

本資料は 年 月 日付けで登録区分、
変更する。

2002. 2. 28

[技術情報室]

隆起・沈降に関する研究（Ⅰ）

（動力炉・核燃料開発事業団 委託研究成果報告書）

1992年3月

株式会社 大和地質研究所



隆起・沈降に関する研究（Ⅰ）

（動力炉・核燃料開発事業団 委託研究成果報告書）

1992年3月

株式会社 大和地質研究所



A

この資料は、動燃事業団社内における検討を目的とする社内資料です。ついては、複製、

B

本資料は、核燃料サイクル開発機構の開発業務を進めるために作成されたものです。したがって、その利用は限られた範囲としており、その取扱には十分な注意を払ってください。この資料の全部または一部を複写・複製・転載あるいは引用する場合、特別の許可を必要としますので、下記にお問い合わせください。

〒319-1184 茨城県那珂郡東海村大字村松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

Inquiries 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)



社 内 資 料

PNC 上J1454 92-001

1992年3月

隆起・沈降に関する研究 (I)

佐々木 穰 ※ 布施 圭介 ※

要 旨

本研究では、我が国の地質環境の長期安定性を明らかにし、地層処分の安定確保の考え
方に対しての、また、地層処分システム全体としての成立性を示すための根拠に資するた
め①我が国における第四紀の隆起・沈降に関する諸特徴の把握、②同研究手法の把握と検
討の2点を主眼として、国内外の最近(1980年以降)の研究事例について文献調査を実施
した。さらに、海外を含めた隆起・沈降に関する研究手法の研究項目・手法を具体的に検
討する上で、その調査・研究対象として最適な地形・地質学的条件を有する地域を数箇所
選定した。

上記事例研究の結果、我が国における最近の地殻変動と完新世～更新世(過去)のそれ
とを概観すると、関東・中部・四国地方では、過去～現在までほぼ同様な変動様式を示し
ているが、北海道～東北地方にかけての太平洋沿岸地域は、過去に隆起域であったものが
最近では沈降域に転じていることがわかる。また、最近において、隆起・沈降が安定して
いる地域は北海道～東北地方の日本海沿岸地域であり、隆起の激しい地域は中部地方の赤
石山帯である。

第四紀の隆起・沈降の特徴を把握するための手法としては、①地形・地質学的手法と、
②測地学的手法があげられる。しかし、両者を統一的に整合性をもたせて評価した研究事
例は極めて少ない状況にある。

今後、両者の手法から別々に求められた地殻変動を、少なくとも第四紀地殻変動の中
でのひとつの変動様式として位置づけ、時間的・空間的スケールの中で精度よく両者を統
一的に検討していくことが、将来の隆起・沈降現象を予測する上で極めて重要なことである
と考えられる。

本報告書は、株式会社大和地質研究所が動力炉・核燃料事業団の委託により実施した
研究成果である。

契約番号……………03D0284

事業団担当部課室：環境技術開発推進本部地層科学研究グループ 主幹 服部 弘通

※ 地質部

Official use only
PNC 2J1454 92-001
March, 1992



A Study of uplifts and subsidences (I)

Yutaka Sasaki[※] and Keisuke Fuse[※]

ABSTRACT

In this study, we have reviewed the literature on various studies case conducted at home and abroad since 1980, with a view to (1) establishing the characteristics of the uplifts and subsidences of the Quaternary period in this country and (2) identifying and reviewing the methods used in those studies. We also selected several subject areas with topographically and geologically optimal conditions by concretely examining the research performed on uplifts and subsidences, including those located in foreign countries.

A general review of recent crustal movements and those of the Holocene--Pleistocene periods in this country has led us to the conclusion that the Kanto, Chubu, and Shikoku districts have shown practically the same type of movement during these periods, while the Hokkaido--Tohoku districts located on the Sea of Japan saw uplifts in the past but have recently turned into subsiding areas. The Hokkaido--Tohoku districts located on the Pacific Ocean have been stable in uplift and subsidence in recent years, and the Akaishi mountains area in the Chubu district has been active in uplifts.

To establish the characteristics of uplifts and subsidences in the Quaternary period, we used (1) a topographical-geological approach and (2) a geodetic approach. However, there are very few case studies in which these two approaches have been integrated and evaluated in coordinated form.

We consider it most important for estimating uplifts and subsidence in the future to analyze crustal movements using a combination of the above two methods. In this way, these movements can be regarded as one and the same type of movement, at least in the Quaternary period, and can thus be reassessed with greater accuracy with respect to both temporal and spatial considerations.

Work performed by Daiwa Geological Laboratory Co., Ltd. under contract with Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation.

PNC Liaison --- Geosciences Research Program, Radioactive Waste Management Project
Hiromichi Hattori, Ph.D., General Manager

Department of Geology

目 次

まえがき		1
1 研究概要		2
1. 1 題目		2
1. 2 研究目的		2
1. 3 研究範囲		2
1. 4 研究内容		3
1. 5 研究期間		3
1. 6 研究担当		3
2 日本列島の第四紀における隆起・沈降に関する特徴		4
2. 1 我が国における地形・地質学的手法に基づく事例研究		6
2. 1. 1 日本列島全域にみる隆起・沈降		6
2. 1. 2 日本列島における個々の地域にみる隆起・沈降		16
2. 2 我が国における測地学的手法に基づく事例研究		160
2. 2. 1 日本列島全域にみる隆起・沈降		161
2. 2. 2 日本列島における個々の地域にみる隆起・沈降		168
2. 3 海外における事例研究		239

2. 4	まとめ	-----	253
2. 4. 1	地形・地質学的地殻変動	-----	254
2. 4. 2	測地学的地殻変動	-----	260
2. 4. 3	地形・地質学的地殻変動と測地学的地殻変動との対比	--	265
2. 4. 4	我が国の地殻変動と海外にみる地殻変動	-----	267
3	日本列島の第四紀における隆起・沈降運動の把握のための研究方法	----	271
3. 1	地形・地質学的手法	-----	271
3. 1. 1	隆起・沈降量の推定方法	-----	271
3. 1. 2	年代推定方法	-----	276
3. 2	測地学的手法	-----	285
3. 2. 1	従来の測地測量網による手法	-----	285
3. 2. 2	新たな測地測量手法	-----	286
4	考察と今後の調査指針	-----	287
4. 1	我が国における第四紀地殻変動	-----	287
4. 2	今後の調査指針	-----	288

図 表 目 次

第 2 章

図 2 - 1	地殻動力学現象とその帯域 (笠原他, 1991)	4
図 2 - 2	地殻変動に関する地形・地質学的研究区域と変動速度	1 7
図 2 - 3	地殻変動に関する測地学的研究区域と変動速度	1 6 9
表 2 - 1	地形学的・測地学的手法での変動量の精度 (貝塚, 1968)	5
図 2.1 - 1	地形学的方法から見積った隆起量等値線図	1 0
	(第四紀地殻変動研究グループ, 1968)	
図 2.1 - 2	地質学的方法から見積られた隆起沈降量等値線図	1 1
	(第四紀地殻変動研究グループ, 1968)	
図 2.1 - 3	図 2.1 - 1 と図 2.1 - 2 から編集された隆起沈降量区分図	1 2
	(第四紀地殻変動研究グループ, 1968)	
図 2.1 - 4	日本の第四紀地殻変動区分図	1 3
	(The Research Group for Quaternary Tectonic Map, 1973)	
図 2.1 - 5	最終氷期の S 面と完新世段丘面の旧汀線高度分布	1 4
	(Ota and Yoshikawa, 1978)	
図 2.1 - 6	旧汀線高度分布様式から推定された変形様式の分布	1 5
	(Ota and Yoshikawa, 1978)	
図 2.1 - 7	最終間氷期の河成・海成地形面と現在の河成・海成地形面との比高分布	2 1
	(吉山, 1990)	
図 2.1 - 8	奥尻島の完新世海成段丘内縁高度と北海道の他地域の完新世海成段丘または	2 4
	海成層上限高度およびその ¹⁴ C年代 (三好他, 1985)	
図 2.1 - 9	旧汀線高度の投影図, 地質構造図および水準点の変位量図	2 7
	(宮内・八木, 1984)	

図 2.1-10	地形面の高度と年代から求めた変動速度の変化 (宮内・八木, 1984)	27
図 2.1-11	段丘面形成年代の推定とテフラの標準層序 (宮内, 1985)	34
図 2.1-12	旧汀線高度の投影図 (宮内, 1985)	35
図 2.1-13	辰ノ口撓曲の河成段丘の変位と水準点の変位 (宮内, 1985)	36
図 2.1-14	M ₁ 面の旧汀線高度分布および投影断面位置 (Miyauchi, 1990)	40
図 2.1-15	旧汀線高度の投影図 (Miyauchi, 1990)	41
図 2.1-16	旧汀線高度の投影図および地質断面図 (Miyauchi, 1990)	42
図 2.1-17	海水準変動量を含む広域変動量の試算例 (宮内, 1990)	45
図 2.1-18	広域変動量の分布図およびその投影断面図 (宮内, 1990)	45
図 2.1-19	北上低地帯の標準層序 (Watanabe, 1989)	48
図 2.1-20	胆沢川沿いの河岸段丘高度の投影図およびM ₁ 面とL ₁ 面の 比高とそれに基づく隆起速度 (Watanabe, 1989)	49
図 2.1-21	常磐地域の変動速度・傾動速度分布図 (Suzuki, 1989)	54
図 2.1-22	下総層群の各累層の分布高度 (増田・中里, 1988)	57
図 2.1-23	利根川下流地域 (太線) と姉崎地域 (二重線) の地層の傾斜から 求めた傾動速度の時間変化 (増田・中里, 1988)	57
図 2.1-24	¹⁴ C年代値と分布高度から推定された海水準変化 (中田他, 1980)	60
図 2.1-25	平均変動速度の算出 (中田他, 1980)	60
図 2.1-26	中部日本の山脈から見積られた等隆起速度線図 (Ohmori, 1987)	72

図 2.1 - 27	現生付着生物群と離水した遺骸生物群の分布高度 (太田他, 1983)	7 6
図 2.1 - 28	駿河湾周辺地域における堆積速度の推定 (松原他, 1986)	8 1
図 2.1 - 29	駿河湾沿岸地域における堆積速度の推定 (松原, 1989)	8 4
図 2.1 - 30	御前崎地域の変動速度図 (杉山他, 1987)	8 7
図 2.1 - 31	諏訪湖横断線での変動速度分布図 (永井他, 1988)	8 9
図 2.1 - 32	調査地域の模式層序 (桑原・牧野内, 1989)	9 4
図 2.1 - 33	地層の層厚変化 (桑原・牧野内, 1989)	9 5
図 2.1 - 34	活構造の変動速度分布図 (小松原, 1991)	1 0 0
図 2.1 - 35	測線位置図 (小千谷地殻変動研究グループ, 1989)	1 0 4
図 2.1 - 36	紀伊半島南部における完新世の相対的海水準変化 (前杵・坪野, 1990)	1 1 1
図 2.1 - 37	紀伊半島南部の旧海水準高度分布と ¹⁴ C年代 (前杵・坪野, 1990)	1 1 1
図 2.1 - 38	紀伊半島南部の各eventの隆起量分布 (前杵・坪野, 1990)	1 1 2
図 2.1 - 39	旧海水準高度の分布 (前杵, 1988b)	1 1 6
図 2.1 - 40	event 4 と event 3 に伴う隆起量配分 (前杵, 1988b)	1 1 6
図 2.1 - 41	西海岸におけるM ₁ 面およびL ₁ ~L ₃ 面の旧汀線高度投影図 (金谷, 1978)	1 1 9
図 2.1 - 42	東海岸における地震1周期間の推定変動量 (吉川, 1968) とL ₁ ~L ₃ 面の 旧汀線高度投影図 (金谷, 1978)	1 1 9
図 2.1 - 43	室戸岬 (a) ・行当岬 (b) における完新世の相対的海水準変化 (前杵, 1988a)	1 2 2

図 2.1 - 4 4	室戸半島の旧海水準高度分布と ¹⁴ C年代 (前空, 1988a)	1 2 3
図 2.1 - 4 5	各eventの隆起量分布 (前空, 1988a)	1 2 4
図 2.1 - 4 6	調査地域図 (大森, 1990)	1 2 9
図 2.1 - 4 7	地震一周期での変位量の遷移 (Ohmori, 1990)	1 3 0
図 2.1 - 4 8	仮不動点5158に対する地震一周期の合成変動速度の推定方法 (大森, 1990)	1 3 1
図 2.1 - 4 9	合成変動速度と室戸岬面 I の高度の関係 (大森, 1990)	1 3 2
図 2.1 - 5 0	室戸岬 (A) - 高地 (O) 間の推定汀線高度の南北軸投影図 (大森, 1990)	1 3 3
図 2.1 - 5 1	隆起・侵食が同時に行われる山地において等速隆起する場合の平均高度の 変化曲線 (大森, 1990)	1 3 4
図 2.1 - 5 2	四国山地の変動量・変動速度の分布 (大森, 1990)	1 3 5
図 2.1 - 5 3	水準測量データから推定された合成変動速度と平均高度から推定された平 均隆起速度の関係 (大森, 1990)	1 3 6
図 2.1 - 5 4	区画の平均隆起速度, 平均高度, および最高点高度の関係 (大森, 1990)	1 3 7
図 2.1 - 5 5	旧汀線高度による等変動値線図 (中田, 1980b)	1 4 3
図 2.1 - 5 6	¹⁴ C年代値と分布高度から推定された海水準変化 (中田, 1980a)	1 4 6
図 2.1 - 5 7	変動速度の算出 (中田, 1980a)	1 4 6
表 2.1 - 1	日本列島における第四紀地殻変動区分分類 (The Research Group for Quaternary Tectonic Map, 1973)	7
表 2.1 - 2	各変動区分域における主要な第四紀地殻変動量 (The Research Group for Quaternary Tectonic Map, 1973)	8

表 2.1-3	旧汀線高度から見積られた最大隆起速度 (Ota and Yoshikawa, 1978)	1 4
表 2.1-4	北海道地方の変動速度 (mm/y)	1 8
表 2.1-5	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	1 9
表 2.1-6	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	2 2
表 2.1-7	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	2 5
表 2.1-8	東北地方の変動速度 (mm/y)	2 9
表 2.1-9	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	3 0
表 2.1-10	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	3 2
表 2.1-11	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	3 7
表 2.1-12	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	4 3
表 2.1-13	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	4 6
表 2.1-14	関東地方の変動速度 (mm/y)	5 1
表 2.1-15	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	5 2
表 2.1-16	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	5 5
表 2.1-17	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	5 8
表 2.1-18	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	6 1
表 2.1-19	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	6 2
表 2.1-20	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	6 3
表 2.1-21	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	6 4
表 2.1-22	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	6 6

表 2.1 - 2 3	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	6 7
表 2.1 - 2 4	中部地方（太平洋に面する地域）の変動速度（単位mm/y）と 傾動速度（/y）	7 0
表 2.1 - 2 5	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	7 1
表 2.1 - 2 6	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	7 3
表 2.1 - 2 7	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	7 5
表 2.1 - 2 8	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	7 7
表 2.1 - 2 9	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	7 9
表 2.1 - 3 0	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	8 2
表 2.1 - 3 1	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	8 5
表 2.1 - 3 2	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	8 8
表 2.1 - 3 3	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	9 0
表 2.1 - 3 4	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	9 2
表 2.1 - 3 5	中部地方（日本海に面する地域）の変動速度（mm/y）と 傾動速度（/y）	9 7
表 2.1 - 3 6	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	9 8
表 2.1 - 3 7	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	1 0 1
表 2.1 - 3 8	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	1 0 2
表 2.1 - 3 9	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	1 0 5
表 2.1 - 4 0	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	1 0 7
表 2.1 - 4 1	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	1 0 9

表 2.1-42	四国地方の変動速度 (mm/y) と傾動速度 (/y)	1 1 4
表 2.1-43	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	1 1 5
表 2.1-44	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	1 1 7
表 2.1-45	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	1 2 0
表 2.1-46	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	1 2 5
表 2.1-47	九州地方の変動速度 (mm/y)	1 4 0
表 2.1-48	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	1 4 1
表 2.1-49	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	1 4 2
表 2.1-50	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	1 4 4
表 2.1-51	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	1 4 7
表 2.1-52	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	1 4 8
表 2.1-53	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	1 5 0
表 2.1-54	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	1 5 2
表 2.1-55	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	1 5 3
表 2.1-56	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	1 5 4
図 2.2-1	水準路線網及び主な検潮場位置図 (檀原, 1971)	1 6 4
図 2.2-2	最近70年間の等変動速度図 (檀原, 1971)	1 6 4
図 2.2-3	検潮場位置図 (加藤・津村, 1979)	1 6 6
図 2.2-4	平均的海面を基準として求めた地殻変動速度図 (加藤・津村, 1979)	1 6 6
図 2.2-5	一等水準路線位置図 (市瀬, 1987)	1 7 1

図 2.2-6	網走一中湧別間水準点垂直変動図 (市瀬, 1987)	171
図 2.2-7	三陸海岸中部地域の水準点変動図 (千田他, 1984)	174
図 2.2-8	宮城県岩沼市-福島県いわき市間の水準点変動図 (岡他, 1981)	176
図 2.2-9	岩沼市-いわき市間における1978-1898年間の上下変動図 (岡他, 1981)	176
図 2.2-10	調査位置図 (斎藤他, 1988)	180
図 2.2-11	地形区分別の水準点変動図 (斎藤他, 1988)	180
図 2.2-12	水準原点の変動図 (田中・五味, 1988)	182
図 2.2-13	三浦半島の傾動運動図 (藤田・海津, 1985)	184
図 2.2-14	硫黄島摺鉢山東麓地峡部の地殻変動図 (貝塚他, 1983)	187
図 2.2-15	硫黄島の元山地区及び摺鉢山周辺に分布する海成段丘の 隆起速度 (貝塚他, 1983)	187
図 2.2-16	硫黄島における1911-1978年間の水準点変動図 (小坂他, 1985)	189
図 2.2-17	硫黄島の水準点変動図 (熊谷・高橋, 1985)	191
図 2.2-18	甲府盆地における最近40年間の上下変動図 (多田・中堀, 1986)	197
図 2.2-19	伊豆半島東岸の時間的・空間的上下変動図 (石井, 1989)	199
図 2.2-20	伊豆半島西部の水準点変動図 (国土地理院, 1989)	201
図 2.2-21	掛川-浜岡間の水準路線図 (大竹・浅田, 1983)	203
図 2.2-22	掛川に対する浜岡の水準変動図 (大竹・浅田, 1983)	203

図 2.2-23	東海地方における100年あたりの地殻上下変動図 (加藤, 1984)	206
図 2.2-24	水準変動と地質構造との関係図 (加藤, 1984)	206
図 2.2-25	水準測量位置図 (佃他, 1987)	208
図 2.2-26	水準変動の等高線図 (佃他, 1987)	208
図 2.2-27	新潟平野部における水準路線図 (仲川, 1985)	210
図 2.2-28	水準点の沈下量と沖積層の層厚との関係 (仲川, 1985)	210
図 2.2-29	解析位置図 (溝上他, 1980)	212
図 2.2-30	解析位置図 (飯川, 1983)	214
図 2.2-31	解析位置図 (飯川・堀川, 1985)	216
図 2.2-32	解析位置図 (飯川, 1991)	218
図 2.2-33	解析位置図 (飯川, 1991)	220
図 2.2-34	解析位置図 (飯川, 1991)	222
図 2.2-35	解析位置図及び水準変動と“中位段丘”の比高図 (飯川, 1991)	224
図 2.2-36	解析位置図 (飯川, 1991)	226
図 2.2-37	西南日本の水準点変動図 (宮下, 1989)	230
図 2.2-38	解析位置図 (吉川他, 1964)	232
図 2.2-39	第四紀後期の海面変化と地殻変動図 (吉川他, 1964)	232
図 2.2-40	解析位置図 (宮崎・山口, 1987)	235
図 2.2-41	始良カルデラ縁(・印)の水準点変動図 (宮崎・山口, 1987)	235

図 2.2-42	解析位置図 (多田, 1985)	2 3 7
図 2.2-43	雲仙地溝部 (B.M.4292~4287間) の変動図 (多田, 1985)	2 3 8
図 2.2-44	雲仙地溝部の沈降速度 (多田, 1985)	2 3 8
表 2.2-1	日本列島の上下変動平均速度 (檀原, 1971の図を編集)	1 6 5
表 2.2-2	日本列島の上下変動平均速度 (加藤・津村, 1979の図を編集)	1 6 7
表 2.2-3	測地学的手法に基づく地殻変動	1 7 0
表 2.2-4	測地学的手法に基づく地殻変動	1 7 3
表 2.2-5	測地学的手法に基づく地殻変動	1 7 5
表 2.2-6	測地学的手法に基づく地殻変動	1 7 9
表 2.2-7	測地学的手法に基づく地殻変動	1 8 1
表 2.2-8	測地学的手法に基づく地殻変動	1 8 3
表 2.2-9	測地学的手法に基づく地殻変動	1 8 5
表 2.2-10	段丘の形成年代一覧表 (貝塚他, 1983)	1 8 6
表 2.2-11	測地学的手法に基づく地殻変動	1 8 8
表 2.2-12	測地学的手法に基づく地殻変動	1 9 0
表 2.2-13	測地学的手法に基づく地殻変動	1 9 6
表 2.2-14	測地学的手法に基づく地殻変動	1 9 8
表 2.2-15	測地学的手法に基づく地殻変動	2 0 0
表 2.2-16	測地学的手法に基づく地殻変動	2 0 2
表 2.2-17	測地学的手法に基づく地殻変動	2 0 4

表 2.2-18	測地学的手法に基づく地殻変動	207
表 2.2-19	測地学的手法に基づく地殻変動	209
表 2.2-20	測地学的手法に基づく地殻変動	211
表 2.2-21	測地学的手法に基づく地殻変動	213
表 2.2-22	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	215
表 2.2-23	測地学的手法に基づく地殻変動 (小栗田原南部の1981~1986年間の水準測量)	217
表 2.2-24	地形・地質学的手法に基づく地殻変動 (越路原-小栗田原中位段丘面)	219
表 2.2-25	地形・地質学的手法に基づく地殻変動 (小千谷周辺の洪積段丘及び沖積段丘)	221
表 2.2-26	地形・地質学的手法に基づく地殻変動 (長岡-津南間の“中位段丘面”)	223
表 2.2-27	測地学的手法に基づく地殻変動 (新潟における新第三系背斜構造の成長速度)	225
表 2.2-28	測地学的手法に基づく地殻変動 (山地)	227
表 2.2-29	測地学的手法に基づく地殻変動	229
表 2.2-30	測地学的手法に基づく地殻変動	231
表 2.2-31	測地学的手法に基づく地殻変動	234
表 2.2-32	測地学的手法に基づく地殻変動	236
図 2.3-1	プレート境界及び研究区域	249
表 2.3-1	測地学的手法に基づく地殻変動	243
表 2.3-2	測地学的手法に基づく地殻変動	245

表 2.3-3	測地学的手法と地形・地質学的手法に基づく地殻変動	2 4 6
表 2.3-4	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	2 4 8
表 2.3-5	世界の主なサブダクション地帯に近接する125ka段丘の隆起速度 (D.R. Muhs. et. al., 1990)	2 5 0
表 2.3-6	地形・地質学的手法に基づく地殻変動	2 5 1
図 2.4-1	位置図と世界のプレート分布図 (上田・水谷, 1992)	2 7 0
表 2.4-1	我が国における地形・地質学的地殻変動速度 (海岸部: その1)	2 5 6
表 2.4-2	我が国における地形・地質学的地殻変動速度 (海岸部: その2)	2 5 7
表 2.4-3	我が国における地形・地質学的地殻変動速度 (海岸部: その3)	2 5 8
表 2.4-4	我が国における地形・地質学的地殻変動速度 (内陸部)	2 5 9
表 2.4-5	我が国における測地学的地殻変動速度 (その1)	2 6 3
表 2.4-6	我が国における測地学的地殻変動速度 (その2)	2 6 4
表 2.4-7	手法の違いによる我が国の地殻変動速度 (mm/y)	2 6 6
表 2.4-8	我が国と世界の主なサブダクション地帯の 地殻変動速度 (mm/y)	2 6 8
表 2.4-9	我が国の主な山地とアルプス造山帯の山地における 隆起速度 (mm/y)	2 6 8
表 2.4-10	我が国と安定大陸・楕状地の傾動速度 (/y)	2 6 9
図 3.1-1	等速隆起する場合の平均高度変化曲線 (大森, 1990)	2 7 9
図 3.1-2	四国における平均隆起速度, 平均高度および最高点高度の関係 (大森, 1990)	2 7 9

図 3.1-3	更新世後期の気候・海面変化 (成瀬, 1977)	280
図 3.1-4	気候条件の類似した2つの平衡河川の河床面の比高から求められる 相対的変動量 (吉川, 1990)	281
図 3.1-5	河口位置のずれによる河床縦断形の変化 (吉川, 1990)	281
図 3.1-6	傾動における広域変動の捉え方 (今泉, 1977)	282
図 3.1-7	褶曲における広域変動の捉え方 (宮内, 1990)	282
図 3.1-8	試料の種類による測定法と測定年代範囲 (板谷他, 1988)	284
表 3.1-1	年代測定法の種類 (板谷他, 1988)	283
図 4.1-1	関東各地にみる変動量と変動速度 (貝塚, 1987)	291
図 4.1-2	断面線位置図 (杉, 1983)	292
図 4.1-3	各時期における地層の変動量図 (杉, 1983)	292
図 4.1-4	各時期における変動量図 (杉, 1983)	293
図 4.1-5	16myBP.の地層の高度変遷図 (杉, 1983)	293
図 4.1-6	活断層区 (阿部他, 1985)	294
図 4.1-7	活断層区 (阿部他, 1985)	294
図 4.1-8	第四紀地殻変動区 (阿部他, 1985)	296
図 4.1-9	地殻の破碎度区分 (阿部他, 1985)	296
図 4.1-10	第四紀構造帯 (阿部他, 1985)	297
図 4.1-11	活断層区とプレート物質境界 (阿部他, 1985)	298
表 4.1-1	活断層区の区分表 (阿部他, 1985)	295
図 4.2-1	調査選定位置図	299

まえがき

本報告書は、動力炉・核燃料開発事業団より委託された我が国における地質環境の長期安定性に係わる研究の成果をとりまとめたものである。

本研究では、我が国の地質環境の長期安定性を明らかにし、地層処分の安全確保の考え方に対しての、また、地層処分システム全体としての成立性を示すための根拠に資するため、特にその中でも処分地域の地質環境の長期安定性に深く係わる隆起・沈降に関する研究について検討を実施した。

今回検討を実施した項目は、

(1) 日本列島の第四紀における隆起・沈降に関する諸特徴の把握

(2) 日本列島の第四紀における隆起・沈降運動の把握のための研究手法の検討

の2点であり、この2点を主眼とした最近の事例研究（文献調査）を実施した。

本検討では、地殻変動が激しく、情報の豊富な地域を対象にした調査研究について事例研究を実施し、隆起・沈降に関する地域による特徴、変動の主要因となった地質現象ごとの特徴、変動を生じた時代による特徴等について整理を行うとともに、さらに、変動帯としての日本列島における隆起・沈降に関する特徴を把握する上で、海外を含めた隆起・沈降に関する研究手法の現状についてもレビューを行った。

このレビューに基づいて、日本列島における隆起・沈降運動の把握のための将来的に実施予定の野外調査の具体的研究項目・研究手法について検討し、その研究手法の実施対象として最適な地質条件・地域等に関する検討を実施した。

1. 研究概要

本研究の概要は以下に示すとおりである。

1.1 題目

隆起・沈降に関する研究 (I)

1.2 研究目的

日本列島は、アジア大陸と太平洋との間に位置する弧状列島であり、世界でも有数の起伏の大きな地形を有している。また、現在の日本列島は、地殻変動・地震活動・火山活動等が活発であり、地球上でも最も活動的な変動帯のひとつにあげられる。

