南北へ離れると小さくなっている（1956 年以降は南は桜島の変動により 10^{-5} より若干大きくなり、北側は 10^{-5} 以下）（原田・志村, 1978）。約 100 年間で水平ひずみの変動量は 5（九州北部）～最大約 30ppm（雲仙周辺と桜島周辺のみ）で南北の端で平均 10ppm 程度である（Fig. 16 と 18）。平均辺長 20km とすると 20cm 程度の相対的水平変動となる。九州北部の相対的水平変動のオーダーはこれから年間 2mm 程度となる。又、相対的上下変動は、Fig. 10 から 0.5mm/yr. で思いの外小さかったが九州中部付近は火山性地質活動が活発であることを示している。これ以外に九州全体に関わるような変動があれば、それはプレート変動によるということになる。

豊後水道付近では長期的に被害地震未発生域となっているうえに、若干の隆起（Fig. 15）も見られる。国土地理院 (1997) の日向灘地震（1996 年 M6.6）の調査では四国は北西向き変動で豊後水道付近の九州東岸では南東向きの変動で向きに差異が検出されている。Fig. 20

の D 図で指摘した宮崎付近の最大せん断ひずみの大きい場所は日向灘地震（1996 年 M6.6）の前兆とやっと思われ指摘された。最近の GPS 観測では、期間が短く長波長のため、相対的に全体の南北伸び東西圧縮は若干見られるが、別府一島原地溝帯の南北開溝は、水平ベクトルに大きな差異は認められず、GPS の精度では現在検出されていない（国土地理院, 1998）。

短波長ジオイド起伏と地殻変動との関係についてはジオポテンシャルの安定志向を考慮すれば異常があれば長期的には修復活動があるのは極めて明解で、だから地球は安定のため、地殻活動を必要としていると考えられる。こうした考えから、地形が長期間で形成される過程で、内陸地震（破壊）に繋がる場合には、非一様・非等方・不均質（つまり非線形）物質（ここでは地球物質と名付ける）を考慮すれば、その前兆の地殻変動が生ずることは当然と思われる。

巨大地震時のジオイド変動は Okubo (1991) により指摘されている。短波長のジオイド起伏から見たジオポテンシャル異常場による内陸地震予知については、高ジオイド高の隆起地域では面積歪みが大きくなり、一方その周りではせん断歪みが大きくなり、隆起を発達させないようにその周りで破壊（地震）を生じさせることを指摘してきた。高ジオイド高となる地域は火山地域では高ブーゲー異常地帯も多く、密度の高い高温岩体があると岩体は壊れずその周りで応力が集中し、群発地震の原因となることが萩原 (1978) により指摘されている。ここではもっと広域場での隆起と面積歪、せん断歪の関係、又、これらと重力変化とジオイド起伏との関係を調べ、ジオポテンシャル異常の修復活動が内陸地震であるとしたが、火山地域では高ジオイド高の膨らみの周りを中心部（噴火口）の深い場所でも微小破壊（地震）を生じている場合もありそこではその深さで活動が始まっていることを示している。その時のジオイド変動の調査が重要となろう。ジオポテンシャル異常と地殻変動への変換は田中 (1997A, B) により示されている。重力変化とジオイド起伏は同じ傾向を示すはずであるが九州中央部の地殻隆起構造の特色により Fig. 20 のような結果となった。ジオイド起伏の周りで地震や活断層が多くみられるが細部については、今後の調査を必要とする。ジオポテンシャルの揺らぎはインド南方～パプアニューギニアのジオイド形状変化（理科年表, 1997）から、現在、相対的に最大で約 3.0×10^{-5} (30ppm) 弱程度で、その異常周辺で巨大地震や火山が発生しているが、この程度でも地球は現在安定している。

内陸地震の例として、1997 年鹿児島県北西部地震につ

いて考察する。この地震は構造的強い地震であると同時に、始良カルデラの活動域の周辺部で1962-3以降7~5cmの相対的隆起をした場所で発生した。地質調査所(1997)によれば地震域の紫尾山付近で花崗岩体の最大で約50mgalのブーゲー異常を含む弱構造地域で破壊されたと報告している。地殻ひずみによる重力変化(萩原, 1978) δg は, Fig. 16 と 17 の10年間と100年間のひずみ ϵ を平均3ppmとし, ポアソン比 $\nu = 0.25$, 密度 $\rho = 2.67\text{g/cm}^3$, 深さ $D = 10\text{km}$ とすると約 $2.2\mu\text{gal}$ である。一方, 震源地のほぼ真上の泊野でGPSによる上下変位量 δH を4cm(愛甲, 1998), ジオイド高を δN とすると $\delta H = k\delta N$ (田中, 1997) より, ジオイド高は0.023mmとなる。但し, $k = 1750$ と仮定した。これを用いて, $\delta N = (D/g_0)\delta g$ から, $\delta g = 2.2\mu\text{gal}$ となる。但し, $g_0 = 980\text{gal}$ である。周辺での最大重力異常値を50mgalとすると, この時の限界重力変化値の比は, 44ppmとなり, 力武限界歪値 $44\text{ppm} \pm 17\text{ppm}$ (力武, 1976) と一致する。重力の限界変化値の比も30ppm~50ppmにあることが指摘される。