このような地形・地質の場にある日本列島において、地質環境の長期安定性に関する研究を行なう上で隆起・沈降に関する研究は、地層科学研究の重要な研究課題のひとつであり、地殻の上下変動、特に隆起とこれに伴う侵食についての知見が重要な検討項目になる。

本研究では、日本列島における隆起・沈降の特徴を把握するために、地殻変動が激しく、情報の豊富な地域を対象にした研究成果について事例研究を実施するとともに、将来的に行なわれる野外調査のための地域の選定を考慮した、変動様式の把握とモデル化のための情報の収集を行なった。

本年度の実施内容としては、隆起・沈降に関する最近の事例研究について、広く海外の文献を含めて調査を実施した。また、隆起・沈降に関する事例を広く把握し、我が国における隆起・沈降に関する知見を補い、海外を含めた代表的な地域と比較することによって変動帯としての日本列島における地層の隆起・沈降に関する特徴（規模・速度・地域性等）を把握した。さらに、隆起・沈降に関する研究の現状とその研究手法の検討を行ない、本研究から得られた知見をもとに、日本列島における隆起・沈降に関する地域による特徴、変動の主要因となった地質現象ごとの特徴、変動を生じた時代による特徴等について整理した。

1.3 研究範囲

本研究の範囲は以下に示すとおりである。

- (1) 日本列島の第四紀における隆起・沈降に関する諸特徴の把握
(海外事例研究を含む)
- (2) 日本列島の第四紀における隆起・沈降運動の把握のための研究手法の検討
(海外事例研究を含む)

1.4 研究内容

(1) 日本列島の第四紀における隆起・沈降に関する特徴の把握

本年度の研究では、日本列島における隆起・沈降の特徴を把握するために、地殻変動が激しく、情報の豊富な地域を対象にした調査研究について事例研究を実施した。得られた知見をもとに、隆起・沈降に関する地域による特徴、変動の主要因となった地質現象ごとの特徴、変動を生じた時代による特徴等について整理した。

また、日本列島における隆起・沈降現象と対比するために、海外での研究事例も併せて収集・検討を実施した。

本年度の事例研究に関する情報収集に当たっては、1980年以降の研究成果について特に重点的に実施し、それ以前の研究成果については、隆起・沈降に関する研究史上特に重要と思われる研究について収集・検討を行なった。また、これらの事例研究で記載されているデータ（特に年代関係のデータ）については、可能な限りその信頼度の観点からデータ取得に用いた手法・サンプルの種類等についても整理し、本研究に用いるデータの信頼性確保のための検討資料とした。

(2) 日本列島の第四紀における隆起・沈降運動の把握のための研究手法の検討

(1) で実施した事例研究を通じて、海外を含めた隆起・沈降に関する研究手法の現状について整理し、この成果に基づいて、日本列島における隆起・沈降運動の把握のための具体的研究項目・研究手法について検討した。さらに、その研究手法の実施対象として最適な地質条件・地域等に関する検討も行なった。

1.5 研究期間

自 平成3年12月20日 至平成4年3月20日

1.6 研究担当

実施責任者

株式会社大和地質研究所

代表取締役社長 大村 一夫 (理学博士・技術士；応用理学)

実施担当者

株式会社大和地質研究所

環境部部長 高野 豊治 (技術士；応用理学)

地質部部長 佐々木 穰 (技術士；応用理学)

地質部主任 布施 圭介

2. 日本列島の第四紀における隆起・沈降に関する特徴

本章では、日本列島の第四紀、すなわち 164 万年前から現在における、隆起・沈降に関する特徴を整理・検討する。なお、本研究において参考となる地質年代（第四紀）表及び主な広域火山灰層序とその分布域を巻末に示した。

笠原他（1991）によれば、大地の動きには地震動から活構造運動にいたるまで様々な様相を呈するものの、それらが一連の地殻動力学現象であるという考えに基づけば、そのスペクトルは、図 2-1 に示すような周期軸上に配列されると考えられている。

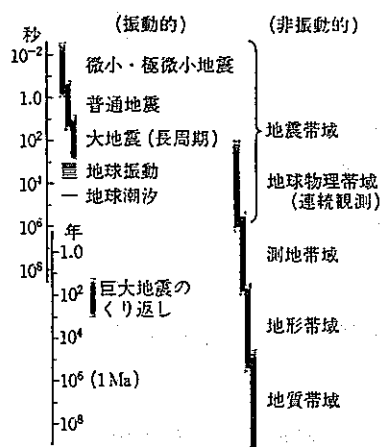


図 1.1 地殻動力学現象とその帯域
(Kasahara, 1971*による)

図 2-1 地殻動力学現象とその帯域（笠原他、1991）

彼らによる各帯域のうち、今回の研究事項に対応するのは、測地帯域、地形帯域および地質帯域であり、その特徴は以下のように要約できる。

- 1) 測地帯域：観測手段は水準測量や三角測量の繰り返しによって長期変動を考察する。従って、この帯域の上限・下限は、それぞれ、測量開始時期と測量繰り返し期間によって定められる（約 1 ヶ月～数十年）。
- 2) 地形帯域：変動の累積速度が十分に高ければ、侵食作用に打ち勝って変動の特徴が段丘面や川筋のずれなど、地形に刻み残されると考える。このような地形学的手段によって変動を追跡できるのは $10^4 \sim 10^5$ 年程度である。
- 3) 地質帯域：地形帯域以前の資料（ $10^5 \sim 10^9$ 年）は、いろいろな桁のタイムスケールの変動の合成である。

上述の 3 帯の変動量の精度について考察してみると、測地帯域は 10^{-3} m のオーダー、地形・地質帯域は $10^{-1} \sim 10^2$ m のオーダーであり、変動量の精度から 2 つに大別される。

また、地形・地質学的手法を用いて推定される地殻変動量は、一般に $10^3 \sim 10^6$ 年単位の時間軸（第四紀の時間軸）の中で認識されている。これから推定される地殻変動量が今日の測地学的手法から求められる地殻変動量と整合性をもつものであるかどうかは、将来の地殻変動の進行速度あるいは量を予測する上で、極めて重要な課題の一つである。

以上のような観点にたつて、本報告では、測地学的手法に基づく変動量解析と地形・地質学的手法に基づく変動量解析の2つに大別して記述し、その両者の整合性について考察した。

なお、貝塚（1968）は、第四紀地殻変動の一様性を仮定して、地形学的手法および測地学的手法に基づいた変動量から変動速度を求め、速さの精度に関しては、両者の手法は同じ程度にあると述べている。（表2-1）。

表2-1 地形学的・測地学的手法での変動量の精度（貝塚，1968）

地形学的方法で知られる地殻垂直変動量の精度			
A) 地形面・地形線など	B) 期間（年）	C) 垂直変動の測定精度（m）	D) 10^3 年当り精度（m）
1. 小起伏侵蝕面	10^6	10^2	10^{-1}
2. 更新世前～中期の地形面・汀線	10^5	$10^1 \sim 10^0$	$10^{-1} \sim 10^{-2}$
3. 更新世後期の地形面・汀線	10^4	10^0	10^{-1}
4. 完新世の地形面・汀線	10^3	$10^0 \sim 10^{-1}$	$10^0 \sim 10^{-1}$
5. 水準測量（測地学的方法）	10^1	10^{-3}	10^{-1}

本研究に際して、国内外合わせて約900編（国内約800編、国外約100編）にわたる文献を調査し、その中から本報告書では、地形・地質学的、測地学的手法により、隆起・沈降の変動量が具体的に求められている主として1980年以降の文献111編についてまとめた。そのうち、地形・地質学的手法に基づくものは74編、測地学的手法に基づくものは37編であり、それらを別冊の文献集にまとめて整理した。また、各文献の研究対象地域は、日本全体および海外を除いて図2-2および図2-3にまとめて示した。

なお、本報告書中に引用した文献は巻末の文献リストに、引用文献のバック・データとなる文献については参考文献リストに収録した。以下に、本節における記述構成を示す。

2.1節では、日本における地形・地質学的手法に基づく事例を、2.2節では、日本における測地学的手法に基づく事例を扱い、便宜上、各地方毎に分けて整理した。2.3節では、主として海外における隆起・沈降に関する事例を方法論の違い等に主眼点をおいて記述した。2.4節では、2.1節から2.3節で述べた研究成果を総合的にとりまとめた。

2.1 我が国における地形・地質学的手法に基づく事例研究

本節では、各種の地形面の変形などに基づく地形学的手法および地層の構造などに基づく地質学的方法を用いた研究事例をとりまとめた。2.2.1では各地域を研究対象とした研究事例を整理し、出来るだけ変動量や変動速度の見積の妥当性を検討した。なお、この節での整理結果に基づいて、2.4節で日本列島の第四紀における地殻変動の考察を行い、3章でその手法について整理・検討した。

2.1.1 日本列島全域にみる隆起・沈降

日本列島全域の第四紀地殻変動を推定した事例研究として第四紀地殻変動研究グループ(1968)、The Research Group for Quaternary Tectonic Map (1973)が挙げられる。これらの研究では地形学的方法と地質学的方法により別々に隆起沈降量図(図2.2-1, -2)をつくり、さらに両者を比較検討して第四紀の隆起沈降量図(図2.1-3)を作成している。ここで採用されている地形学的方法とは、第三紀末または第四紀はじめに形成されたと推定した侵食平坦面の高度を求めて、それを第四紀における隆起沈降量とする方法である。その際に、侵食平坦面形成時の高度を差し引く必要性を認めつつもその補正を行なっていない。一方、地質学的方法とは、第三紀-第四紀境界層準の分布上限高度(または深度)を第四紀初め以来の隆起沈降量とする方法である。この場合も、その層準形成時の高度または深度による補正をする必要を認めているが、その補正は行なっていない。実際に第三紀-第四紀の境界層準が様々な理由により設定できない場合には、上部中新統または下部鮮新統の高度を1/2倍、中部更新統の高度を3倍、もしくは、上部更新統の高度を10倍して第四紀の隆起沈降量としている。地形学的方法と地質学的方法の方法的限界を考慮して、山地部は、地形学的方法により求められた値を、山麓部や丘陵地域等では、地質学的方法により求められた値を重視して、集成隆起沈降量図(図2.1-3)を作成している。また、隆起沈降量とその勾配の地域的な相違から判断して、日本を10の第四紀地殻変動区に分割している(図2.1-4)。その境界は、地質学的・地形学的構造における重要な構造線(例えば中央構造線)や他の不連続性に対応するとしている。なお、各地域内における変動量の平均値、その勾配、第四紀の断層や褶曲の分布から第四紀の地殻変動活動度を推定し(表2.1-1)、それと地震活動との関係を述べている。

変動量を見積るための基準や年代等に関して問題点はあるが、各地域の主要な地殻変動量は表2.1-2にまとめられる。

表 2. 1 - 1 日本列島における第四紀地殻変動区分分類

(The Research Group for Quaternary Tectonic Map, 1973)

Table 5-4. Classification of the Quaternary tectonic divisions of the Japanese Islands.

Quaternary tectonic division (QTD)	Mean of absolute amounts of vertical displacement (1)	Mean of gradients of vertical displacement (2)	Fault	Fold	Class of (1) (2)	Class of QTD
Northern and Eastern Hokkaido	464 m	7×10^{-3}	fairly dense		c c	D
Hidaka-Yubari	697	10			b b	B
Kitakami-Abukuma	504	4			c d	E
The Inner Side of Northeast Japan	620	6	fairly dense	dense	b c	C
Kanto	745	17			b a	A
Central Mountains	1,090	17	fairly dense		a a	A ⁺
Kinki-Nobi	478	10	dense		c b	C ⁺
Chugoku-Setouchi	448	4			c d	E
Kyushu	479	6	fairly dense		c c	D
The Outer Zone of Southwest Japan	648	9			b b	B

表 2.1 - 2 各変動区分域における主要な第四紀地殻変動量

(The Research Group for Quaternary Tectonic Map, 1973)

地 域	変 動 量	備 考
1 北海道東部・北部地域	750m以下	
2 日高・夕張地域	1000m -500m	日高・夕張山脈 石狩平野
3 北上・阿武隈地域	500m以下	
4 東北日本の内帯	1000m -500m	越後・魚沼山地 新潟平野
5 関東地域	-1500m	関東平野の中央部
6 中部山岳地域	1000m以上 最大1700m	飛騨山脈
7 近畿・濃尾地域	-500m以上	大阪・濃尾平野
8 中国地域	500m以下	
9 九州地域	700m以下	
10 南西日本外帯	1000m以上	紀伊・四国・九州山地

垂直変動量を知るうえで最もよい指標である旧汀線の高度を日本列島全域で調べた事例として、Ota and Yoshikawa (1978) がある。かれらは、以前に公表された論文に基づいて第四紀後期の海成段丘から、4タイプの変動様式を設定し（図2.1-5, -6、表2.1-3）、それらの考察を行なっている。タイプの認定にあたって使用された段丘は、最終間氷期・最高海水準期に形成されたとされるS面であり、その形成年代は、関東で12～13万年前（フィッシュ・トラック法）、琉球列島の喜界島で約12万年前（ウラニウム系列法）とされているため、13万年前としている。また、S面形成以降の平均隆起速度は、S面形成時の海水準高度を6mと仮定して、旧汀線高度からその値を引いて求めている。

さらに、 ^{14}C 年代から約6000年前に形成されたと推定される完新世段丘の変形様式とS面のそれを比較するとともに、その旧汀線高度から仮定した当時の海水準高度2mを引いて、平均隆起速度を求め、前述のS面以降の平均隆起速度と比較検討している。

以上の考察から、各地域は、第四紀後期以降特有な様式で変動し続け、また、その速度が加速されていると結論している。しかし、関東や喜界島以外の“S面”の年代値を13万

年前とした根拠は不明であり、かつ隆起速度の加速化についても隆起運動期間の長さの設定によって変化する可能性があると思われる。なお、上記4タイプの特徴については、以下のようにまとめられている。

タイプA：東北日本の日本海海岸に見られ、海岸線に平行な、波長20～30Kmの曲隆によって特徴づけられる。

タイプB：日本海海岸の西部に見られ、地塊運動域（ブロックの長さが10～30km）として特徴づけられる。

タイプC：東北日本の太平洋岸に見られ、波長100Km以上のゆるい曲隆によって特徴づけられ、タイプDとの比較からヒンジラインの陸側に相当すると考えている。

タイプD：関東南部から四国南部に至る太平洋海岸域に見られ、測地学的データに基づいて設定されたヒンジラインの南部における陸側への傾動で特徴づけている。そのような傾動が、更新世中～後期以降、地震活動の繰り返しによって生じたと考えている。また、その最大平均隆起速度が他のタイプよりも大きいことでも特徴づけられる。

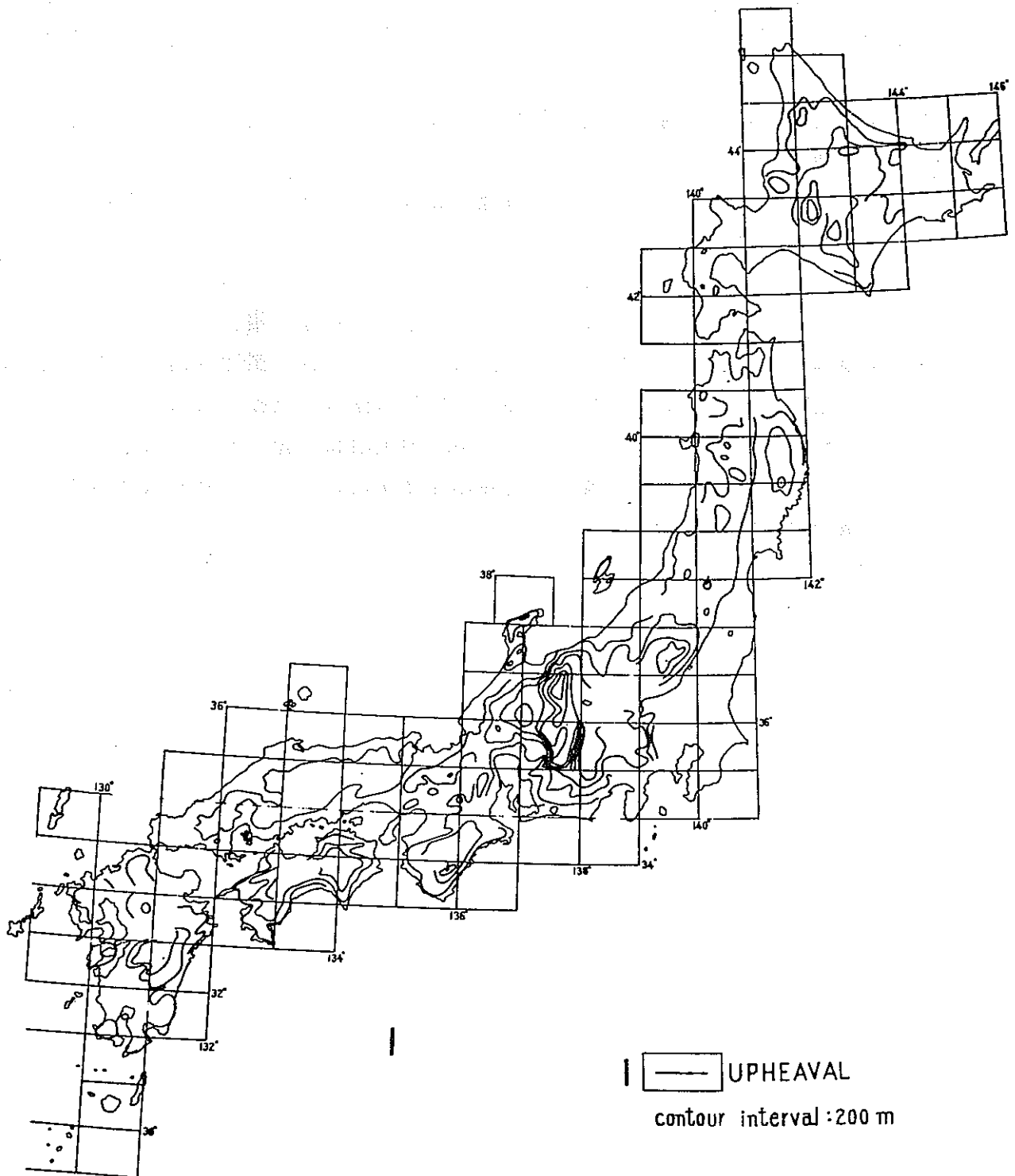


図 2.1 - 1 地形学的方法から見積った隆起量等値線図
(第四紀地殻変動研究グループ, 1968)

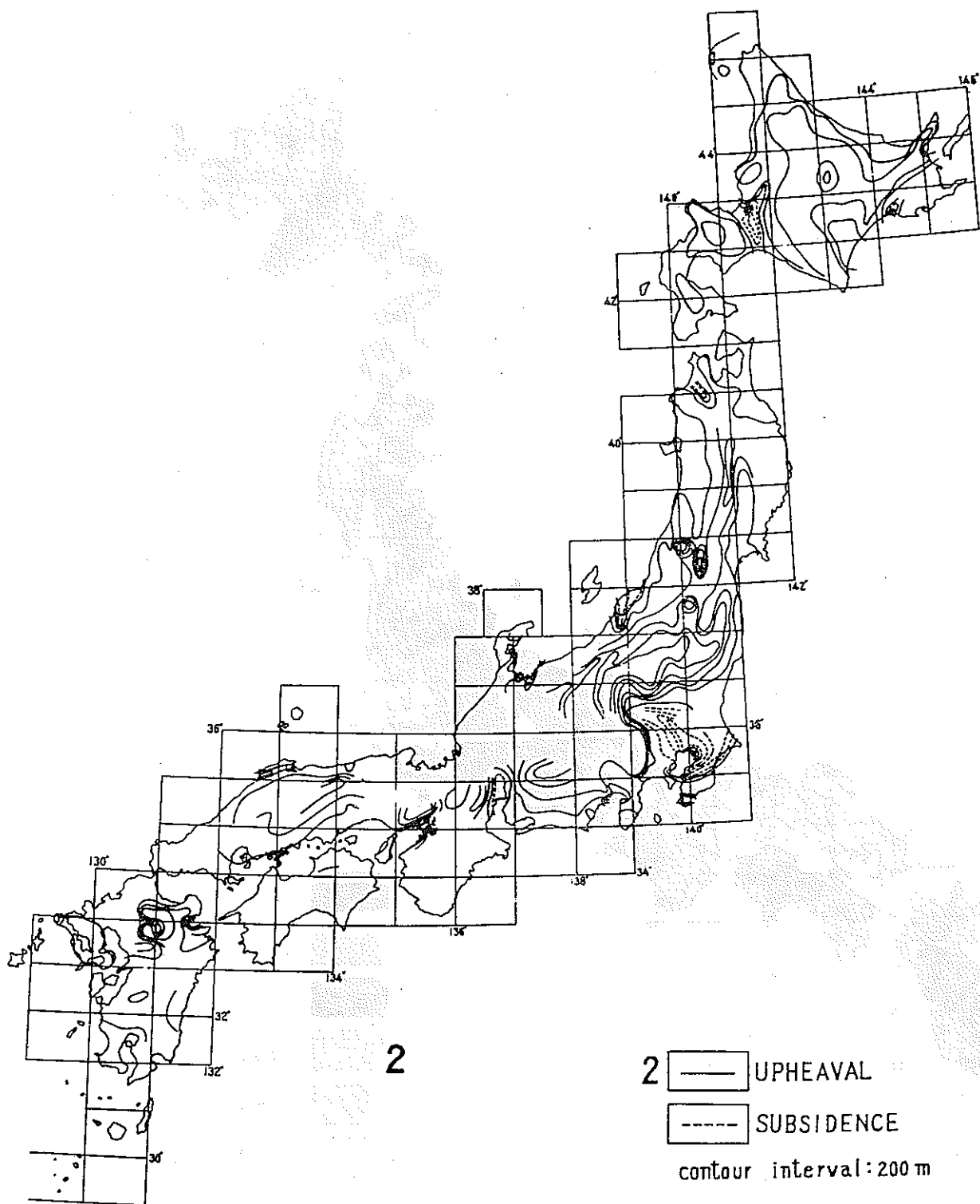


図 2.1 - 2 地質学的方法から見積られた隆起沈降量等値線図
(第四紀地殻変動研究グループ, 1968)

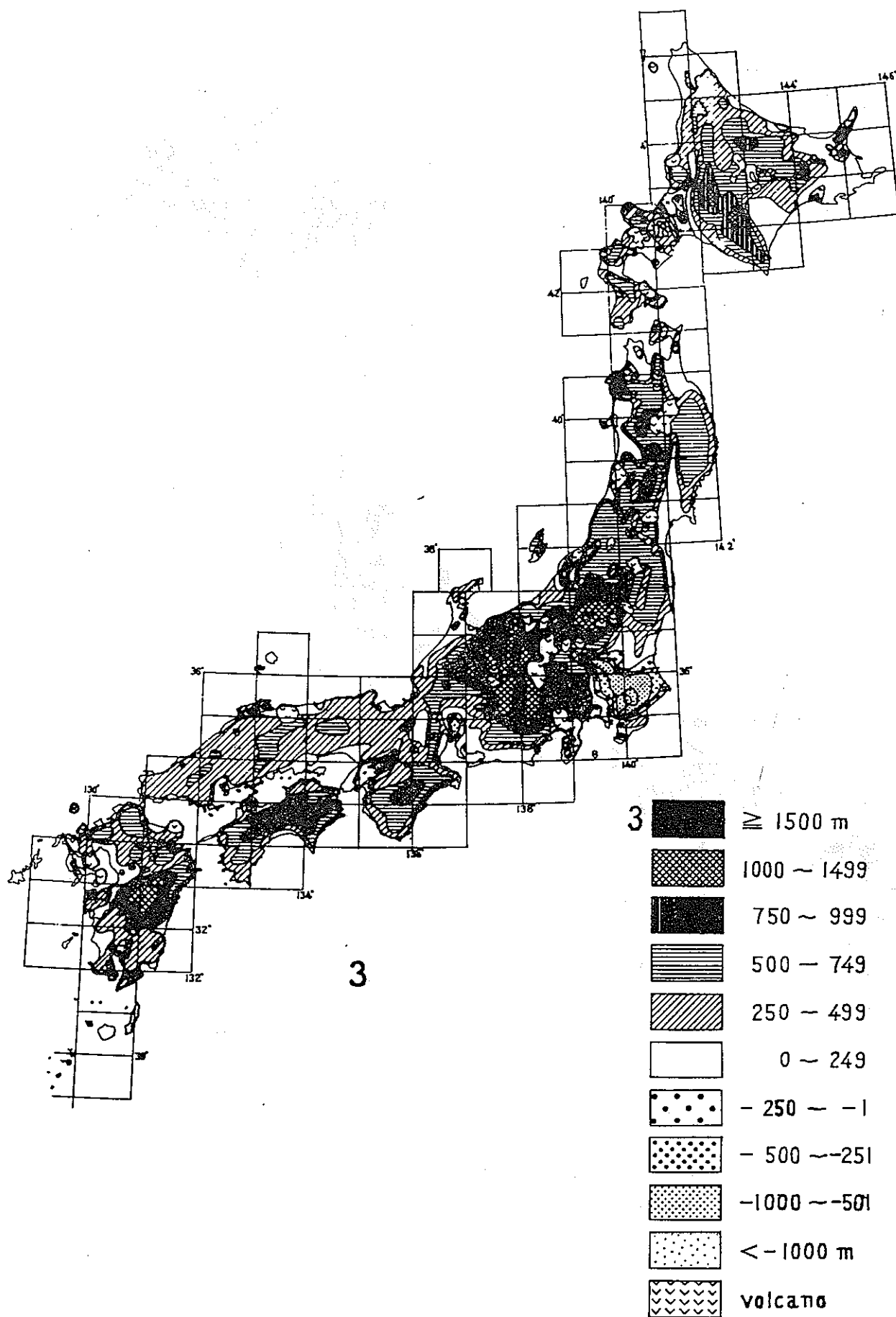


図 2.1 - 3 図 2.1 - 1 と図 2.1 - 2 から編集された隆起沈降量区分図
(第四紀地殻変動研究グループ, 1968)

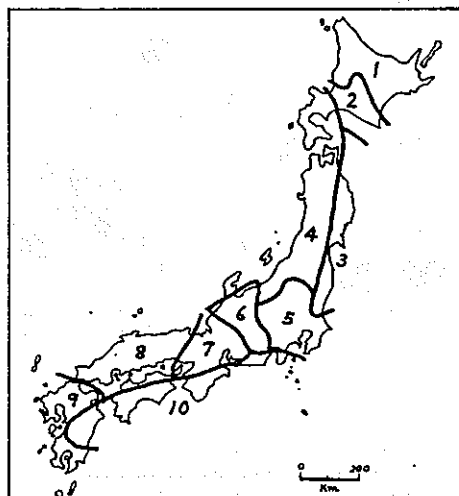


Fig. 5-22 Quaternary tectonic divisions of Japan.

- 1: Northern and Eastern Hokkaido,
- 2: Hidaka-Yubari, 3: Kitakami-Abukuma, 4: The Inner Side of Northeast Japan, 5: Kanto, 6: Central Mountains,
- 7: Kinki-Nobi, 8: Chugoku-Setouchi,
- 9: Kyushu, 10: The Outer Zone of Southwest Japan.

図 2.1 - 4 日本の第四紀地殻変動区分図

(The Research Group for Quaternary Tectonic Map, 1973)

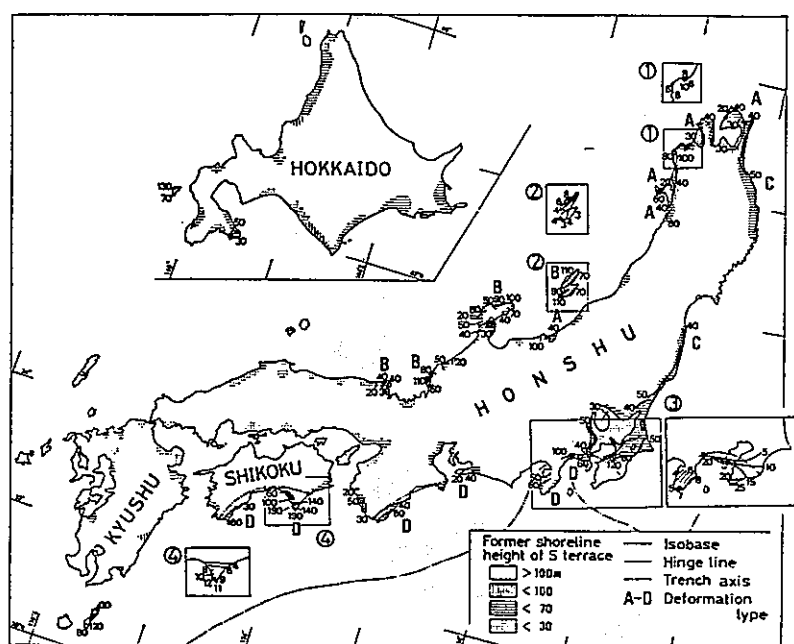


Fig. 1. Height and deformation pattern of S terrace (after Ota and Naruse, 1977). Insets 1-4 show the deformation of Holocene terrace in area 2 (Inset 1), area 5 (Inset 2), areas 11 and 12 (Inset 3) and area 13 (Inset 4). Data source is indicated in Table 1.

図 2.1-5 最終間氷期の S 面と完新世段丘面の旧汀線高度分布
(Ota and Yoshikawa, 1978)

表 2.1-4 旧汀線高度から見積られた最大隆起速度 (Ota and Yoshikawa, 1978)

Table 1. Rate of uplift estimated from height of former shorelines.

Area number, locality and type of deformation		Last Interglacial (130,000 Y.B.P.)		Holocene (6,000 Y.B.P.)	
		I	II	I	II
1. Tsugaru Peninsula	A	20-50 (1)	0.4		
2. Shirakami Mts.	A	40-100 (1)	0.7	5-10 (5)	1.3
3. Oga Peninsula	A	40-90 (1)	0.7		
4. Noshiro Plain	A	20-60 (1)	0.4		
5. Sado Island	B	40-120 (1)	0.9	2-9 (5)	1.2
6. Noto Peninsula	B	15-110 (1)	0.8		
7. Nyu Mountains	B	30-115 (1)	0.9	5-8 (5)	1.0
8. Tango Peninsula	B	15-50 (1)	0.4		
9. Kitakami Mts.	C	40-100 (2, 5)	0.7		
10. Abukuma Mts.	C	40-60 (1)	0.4		
11. Boso Peninsula	D			5-25 (6, 7)	3.8
12. Oiso Hills	D	20-160 (3)	1.2	10-26 (6)	4.0
13. Muroto Peninsula	D	40-195 (4)	1.5	3-13 (8)	1.8
14. Ryukyu Islands	D	20-200 (5)	1.5	5-13 (9)	1.8

I, height (m); II, maximum rate of average uplift (m/1,000 year).

Data source: (1) Ota, 1975; (2) YONEKURA, 1966; (3) MACHIDA, 1973; (4) YOSHIKAWA *et al.*, 1964; (5) Ota, unpubl.; (6) YONEKURA, 1975; (7) MATSUDA *et al.*, 1978; (8) KANAYA, 1978; (9) Ota *et al.*, 1978.

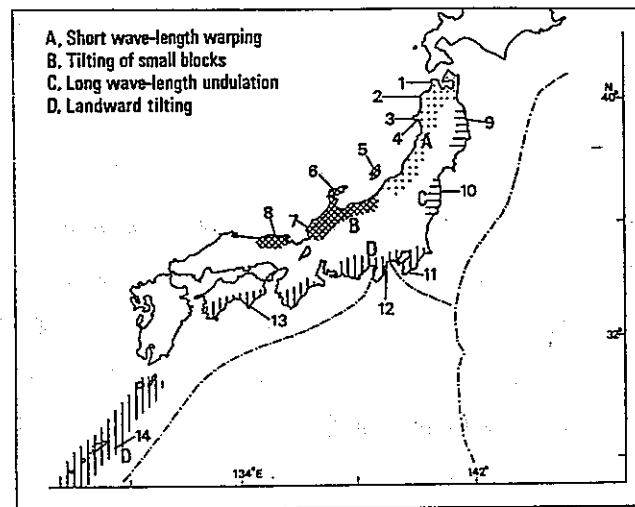


Fig. 2. Distribution of deformation types deduced from height of former shorelines (after Ota, 1975). Numbers are referred to area numbers in Table 1.

図 2.1 - 6 旧汀線高度分布様式から推定された変形様式の分布 (Ota and Yoshikawa, 1978)

2.1.2 日本列島における個々の地域にみる隆起・沈降

日本列島における個々の地域を対象にした研究事例（図2-2）を北海道地方、東北地方、関東地方、中部地方、近畿地方、四国・中国地方及び九州地方に分けて記述する。

（1）北海道地方

吉山（1990）、三好他（1985）、宮内・八木（1984）、宮内（1988,1990）およびMiyauhi（1990）の6文献をとりあげた。6文献とも海成段丘から変動量を推定しているが、吉山（1990）はそれ以外に埋没谷底と現河床の比高から変動量を推定している。海成段丘の“旧汀線”高度から変動量を推定するに際して、吉山（1990）は、絶対海水準を求めることの困難さを指摘して“旧汀線”高度を変動量とみなしているが、他の文献では、“旧汀線”高度から海水準変動分を引いて変動量を推定している。また、宮内（1990）では、褶曲や傾動隆起から広域変動量を求めている。

一方、段丘面の形成年代は、 ^{14}C 年代値を参考にしている三好他（1985）以外は、マーカテフラ等による層位学的方法や面の広がり等の地形学的方法により推定されている。ただし、三好他（1985）でも ^{14}C 年代によらず年代が推定されている場合がある。なお、“下末吉面”の年代として、宮内・八木（1984）は、12.5万年前を、宮内（1988,1990）、Miyauhi（1990）は12万年前を使用している。

今回収集した6文献に基づけば、北海道地方の地殻変動は以下のような特徴を有すると推定される。

- (a) Ota and Yoshikawa（1978）が指摘したタイプAに属すると推定される北海道地方南部の日本海側は、他の地域に比べて相対的に変動速度が大きい。
- (b) 日高地域では最終間氷期以降山地部よりも海岸部の方が相対的に大きく隆起している。
- (c) 完新世と最終間氷期の両時期の変動速度が求められる地域において、その変動速度を推定する上での精度の程度を無視して単に値だけで比較してみると、いずれの地域でも完新世の変動速度の方が比較的大きな値を示す。

なお、以上の6文献の詳細は、表2.1-5～7、-11、-12、図2.1-7～10、-14～18およびその説明に示したが、手法等の異なる6文献から得られた平均変動速度を表2.1-4にまとめて示す。ただし、変動速度を求める上で重要な要素である変動基準面あるいは地層の年代推定に関して精度上問題がないと今回の検討の結果判断されるものは、数値に下線を引いて示した。

凡 例

(I)北海道地方 (II)東北地方

(III)関東地方 (IV)中部地方

(V)近畿地方 (VI)中国・四国地方

(VII)九州地方

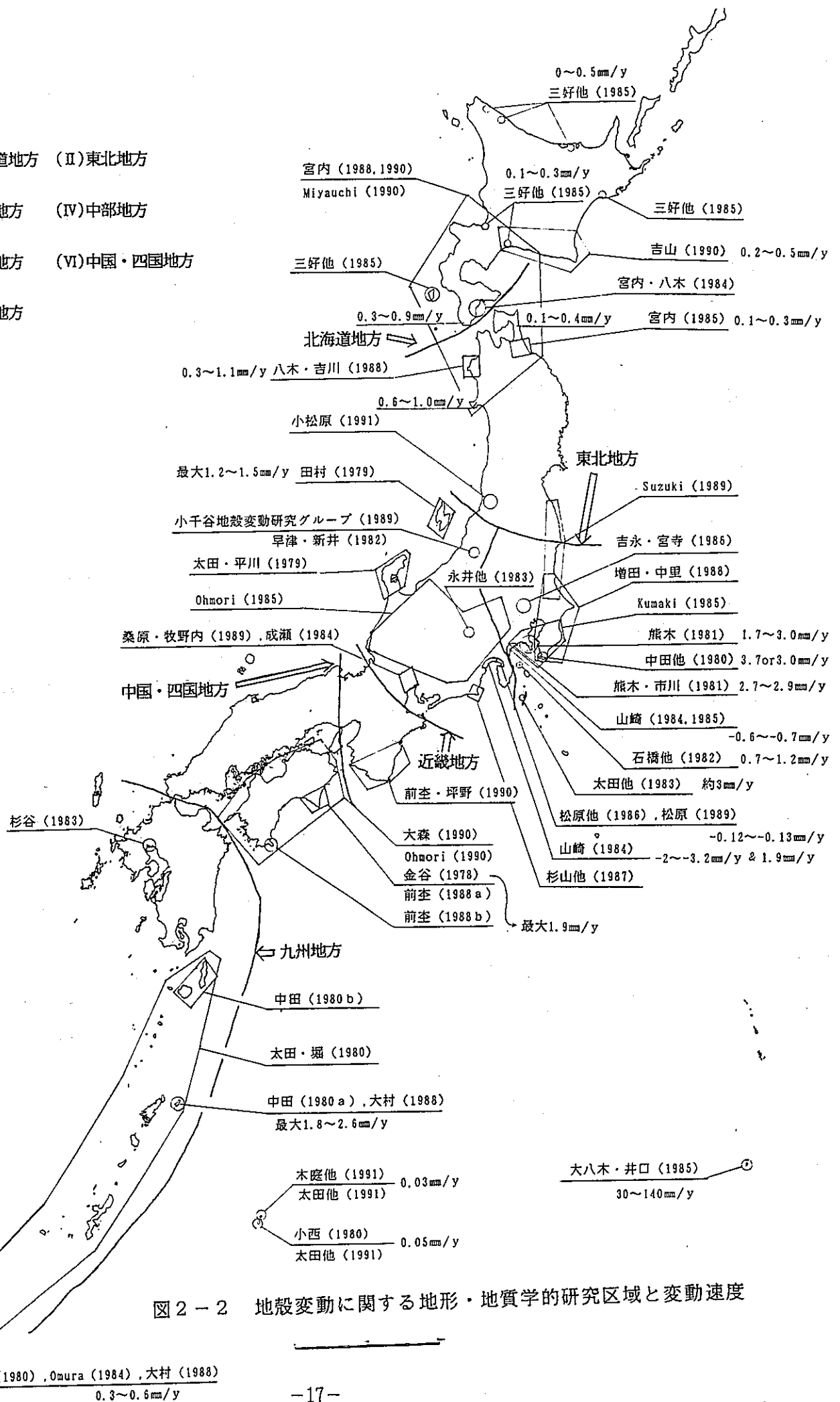


図 2 - 2 地殻変動に関する地形・地質学的研究区域と変動速度

表 2.1 - 4 北海道地方の変動速度 (mm/y)

地域 \ 期間	12~12.5万年	6000年	備 考
オホーツク海沿岸		<u>0~0.5</u>	三好他 (1985)
十勝平野	0.1		吉山 (1990)
日高山脈西部	<u>0.2~0.5</u>		吉山 (1990)
石狩低地帯		<u>0.1~0.3</u>	三好他 (1985)
渡島半島	0.3~0.5 (広域: 0.2)		宮内 (1988, 1990) Miyauchi (1990)
松前半島	<u>0.3~0.9</u> (広域: 0.6)	1.1	宮内 (1988, 1990) Miyauchi (1990), 三好他 (1985)
奥尻島	0.5~1.0 (広域: 0.5)	~1.2	宮内 (1988, 1990) Miyauchi (1990), 三好他 (1985)

_____は精度上、信頼性の高いもの

表 2.1 - 5 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

北海道地方

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量(m)	傾動速度(/y)	備考・参考文献
吉山(1990)	石狩低地東縁 M1面 厚真層	(12.5×10^4 ?)	(20) (-5)				近藤(1984, 1988)
	夕張山地 石狩炭田地域 埋没谷底	(12.5×10^4 ?)	80?				
	日高山脈西側 M1面 埋没谷底	(12.5×10^4 ?)	50~60	0.5 0.2~0.3			
	十勝平野 M1面 埋没谷底	(12.5×10^4 ?)	15~20	0.1			平川・小野(1974)

()は推定値・計算値

<年代推定方法>

約 9 万年前の Toya, 約 6 万年前の K - M 等のテフラを用いた火山灰編年学的方法に基づく層位学的手法と地形的特徴に基づいて, 日高山脈西側の段丘面および埋没谷底の年代を推定した。

M1面は, Toya に覆われ, 一部に谷埋め堆積物を伴う海成段丘であることから下末吉面に対比した。

また, Toyaを下部に伴う御園面の堆積物に覆われる埋没谷底の年代は, Toyaに覆われること, その縦断形の曲率が大きいことから, 最終氷期と考えた。

筆者は, 本論中で, その年代を提示していないが, 変動速度の値から形成年代を12.5万年前としているものと思われる。

<解析方法>

気候が類似した2つの時代, 最終氷期と現在において, 平衡河川の河床勾配はほぼ同一とみなした。また, 海水準がほぼ同一レベルと仮定して, 河口位置を推定することにより, 2つの時代の河床の比高から, 変動量を推定した。

なお, 河口位置のずれによって生じる河床の上昇・下降量は, 5m以下で, 図2.1-7の値は, その補正を行っていない。

また, 海成段丘堆積物の上限高度を旧汀線高度とし, それを変動量とした。

本論の文中に提示されている数値が, 図2.1-7のどの部分を指すのか不明である

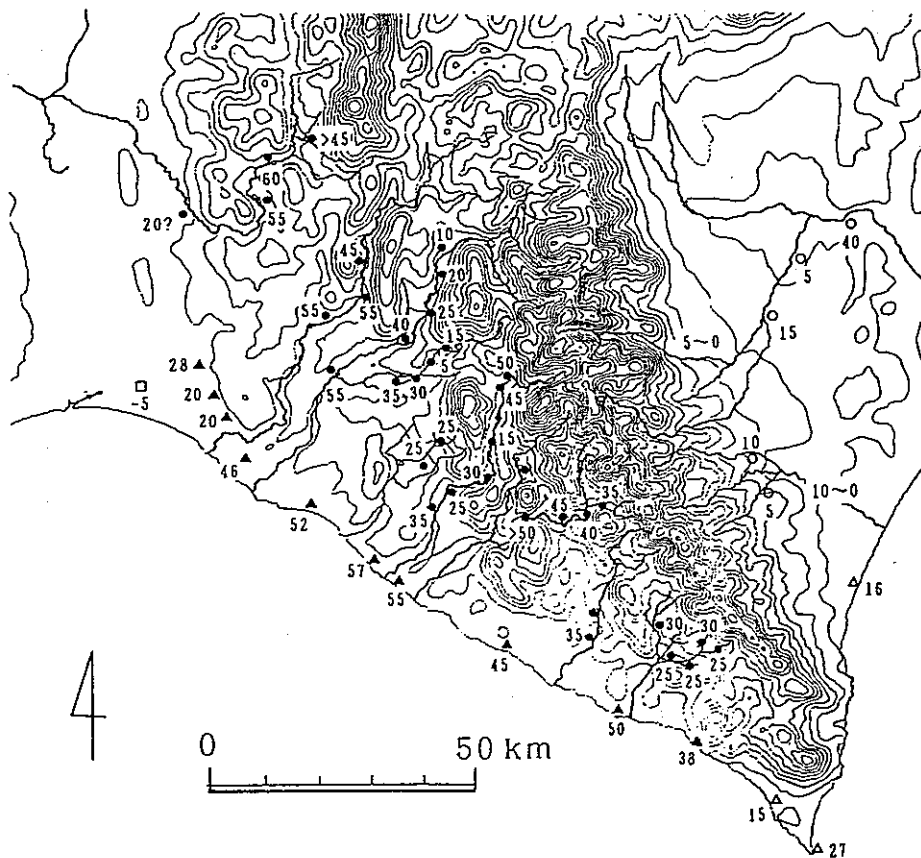


図 9 最終間氷期の河成・海成地形面と現在の河成・海成地形面との比高分布
 ▲：最終間氷期の海成段丘（M1面）の高度 △：最終間氷期の海成段丘（M1面）の高度（平川・小野（1974）、多田ほか（1975）にもとづく） ●：最終間氷期の河床面と現河床との比高 ○：最終間氷期の河床面と現河床との比高（平川・小野（1974）にもとづく） □：近藤ほか（1984、1988）の資料による最終間氷期の海成層の上限高度
 等高線の間隔は標高 200 m までは 50 m、標高 200 m 以上は 100 m。
 単位：m.

図 2.1-7 最終間氷期の河成・海成地形面と現在の河成・海成地形面との比高分布（吉山，1990）

表 2.1-6 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量(m)	傾動速度(/y)	備考・参考文献
三好他(1985)	奥尻島 上位面 下位面	6×10^3	(5~7)	最大1.2			佐藤(1981, 1984)
	奥尻島 更新世段丘	125×10^3		最大0.9			宮浦(1975)
	オホーツク海沿岸 完新世海成段丘	6×10^3	(0~3)	最大0.5			海津 他(1984) 松島(1982)
	石狩低地帯 完新世海成層	6×10^3	(1~2)				北川・赤松(1973) 中田 他(1973)
	松前 完新世海成段丘	6×10^3	(6)	1.1(1)			宮内・八木(1984)
	佐渡 完新世海成段丘	6×10^3	(最大7~9)	最大1.2~1.5			田村(1979)

()は計算値

<年代推定方法>

上位面構成層直上の腐植土は、4,000年前前後の ^{14}C 年代を示した。

したがって、上位面は4,000年以前に離水したと判断した。なお、佐藤(1981, 1984)のデータを考慮に入れた。

上位面形成期を示す直接のデータはないが、日本の他地域で認められている縄文海進期(6,000年前)に上位面が形成されたと推察した(上位面構成層中の約32,200y.B.P.の木片は再堆積とみなした)。

一方、下位面は奥尻テフラ(その下位の腐植土層の ^{14}C 年代から約500年前に噴出したと推定)に覆われていることから、500年前以前に離水したと判断した。

<解析方法>

海成段丘面の“旧汀線”高度から現海水準に対する段丘形成時の海水準変動分を差し引いて変動量を求める方法を採用し、変動速度を計算した。

①上位面の内縁高度は、約8~10mを、海成層上限高度は約7~9mを示した(図2.1-8)

その当時の海水準を+2mとして最大変動速度1.2mm/yを求めた。

本論中には変動量が明記されていないが、海成層上限高度を旧汀線高度とみなして上記の方法から算定した。

②奥尻島の更新世段丘については、最終間氷期(125,000年前)に形成されたと仮定した旧汀線高度から最大変動速度0.9mm/yを求めた。

推定された変動量は不明である。

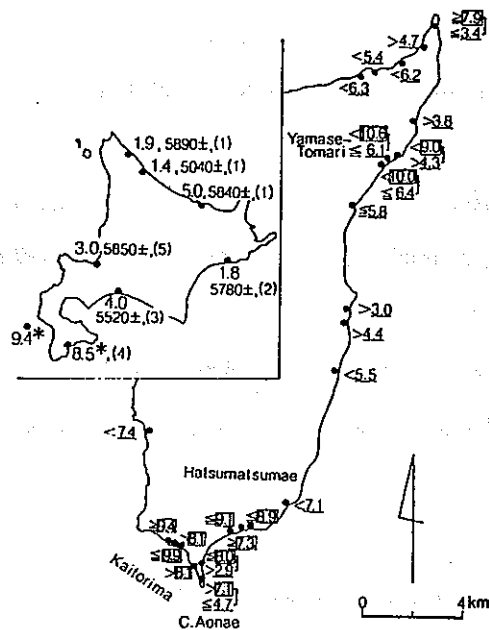
③オホーツク海沿岸および石狩低地帯での縄文海進時の海成段丘または海成層の上限高度は、参考文献よりそれぞれ約2~5m, 3~4mであり(図2.1-8), ①と同様にして最大変動速度0.5mm/yを求めた。

変動量は明記されていないが、前記の上限高度を旧汀線高度とみなして算定した。

④松前での海成段丘の上限高度は参考文献から8.5mで(図2.1-8), その形成年代を6,000年前と仮定して変動速度1.1mm/yを求めた。

参考文献からの値は、筆者らの読み誤りで実際は8mである。この値を旧汀線高度として変動量を算定した。また、その時の変動速度も再計算した。

⑤佐渡島については田村(1979)の値である。



第8図 奥尻島の完新世海成段丘内縁高度と北海道の他地域の完新世海成段丘または海成層上限高度およびその¹⁴C年代
奥尻島の数値のうち、アミのかかっているものが上位面、下線のあるものが下位面。
≥：内縁付近の海成層上限高度 ≤：地形的に明瞭な傾斜変換点の高度 >または<：崖・人工改変等の影響の可能性がある高度(いずれも単位はm)
*：年代値のないもの
(1)海津ほか(1984), (2)松島(1982), (3)中田ほか(1973), (4)北川・赤松(1973), (5)宮内・八木(1984).

Fig. 8 Height of Holocene marine terraces in Okushiri Island. Inset shows height of the upper limit of Holocene marine deposits and ¹⁴C date in Hokkaido
Stipples and underlined figures show the height of upper and lower terraces, respectively (in metres)
≥ : top of marine deposits near inner edge of the terrace ≤ : height of inner edge of terrace surface
> and < : height of uncertain inner edge of terrace surface * : undated
(1) Umitsu *et al.*, (1984), (2) Matsushima (1982), (3) Nakata *et al.*, (1973), (4) Kitagawa and Akamatsu (1973), (5) Miyauchi and Yagi (1984).

図2.1-8 奥尻島の完新世海成段丘内縁高度と北海道の他地域の完新世海成段丘または海成層上限高度およびその¹⁴C年代(三好他, 1985)

表 2.1-7 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量(m)	傾動速度(/y)	備考・参考文献
宮内・八木 (1984)	上磯隆起地塊 (檜山層群下部)	200×10^4	250~300	(0.13-0.15)			
	最高位丘陵背面	70×10^4	(250~300)	} 0.5* (0.36-0.43)			
	H ₁ 面	40×10^4	(110~160)	} 0.2* (0.28-0.40)			
	H ₂ 面	21×10^4	(85~120)	} 0.4* (0.40-0.57)			
	M ₁ 面	12.5×10^4	(64~82)	0.6* (0.51-0.66)			
	M ₂ 面	7.5×10^4	(35~70)	(0.47-0.93)			
	M ₃ 面		(18~38)				
	完新世段丘面		(8と5)				
	木古内堆積区 (檜山層群下部)	200×10^4	200	(0.1)			
	最高位丘陵背面	70×10^4	(175~225)	} 0.5* (0.25-0.32)			
	H ₁ 面	40×10^4	(45~80)	(0.11-0.2)			
	H ₂ 面	21×10^4		0.2*			
	M ₁ 面	12.5×10^4	(15~23)	0.2* (0.12-0.18)			
	M ₂ 面	7.5×10^4					
	M ₃ 面						

* 変動基準面の各ステージ間における隆起速度
() は計算値

<年代推定方法>

連続性・開析程度・分布形態・段丘の配列パターンからみて、 M_1 面が最終間氷期に形成されたと考えた。この時期の海成段丘の形成年代が12.5万年前前後に集中するため、 M_1 面の形成時期を12.5万年前とした。また、 M_1 面直上のテフラKYAが熱郭火砕流（ジルコンのF、T年代で 13 ± 3 万年前、寒川私信）に対応するテフラ（洞爺火山）と同一であることも上記の値を示唆すると考えた。

f_3 断層と f_4 断層間の旧汀線方向での H_2 面、 M_1 面、 M_2 面の傾きはそれぞれ 1.7° 、 1.0° 、 0.6° であった。傾動速度を一定と仮定して、 M_1 面形成年代の12.5万年前から H_2 面および M_2 面の形成年代を約21万年前、約7.5万年前と推定した。

H_1 面は、最終間氷期以前の中期更新世後半（約40～15万年前）の高海水準期に対応して形成されたと考えたが、その具体的数値の根拠は不明である。

最高位丘陵背面は、上部鮮新統～下部更新統とされている（高木，1983）富川層をきっていることから中期更新世前半（約70～40万年前）に形成されたと考えたが、その具体的数値は不明である。

また、第四紀の年代を200万年とした。

<解析方法>

①第四紀の隆起量は、上部中新統～下部鮮新統の檜山層群下部の最高高度に1/2を掛けて求める方法を採用した。

上磯隆起地塊および木古内堆積区での檜山層群下部の高度はそれぞれ500～600m、400mであり、その結果、両地域の第四紀隆起量250～300m、200mを求めた。

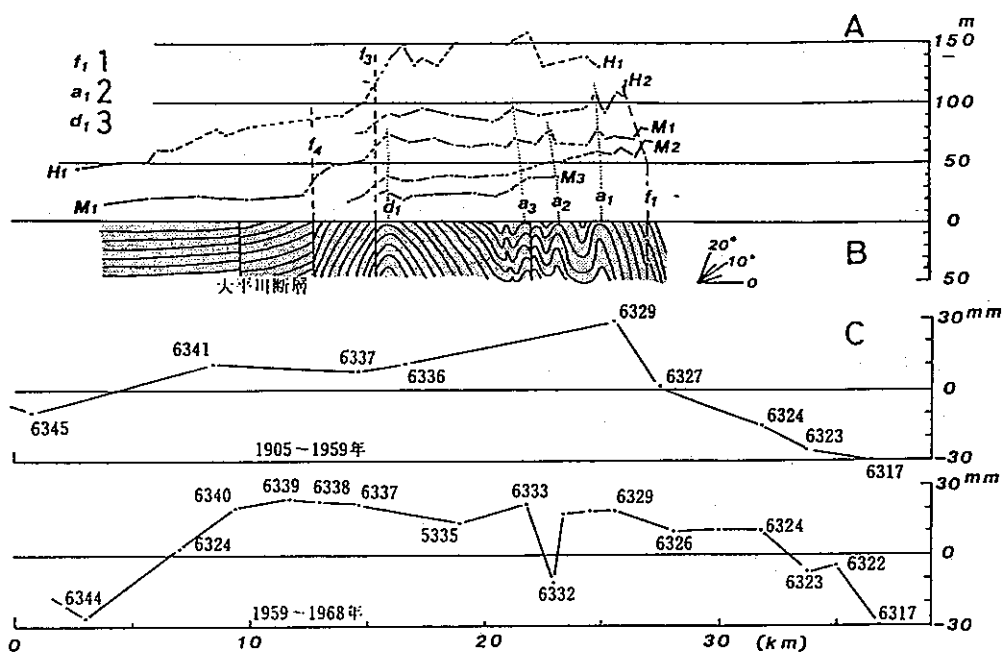
②丘陵背面および段丘面の高度がおおよそその変動量を示すと考え、各面間の平均変動速度を求めた（図2.1-10）。

本論中に具体的数値が明記されていないが、図2.1-10から値を読み取って各面形成以降の変動量とする。

また、変動速度算定にあたっては、図2.1-10より変動量の平均値をもとにしていると推定されるが、詳細は不明である。

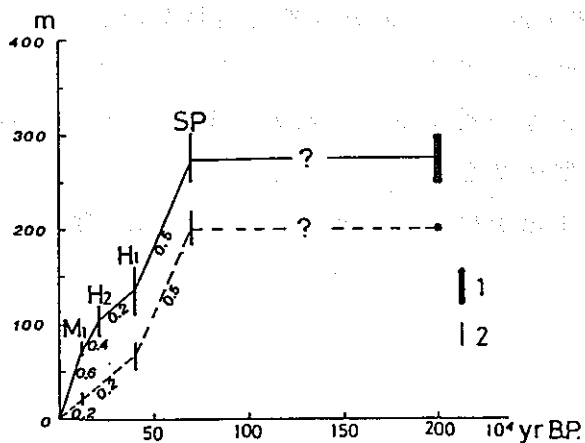
<測地学的データとの対応>

旧汀線の高度変化は基盤の構造とおおよそ対応しているが、測地学的データからは、基盤の断層や褶曲構造に対応した地殻変動を読み取れなかった（図2.1-9）。



第8図 A: 旧汀線高度の投影断面 (H_1 面のみ読図値, 他は実測値).
 1. 活断層, 2. 活褶曲, 3. 半ドーム状隆起 (名称は第2図, 第7図と対応).
 B: 基盤の地質構造. 実線は地質調査により知られている断層, 破線は推定断層.
 C: 一等水準点の変位量 (国土地理院 1960, 1970より).