内陸地震については, 重力異常の時間変化が30ppm程度以上で, 短波長ジオイド起伏の傾斜勾配の大きい場所で, テクトニック場の地質と地震データの時空系列データを考慮しながら, 総合判断を要請されるが, 量的に小さい場合には, 他の観測手段が必要となろう。M6前後の地震予知の難しさを示している。一種の滑り面を与える短波長ジオイド起伏の限界勾配については, 今後の詳細な調査を必要とする。

5. まとめ

九州地方の地殻変動の解析から, ジオポテンシアル異常場では, 高ジオイド高の隆起地域で面積ひずみが大きくなり, 一方, その周りでせん断ひずみが大きくなり, 広域応力場のもとでテクトニクスを反映しながら, その隆起を発達させないようにその周りのせん断ひずみの大きい場所で破壊(内陸地震)を生じ, 活断層を形成するという内陸地震モデルを提唱した。又, 九州の最近100年間の観測データから求めた上下変動は推定される第四紀の変動(吉川他, 1973)にほぼ一致していることが分かった。

6. 謝意

本稿をまとめるにあたり, 東北大学名誉教授高木章雄先生に深く謝意を表します。1995年当時の九州大学理学

部教授行武毅先生には地震研究所を通した「西日本のホットスポット」研究会へのご援助に対して厚く御礼申し上げます。鹿児島大学理学部井村隆介博士の図1の討論にも謝意を表します。

参考文献

- 愛甲華子(1998): 1997年5月13日に発生した鹿児島県北西部地震(M6.3)に伴う地殻変動, 平成9年度鹿児島大学理学研究科修士論文。
- 地質調査所(1997): 鹿児島県北西部の地震の震源域の地質学的特徴, 地震予知連会報, 58, 653-656。
- 檀原 毅(1966): 松代地震に関連した地殻の上下変動, 測地学会誌, 12, 18-45。
- 檀原 毅(1971): 日本における最近70年間の総括的上下変動, 測地学会誌, 17, 100-108。
- 江頭庸夫(1995): 桜島火山周辺における地盤変動-1988年-1991/92年-, 第8回桜島火山の集中観測(1991年10月-1992年3月), 1995年3月, 15-21。
- 江頭庸夫・高山鐵朗・山本圭吾・Muhamad Hendrato・味喜大介・園田忠臣・木股文昭・宮 島力雄・松島健・内田和也・八木原寛・王彦賓・小林和典(1998): 桜島火山周辺における水準測量結果について-1991年12月~1996年10月-, 第9回桜島火山の集中観測(1996年10月~1997年4月), 1998年4月, 15-29。
- Fukuda, Y., P. Shi and J. Segawa (1993): Map of Geoid in and around Japan with JODC J- BIRD Bathymetric Chart in a Scale of 1:1,000,000. Bull. Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo, No.31, Sept.
- 萩原幸男(1978): 地球重力論, 11章, 地殻活動と重力変化, 186-205。
- 原田健久・志村迪吉(1978): 一等三角測量による西日本の地殻の水平変動, 地震予知連会報, 19, 155-161。
- 海岸昇降検知センター: 日本列島沿岸の年平均潮位とそのグラフ, 明治27年(1894年)~平成7年(1995年), 95-97。平成8年(1996年)。
- 角田寿喜・宮町宏樹・高木章雄(1991): 九州-琉球弧北部の稍深発地震, 地震, 44, 63-74。
- 笠原慶一・杉村新(1978): 第2章, 地震テクトニクス, (b) 地震サイクル, 69, 地球科学 10, 変動する地球I-現在および第4紀-, 岩波書店。
- 気象庁(1994): 地震予知観測の成果(3)-近畿・中国・四国・九州・沖縄地域-, 地震予知連絡会特定地域部会報告第6巻, ②大・中・小地震, 28ページ, 国土地理院, 平成6年11月。
- 国土地理院: 一等水準点検測成果集録, 第1巻-第36巻, 別冊1-別冊4。
- 国土地理院(1972): 九州, 中国地方の上下変動について, 地震予知連絡会報, 7, 47-49。
- 国土地理院(1978): 九州地方の上下変動, 地震予知連絡会報, 20, 181-182。