図2.1-9 旧汀線高度の投影図, 地質構造図および水準点の変位量図 (宮内・八木, 1984)



第10図 地形面の高度と年代からみた隆起速度の変化
 1. 検山層群下部から試算された第四紀隆起量.
 2. 地形面高度の分布範囲.
 実線は上磯隆起地塊, 破線は木古内堆積区.
 SP: 最高位の丘陵背面, 数字は隆起速度を示す (単位 $m/10^3$ 年)

図2.1-10 地形面の高度と年代から求めた変動速度の変化 (宮内・八木, 1984)

(2) 東北地方

宮内 (1985, 1988, 1990)、Miyauchi (1990)、Watanabe (1989)、八木・吉川 (1988) および Suzuki (1989) の 7 文献を取り上げた。

河成段丘の比高から変動量を推定している Watanabe (1989) 以外は、海岸段丘に基づいて変動量を推定している。海岸段丘の“旧汀線”高度から変動量を求める際にはいずれも海水準変動分を考慮している。また、宮内 (1990) では、褶曲や傾動隆起から広域変動量を求めている。

一方、段丘面の形成年代は、 ^{14}C 年代値を参考にしている八木・吉川 (1988) 以外は、マーカーテフラ等による層位学的方法や面の広がり等の地形学的方法により推定されている。なお、“下末吉面”の年代として宮内 (1985) は 11~12 万年前を、宮内 (1988, 1990) および Miyauchi (1990) は 12 万年前を、Suzuki (1989) は 12~13 万年前を採用している。

今回収集した 7 文献に基づけば、東北地方の地殻変動は以下の特徴を有すると推定される。

- (a) Ota and Yoshikawa (1978) が指摘したタイプ A に属する東北地方日本海側は、太平洋側よりも比較的大きな変動速度を示す。
- (b) 日本海側の褶曲運動は、傾動速度を一定と仮定すれば、500~1200 万年前以前には傾動運動による変形は認められず、それ以降にその変形が認められることから、少なくとも 500~1200 万年以降に開始したと推定される。
- (c) 完新世と最終間氷期の両時期の変動速度が求められる地域において、その変動速度を推定する上での精度の程度を無視して単に値だけで比較してみると、いずれの地域でも完新世の変動速度の方が比較的大きな値を示す。
- (d) 北上低地帯では、河岸段丘の比高から奥羽山脈側がより隆起していると推定される。

なお、以上の 6 文献の詳細は、表 2.1-9~13, -15、図 2.1-11~21 およびその説明に示したが、手法等の異なる 7 文献から得られた平均変動速度を表 2.1-8 にまとめて示す。ただし、変動速度を求める上で重要な要素である変動基準面あるいは地層の年代推定に関して精度上問題がないと判断されるものは、数値に下線を引いて示した。

表 2.1 - 8 東北地方の変動速度 (mm/y)

期間 地域	11~13万年	6000年	備 考
下北半島	<u>0.1~0.4</u> (広域: 0.3)		宮内(1988,1990) Miyauchi(1990)
津軽半島	<u>0.1~0.4</u> (広域: 0.3)		宮内(1988,1990) Miyauchi(1990)
上北平野	<u>0.1~0.3</u> (広域: 0.2)		宮内(1985,1988,1990) Miyauchi(1990)
西津軽海岸	<u>0.3~1.1</u> (広域: 0.5か0.8?)	0.8~1.3	宮内(1988,1990), Miyauchi(1990) 八木・吉川(1988)
男鹿半島	<u>0.6~1.0</u> (広域: 0.7)		宮内(1988,1990) Miyauchi(1990)
北上低地帯	0.3~0.7		Watanabe(1989)
北部阿武隈	0.2~0.5		Suzuki(1989)

_____は精度上、信頼性の高いもの

表2. 1-9 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
八木・吉川 (1988)	西津軽沿岸 H 2 面 L I 面 L II 面 B I 面 B II 面	130×10^3 6×10^3 ($0.2 \sim 0.3 \times 10^3$)	5~8	最大1.3	5.2×10^{-3} 3.5×10^{-4} 2.6×10^{-4} 2.1×10^{-4}	4.0×10^{-3} 5.8×10^{-3} 7.0×10^{-3}	Nakata et al.(1976)

() は推定値

<年代推定方法>

H2面の年代については、Nakata et al. (1976)に従いミンデルーリス間氷期（約13万年前）とした。

L I面の形成年代は、L I面ベニア直上の泥炭層の ^{14}C 年代が5590yB.P.を示すことから、約6000yB.P.頃と推定した。

B II面は1704年および1793年の地震によって隆起したとされている（今村、1937）本論中には年代を明記していないが、200～300年前としておく。

<解析方法>

旧汀線高度から形成時の海水準高度を除いて変動量を求めた。すなわち、ショアライン・アングルおよび離水ベンチから求めたL I面の旧汀線高度が5～8mで、その当時の海水準が現在と同じレベルにあったとして、最大変動速度1.3mm/yを求めた。

また、傾動量は白神山地・榊形山地主稜に直交する軸（N73°W）に投影して求めた。

<変動様式>

L I面とH2面から求めた傾動速度が調和的であることから、少なくとも後期更新世以降の白神山地・榊形山地の起伏傾動運動を反映するものと判断した。

また、B II面から得られた傾動速度が他の2面のそれよりも大きくなるのは、地震間段階におけるゆるやかな沈降が生じているためと推測した。

表2. 1-10 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
宮内(1985)	上北平野	43~47×10 ⁴	(18~39)	最大0.3	4.3×10 ⁻³	(0.9~1.0×10 ⁻³)	町田他(1982) 松井他(1971) 大池(1964,1978) 大池・庄子(1977) 奥村・寒川(1985)
	高位面	22~24×10 ⁴			3.0×10 ⁻³		
	七百面	[30~33×10 ⁴]					
	天狗岱面	17~20×10 ⁴			1.6×10 ⁻³		
		[16~17×10 ⁴]					
	高館面	11~12×10 ⁴			1.1×10 ⁻³		
	根城面	8~10×10 ⁴					
	柴山面	5~7×10 ⁴					
	七戸面	2.5×10 ⁴					
	三本木面	1.3×10 ⁴					

() は計算値

<年代推定方法>

三本木・七戸面の形成年代は、段丘構成層中の炭質物の ^{14}C 年代値から、それぞれ1.3万年前、2.5万年前と推定した。

柴山面、根城面、高館面、天狗岱面、七百面の形成年代は、1.3万年前の八戸浮石層（HP）・八戸火砕流堆積物（Hpfl）、2.5万年前のビスケット1（BP₁）・大不動火砕流堆積物（Opfl）および7万年前の阿蘇4（Aso-4）をもとに、テフラの堆積速度を一定と仮定して求めた（図2. 1-11）。

一方、高位面形成以降傾動速度が一定と仮定し、前記の方法で得られた高館面の年代に基づいてその上位3面の形成年代を推定した。

奥入瀬川～馬淵川間の高位面、七百面、天狗岱面、高館面の傾動量は、それぞれ 4.3×10^{-3} 、 3.0×10^{-3} 、 1.6×10^{-3} 、 1.1×10^{-3} で、高館面の年代を11～12万年前とすると、高位面、七百面、天狗岱面の年代は、それぞれ43～47万年前、30～33万年前、16～17万年前と推定できた。（表2. 1-10中の〔 〕内の数値）

七百面における2つの方法による年代値の大きな相違は、テフラの供給・堆積が七百面形成以降盛んになったためと考えた。

<解析方法>

海成段丘の“旧汀線”高度から現海水準に帯する対する段丘形成時の海水準変動分を差し引いて変動量を求め、変動速度を計算した。

高館面の旧汀線高度は24～45mを示し、その当時の海水準を+6mとして最大変動速度0.3mm/yを求めた。

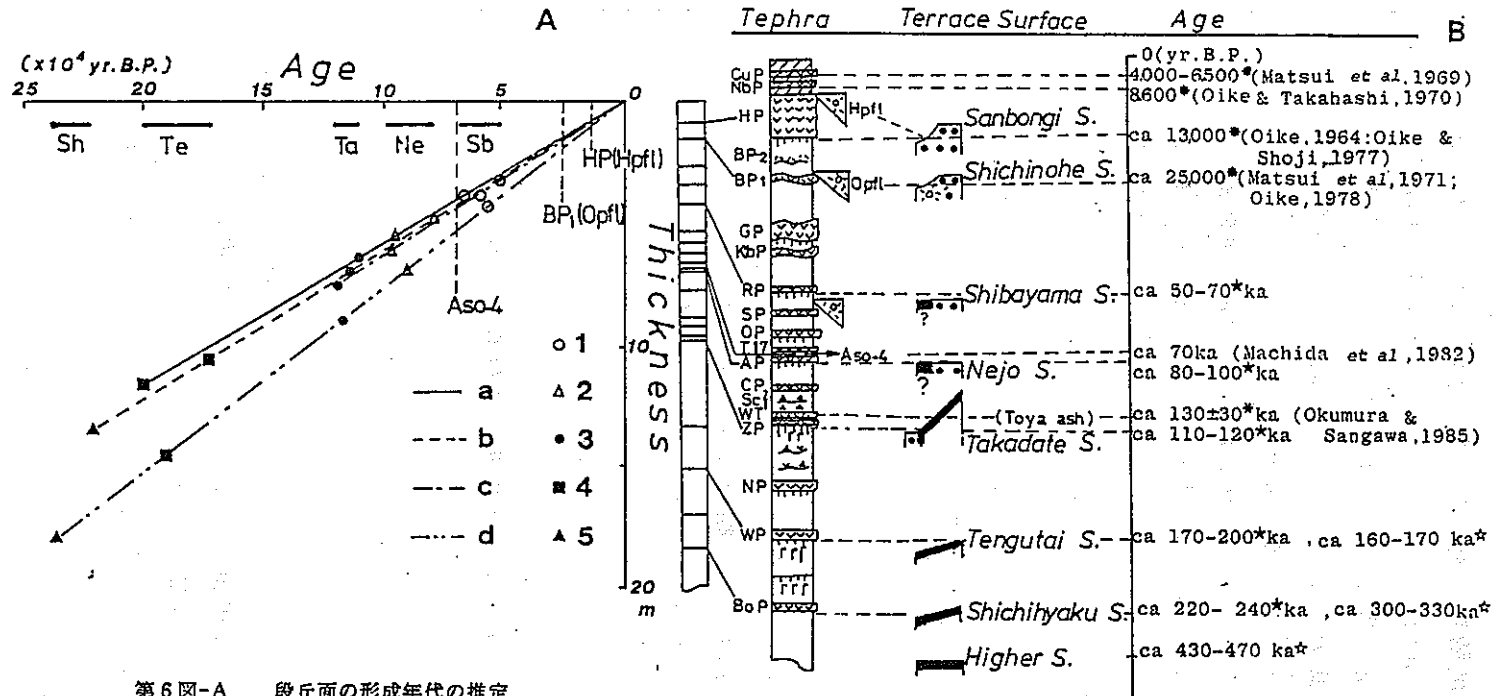
本論中には変動量が明記されていないが、上記の手法により18～39mと算定した。

奥入瀬川～馬淵川間の断面から高位面～高館面の傾動量を求めた（図2. 1-12）。

<測地学的データとの関連>

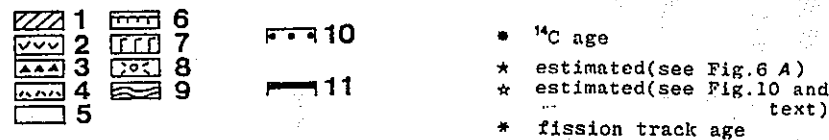
辰ノ口褶曲付近の河成段丘は、ふくらみ上がる変位が認められた。一方、1898～1954年の測地学的データは褶曲を示唆するが、それ以降のデータは必ずしもよい対応を示さなかった（図2. 1-13）。

これは、資料の期間が短いことや、水準点のつけかえなどのためと考えた。



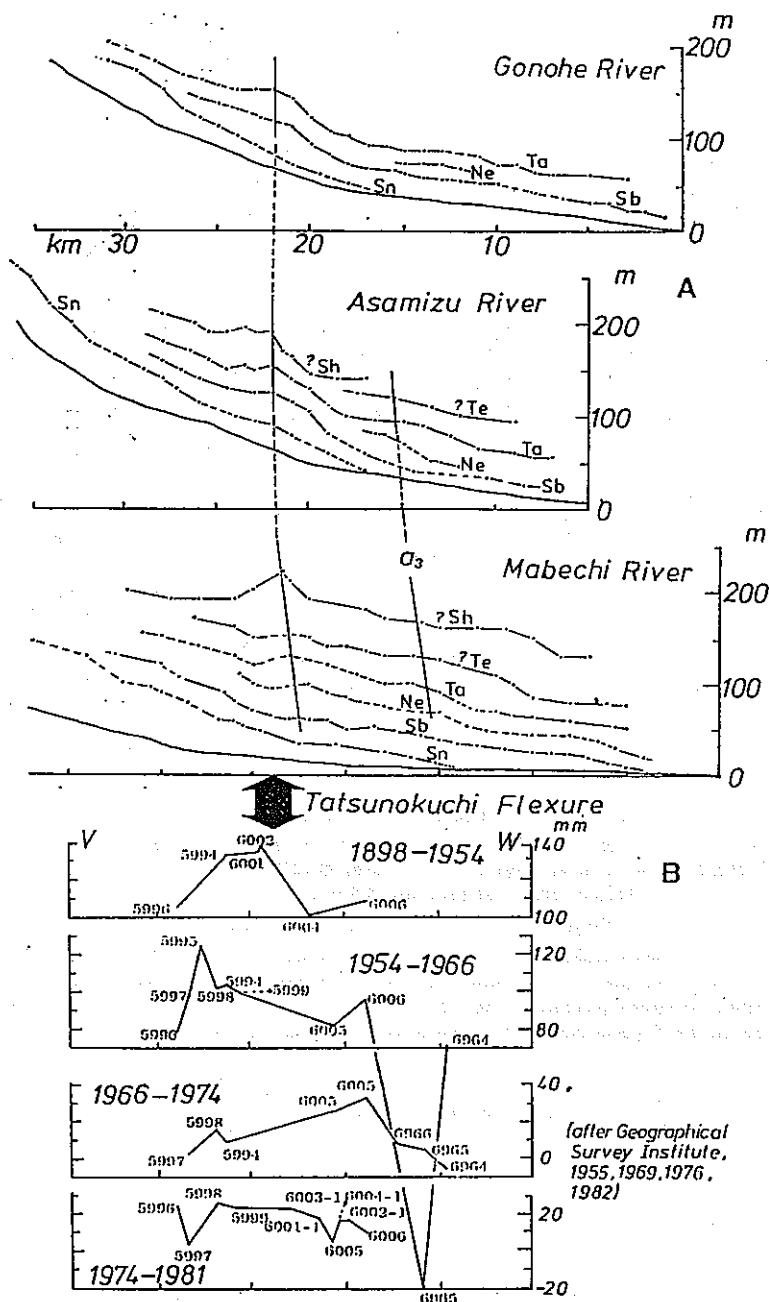
第6図-A 段丘面の形成年代の推定
 段丘形成期を通じ、テフラの堆積がほぼ等速であったと仮定し、HP(Hpfl), BP₁(Opfl), Aso-4の年代から外挿した。
 (基底) 1. RP 2. AP 3. ZP 4. WP 5. BoP
 a: 八戸市天狗谷付近 b: 八戸市水野付近 c: 六戸町向山付近
 d: 五戸町鹿内付近

Fig. 6-A Estimation of the age of terrace surface
 The age estimation of each terrace surface is based on the extrapolation from the age-determined tephra, such as HP (Hpfl), BP₁ (Opfl) and Aso-4 under the assumption that the accumulation rate of tephra has been constant during the formation of terrace surfaces.
 1. base of RP 2. base of AP 3. base of ZP 4. base of WP
 5. base of BoP
 a: at Tengutai in Hachinohe-shi b: at Mizuno in Hachinohe-shi
 c: at Mukaiyama in Rokunohe-cho d: at Shikauchi in Gonohe-cho



第6図-B テフラの標準層序と段丘面の編年
 1. 表土 2. 軽石 3. スコリア 4. 白色細粒火山灰 5. 褐色風化火山灰 6. 暗色帯を伴う埋没土 7. クラック層 8. 火砕流堆積物 9. 周氷河インボリューション 10. 河成面 11. 海成面
 マーカー・テフラの名称は、大池・中川(1979)参照。
 Fig. 6-B Standard stratigraphy of tephra and chronology of terrace surface
 1. soil 2. pumice 3. scoria 4. whitish fine volcanic ash 5. brown weathered volcanic ash 6. paleosol with dark zone 7. cracked zone 8. pyroclastic flow deposits 9. periglacial involution 10. fluvial terrace surface 11. marine terrace surface
 See Oike and Nakagawa(1979) as to the name of marker tephra.

図2.1-11 段丘面形成年代の推定とテフラの標準層序(宮内, 1985)



第10図 辰ノ口撓曲付近の河成段丘の変位(A)と水準点の変位(B)
 Ta: 高館面 Ne: 根城面 Sb: 柴山面 Sn: 三本木面 a₁: 背斜軸(第11図, 第12図と対応)
 数字は水準点番号. 投影方向はいずれも辰ノ口撓曲に直交する方向.
 Fig. 10 Deformation of fluvial terrace surfaces(A) and displacement of bench marks(B) around Tatsunokuchi flexure zone
 Ta: Takadate surface Ne: Nejo surface Sb: Shibayama surface Sn: Sanbongi surface
 a₁: anticlinal axis(corresponding to Figs. 11 and 12)
 Numerals in B are the number of bench marks. Each profile is projected on the plane normal to the trend of Tatsunokuchi flexure.

図2.1-13 辰ノ口撓曲の河成段丘の変位と水準点の変位 (宮内, 1985)

表 2.1 - 1.1 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

北海道・東北地方

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量(m)	傾動速度(/y)	備考・参考文献
Miyauchi (1990) 宮内(1988b)	渡島半島 M1面	$12 \times 10^4 ?$	35~70	0.3~0.5	2.0×10^{-3}	1.7×10^{-8}	大森(1975) 波長35km, 波高18m
	奥尻島 M1面	$12 \times 10^4 ?$	68~130	0.5~1.0	4.3×10^{-3}	3.5×10^{-8}	宮浦(1975) 波長16km以上
	松前半島 M1面 M2面 M3面 M4面	12×10^4 10×10^4 $8 \times 10^4 ?$ $6 \times 10^4 ?$	40~110 30~80 20~50 15~35	0.3~0.9	6.7×10^{-3} 6.1×10^{-3} 2.2×10^{-3} 1.7×10^{-3}	5.6×10^{-8} 6.1×10^{-8} $2.8 \times 10^{-8} ?$ $2.8 \times 10^{-8} ?$	瀬川(1955) 宮内(1988a) M1面の波長24km M1面の波高35m
	下北半島(西部) 高位B面 M1面 M3面 M4面	12×10^4 以前 12×10^4 8×10^4 6×10^4	65~115 25~55 35~40 20±	0.2~0.4	11.0×10^{-3} 6.4×10^{-3}	5.3×10^{-8}	新戸部(1969) 宮内(1988a) M1面の波長10km M1面の波高15m
	津軽半島 M1面	12×10^4	20~50	0.1~0.4	3.6×10^{-3}	3.0×10^{-8}	波長15km, 波高15m
	下北半島(東部) M1面	12×10^4	20~40	0.1~0.3	2.1×10^{-3}	1.8×10^{-8}	波長24km以上, 波高10m

変動量の値は旧汀線高度

	上北平野						
	高位面	$43 \sim 47 \times 10^4$	110~220		11.0×10^{-3}		新戸部(1969)
	七百面	$22 \sim 33 \times 10^4$	80~137				宮内(1988 a)
	天狗岱面	$16 \sim 20 \times 10^4$	45~81				
	M1面	12×10^4	24~45	0.1~0.3	0.8×10^{-3}	0.7×10^{-8}	M1面の波長40km以上
	M2面	10×10^4	16以下				M1面の波高11m
	M3面	8×10^4	15±				
	M4面	6×10^4	10±				
	西津軽海岸 (北部)						
	V面	12×10^4 以上	70~180		*		Ota(1969)
	M1面	12×10^4	40~115	0.3~0.9	14.1×10^{-3}		Nakata et al(1976)
	M2面	10×10^4	70~80		$*8.9 \times 10^{-3}$	7.4×10^{-8}	宮内(1988 a)
	M3面	8×10^4 ?	30~70		$*6.7 \times 10^{-3}$		M1面の波長50km以上
	M4面	6×10^4 ?	20~40				M1面の波高38m
	西津軽海岸 (南部)						
	W面	12×10^4 以上	130~190				Ota(1969)
	M1面	12×10^4	50~140	0.4~1.1	$*5.2 \times 10^{-3}$	4.3×10^{-8}	Nakata et al(1976)
					11.1×10^{-3}	9.3×10^{-8}	宮内(1988 a)
	M2面	10×10^4	40~90		$*7.6 \times 10^{-3}$	7.6×10^{-8}	
	男鹿半島						
	T1面	12×10^4 以上	165~190		7.4×10^{-3}		今泉(1977)
	M1面	12×10^4	85~130	0.6~1.0	3.5×10^{-3}	2.9×10^{-8}	宮内(1988 a)
	M3面	8×10^4 ?	40~80		2.9×10^{-3}	3.6×10^{-8} ?	M1面の波長14km以上
	M4面	6×10^4 ?	25~55		2.4×10^{-3}	4.0×10^{-8} ?	

変動量は旧汀線高度

<年代推定方法>

約9万年前のToya, 約7万年前のAso-4等の広域テフラを用いた火山灰編年学的方法を用いて, 海成段丘の層位学的関係から, 世界的な高海面期であった約12万年, 10万年, 8万年, 6万年前にできた海成段丘(順にM1, M2, M3, M4と呼ぶ)に同定した(宮内, 1988a)。

上北平野の七百面, 天狗岱面の形成は, テフラの堆積速度を一定として求め, 高位面は傾動速度を一定として求めた(宮内, 1985)。

<解析方法>

変動量を本論中で明記していないが, 旧汀線高度から, 海水準高度を差し引いていると考えられる。各地域の旧汀線高度については, 大森(1975), 宮浦(1975), 瀬川(1955), 宮内(1985, 1988a)新戸部(1969), 今泉(1977), Ota(1976), Nakata et al(1976)のデータに基づいているものと思われる(その概略は, 図2.1-14)。

波状変位および断層に伴う傾動量を図2.1-15, 16の断面から求めた(表2.1-11の*印は断層によるものである)。

西津軽海岸(北部)M3面の傾動速度は, Miyauchi(1990)と宮内(1988)とで異なり, いずれが正しいのか判断できないため, ?を記した。また, 第三系の褶曲運動を示すと考えられる中波長(波長10~30km)の波状変位が第四紀後期以前にも一様な速度で進行していたと仮定して褶曲運動の開始期を推定した。その結果は以下ようになった。

地 域	M1面から得られた 傾動速度 (/y)	新第三系の 褶曲部の傾斜	褶曲の開始時期 (y)
松前半島	5.6×10^8	3.6×10^{-1}	6.4×10^6
下北半島西部	5.3×10^8	$2.7 \sim 3.6 \times 10^{-1}$	$5.1 \sim 6.8 \times 10^6$
津軽半島	3.0×10^8	3.6×10^{-1}	12.0×10^6
男鹿半島	2.9×10^8	1.8×10^{-1}	6.2×10^6
下北半島東部	1.8×10^8	1.8×10^{-1} 以下	10.0×10^6 以前

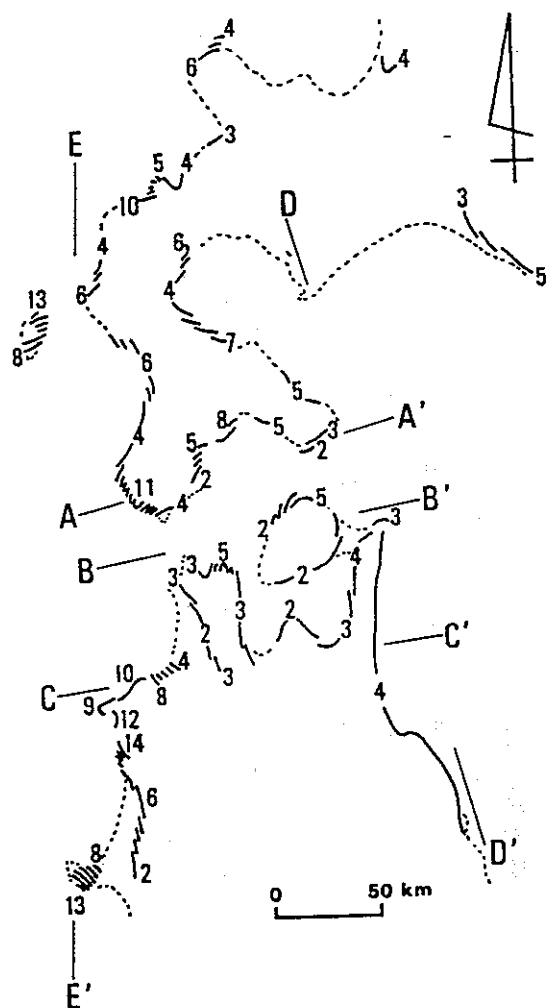


Fig. 2 Isopleth of the *ca.* 120 ka M_1 shoreline height in 10 meters
A-A' to E-E': locations of profiles shown in Fig. 3

図2.1-14 M_1 面の旧汀線高度分布および投影断面位置 (Miyauchi, 1990)

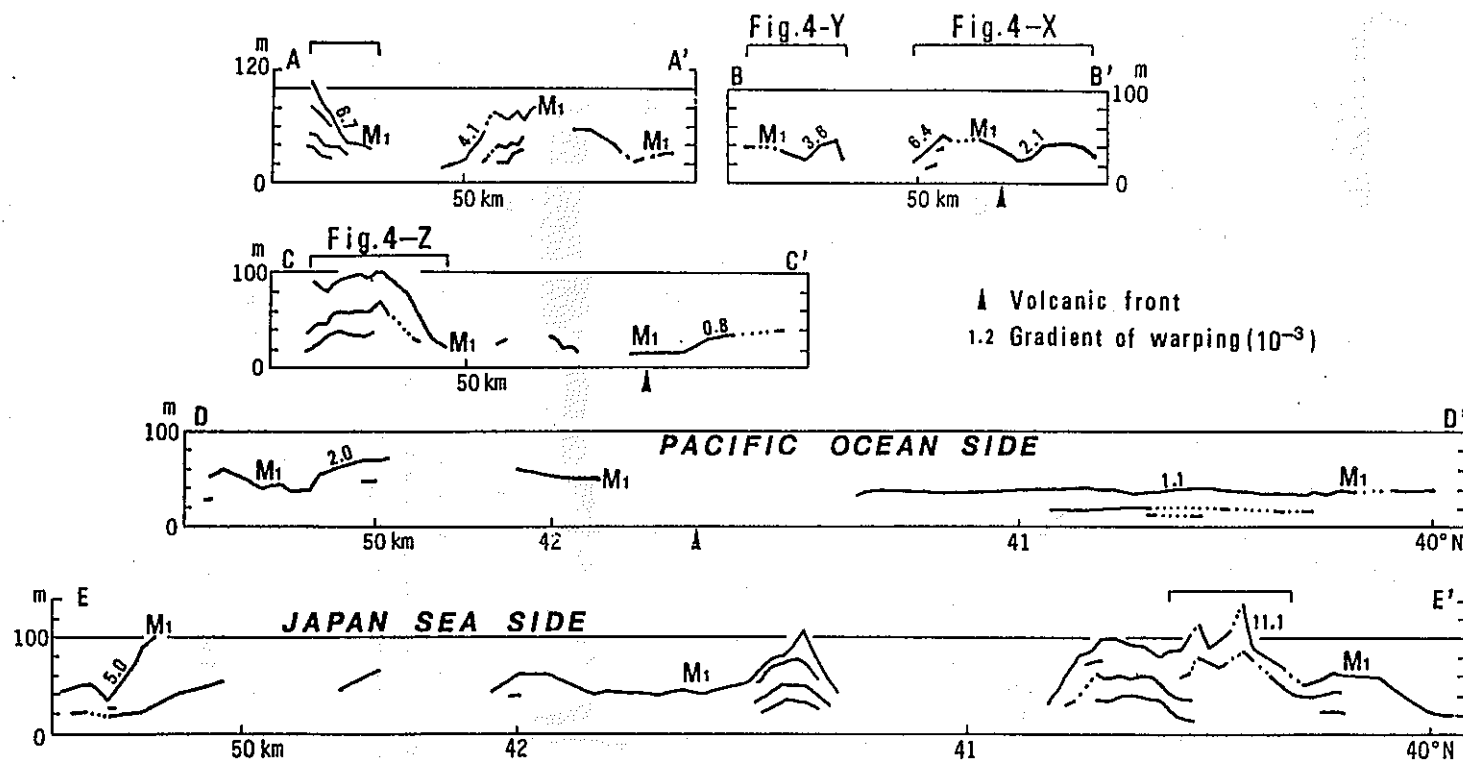


Fig. 3 Profiles of late Quaternary paleoshoreline height
Locations of profiles are shown in Fig. 2.