- 国土地理院 (1992): 九州・沖縄地方の上下変動, 地震予知連絡会報, **47**, 436-442.
- 国土地理院 (1993): 九州地方の地殻変動, 地震予知連絡会報, **49**, 527-541.
- 国土地理院 (1994): 地震予知観測の成果(3)―近畿・中国・四国・九州・沖縄地域一, 地震予知連絡会特定地域部会報告第6巻, 2. 地殻変動, 85-105. 平成6年11月.
- 国土地理院 (1997): 九州地方の地殻変動, 地震予知連絡会報, **58**, 638-652.
- 国土地理院 (1998): 全国 GPS 連続観測結果, 地震予知連絡会報, **59**, 614-633.
- 河野芳輝・古瀬慶博 (1989): 100万分の1日本列島重力異常図, 東京大学出版会.
- 長宗留男・田代秀樹 (1989): 九州下における和達ーベニオフゾーンの形状, 地震, **42**, 13-19.
- 茂木清夫 (1982): 日本の地予知, サイエンス社.
- Oike K. and K. Huzita (1988): Relation between characteristics of seismic activity and neotectonics in Honshu, Japan, *Tectonophysics*, **148**, 115-130.
- 大森房吉 (1918): 日本噴火志下編, 震災予防調査会報告第87号, 83-95.
- Okubo S. (1991): Potential and gravity changes raised by point dislocations, *Geophys. J. Int.*, **105**, 573-586.
- 力武常次 (1976): 地震予知論入門, 13.4地殻限界歪と地震発生確率, 177-179. 共立全書.
- 寒川旭 (1998): 考古遺跡にみる地震と液状化の歴史, *科学*, **68**, 1, JAN., 20-24.
- 最勝寺俊秀・田中穰・寺家孝明・小林亜由美・吉島陽子 (1994): 桜島西部における GPS 地殻変動観測, 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物) **27**, 173-187.
- 高濱伯主 (1993): 高角沈み込みプレートによる九州地方の地殻変動, 鹿児島大学理学研究科地学専攻, 平成5年度修士論文.
- 多田堯 (1994): 現代測地学, 第7章地殻変動, 7.2.4火山噴火と地殻変動, 361-366.
- Tanaka M., S.Kakinuma, T.Kosuge and H.Nakano (1984): Detection of Height Dependent Error in Precise Leveling on a Mountain Slope, *J.Geodetic Soc. Japan*, **30**, 75-86.
- 田中穰・中野博美 (1987): 1891年濃尾大地震後の余効変動, 測地学会誌, **33**, 171-180.
- 田中穰・中野博・寺家孝明・高濱伯主・最勝寺俊秀・吉島陽子・小林亜由美 (1993): 桜島 湯の平-鹿児島大学理学部間の距離の経年変化, 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物) **26**, 101-106.
- 田中穰 (1993): 火山の総合的研究の展開法に関する調査研究報告書-火山と地域産業-, 73-90, 平成5年3月, 鹿児島大学, 研究代表者, 田中穰
- 田中穰 (1994): 最近の巨大地震と九州南部地方の地殻変動, 月刊地球-プレート沈み込み帯のジオダイナミクス (シンポジウム)- **16**(6), 324-332.
- 田中穰・最勝寺俊秀・黒沢知也, 仮屋新一・愛甲華子・松原有子 (1996): GPS 干渉測位による桜島とその周辺における精密地殻変動とジオイド起伏の検出, 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物) **29**, 89-112.
- 田中穰 (1997): 桜島火山周辺における GPS による精密ジオイド高の検出とその時間変動に関する一考察, 測地学会誌, **43**, 133-144.
- Tanaka M. (1997): Determination of Precise Geoidal Height by GPS Observations in and around Sakurajima Volcano, Japan. I.A.G., Vol.117: Segawa *et al.* (eds.), Gravity, Geoid and Marine Geodesy, Springer-Verlag Berlin Heidelberg 249-256.
- The Research Group for Active Faults (1980): Active Faults in Japan-sheet map and inventories-, 98-114, Kyushu, University of Tokyo Press.
- 吉川虎雄・杉村新・貝塚爽平・太田陽子・坂口豊 (1973): 新編日本地形論, 第7章変動地形, 328, 東京大学出版会.