図 2. 1 - 1 5 旧汀線高度の投影図 (Miyachi, 1990)
投影位置は図 2. 1 - 1 4 に示す

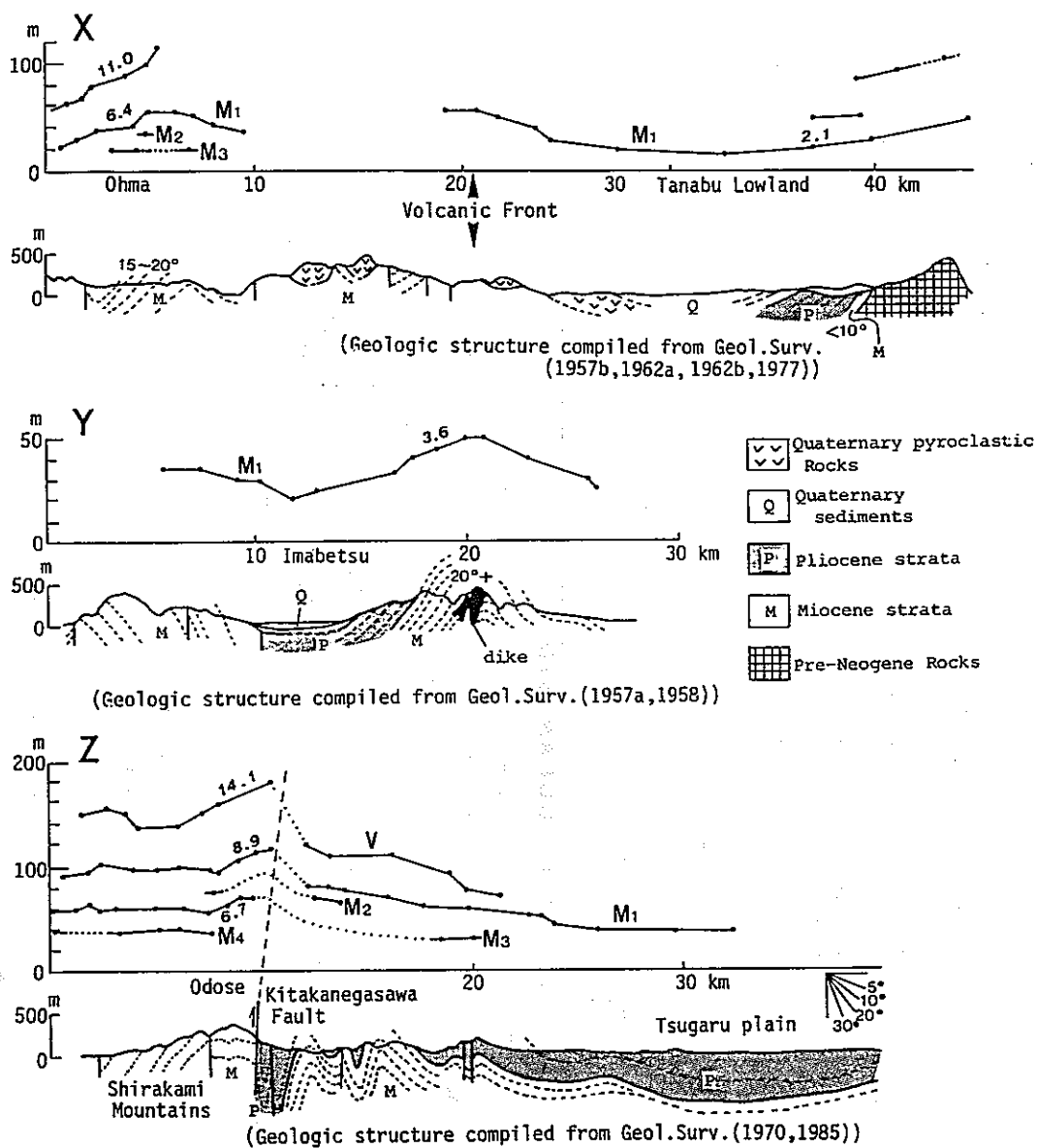


Fig. 4 Enlarged profiles of late Quaternary paleoshoreline height and geologic sections of Neogene-lower Quaternary strata
X: Shimokita Peninsula; Y: Tsugaru Peninsula; Z: Northern Nishi-tsugaru coast

図 2.1-16 旧汀線高度の投影図および地質断面図 (Miyachi, 1990)
投影位置は図 2.1-15 に示す

表 2.1 - 1 2 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

北海道～東北地方

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量(m)	傾動速度(/y)	備考・参考文献
宮内(1990)	北海道南部 ～東北北部 M1面	12×10^4	広域変動量 (23～90?) 島弧規模の 広域変動量 10	(0.2～0.8?) 0.1			変動量の数値は $\pm 3\text{m}$ の誤差有する。 波長100～150kmの曲動

() は読み取り値・推定値

<年代推定方法>

宮内(1988a)に基づき、M1面の形成時期を12万年前とした。

<解析方法>

旧汀線高度を、傾動あるいは褶曲に伴う変動量、広域変動量および海面変化量の成分に分割した。

褶曲の場合、旧汀線が示すカーブの中央線の高度から海面変化量を除いて、広域変化量を求めた(図2.1-17)。また、それ以外の場合には旧汀線高度の最低値から海面変化量を除いて、広域変化量とした(図2.1-17)。

なお、広域変化量を求めるにあたって、連続する旧汀線が極小から極大を経て極小となる、より広めの地域を設定した。

M1面形成期の海面高度を $5 \pm 3\text{m}$ (菊池, 18987)として、各地の広域変動量を求めた(図2.1-18)。

次に、M1面の旧汀線高度の最小値が15mであることから、海面変化量 $5 \pm 3\text{m}$ を差し引いた $10(\pm 3)$ は、最小の広域隆起量を示すと考えた。第四紀後期に、海岸平野や山間盆地において著しく沈降した場所は知られていないので、この値が島弧規模の広域変動量を示すと考えた(図2.1-18)。

<地殻変動様式>

地殻変動の要素と地形との関係を以下のように考察した。

地 殻 変 動 の 種 類	地 形 形 成
傾動(地震性変動) 波状変位(波長10~30km)	南北性の山地・平野、海嶺・海盆の形成
波長60kmほどの変動(メカニズム不詳)	東西性の山地・平野の形成
波長100~150kmほどの変動	日本海沿岸部の隆起
波長300kmを超える島弧規模の変動	島弧の隆起と弧状山脈の形成

このうち、波長60kmほどの変動については本論中に言及されていない。

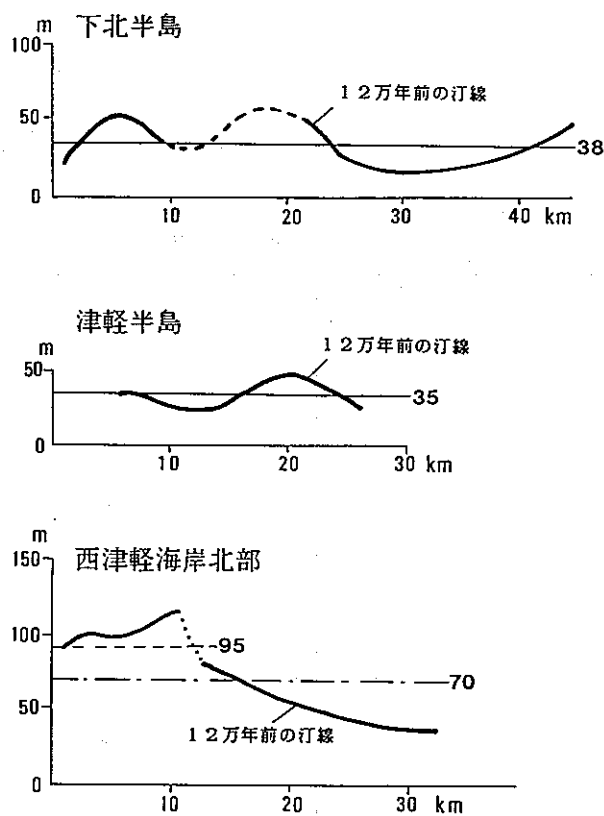


図 9-7 広域変動量を試算するいくつかの例

図 2.1 - 1 7 海水準変動量を含む広域変動量の試算例 (宮内, 1990)

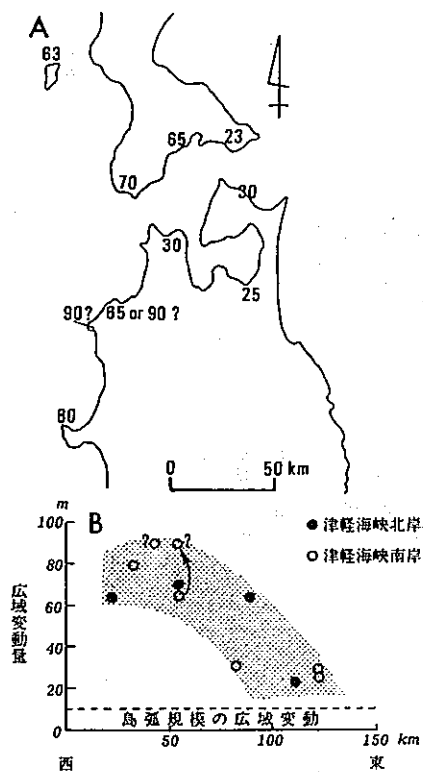


図 9-8 広域変動量の分布 (A) とその投影断面図 (B)

数値 (m) はいずれも $\pm 3m$ の誤差をもつ。

図 2.1 - 1 8 広域変動量の分布図およびその投影断面図 (宮内, 1990)

表 2. 1 - 1 3 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
Watanabe (1989)	上北平野 高位面 七戸面 天狗岱面 高館面 根城面 柴山面 七戸面 三本木面	43~47×10 ⁴ 22~33×10 ⁴ 16~22×10 ⁴ 11~12×10 ⁴ 8~10×10 ⁴ 5~7×10 ⁴ 2.5×10 ⁴ 1.3×10 ⁴	18~39	0.1~0.3			Miyauchi(1987)
	北上低地帯 胆沢地域 H 1 面 H 2 面 H 3 面 M 1 面 M 2 面 M 3 面 M 4 面 L 1 面 L 2 面	40×10 ⁴ 以上 30~40×10 ⁴ 20~30×10 ⁴ 14×10 ⁴ 8~10×10 ⁴ 5~ 6×10 ⁴ 1.9~2.6×10 ⁴ 0.26×10 ⁴	M 1 と L 1 の落差 40~80	M 1 ~ L 1 間 0.3~0.7			興水 (1988) 大上・吉田 (1984) 大上他 (1986) 豊島 (1984)

<年代推定方法>

- ① 上北平野の各面の年代値は Miyauchi (1987) に基づいた。

三本木面，七百面の年代は，炭質物の ^{14}C 年代から求めた年代である．柴山面～高館面の年代はテフラの堆積速度を一定と仮定して求めた年代である．天狗岱面と七戸面の年代は，テフラの堆積速度を一定と仮定して得られた年代と傾動速度を一定と仮定して得られた年代の合算である．高位面の年代は，傾動速度が一定と仮定して求められた年代である．

- ② 木片等の ^{14}C 年代値から推定されたL1，L2面以外の北上低地帯（胆沢地域）の各面の年代はマーカーテフラとの層位学的関係や黒曜石のF.T法に基づいて決定した（図2. 1-19）．

<解析方法>

- ① 上北平野の高館面の旧汀線高度は24～45mで，その当時の海水準高度を6mとして変動量を求め，平均変動速度を求めた．

- ② 約12万年周期で，類似した気候条件が出現し，似たような河床縦断形が形成されると推測した．

M1面（14年万年前）とL1面（2年万年前）が似たような条件で形成されたとみなして東西断面に各面の縦断形をプロットし，M1面とL1面の比高を求めた（図2. 1-20）．

その比高を2面間での変動量とみなし，変動速度を計算した．

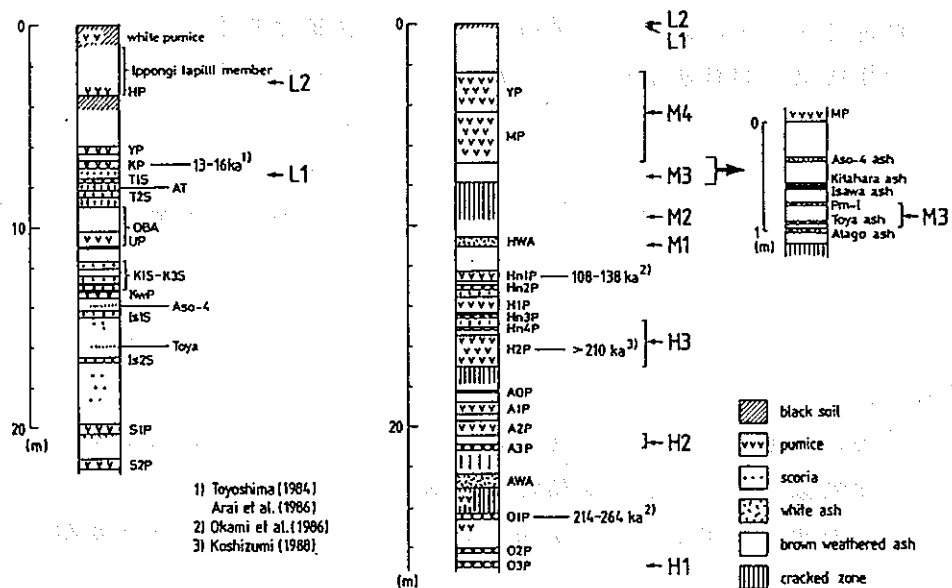


Fig. 6. Standard stratigraphy of tephra and chronology of terrace surfaces in the Kitakami Lowland. left: northern part of the lowland (eastern foot of Iwate volcano). right: southern part of the lowland (Isawa upland). For the names of marker tephras, see OKAMI and DOI (1978), OKAMI and YOSHIDA (1984).

図 2.1-19 北上低地帯の標準層序 (Watanabe, 1989)

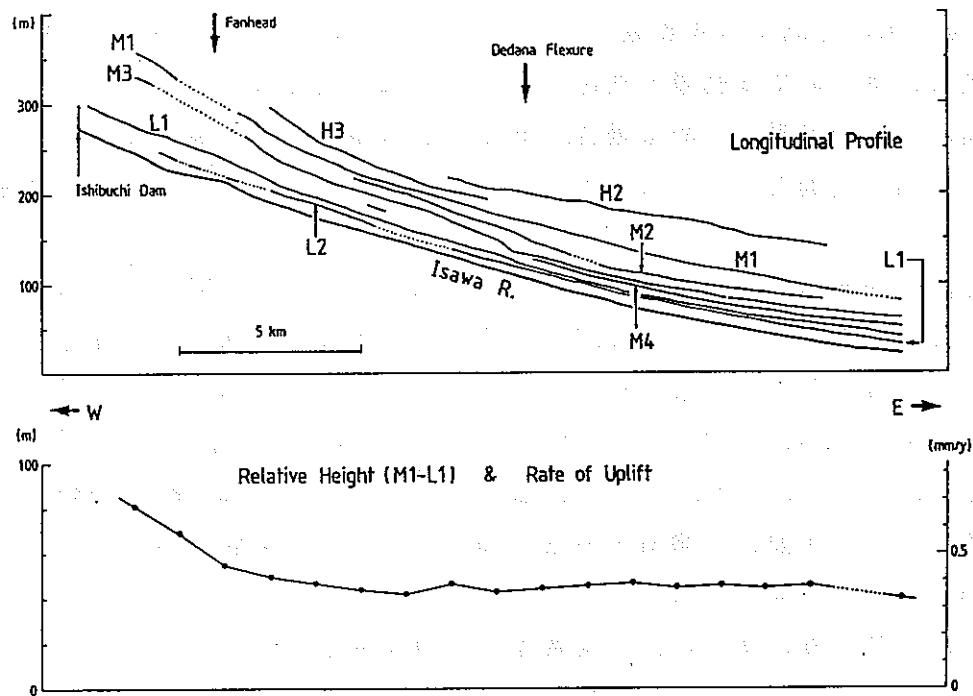


Fig. 24. Longitudinal profiles of fluvial terrace surfaces and the rate of uplift in the Isawa upland, southern part of the Kitakami Lowland.

図 2.1 - 20 胆沢川沿いの河岸段丘高度の投影図および M1 面と L1 面の比高とそれに基づく隆起速度 (Watanabe, 1989)

(3) 関東地方

Suzuki (1989)、増田・中里 (1988)、中田他 (1980)、吉永・宮寺 (1986)、熊木 (1981)、熊木・市川 (1981)、Kumaki (1985)、山崎 (1984, 1985) および大八木・井口 (1985) の 10 文献を取り上げた。

埋没谷底と現河床の比高から変動量を推定している吉永・宮寺 (1986) 以外は、海岸段丘もしくは海成層に基づいて変動量を推定している。海岸段丘の“旧汀線”高度あるいは海成層の上限高度から変動量を求める場合、あらかじめ海水準変動量を設定しない中田他 (1980) や数百年間の変動を扱った大八木・井口 (1985) 以外は海水準変動を考慮して変動量を求めている。

また、段丘面や地層の形成年代は、中田他 (1980)、熊木 (1981)、熊木・市川 (1981)、Kumaki (1985)、大八木・井口 (1985) では、 ^{14}C 年代値に基づいて推定され、一方、Suzuki (1989)、増田・中里 (1988)、吉永・宮寺 (1986)、熊木・市川 (1981)、Kumaki (1985)、山崎 (1984, 1985) では、マーカーテフラ等による層位学的方法や地形学的方法により推定されている。なお、“下末吉面”の年代として、Suzuki (1989) は 12~13 万年前 (計算時に 12.5 万年前)、増田・中里 (1988) は 12.5 万年前、熊木・市川 (1981)、Kumaki (1985) は 13 万年前を採用している。

今回収集した 10 文献に基づけば、関東地方の地殻変動は以下のような特徴を有すると推定される。

- (a) Ota and Yoshikawa (1978) が指摘したタイプ D に属する房総から大磯にかけての太平洋岸地域は、それ以外の地域よりも隆起速度が大きい。
- (b) 活発な火山活動が観測されている硫黄島では、桁違いに大きな隆起速度を示す。
- (c) 完新世と最終間氷期の両時期の変動速度が求められる地域において、その変動速度を推定する上での精度の程度を無視して単に値だけで比較してみると、いずれの地域でも完新世の変動速度の方が比較的大きな値を示す。
- (d) 伊豆半島の付け根の足柄平野は、断層活動に伴う沈降域と推定される。

なお、以上の 10 文献の詳細は表 2.1-15~23, -28、図 2.1-21~25 およびその説明に示したが、手法等の異なる 10 文献から得られた平均変動速度を表 2.1-14 にまとめて示す。ただし、変動速度を求める上で重要な要素である変動基準面あるいは地層の年代推定に関して精度上問題がないと判断されるものは数値に下線を引いて示した。

表 2.1 - 1 4 関東地方の変動速度 (mm/y)

期間 地域	20～70万年	12～13万年	8万年	6万年	5000～6500年	1000年以下	備 考
阿武隈南方		0.2～0.6					Suzuki (1989)
房 総 半 島	0.15～2.0	0.9		1.2以上	<u>3.7or3.0</u>		中田他(1980). kumaki(1985) 増田・中里(1988)
荒川中流域		0.1～0.3					吉永・宮寺(1986)
三 浦 半 島			0.9～1.0	0.7以上	<u>(1.7～3.0)</u>		熊木(1981). kumaki(1985)
大磯丘陵		1.2		1.8	<u>2.7～2.9</u> (最大5.8)		熊木・市川(1981). kumaki(1985) 山崎(1984, 1985)
足 柄 平 野	-1.6以上			-0.5	<u>-0.6～-0.7</u>		山崎(1984, 1985)
硫 黄 島						<u>30～140</u>	大八木・井口(1985)

_____ は信頼性の高いもの

表 2.1 - 1 5 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

関東・東北地方

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量(m)	傾動速度(/y)	備考・参考文献
Suzuki(1989)	関東平野北東部 新治台地面 東茨城台地面 那珂台地面	8~13×10 ⁴ (旧汀線形成 12~13×10 ⁴)	(27~45)	0.2~0.4		2.3×10 ⁻⁹	鈴木(1989) 南西への傾動
	南部阿武隈山地の 東縁部 田尻浜Ⅰ面 田尻浜Ⅱ面	(12~13×10 ⁴ 8×10 ⁴)	(50~73+)	0.4~0.6			鈴木(1989)
	北部阿武隈山地の 東縁部 高位面 小浜面 夜ノ森面 Moto-oka面	(12~13×10 ⁴)	(26~60)				中川(1961) 真鍋(1974)

()は推定値・計算値

<年代推定方法>

約13万年前のテフラK1p-7に同定されるMiwa-Mと約7.5～8万年まえのテフラK-Tz等のマーカーテフラを用いた火山灰編年学的手法により年代を推定した。

関東平野北東部の各台地面を構成する海成の見和層上部層にMiwa-U, M, LおよびK-Ztがあることから、その形成年代を8～13万年とした。また、見和層上部層とMiwa-Mの関係が、下末吉台地における下末吉層とK1p-7との関係に似ていることから、各台地の旧汀線は最終間氷期の最盛期（約12～13万年前）に形成されたと考えた（鈴木，1989）。

田尻浜Ⅰ面がMiwa-M, Lに覆われることから、12～13万年前に形成されたと考えた。また、田尻浜Ⅱ面は、K-Ztにも覆われないことから、8万年前に形成されたと考えた。

小浜面は、面の形態的特徴（中川，1961）および構成層中に Blake event (108,000～11,400y B.P.) があること（真鍋，1974）から、最終間氷期の最盛期に形成されたと考えた。

<解析方法>

旧汀線高度は、関東平野北東部で33～50m、南阿武隈山地東縁で56～78+m、北部阿武隈山地東縁で30～65mであった。これらの旧汀線高から、古海面高度（5～6m）を除いて変動量を求め、変動速度を計算した（図2.1-21）。

本論中に明記されていないが、上記に基づいて計算した また、変動速度は12.5万年前として計算したと思われる。

傾動量は、本論中に明記されていないが、関東平野北東部での旧汀線高度分布から傾動量を求め、傾動速度を求めたものと思われる。

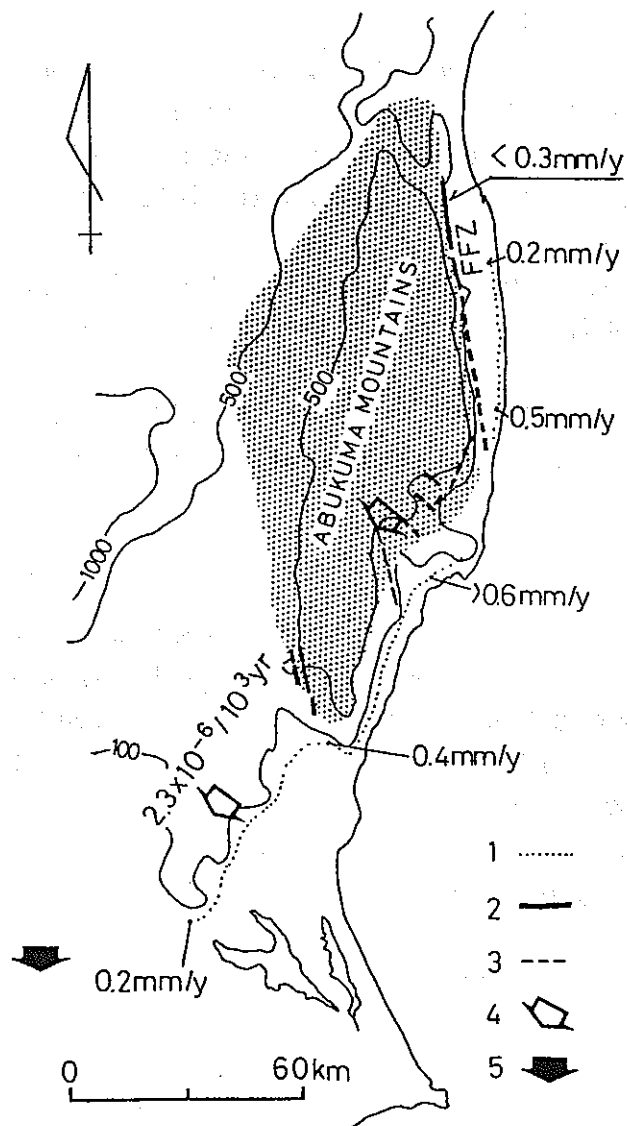


Fig. 5 Late Pleistocene tectonics of the Abukuma Mountains and the Joban coast

1: strandline; 2: active fault during the late Pleistocene; 3: fault suspected to be in active during the late Pleistocene; 4: direction of tilting; 5: center of the area with less-rapid uplift or relatively stable area shown by Kaizuka *et al.* (1977).

Figures indicate the average rates of uplift and tilting except that with underline indicating the average rate of vertical displacement of fault.

図 2.1 - 2.1 常磐地域の変動速度・傾動速度分布図 (Suzuki, 1989)

表 2.1 - 1 6 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

関東地方

文 献	地域・変動基準	年 代 (y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度	備考・参考文献
増田・中里 (1988)	鹿島－房総隆起帯 下総層群最上部	12.5×10^4	(?12.5)	0.1			隆起帯西側に対する東側の 相対的変動
	房総半島中部 下末吉面	12.5×10^4	105 [65]	0.9 [0.5]			[] 内の値は、筑波山を 基準とした場合
	筑波山 下末吉面	12.5×10^4	(40)	0.35			
	君津付近 地藏堂層	40×10^4	(60)	0.15			
	佐貫付近 長浜層の基底	62×10^4	(150)	0.25			
	養老溪谷 柿ノ木台層	65×10^4	(400)	0.6			
	小糸川流域 市宿層	70×10^4	(300)	0.45			
	房総南部 豊房層群	50×10^4	(?1000)	2			

() は計算値

<年代推定法>

定説とされている年代値を採用していると思われるが、詳細は不明である。

<解析方法>

①鹿島一房総隆起帯近傍の下総群最上部の海成層中の前浜堆積物から求めた「離水軸」の東西断面で海浜堆積物の現在の標高を調べた。離水軸を中心として傾斜が、左右対称で、西側の標高が海退に伴う海水準の低下を表すと仮定して、東側の変動速度 0.1mm/y を求めた。②下末吉面の現高度から古海水準 5m を引いて、変動量、変動速度をもとめた。

南房総南部および筑波山での下末吉面の現高度は、それぞれ 110m 、 45m であった。また、筑波山の下末吉面に対する房総南部の下末吉面の変動量、変動速度も求めた。

③水深 30m で堆積した地蔵層中の三角州底置層の現高度が 30m であることから、変動速度 0.15mm/y を求めた。

なお、古海水準高度は現在とほぼ同じとみなしたと思われる。

④河口にあたる長浜層の基底の高度 0m から、当時の海水準 -150m （氷期の海水準の仮定値）を引いて、変動速度 0.25mm/y を求めた。

⑤水深 200m 付近で堆積した柿ノ木台層の現高度 150m から、当時の海水準 -50m を引いて変動速度 0.6mm/y を求めた。

⑥水深 100m 付近で堆積した市宿層の現高度 150m から、当時の海水準 -50m を引いて変動速度 0.45mm/y を求めた。

⑦水深 1000m 付近で堆積した豊房層群から変動速度 2.0mm/y を求め手いるが、詳細は不明である。

①～⑦のいずれの場合にも、古環境を堆積物や化石群集に基づいて推定している。

⑧利根川下流域と柿崎地域の地層の傾斜から傾動速度を求め、その時間的变化をプロットしたところ、若くなるにつれて速度が小さくなった（図2.1-22, 23）。

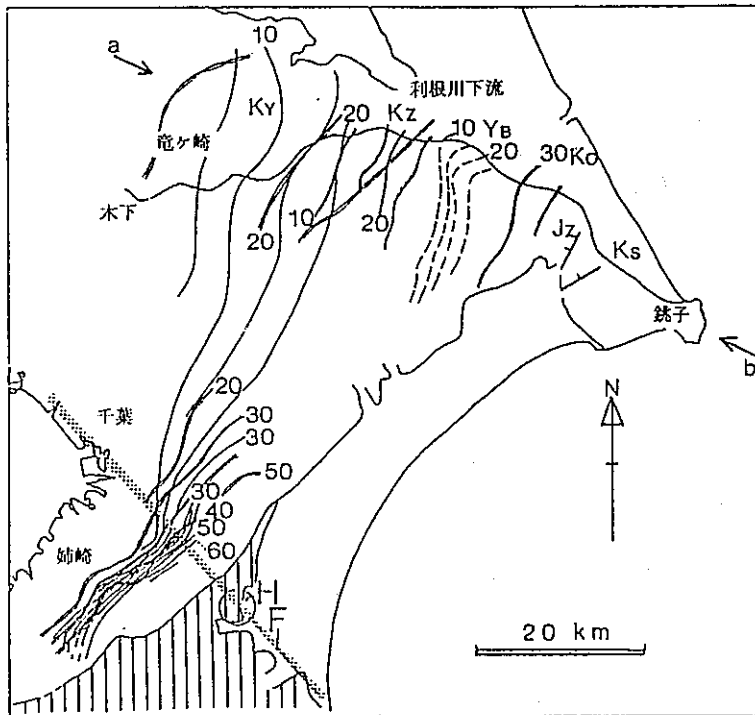


図6 下総層群の各累層の分布高度。鹿島一房総隆起帯は千葉と太東崎を結んだ断層(F)を境に2分され、その傾動量や方向が異なる。Hはこの断層のヒンジ。KOは木下層、KYは清川層、KZは上泉層、YBは蔵層、JZは地藏堂層、KSは笠森層。a-bは図7の断面位置。

図2.1-22 下総層群の各累層の分布高度 (増田・中里, 1988)

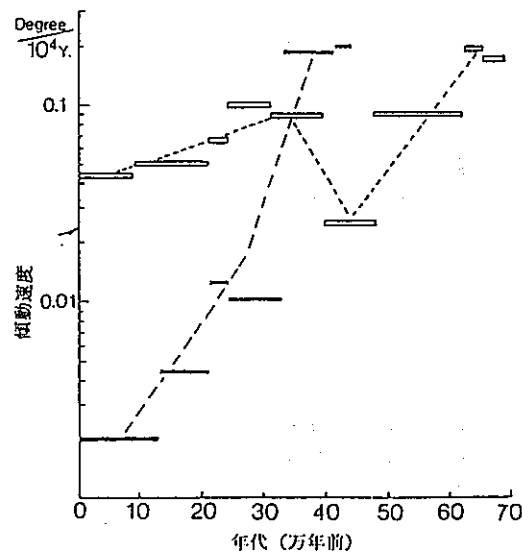


図8 利根川下流地域(太線)と姉崎地域(二重線)の地層の傾斜から求めた傾動速度の時間変化。現在に向かって傾動速度は低下している。

図2.1-23 利根川下流地域(太線)と姉崎地域(二重線)の地層の傾斜から求めた傾動速度の時間変化 (増田・中里, 1988)

表 2.1 - 17 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

関東地方

文 献	地域・変動基準	年 代 (y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
中田他(1980)	房総半島南部						星野(1967)
	沼Ⅰ面	6.150	23				松島(1979)
	沼Ⅱ面	4.300	17.5	3.0			Omoto(1976,1978)
	沼Ⅲ面	2.850	12.5				Sato et al(1976,1978)
	沼Ⅳ面	250	5.5				横田(1978)
							Yonekura(1975)
							変動速度は4つのデータから求めた値

<年代推定方法>

各面を構成する海成層中の貝殻，サンゴおよび海成層直上の泥炭を試料にして ^{14}C 年代値を求めた。各面の離水年代を決定するにあたっては，既存の文献の ^{14}C 年代値も参考にし，地形面と ^{14}C 年代値に明かなくい違いが認められる場合には，その値を除外した。

沼Ⅰ面，Ⅱ面，Ⅲ面，Ⅳ面の構成層中の ^{14}C 年代は，それぞれ7870～5970，5510～4280，4315～2860，2685～820 y.B.P.を示した。また，沼Ⅰ面直上の泥炭の ^{14}C 年代は6200 y.B.P.であった。

各試料の産出高度とその年代をグラフにプロットして（図2.1-24），以下に述べる旧汀線高度を基に，急激な海面低下時期を各面の離水年代とした。

その結果，沼Ⅰ面～Ⅲ面の離水年代を6150，4300，2850 y.B.P.とした。また，沼Ⅳ面は，1703年の元禄地震時に離水した面であるため，その離水年代を250 y.B.P.とした。

<解析方法>

地形や窄孔貝の痕跡などの指標から旧汀線高度を求めた。

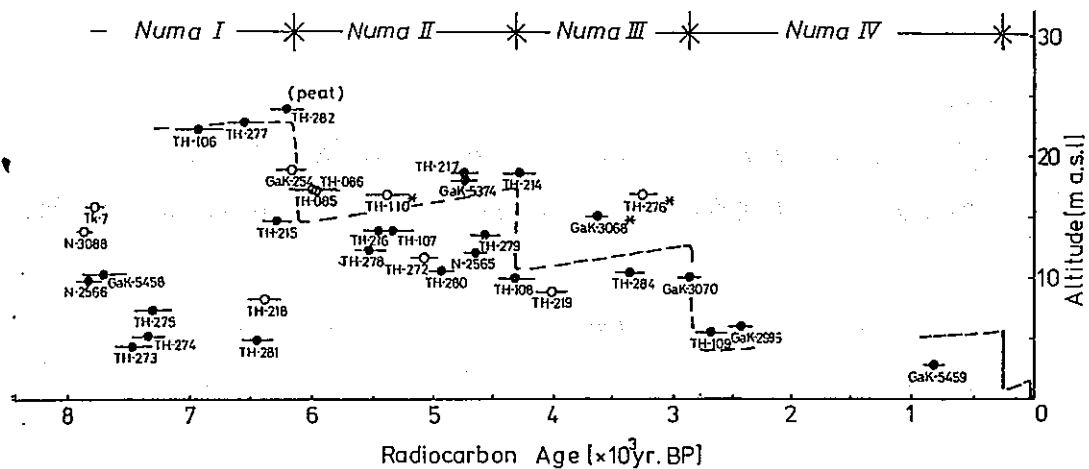
館山湾岸を除外した太平洋沿岸における沼Ⅰ～Ⅳ面の旧汀線高度の代表値として，それぞれ23m，17.5m，12.5m，5.5mを採用した。

海水準変動量は考慮せず，上記の旧汀線高度を変動量とみなした。

図2.1-24に示されるような急激な海水準の低下が認められることから，地震性地殻変動をその原因と考えた。

平均隆起速度が，地震による変動量と次の地震までの期間の長さで求められるとした場合，長期的な平均変位速度は，地震性地殻変動の一つの区切りである最後の地震隆起直前の旧汀線高度と年代を基準に求めなければならないと考え，本地域の平均隆起速度を求めた（図2.1-25）。

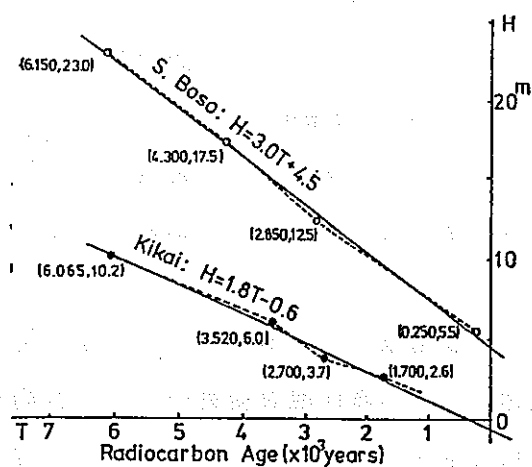
本地域では，成瀬(1968)が3.3mm/y，Matsuda et al(1978)が3.6～4.2mm/yの値を本地域で求めているが，いずれも現在を基準にして求めているため適切ではないと考えた。



第5図 調査地域の相対的海水準

相対的海水準変動曲線は本地域南東岸(太平洋岸)の試料の ^{14}C 年代、
 遡出高度、各段丘の旧汀線高度をもとに復元。
 ● 太平洋岸より採取した試料 ○ 東京湾岸より採取した試料 * 地形面と ^{14}C 年代
 に明らかなくい違いが認められる試料。横線は ^{14}C 年代の幅を示す。

図2.1-24 ^{14}C 年代値と分布高度から推定された海水準変化(中田他, 1980)



第7図 完新世段丘の高度と年代から推定さ
 れた房総半島南部と喜界島の平均隆起
 速度と海水準変動の傾向

()内の数字は地震活動期とその相対的海水準高度、
 回帰直線のT軸切片は、予測される次の地震の発生
 時期を示す。

図2.1-25 平均変動速度の算出(中田他, 1980)

表 2.1-1.8 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

関東地方

文 献	地域・変動基準	年 代 (y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
吉永・宮寺 (1986)	荒川中流域 影森砂礫層の基底面	(210×10^4)	10~30	0.1~0.3			

()は推定値

<年代推定方法>

影森砂礫層およびその基底に関する年代資料は得られていないが、影森砂礫層基底の縦断形が現河床に似た曲率の大きな曲線であること、またサイリックな地形発達から、埋没谷底が掘れたのは最終間氷期と考えた。

<解析方法>

埋没谷底と現河床の縦断形は温暖期という同様な水理条件下で形成されたものと推定し、10~30mという2つの縦断形の比高が最終氷期を通じての隆起量を示すと考えた。

表 2.1-19 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

関東地方

文 献	地域・変動基準	年 代 (y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
熊木(1981)	三浦半島 Ⅰ面 Ⅱ面 Ⅲ面	6,000 4,600 3,100	(10~18)	(1.7~3.0)			国土地理院地理調査部 (1981) 松島(1977) Yonekura(1975)

()は推定値・計算値

<年代推定方法>

各面の構成層中の貝殻や泥炭および、海成層直上の泥炭の¹⁴C年代値を求めた。各面の形成年代を推定するにあたっては、既存の文献の¹⁴C年代値等も参考にした。

Ⅰ面構成層中の貝殻が8,010~7,520y. B. P. の値をその直上の河成礫層中の泥炭層が6,020y. B. P. の値を示すことから、Ⅰ面の形成年代を6,000年前の縄文海進期とした。

Ⅱ面構成層中の貝殻・泥炭が5,060~5,030y. B. P. の値を、その直上の泥炭層が4,600~4,200y. B. P. の値を示すことから、Ⅱ面の形成年代を4,600y. B. P. と考えた。

Ⅲ面構成層中の貝殻が、3,390~3,330y. B. P. の値を、その上の泥炭層が、3,060~2,910y. B. P. の値を示すことからⅢ面の形成年代を3,100y. B. P. と考えた。

<解析方法>

旧汀線高度から、旧海水準高度を除いて変動量とし、変動速度を求めた。Ⅰ面形成時の旧海水準高度を+2mとした。

本論中には、本地域におけるⅠ面の変動量、変動速度を明記していないが、旧汀線高度が12~20mを示すことから計算した。

なお、Ⅱ面、Ⅲ面の旧汀線高度は、それぞれ8~12m、6~10mである。

<その他>

旧汀線の高度分布と1923年の関東地震の際観測された隆起量の分布との間には、特に相関関係は認められなかった。

三崎面や小原台面の分布高度から考えると、Ⅰ面形成後の平均変動速度は相当大きく、変動速度が増加したのではないかと推測した。

表 2.1 - 2 0 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

関東地方

文 献	地域・変動基準	年 代 (y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
熊木・市川 (1981)	国府津付近	$5 \sim 6.5 \times 10^3$	(29)	4.5~5.8			遠藤 他(1979) 町田(1973) Machida(1975) 松島(1979)
	中村原面						
	大磯付近	130×10^3	(153~155)	1.2			
	吉沢面 中村原面	$5 \sim 6.5 \times 10^3$	(16)	2.7			

()は推定値

<年代推定方法>

中村原面については構成層上部から採取された貝殻および木片の ^{14}C 年代6,840, 6,240y. B. P.に加えて, 海成層中の貝殻およびその上位の河成堆積物の木片の ^{14}C 年代値から推定された年代値6,500y. B. P. (松島, 1979)と, 中村原面上にのるテフラの対比にもとづいて推定された年代値5,000y. B. P. (遠藤他, 1979)にもとづいて設定した。

吉沢面は, 下末吉面に対比される(町田, 1973)ため, その形成年代を13万年前とした。

<解析方法>

旧汀線高度から, 古海水準高度を除いて変動量を求め, 平均変動速度を計算した。太田・成瀬(1977)に従い, 縄文海進期時および下末吉面形成時の古海水準高度をそれぞれ+2m, +5mとし, 国府津付近では中村原面形成時の旧汀線高度が31mであり, 大磯付近では, 吉沢面の旧汀線高度が158~160m (町田, 1973, ; Machida, 1975)で, 中村原面のそれが18mであることから変動量を求め, 平均変動速度を求めた。

なお, 本論中に明記されていないが, 大磯付近の中村原面から変動速度を求めるにあたり, 6,000年としている。

表 2.1 - 2.1 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

関東地方

文 献	地域・変動基準	年 代 (y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
Kumaki(1985)	大磯付近 吉沢面 中村原面	130×10^3 6×10^3	(153) (16)	1.2 2.7			熊木・市川(1981) 町田(1973)
	三浦半島武山断層の 南側 小原台面 三崎面 野比 I 面	80×10^3 60×10^3 6×10^3	(72~78) (41以上) (12)	0.9~1.0 0.7以上 2.0			熊木(1981) 町田(1973)
	房総半島南部 三崎面 沼 I 面	60×10^3 6×10^3	(73以上) (22)	1.2以上 3.7			松島(1979) 中田 他(1980) 杉原(1978)

()は推定値

<年代推定方法>

吉沢面は、下末吉面（12～13万年前）に対比される（町田，1973）ため，その形成年代を13万年前にしたと思われる。

小原台および三崎面の形成年代については，定説の値を採用したものと推定される中村原面，野比Ⅰ面，沼Ⅰ面の年代は，それぞれ5000～6500年前（熊木・市川，1981），6000年前（熊木，1981），6150年前（中田他，1980）または5500年前（松島1979）とされていることから，約6000年前としたものと思われる。

<解析方法>

旧汀線高度から古海水準高度を除いて変動量を求め，変動速度を計算した。

13万年前および6000年前の古海水準高度は，太田・成瀬（1977）に従いそれぞれ5m，2mとした。

また，8万年前，6万年前の古海水準高度は，Machida（1975）に従い，それぞれ5m，～9m，-6m以下とした。

大磯付近の吉沢面および中村原面形成時の旧汀線は，それぞれ158m（町田，1973），18m（熊木・市川，1981），35m（町田，1973），14m（熊木，1981）であることから，上記の古海水準高度を除いて変動速度を求めた。

房総南部の三崎面および沼Ⅰ面形成時の旧汀線高度は，それぞれ67m（杉原他，1978），24mであることから，同様の手法で変動速度を求めた。

表 2. 1 - 2 2 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

関東地方

文 献	地域・変動基準	年 代 (y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
大八木・井口 (1985)	硫黄島	525~770	108	140			大八木・熊谷(1977)
	元山地域 摺鉢山地域 段丘礫層						
		295	10	30			

<年代推定方法>

いずれも¹⁴C年代法による大八木・熊谷(1977)のデータである。ただし、大八木・熊谷(1977)では¹⁴Cの半減期が5568年を使用していたが、本論では5730年を用いているようである。

元山地域の資料は火砕岩に付着したサンゴ生息時の年代を示すと考えた。

摺鉢山地域の資料は段丘礫層中のサンゴ礫で、2952980y.B.P.の値を示した。古いものが再堆積する場合は考えられるため、最も若い年代値を段丘形成年代とした。

<解析方法>

元山地域では770y.B.P.の値で平均隆起速度を計算した。

<測地学的データとの関係>

現在の測地学的データの傾向と一致していた。よって、数百年にわたり同様な隆起が継続していると考えた。

表 2.1 - 2 3 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

関東地方

文 献	地域・変動基準	年 代 (y)	変動量(m)	変動動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
山 崎(1985)	足柄平野 -500mの礫層 -45.3mの埋没段丘 -2.3~-1.8mのアカ ホヤ火山灰(Ah)	250×10^3 60×10^3 6.3×10^3	-500, 最小-400 -30 -4	-2, 最小-1.6 -0.5 -0.6			山崎(1984)
	大磯丘陵 二宮付近の三崎面 中村原面	60×10^3 6×10^3	105 (19)	1.8 2.9			山崎(1984) ()は推定値

<年代推定方法>

深度500mの礫層中の安山岩礫は箱根火山の古期外輪山の後期ステージ(OS2)に属するものであること、および後期ステージの開始がMachida (1975)の図から約25万年前であることから、礫層の年代を最大に見積って約25万年前とした。

深度45.3mにある埋没段丘は約5万年前の箱根新期軽石流(TPflow)および東京軽石層に覆われることから、三崎面に対比させた。アカホヤ火山灰(Ah)、三崎面、中村原面の年代は定説に従ったと思われる。

<解析方法>

各基準が海水準付近で形成されたとみなし、その現在高度から古海水準高度を除いて変動量を求め変動速度を計算した。

約25万年前の古海水準高度が現在と同じと仮定する場合、変動量は-500mで、最も低下したとして-100mに古海水準があったと仮定する場合、変動量は-400mと求まり、それぞれ変動速度を算定した。

三崎面形成時の海水準は-15mとした。その結果、深度45.3mの埋没段丘の変動量を約-30m、90mの三崎面の変動量を105mと計算し、それぞれ変動速度を求めた。

約6,000年前の古海水準を+2mとし、-2m前後の泥炭層を伴う堆積物に挟在するAh、21mの中村原面の変動量を求め、それぞれの変動速度を計算した。

(4) 中部地方

この地方を太平洋に面する地域と日本海に面する地域に分けて記述する。

(i) 太平洋に面する地域

石橋他(1982)、太田他(1983)、松原他(1986)、松原(1989)、山崎(1984)、杉山他(1987)、永井他(1988)、成瀬(1984)、桑原・牧野内(1989)およびOhmori(1987)の10文献を取り上げた。

石橋他(1982)、杉山他(1987)では海成段丘から、太田他(1983)では離水した石灰質遺骸群から、Ohmori(1987)では平均高度から変動量を推定し、それ以外はすべて地層から変動量あるいは傾動量が求められている。海成段丘や海成層を用いて変動量を求める場合に、石橋他(1982)、山崎(1984)、杉山他(1987)では海水準変動を考慮しているが、太田他(1983)、松原他(1986)、松原(1989)ではそれを考慮に入れていない。一方、湖底堆積物を用いて変動量を求めている永井他(1988)は、現在の湖水面を基準にとっており、湖水面の変動を考慮していない。また、地層の傾きから傾動量を求めている成瀬(1984)、桑原・牧野内(1989)のうち、前者は圧密補正を行なってその傾動量を求めている。上記の手法とは異なって、地形の平均高度から変動量を推定しているOhmori(1987)では侵食速度を考慮したモデルから、変動速度を推定している。

段丘面や地層の形成年代は、石橋他(1982)、太田他(1983)、松原他(1986)、松原(1989)、山崎(1984)、永井他(1988)では、 ^{14}C 年代値を用いて推定されている。さらに、石橋他(1982)、山崎(1984)、杉山他(1987)、成瀬(1984)、桑原・牧野内(1989)では、マーカーテフラ等による層位学的方法により年代が推定されている。同一地域を解析している成瀬(1984)と桑原・牧野内(1989)では基準とする面の年代値が若干異なる。他方、Ohmori(1987)は、地形形成期間を100万年間と仮定している。

今回収集した10文献に基づけば、太平洋に面する中部地方の地殻変動は以下のような特徴があると推定される。

- (a) 中部山岳地域、特に赤石・飛騨・木曽山脈では、削剥速度と釣り合うだけの大きな隆起速度を示す。
- (b) 伊豆半島の付け根の駿河湾岸地域は、断層運動に伴う沈降域と推定される。他方、伊豆半島東岸は逆に隆起しており、同じ伊豆半島地域でも地殻運動様式が異なる。
- (c) 濃尾平野は第四紀を通して沈降運動が継続していると推定される。
- (d) 断層にはさまれた諏訪盆地では、断層運動によって沈降運動が生じたと推定される。
- (e) 完新世と最終間氷期の両時期の変動速度が求められる地域において、その変動速度を推定する上での精度の程度を無視して単に値だけで比較してみると、いずれの地

域でも完新世の変動速度の方が比較的大きな値を示す。

なお、以上10文献の詳細は、表2.1-25~34、図2.1-26~33およびその説明に示したが、手法の異なる10文献から得られた平均変動速度または平均傾動速度を表2.1-24にまとめて示す。ただし、変動速度を求める上で重要な要素である変動基準面あるいは地層の年代推定に関して精度上問題がないと判断されるものは数値に下線を引いて示した。

表 2.1-24 中部地方（太平洋に面する地域）の変動速度（単位mm/y）と傾動速度（/y）

地域	期間	500万年	80～120万年	12～16万年	1～8万年	6～8000年	4000年以下	備 考
熱海市初島					0.7～0.9	1.2		石橋他(1982)
伊豆諸島諸根島							約 3	太田他(1983)
駿河湾岸						(-0.23～-0.28)	<u>-0.12～-0.13</u> (-0.1～-0.13)	松原他(1986) 松原(1989) ()の数値は相対速度
入山瀬・安居山 断層の東側					-1.9以上	<u>-2.5～-3.2</u>	-2	山崎(1984)
入山瀬・安居山 断層の西側					3.2～4.7以下	1.9～3.1		
諏訪盆地					-2.2～-2.5			永井他(1988)
濃尾平野		1.2～1.5×10 ⁻⁸	1.7～2.6×10 ⁻⁸	4.3～5.0×10 ⁻⁸ 3.7～3.9×10 ⁻⁸	4.3～5.0×10 ⁻⁸ (-0.92) 3.6～4.3×10 ⁻⁸			成瀬(1984):()の 数値は変動速度 桑原・牧野内(1989)
赤石山脈			最大 7					Ohmori(1987)
飛驒山脈			最大 7					
木曽山脈			最大 7					
両白山地			最大約 2					
丹沢山地			最大 1.5					
三河高原			最大 1 以下					

_____ は信頼性の高いもの

表 2.1 - 25 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

中部地方

文献	地域	変動速度 (mm/y)	備考・参考文献
Ohmori (1987)	赤石山脈 飛驒山脈 木曽山脈 秩父山地 両白山地 丹沢山地 三河高原	最大7 最大7 最大7 最大6 最大約2 最大1.5 最大1以下	両白山地については、図2.1-26の値そのものではなく、再評価した値

〈解析方法〉

日本において、 27Km^2 以上の区画を対象にすると、区画の平均高度 H と、削剝速度 R の間には $R = 0.27 \times 10^{-9} H^{2.23}$ なる関係が成立する (Ohmori, 1985). 平均高度の変化速度は、隆起速度 U と削剝速度 R の差で表わせるから

$$dH/dt = U - 0.27 \times 10^{-9} H^{2.23}$$

となる. ここでは、期間を100万年間とし、その間に山脈が0mから現在の高度まで一定した速度で隆起したとみなして、平均隆起速度を計算した. このようにして求められた値は最大値で、その見積り誤差は-20%程度と判断した.

ここでは、緯度経度 $5' \times 5'$ の約 45Km^2 を単位区画とし、単位区画内に $1' \times 1'$ の格子をとり、25個の格子点の高度の算術平均をその単位区画の平均高度とし各単位区画ごとに前期の方法から平均隆起速度を計算した.

第四紀火山であるある富士山や八ヶ岳を除いた等隆起速度線図を描くと図2.1-26のようになった. ただし、両白山地の中央部や飛驒山脈の南部は、第四紀火山を含むため、過大評価していると考え、両白山地の場合を、約 2mm/y と判断した.

第四紀地核変動研究グループ (1968) や The Research Group for Quaternary Tectonic Map (1973) の地核変動量図と比較してみると、平均高度 1000m 以下の地域では、ほぼよく対応しているが、それ以上になると大きく異なった. 例えば上記2文献で最大変動量を示す飛驒山脈でも変動量は 1500m 以上で、平均隆起速度は 2mm/y より小さい. しかし、今回求めた値は、以下の理由から妥当であると判断した. 赤石山脈で、標高約 2000m にある雨畑ダムの集水域における削剝速度が 4mm/y を示し、また、飛驒山脈で標高約 2200m にある黒部ダムの集水域における削剝速度が 7mm/y をしめすことから、 2000m 以上の平均高度を保つためには、 $4 \sim 7\text{mm/y}$ 程度の隆起量が必要と考えた.

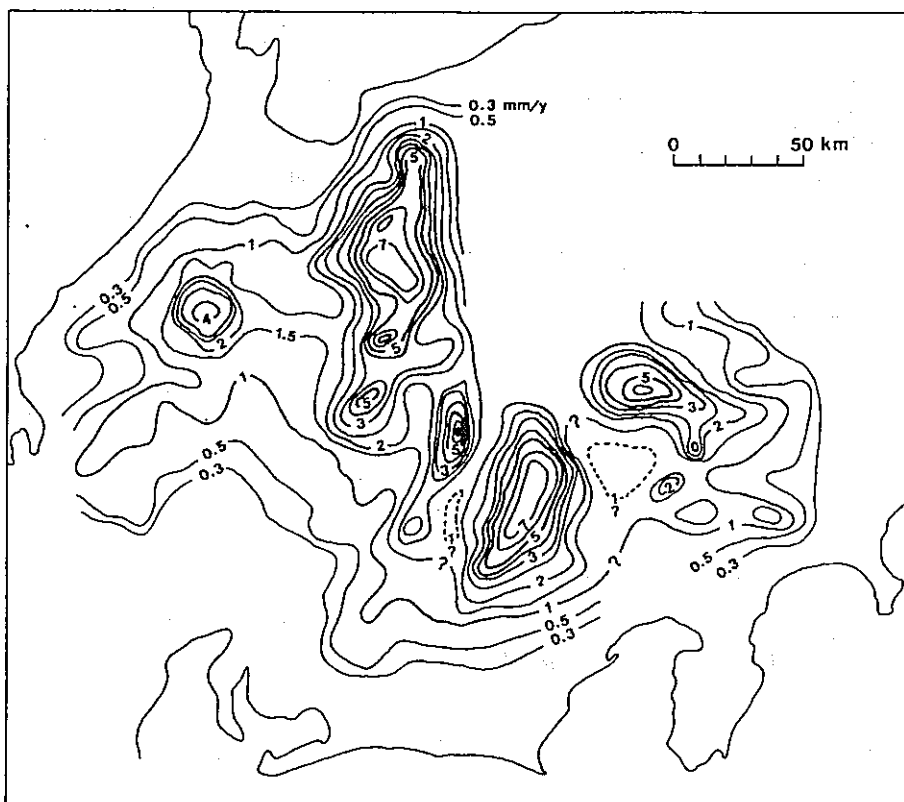


Fig. 5. Distribution of uplift rates estimated in the central Japanese mountains. The volcanos of Mt. Fuji and Mt. Yatsugatake are excluded.

図 2.1 - 2.6 中部日本の山脈から見積られた等隆起速度線図
(Ohmori, 1987)

表2. 1-26 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
石橋他 (1982)	熱海市初島						杉原(1980)
	初島Ⅰ面	80×10^3	(55~65)	0.7~0.8			
	初島Ⅱ面	60×10^3	(45~53)	0.75~0.9			
	初島Ⅲa面	6×10^3	7	1.2			
	初島Ⅲb面 初島Ⅲc面						

()は計算値

<年代推定方法>

初島Ⅰ面構成層の風化テフラ層の中間部に約5万年前の東京軽石層（TP）を認め、その下位の風化テフラを下末吉ローム層の一部に対比して、初島Ⅰ面を約8万年前の小原台面に対比した杉原（1980）の見解を採用した。

初島Ⅱ面構成層の砂礫層を直接TPがおおっていることから、約6万年前の三崎面に対比した杉原（1980）の見解に従った。

初島Ⅲa面構成層基底部から採集された貝殻の ^{14}C 年代値が6.730y. B.P.を示すことから、Ⅲa面は6000～7000年前の縄文海進期に形成されたと考えた。初島Ⅲb面およびⅢc面の構成層から採集された石灰質遺骸を ^{14}C 年代測定したところ、それぞれ2.840～330y. B.P.、2400～10y. B.P.という値をとるため、面の形成時期を推定できなかった。

<解析方法>

旧汀線高度あるいは面高度から、形成時の海水準高度を除いて変動量を求め、平均変動速度を計算した。

なお、古海水準高度は、8万年前を-5～-15m、6万年前を-15～-23m、6千年前を+2mとした。

初島Ⅰ面は47～50mの高度をもつが、ここでは50mを採用して上記の方法に従って変動量を求め、平均変動速度を計算した。

初島Ⅱ面は24～40mの高度をもち、旧汀線高度を30mとして上記の方法に従って変動量を求め、平均変動速度を計算した。

初島Ⅲa面は内縁高度10m、海成層上限高度9mなので、旧汀線高度を9mとして上記の方法に従って変動量を求め、平均変動速度を計算した。

表2. 1-27 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
太田他 (1983)	伊豆諸島 諸根島 離水生物遺骸群	約1400	約 3				

<年代推定方法>

離水した生物遺骸群を資料にして ^{14}C 年代測定を行い、2540~1350y.B.P. (1010y.B.P.は信頼性がうすい値) という値を得た。したがって、約1400年前に離水したものと推定した。

<解析方法>

現生の付着生物群と、離水した遺骸生物群の上限値の差約 3m を変動量とみなした(図2.1-27)。
また、離水ベンチの高度(4.2~3.7m)と現成波食柵の上限高度 1mの差も約 3mとなり、上の見積りと一致する。

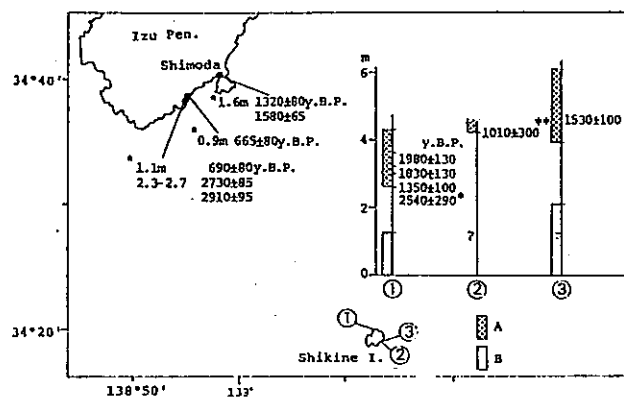


Fig. 7. Heights of ^{14}C dated marine fossils at Shikine Island and the southern tip of the Izu Peninsula. ①-③, sampling localities in this paper; A, raised barnacles; B, modern barnacles; *, *Saccostrea echinata*; **, poor reliability (see Table 1); *, after ISHIBASHI *et al.* (1979).

図 2. 1 - 2 7 現生付着生物群と離水した遺骸生物群の分布高度
(太田他, 1983)

表 2.1 - 28 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

中部地方

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
山 崎(1984)	入山瀬・安居山断層の西側 古富士泥流の基底 新期富士火山の初期溶岩流 泥 炭 アカホヤ火山灰	80×10^3 13.7×10^3 8.0×10^3 6.3×10^3	260以下 65以下 21~26 11.7	3.2以下 4.7以下 2.6~3.1 1.9			町田 他(1975) 山崎(1979)
	入山瀬・安居山断層の東側 古富士泥流の基底 新期富士火山の初期溶岩流 泥 炭 アカホヤ火山灰 カワゴ平軽石層	80×10^3 13.7×10^3 8.0×10^3 6.3×10^3 2.9×10^3	-150以上 -40以上 -20~-25 -19.8 -6	-1.9以上 -2.9以上 -2.5~-3.1 -3.2 -2			町田 他(1975) 山崎(1979)
	足柄平野 -500mの礫層 埋没三崎面 アカホヤ火山灰	250×10^3 60×10^3 6.3×10^3	-500以上 -30.3 -3.8~-4.3	-2以上 -0.5 -0.6~-0.7			
	大磯丘陵 三崎面 アカホヤ火山灰	60×10^3 6.3×10^3	105 18.5	1.8 2.9			

<年代推定方法>

足柄平野の深度500mの礫岩中の安山岩礫が箱根火山の古期外輪山の後期ステージに属するものであること、および後期ステージ開始がMachi-da(1975)の図から約25万年前であることから、礫岩の年代を最大に見積って約25万年前とした。

入山瀬・安居山断層近傍の古富士泥流の年代は、古富士火山開始期の約8万年前(町田他, 1975)とした。また、新期富士火山の初期溶岩流の年代は、基底部の炭化木の ^{14}C 年代値13,760y.B.P.(山崎, 1979)から推定した。更に泥炭の年代は ^{14}C 年代測定法によるものであり、アカホヤ火山灰、カワゴ平軽石層の年代および三崎面の年代は定説によった。

<解析方法>

基準が海水準付近で形成されたと推定される場合、されない場合のいずれでも、基準の現在の高度から、古海水準高度をひいて変動量を求め変動速度を計算した。なお、古海水準高度は、25万年前を現在と同程度と仮定し、8万年前を-3~-9m(Machida, 1975)、6万年前を-15m、1.37万年前を-50m(Fujii&fuji, 1967)、8千年前を-10~-15m、6.3千年前を+2m、2.9千年前を現在と同程度とした。古富士泥流の基底の高度は、断層の西側で250m、東側で-160m以下であり、また、新期溶岩流の高度は西側で15m、東側で-90mであったことから、上記の方法により変動量を求め、変動速度を計算した。

泥炭および汽水〜淡水性堆積物中のアカホヤ火山灰の高度は、断層の西側で11.0m、13.7mであり、東側で-35m、-17.8mであったことから、上記の方法で変動量を求め、変動速度を計算した。

汽水〜淡水性堆積物中のカワゴ軽石層は、断層の東側に分布し、その高度は-6mであったことから、上記の方法により変動量を求め、変動速度を計算した。

足柄平野の埋没三崎面、汽水性堆積物中のアカホヤ火山灰の高度は、-43.5m、-1.8~-2.3mであり、大磯丘陵の三崎面、アカホヤ火山灰の高度は90m、20.5mであったことから、上記方法に基づき変動量を求め、変動速度を計算した。

表2. 1-29 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
松原他 (1986)	伊豆半島西岸 松崎低地 海成層の上限 (深度5m)	4×10^3	-5	-0.12~-0.13			
	浮島ヶ原 海成層の上限 (深度11.3m)	5.5×10^3					米倉他(1985)
	榛原低地 海成層の上限 (深度0.3m)	4.5×10^3					米倉他(1985)

<年代推定方法>

貝殻・木片・泥炭などの ^{14}C 年代値，約6300年前のアカホヤ火山灰および約3000年前のカワゴ平軽石を用いて年代－高度ダイヤグラムを描いた（図2.1-28）。

その際層相の変化する層準を堆積速度の変換点とした。

この図を用いて，年代推定を行った結果，松崎低地で深度5mの海成上限の年代は約4000年前となった。また，浮島ヶ原における砂礫州ⅠおよびⅡの背後の泥炭基底の年代は6000～5000年前および5000～4000年前と推定した。

本論中に，基底面の深度が明記されていないため，詳細は不明である。

<解析方法>

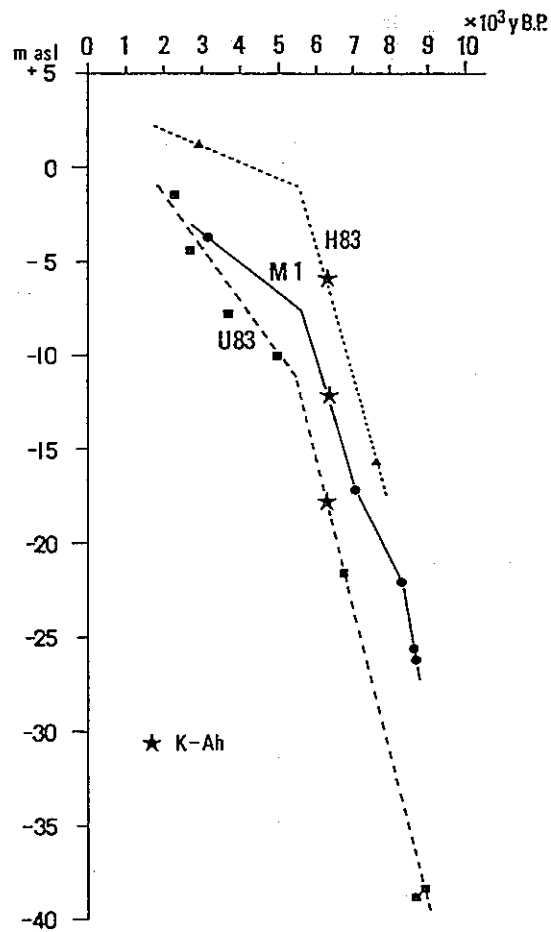
松崎低地では，干潟の環境を示す海成層上限の高度が－5mにあることから約5mの沈降があったと考え，その平均変動速度を求めた。

浮島ヶ原では，砂礫州Ⅰ後背地における泥炭層基底面の東西方向での比高14mを東部に対する西部の相対的沈降量と考え，相対的変動速度を求めた。

次に砂礫州Ⅱの後背地についても同様にして，東西方向の比高約5mを相対的沈降量とし，相対的変動速度を求めた。

<測地学的データとの関連>

中村（1982）が過去73年間（1900～1973年）における上下変動をまとめた図から伊豆半島西岸では約10cmの沈降があったことが推定され，この値から求められる沈降速度0.14cm/yは，ここで求めた結果とよく一致している。



第7図 駿河湾周辺地域（松崎M1，浮島ヶ原U83，
榛原H83）における沖積層の堆積速度図
浮島ヶ原U83，榛原H83の資料は米倉ほか（1985）による。
U83，H83の位置は第1図に示す。

図2.1-28 駿河湾周辺地域における堆積速度の推定（松原他，1986）

表2. 1-30 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
松原 (1989)	駿河湾岸 松崎低地 海成層の上限 (深度5m)	4×10^3	-5	-0.12 ~ -0.13			松原他(1986)
	駿河湾岸 浮島ヶ原 砂礫州Ⅰの 泥炭基底	$5 \sim 6 \times 10^3$	-14	-0.23 ~ -0.28			浮島ヶ原東部(VB- VB'断面)に対する 西部(VD-VD'断面) の変動量、変動速度 を表す
	砂礫州Ⅱの 泥炭基底	$4 \sim 5 \times 10^3$	-5	-0.1 ~ -0.13			

<年代推定方法>

貝殻・木片・泥炭などの ^{14}C 年代値，約6300年前のアカホヤ火山灰を用いて年代-高度ダイヤグラムを描いた（図2. 1-29）。

その際層相の変化する層準を堆積速度の変換点とした。

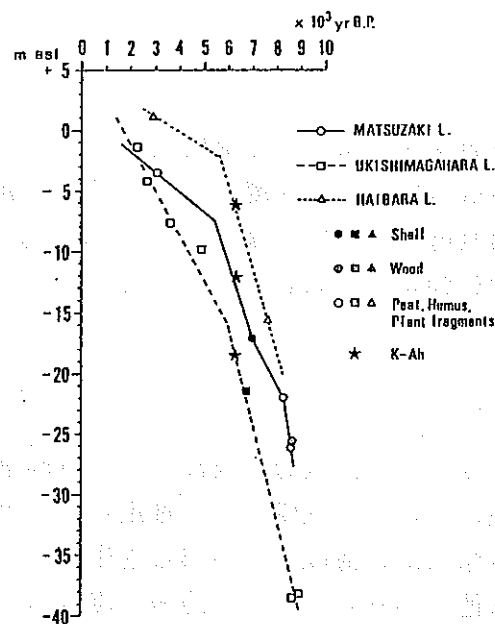
この図を用いて，松崎低地における深度 5mの年代，浮島ヶ原における深度 11.3mの年代および榛原低地における深度0.3mの年代を求めたところ，それぞれ約4000年前，約5500年前，約4500年前となった。

<解析方法>

松崎低地における深度 5mの海成層上限部の貝化石群集は干潟の環境を示した。よってこの地域は 5mほど沈降したと推定し，その速度を求めた。また，浮島ヶ原および榛原低地の海成層上限部は古生物分析の結果，浅海域と推定されている（米倉他、1985）ので，各地域の深度差は地殻変動の差を示すと考えた。

<測地学的データとの関係>

中村（1982）が過去73年間（1900～1973年）における上下変動をまとめた図から伊豆半島西岸では約10cmの沈降があったことが推定され，この値から求められる沈降速度0.14cm/yはここで求めた結果とよく一致している。



第2図 駿河湾沿岸低地（松崎低地・浮島ヶ原・榛原低地）における絶対年代～海拔高度ダイアグラム

（松原ほか，1986を一部改変）。

Fig. 2 Radiocarbon dating-altitude diagrams in the Matsuzaki, Ukishimagahara, and Haibara Lowlands (partly modified from Mitsuhashi *et al.*, 1986).

図2.1-29 駿河湾沿岸地域における堆積速度の推定（松原，1989）

表2. 1-3 1 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
杉山他 (1987)	御前崎地域 牧ノ原面 (西原～東原) (笠名) (仁王辻)	12.5×10^4	89～91 79～81 154	0.7～0.8 0.6～0.7 1.2			
	笠原面 (笠名)	8×10^4	74～76	0.95			
	御前崎面 (地頭方) (西側) (石原向斜軸部)	6×10^4	60～62 74 52～54	1.0 1.2 0.9			

<年代推定方法>

牧ノ原段丘構成層である古谷泥層が、大規模な谷地形を埋積して堆積していること、産出化石及び層相の垂直変化から気候の温暖化を伴った海進時の堆積物であることから、同層を下末吉海進期の堆積物と考え、牧ノ原面を下末吉面（12.5万年前）に対比した。

笠名段丘堆積物及び御前崎段丘堆積物が波食台と考えられる平坦な基底面上に堆積していることから、下末吉海進以降のより小規模な海進－海退に伴って形成された地層と考え、笠名面および御前崎面を、それぞれ小原台面（約8万年前）および三崎面（6万年前）に対比した。

また、笠名段丘堆積物中に、Pm-1に似たKa-1火山灰およびK-T₂に似たKa-2火山灰が含まれることも上記の対比を示唆するものと考えた。

<解析方法>

各面の最高海面位置の現高度から古海水準高度を引いて変動量を求め、平均変動速度を求めた。

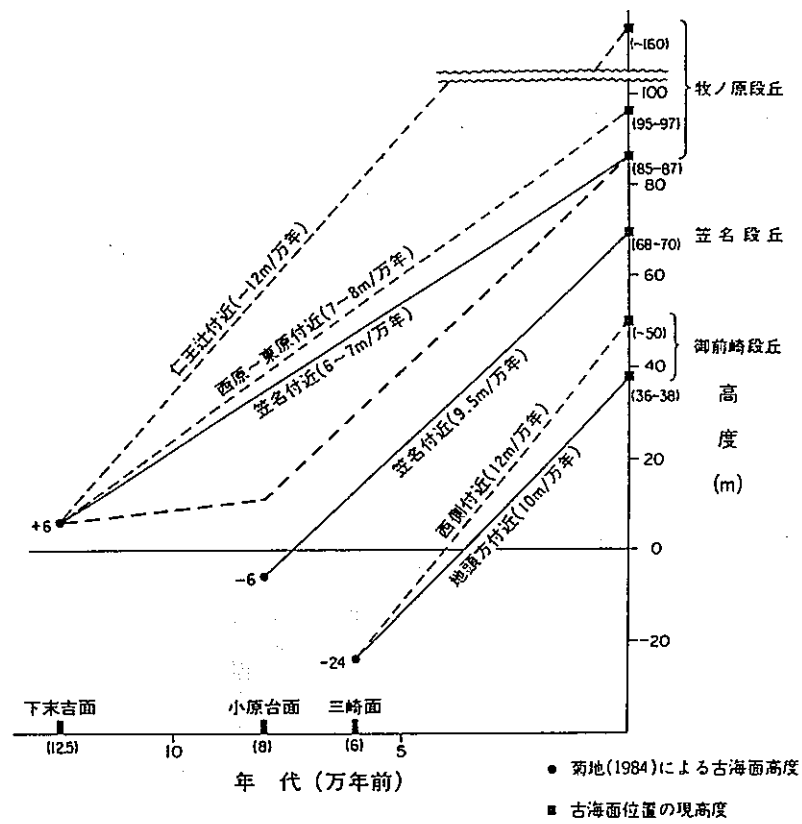
貝化石群集から古谷泥層上部が水深約10m付近で堆積したと判断されること（土，1960）；古谷泥層上面から10～12m上位の堆積物中に潮間帯生のヒメスナホリムシの生痕が見られることから、牧ノ原期の最高海面は、古谷泥層の上面から10～12m上位にあったと推定した。この推定のもとで、牧ノ原期の最高海面位置の現高度は、西原－東原付近で95～97m、笠名付近で85～87m、仁王辻付近で160mとなった。

また、笠名期の最高海面の位置は、笠名段丘北端の海食崖直下の中部礫層の高度68～70mで代表させた。

更に、御前崎期の最高海面の位置は地頭方付近の海食崖直下の中部礫層の高度36～38m、西側付近の御前崎面の高度50m、および石原向斜軸部の同面の高度28～30mを採用した。

古海水準高度は菊池（1984）に従い、12.5万年前に+6m、8万年前に-6m、6万年前に-24mとした。

以上のデータから上記の方法により、変動量、変動速度を求めた（図2. 1-30）。



第13図 御前崎地域における段丘の隆起速度

図2.1-30 御前崎地域の変動速度図(杉山他, 1987)

表2. 1-32 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
永井他 (1988)	諏訪湖 SL-4ボーリング の深度27mの泥灰	13.260	-33	-2.5			
	SL-2ボーリング の深度22mの泥灰	12.460	-28	-2.2			

<年代推定方法>

いずれも泥炭を試料とする ^{14}C 年代である。

<解析方法>

湖水面の高さ(標高759m)を基準にして, SL-4ボーリング深度27m(標高726m), SL-2ボーリング深度22m(標高731m)との差を求め, 変動量とした。

上記2地点以外の地点でも変動速度を求め, 湖の南西岸からの測線で変動速度を並べると, 湖の中央部ほど変動速度が大きいことがわかった(図2. 1-31)。このことは諏訪盆地が構造的な沈降盆地であるという考え方を示唆するものと考えた。

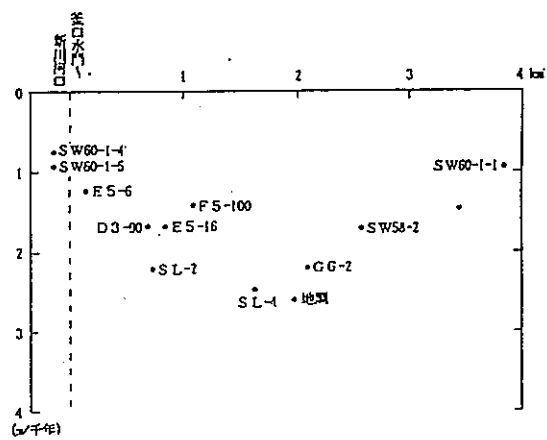


図13 盆地横断方向の沈降速度分布

図 2.1 - 3 1 諏訪湖横断線での変動速度分布図 (永井他, 1988)

表 2. 1 - 3 3 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
成瀬 (1984)	濃尾平野 熱田層基底面 熱田面	$12 \sim 14 \times 10^4$ 6×10^4	-55	-0.92	6.0×10^{-3} 3.5×10^{-3}	$4.3 \sim 5.0 \times 10^{-8}$ 5.8×10^{-8}	変動量は千種付近 に対する津島付近 の熱田面の相対的 変動量

<年代推定方法>

熱田層上部層には約7～9万年前のPm-I テフラおよび4.5～4.7万年前以上と推定されているPm-IIIが含まれていることから、熱田面を約6万年前の三崎面に対比した。

また、熱田層下部層が従来下末吉層（12～14万年前）に対比されていることから、その基底の年代を12～14万年前とした。

<解析方法>

名古屋市北部の千種付近から津島市東部にいたるEW方向の断面線において、熱田面の表面に対する谷埋め接峰面を“復元された古海岸平野面”とした。津島付近での熱田面は-55mで、圧密による層厚減分 5mと削り込みによる減少分10mとから、補正された熱田面-40mを求めた。

千種付近の熱田面の高度が15mであることから、津島付近の相対的沈降量55mを求めた。また、両地域間の距離16.5kmからEW断面での熱田面の傾動量 3.3×10^{-3} を得た。

熱田面の最大傾斜方向がS70° Wなので、上記の値を補正して真の傾動量 3.5×10^{-3} を求めた。

次に、熱田層堆積前の面（G₂層上面）の原傾斜がG₁層の堆積面の原傾斜に等しいと仮定し、また熱田層堆積以降傾動速度が変化しないとして熱田層基底面のEW方向の傾斜量 5.6×10^{-3} を求め、さらに真の傾斜方向に補正して熱田層基底面の傾動量 6.0×10^{-3} を得た。

表2. 1-34 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

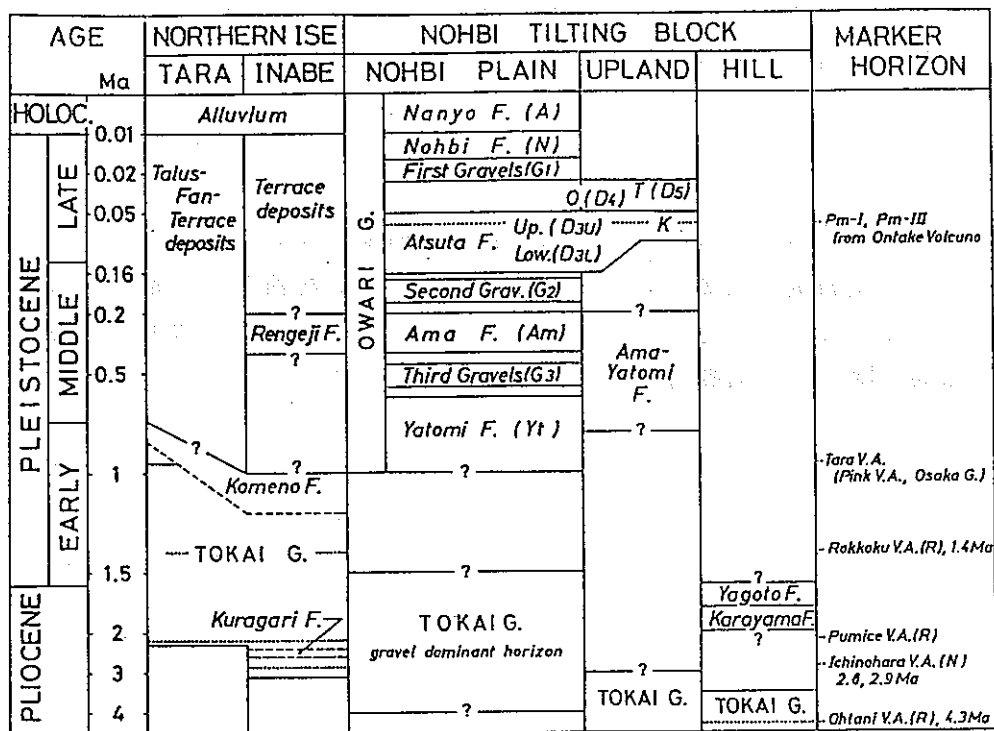
文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
桑原・牧野内 (1989)	濃尾平野	T 0					各層形成期間内 での傾動量
	沖積層	B 2×10^4			2.16×10^{-3}	10.8×10^{-8}	
		T $5 \sim 6 \times 10^4$					
	熱田層上部層	B $9 \sim 10 \times 10^4$			1.83×10^{-3}	$3.66 \sim 6.10 \times 10^{-8}$	
		T $9 \sim 10 \times 10^4$					
	熱田層下部層	B $15 \sim 16 \times 10^4$			1.87×10^{-3}	$2.67 \sim 3.74 \times 10^{-8}$	
		T 20×10^4					
	海部累層	B 50×10^4			4.53×10^{-5}	1.51×10^{-8}	
		T 50×10^4					
	弥富累層	B $80 \sim 120 \times 10^4$			9.43×10^{-3}	$1.35 \sim 3.14 \times 10^{-8}$	
		T 150×10^4					
	東海層群	B 500×10^4			$20.0 \sim 35.7 \times 10^{-3}$	$0.571 \sim 1.02 \times 10^{-8}$	
	熱田層の上限	$5 \sim 6 \times 10^4$			2.16×10^{-3}	$3.60 \sim 4.32 \times 10^{-8}$	現在から基準面ま での傾動量
	熱田層の基底	$15 \sim 16 \times 10^4$			5.86×10^{-3}	$3.66 \sim 3.91 \times 10^{-8}$	
	第四紀の基底	$80 \sim 120 \times 10^4$			20.6×10^{-3}	$1.72 \sim 2.58 \times 10^{-8}$	
	東海層群の基底	500×10^4			$60.4 \sim 76.1 \times 10^{-3}$	$1.20 \sim 1.52 \times 10^{-8}$	

<年代推定方法>

Pm-I 等のテフラや産出化石等の層位学的関係に基づいて、他地域との対比を行った結果、各層の形成年代を総合的に判断した（図 2. 1-32）。

<解析方法>

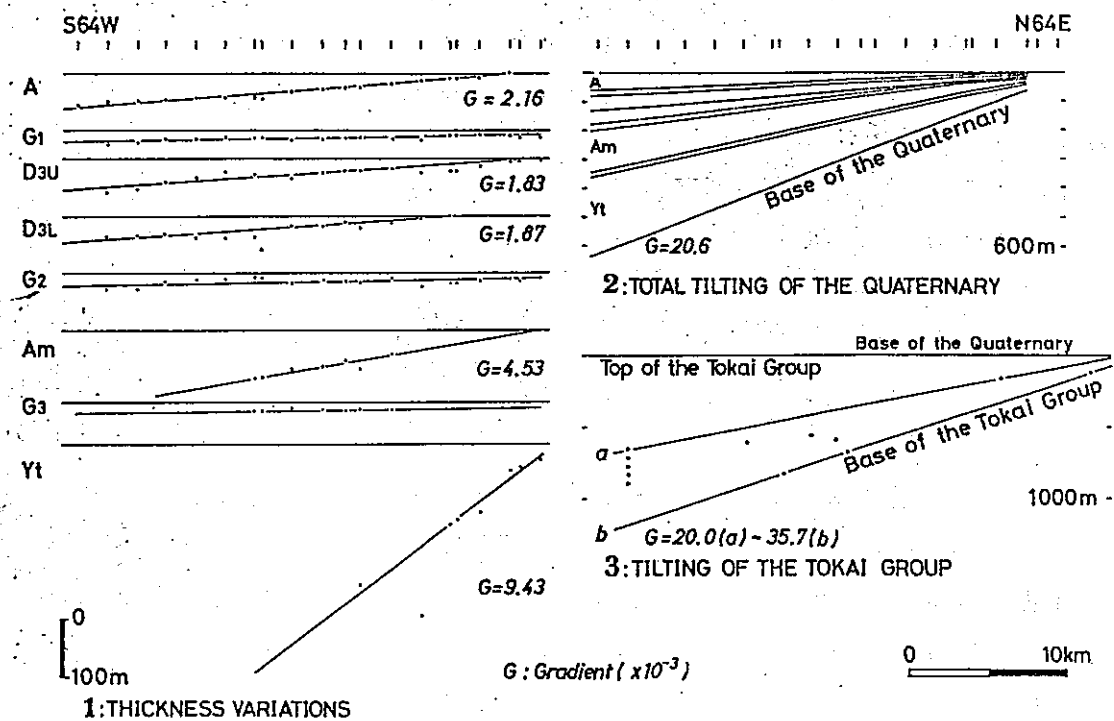
桑原（1985）の資料から各基準面間の傾動量を求めた（図 2. 1-33）。ただし、傾動量の試算にあたっては浸食によって削剥された層厚、地層の圧密などによる補正を行わなかった。前記のいずれも厚さを増す方に働くため、沖積層を除けば、傾動量の最少値を与えるものと考えた。



Abbreviations : T (D₄) and O (D₄) in the UPLAND column are the Toriimatsu and Ozone Formations, respectively.
 References : Kobayashi *et al.* (1968), Kuvahara *et al.* (1982), Makinouchi (1976), Makinouchi *et al.* (1983), Makinouchi & Kuvahara (1988), Mori (1986), Nakaseko *et al.* (1984), Nakayama & Furusawa (1989), Takewoto *et al.* (1987), Takemura (1985), Yokoyama *et al.* (1980), Yokoyama *et al.* (1984), Yoshida (1988), Yoshikawa *et al.* (1988), and Yoshino (1986).

第4図 北勢地域と濃尾傾動地塊における第四系・上新第三系の層序
 Fig. 4 Stratigraphy of the Quaternary and Upper Neogene in Northern Ise and the Nohbi Tilting Block.

図2.1-32 調査地域の模式層序 (桑原・牧野内, 1989)



第6図 濃尾傾動盆地を構成する地層の層厚変化 (資料は桑原, 1985)
 Fig. 6 Thickness variations of the several formations filling up the Nohbi Tilting Basin
 (data from Kuwahara, 1985).

図 2.1 - 3.3 地層の層厚変化

A: 沖積層, G_1 : 第1礫層, D_{3U} : 熱田層上部層
 D_{3L} : 熱田層下部層, G_2 : 第2礫層, Am: 海部層
 G_3 : 第3礫層, Yt: 弥富層
 (桑原・牧野内, 1989)

(ii) 日本海に面する地域

小松原 (1991)、小千谷地殻変動研究グループ (1989)、早津・新井 (1982)、田村 (1979)、太田・平川 (1979) の5文献を取り上げた。

小千谷地殻変動研究グループ (1989) および早津・新井 (1982) は河成段丘から傾動量を、田村 (1979) および太田・平川 (1979) は海成段丘から変動量を求めている。また、小松原 (1991) は海成段丘と河成段丘の両者から変動量と傾動量を求めており、海成段丘から変動量を求めている文献では、いずれも海水準変動を考慮している。

各基準面の年代は、小松原 (1991)、小千谷地殻変動研究グループ (1989)、田村 (1979) では ^{14}C 年代値を参考にしている。また、いずれの文献でも、マーカーテフラ等の層位学的方法や面の広がり等の地形的特徴により、その形成年代を推定している。なお、“下末吉面”の年代として小松原 (1991) は8～13万年前 (計算時に12.5万年前)、田村 (1979) は11万年前、太田・平川 (1979) は12～13万年前 (計算時に12万年前) を採用している。

今回収集した5文献に基づくと、日本海に面する中部地方の地殻変動は以下のような特徴を有すると推定される。

(a) 新潟県日本海側は Ota and Yoshikawa (1978) のタイプAに属し、顕著なしゅう曲構造によって特徴づけられ、他方、能登半島は彼らのタイプBに属し、ブロック化した構造によって特徴づけられる。

(b) この地域で得られた隆起速度の値は、ほぼ東北日本日本海側で得られた値に等しい。

(c) 完新世と最終間氷期の両時期の変動速度が求められる地域において、その変動速度を推定する上での精度の程度を無視して単に値だけで比較してみると、いずれの地域でも完新世の変動速度の方が比較的大きな値を示す。

なお、以上5文献の詳細は表2.1-36～40、図2.1-34、-35およびその説明に示したが、手法等の異なる5文献から得られた平均変動速度を表2.1-35にまとめて示す。ただし、変動速度を求める上で重要な要素である変動基準面あるいは地層の年代推定に関して精度上問題がないと判断されるものは数値に下線を引いて示した。

表 2.1-35 中部地方（日本海に面する地域）の変動速度(mm/y)と傾動速度* (/y)

期間 地域	11~30万年	1~7万年	6000 千年	備考
羽越海岸	0.2~0.4			小松原(1991) 羽越海岸地域以外はすべて相対的な変動量
長津川沿い		0.3~0.4		
門前川沿い		0.1~0.8		
桃川背斜		0.1~0.2 E: $0.9 \sim 2.0 \times 10^{-7}$ * W: $0.3 \sim 1.2 \times 10^{-7}$ *		
瀬波丘陵	1×10^{-7}			
櫛形背斜		0.3~2 E: $5 \sim 9 \times 10^{-7}$ * W: $1 \sim 3 \times 10^{-7}$ *		
小千谷地域	$1.5 \sim 1.7 \times 10^{-7}$ * 0.4×10^{-6} *	$1.3 \sim 1.6 \times 10^{-7}$ * $0.4 \sim 0.5 \times 10^{-6}$ *		早津・新井(1982)上段は軸の北方への傾動。下段は向斜西翼の傾動
		$1 \sim 2 \times 10^{-6}$ *		小千谷地核変動研究グループ(1989) 背斜・向斜軸間の傾動
大佐渡	最大1.1		最大 $1.2 \sim 1.5$ 6×10^{-8} *	田村(1979)
小佐渡	最大0.9		最大 $0.6 \sim 0.9$ 2×10^{-8} *	
能登半島	0.1~1			太田・平川(1979)

_____ は信頼性の高いもの

表2. 1-36 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
小松原 (1991)	羽越海岸 M I 面	12.5×10^4	25~55	0.2~0.4			
	長津川沿い L I 面	$5 \sim 7 \times 10^4$	20	0.3~0.4			
	門前川沿い L I 面 L II 面	$5 \sim 7 \times 10^4$ $1 \sim 1.5 \times 10^4$	10 8	0.1~0.2 0.5~0.8			
	桃川背斜北部 L I 面	$5 \sim 7 \times 10^4$	6	0.1±	E: 6×10^{-3} W: 2×10^{-3}	E: $0.9 \sim 1.2 \times 10^{-7}$ W: $0.3 \sim 0.4 \times 10^{-7}$	
	桃川背斜南部 L I 面	$5 \sim 7 \times 10^4$	10	0.1~0.2	E: 10×10^{-3} W: 6×10^{-3}	E: $1.4 \sim 2.0 \times 10^{-7}$ W: $0.9 \sim 1.2 \times 10^{-7}$	
	瀬波丘陵 H I 面	$20 \sim 30 \times 10^4$			30×10^{-3} 以上	1×10^{-7}	瀬波背斜の東翼
	櫛形背斜 L I 面 L II 面	$5 \sim 7 \times 10^4$ $1 \sim 1.5 \times 10^4$	15以上 13~19	0.3以上 1~2	E: $7 \sim 9 \times 10^{-3}$ W: $2 \sim 3 \times 10^{-3}$	E: $5 \sim 9 \times 10^{-7}$ W: $1 \sim 3 \times 10^{-7}$	L I 面の値はL II 面に対する比高に基づいた。

<年代推定方法>

L II 面堆積物中の木片の ^{14}C 年代値が 14.290~10.770y.B.P.を示すことからL II 面形成年代を1~1.5万年前とした。

L I 面堆積物中の木片の ^{14}C 年代値が 3.4万年前以上を示すことおよび中部日本~北海道の各地で最終氷期前半に1回の堆積段丘面の形成期があったことから、L I 面の形成年代を5~7万年前と推定した。

M面の形成年代は、土壌の発達程度や谷埋堆積物の存在から最終氷期(8~13万年前)に離水したと考えた。M I 面の年代の根拠は不明である。

H I 面離水以降等速度で隆起したと仮定し、瀬波丘陵でのH I 面高度80m, M面高度35mから推定した。ただし、H I 面離水期の海水準高度が現在とほぼ同じで、M面離水時の海水準高度を5mとした。

$$80 \div \{(35-5) \div 8 \sim 13\} = 20 \sim 35 \text{ (万年)}$$

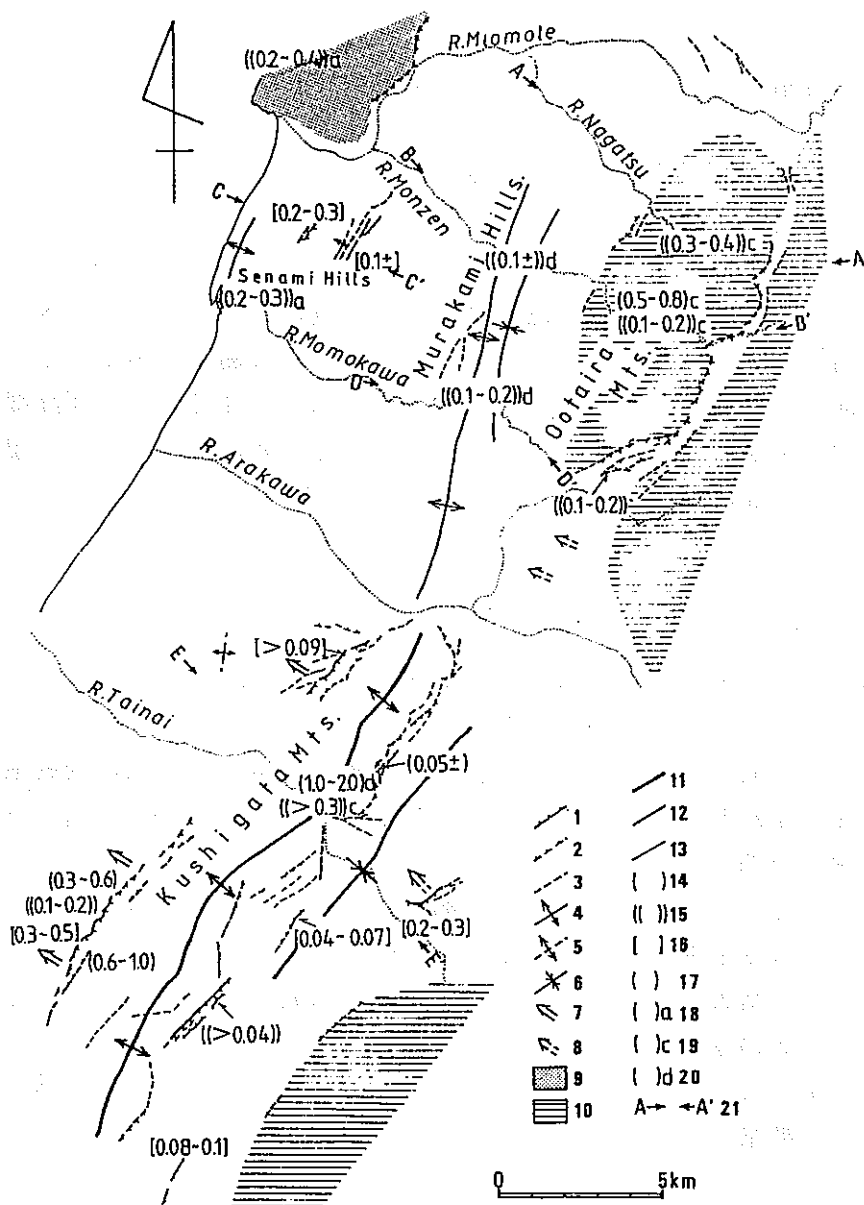
<解析方法>

羽越海岸のM I 面の変動量は、M I 面の旧汀線高度30~60mから古海水準高度 5mをひいて求めた。

長津川のL I 面、門前川のL I・L II面、櫛形背斜のL I 面の変動量は、河成段丘面の縦断形が上に凸形を呈する部分について、その上流側と下流側を結ぶ直線と凸部との比高から求めた。

桃川背斜北部、南部のL I 面および櫛形背斜L II面の変動量は、隆起軸と沈降軸間の垂直変位量(波高増加量)で、段丘の基盤をなす新第三系の傾斜を一定の割合で増大させるような変動によって河成段丘面が変位したと仮定して河成段丘面の縦断形から求めた。

以上の結果をまとめたのが図2. 1-34で、海成段丘M I 面以外はすべて相対的な変動量である。



第13図 調査地域の活構造の垂直変位速度分布図

- 1: 活断層(確実度 I) 2: 活断層(確実度 II) 3: 活断層(確実度 III) 4: 活背斜軸(確実度 I) 5: 活背斜軸(確実度 II) 6: 活向斜軸(確実度 I) 7: 傾動地塊(確実度 I) 8: 傾動地塊(確実度 II) 9: 隆起地塊(確実度 I) 10: 隆起地塊(確実度 II) 11: 活動度 A(垂直変位速度 1~10 mm/yr) 12: 活動度 B(垂直変位速度 0.1~1 mm/yr) 13: 活動度 C(垂直変位速度 0.01~0.1 mm/yr) 14: L II 面以下の段丘面の変位量より求めた完新世における平均変位速度 15: M 面, L I 面の変位量より求めた後期更新世以降における平均変位速度 16: H I 面, H II 面の変位量より求めた中期更新世後期以降における平均変位速度 17(添字なし): 活断層の垂直変位速度 18(添字 a): 旧汀線高度から求めた地塊の垂直変位速度(添字は第4表の変位量の算定方法と同じ。以下同様) 19(添字 c): 河成段丘面の縦断面形の凸部とその両端部の比高から求めた地塊の垂直変位速度 20(添字 d): 新第三系の傾斜が一定の割合で増加したと仮定して算定した活褶曲の垂直変位速度 21: 段丘縦断投影図(第7図)の位置

図2.1-34 活構造の変動速度分布図(小松原, 1991b)

表2. 1-37 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
早津・新井 (1982)	小千谷市付近 A面(越路原面) B面(小栗田原面)	13~15×10 ⁴ 5~6×10 ⁴			23×10 ⁻³ 8×10 ⁻³	1.5~1.7×10 ⁻⁷ 1.3~1.6×10 ⁻⁷	北方への傾動
	A面(越路原面) B面(小栗田原面)	13~15×10 ⁴ 5~6×10 ⁴			60×10 ⁻³ 25×10 ⁻³	0.4×10 ⁻⁶ 0.4~0.5×10 ⁻⁶	小千谷向斜西翼

<年代推定方法>

A面の最小部に約13~15万年前と推定された中子軽石層(早津他, 1982)が挟在することから, A面の離水年代を13~15万年前とした。

B面をおおう風成テフラ層下部に約4.5~4.7万年前の大山倉吉軽石層(DKP)が介在していた。約2.1~2.2万年前の始良Th火山灰層(AT)とDKP間の風化火山灰層の厚さをもとに平均堆積速度を求め, テフラ層下限(段丘堆積物の上限)の年代を概算すると5~6万年前となり, それゆえB面の離水年代を5~6万年前とした。

<解析方法>

北方への傾動量は溝上他(1980)の求めた値を用いた。また, 小千谷向斜西翼の傾動量は太田・鈴木(1979)の求めた値を求めた。

<測地学的データとの関連>

1967・1968~1978年の約10年間の, 北方への傾動速度は, $1.9 \times 10^{-7}/y$ あるいは $1.5 \times 10^{-7}/y$ で(溝上他, 1980), 今回求めた。

表2. 1-38 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
小千谷地殻 変動研究グル ープ(1989)	小千谷市付近 越路原Ⅱ面 小栗田原面	$3.0 \sim 6.0 \times 10^4$					
	(Loc.1)				1.500×10^{-1}	$2.500 \sim 5000 \times 10^{-6}$	水平距離 320m 比高 48m
	(A-A')				5.597×10^{-2}	$9.298 \times 10^{-7} \sim$ 1.860×10^{-6}	水平距離 2.330m 比高 130m
	(B-B')				5.800×10^{-2}	$9.667 \times 10^{-7} \sim$ 1.933×10^{-6}	水平距離 2.500m 比高 145m

<年代推定方法>

新潟平野団体研究グループ(1972)は、越路原Ⅱ面を城山Ⅱ面(材化石の ^{14}C 年代33,800y.B.P.)に、小栗田原面を関原面(木片の ^{14}C 年代29,780y.B.P.)に対比した。一方早津・新井(1982)は、大山倉吉軽石層(約4.5~4.7万年前)が小栗田原面のローム層中に介在することから、その形成年代を5~6万年前とした。

今回越路原Ⅱ面と小栗田原面が同一面であることを確認したので、その形成年代を3~6万年前とみなした。

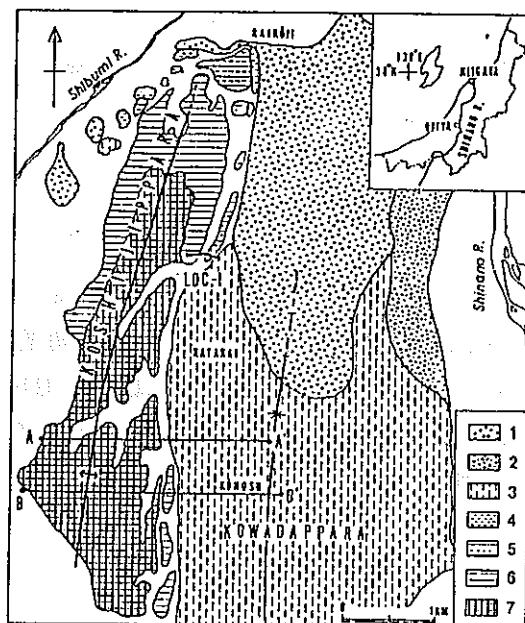
<解析方法>

Loc.1, A-A', B-B' は図2. 1-35に示す測線である。

Loc.1の位置は曲隆・曲窪の変曲点付近にあたり、傾動量が最大値になる地点である。しかし、背斜・向斜軸が隣接して併走する地域の地殻変動の検討は、両軸間の水平距離と段丘面の比高に基づかなければならないと考え、A-A', B-B' 測線の傾動量、傾動速度を求めた。

<他データとの比較>

求められた値は、飯川・堀川(1985)が小千谷地域で得た沖積段丘の平均傾動速度、溝上他(1980)が同地域周辺で得た水準点測量による傾動速度の値と 10^{-6} 年オーダーで一致した。このことは、3~6万年前以降ほぼ同一の傾動速度であったといえた。



第1図 小千谷市北部の段丘分布図（新潟平野団地研究グループ，1972に加筆）

1: 来迎寺面, 2: 船岡山面, 3: 小栗田原面, 4: 越路原IV面, 5: 越路原III面, 6: 越路原II面, 7: 越路原I面.

図2.1-35 測線位置図（小千谷地殻変動研究グループ，1989）

表2. 1-39 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
田村(1979)	大佐渡 T 1 面 T 2 面 T 3 面 T 4 面 L 1 面 L 2 面	約 170×10^3 約 110×10^3 約 80×10^3 約 50×10^3 6×10^3	(最大122) (最大6.9~8.9)	最大1.1 最大1.2~1.5	8.6×10^{-3} 5.7×10^{-3} 3.8×10^{-3} 2.7×10^{-3} 0.33×10^{-3}	 6×10^{-8}	傾動量はNW-SE断面で求めた
	小佐渡 T 1 面 T 2 面 T 3 面 T 4 面 L 1 面 L 2 面	約 170×10^3 約 110×10^3 約 80×10^3 約 50×10^3 6×10^3	(最大105) (最大3.6~5.6)	最大0.9 最大0.6~0.9	4.4×10^{-3} 4.1×10^{-3} 2.8×10^{-3} 0.11×10^{-4}	 2×10^{-8}	傾動量はNW-SE断面で求めた

() は計算値

<年代推定方法>

L 1 面は，国中平野で沖積層中の埋木の ^{14}C 年代 5.900y.B.P.が得られている（佐渡国中平野団体研究グループ，1966）ことから，縄文海進（約6000年前）によって形成されたと考えた．

T 2 面が最も連続的に広く分布すること，T 1 面に赤色土の生成がみられることからT 2 面は下末吉海進によって形成されたと考えた．

T 1～T 4 面の年代は，更新世以降，傾動が等速で進行したと仮定し，完新世の傾動速度で各段丘の傾動量を割って推定した．その結果，T 2 面の年代は地形面から推定した年代とほぼ一致した．また，T 1 面，T 3 面，T 4 面はそれぞれ多摩面，小原台面，三崎面に対比できると考えた．

上記の手法は大佐渡のデータに基づいており，その際L 1 面の傾動量を 0.3×10^{-3} としている．なお，小佐渡のデータを用いると異なる年代値となる．

<解析方法>

旧汀線高度から当時の古海水準高度を除いて変動量とし，最大平均変動速度を求めた．なお，縄文海進期の古海水準高度を0～2m（井関，1977），下末吉面形成期のそれを+5mとした．

大佐渡および小佐渡のL 1 面の旧汀線高度はそれぞれ2.8～8.9m，2.5～5.6mであり，上述の方法により最大平均変動速度を計算した．

また，大佐渡および小佐渡のT 2 面の旧汀線高度は，それぞれ43～127m，41～106mで上述の方法により最大平均変動速度を求めた．

ちなみに，L 2 面，T 1 面，T 3 面，T 4 面の旧汀線高度は，それぞれ3.2～5.6m，50～206m，20～80m，20～38mである．

また，傾動量は傾向方向での距離と高度の関係に基づいた回帰直線から求めた．

表2. 1-40 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
太田・平川 (1979)	能登半島 M1面	12×10^4	9~104	0.1~1			外浦から内浦への 傾動。ブロック化

<年代推定方法>

M1面がほぼ全域に連続して湾入部を伴いつつ分布し、明瞭な段丘面と基盤の起伏を埋める比較的厚い堆積物をもつことから、最終間氷期(12~13万年前)の海進時に形成されたものと判断した。

<解析方法>

M1面の旧汀線高度15~110mから、当時の海水準高度+6mを引いて変動量を求め、平均変動速度を計算した。

(5) 近畿地方

ここでは、紀伊半島南部を研究対象にした前杵・坪野(1990)の1文献を取り上げた。当地域の変動量は、ノッチのリトリートポイント、ベンチ等の離水波食地形の分布高度および潮間帯の岩礁に付着する生物(主としてヤッコカンザシ)の遺骸群体の分布高度から推定されている。その際に、石灰質遺骸の ^{14}C 年代値から、6回の急激な海水準の低下を認め、その変動が地震性地殻変動によって生じたと推定している。

この文献の詳細は、表2.1-41、図2.1-36~38およびその説明に示した。

表 2.1 - 4 1 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

近畿地方

文献	地域・変動基準	年代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
前空・坪野 (1990)	紀伊半島南部						年代は推定された離水 年代, 変動量は図2.1-36 の相対的海水準高度
	レベル I	$5 \sim 5.5 \times 10^3$	5.8				
	レベル II	$3.8 \sim 4 \times 10^3$	4.2				
	レベル III	$2.4 \sim 2.6 \times 10^3$	3.3				
	レベル IV	$1.8 \sim 2.0 \times 10^3$	2.8				
	レベル V	$0.6 \sim 0.8 \times 10^3$	2.0				
	レベル VI	0.2×10^3 以降	0.8				

〈年代推定方法〉

レベルⅠが、後氷期海進によって海水準がほぼ現在の高さに達したとされる約6000年前から、レベルⅡの最も古い ^{14}C 年代値4770 y B.P.までの間に形成されたと考え、その形成年代を? 5500~6000年前とした。

レベルⅡ~Ⅳの年代はヤッコカンザシの ^{14}C 年代値4770~4010 y B.P., 3860~2620 y B.P., 2510~1900 y B.P., 1140~700 y B.P., 140 y B.P.に基づいて、レベルⅡの形成年代を4000~? 5000年前、レベルⅢの形成年代を2600~3800年前、レベルⅣの形成年代を2000~2400年前、レベルⅤの形成年代を800~1800年前、レベルⅥの形成年代を200~600年前と推定した。

採取されたヤッコカンザシの上端高度を縦軸にそれらの ^{14}C 年代値を横軸にとって相対的の海水準曲線を描いた(図2.1-36)。

この図から相対的に海水準が安定する時期と急激な低下期が繰り返すことがわかった。この急激な海水準の低下が地震活動(event 6-1)に起因すると考え、レベルⅠ~Ⅳの形成年代の間隙を離水年代とみなした。(表中の年代は、この離水年代である。)

〈解析方法〉

紀伊半島南部全体にわたり、ベンチ・ノッチなどの波食地形の分布高度から旧海水準を推定し、各旧海水準の地域的な高度変化の傾向を復元するために、相隣する3つのデータを単位として移動平均をほどこした。このようにして得られた地形学的旧海水準を、前述の石灰質遺骸の分布高度と ^{14}C 年代値から推定された6つのレベルに対比した。

以上の方法によって求められた各レベルの高度を縦軸に、距離を横軸に取ったグラフで表わすと、図2.1-37のようになり、全体的に南部で高く、北方で低くなる傾向が認められた。

また、各レベルの高度から1つ下位のレベルの高度を差し引いて各eventの隆起量を求め図示化すると(図2.1-38)、半島南西部ほど隆起量が大きい場合と半島南東部の方が大きい場合とが認められ、紀伊半島南部の地核変動には、それぞれ異なった変動が累積していると判断した。

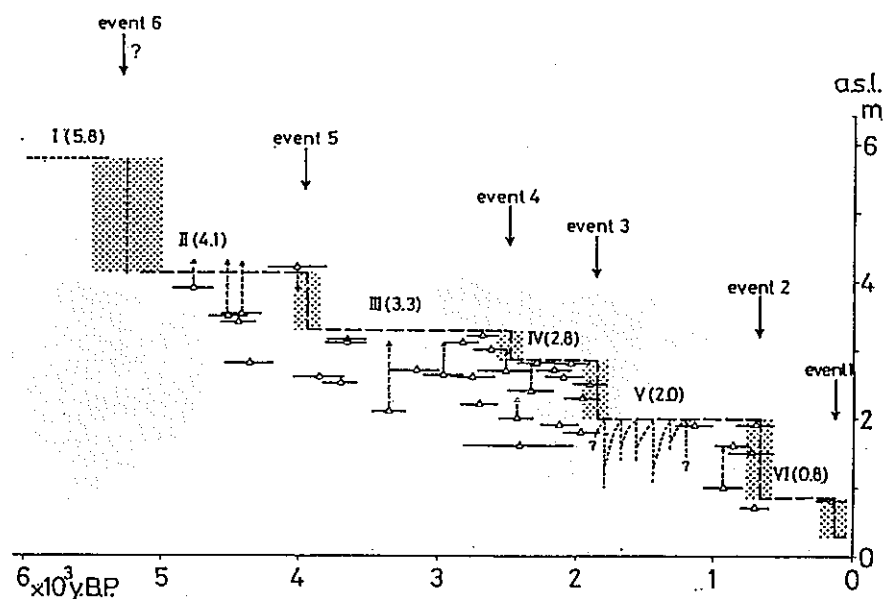


図 5 紀伊半島南部における完新世の相対的海水準変化
() 内の数値は各レベルの高度を示す。アミの幅は event 推定時期の幅を示す。レベル V に示した細点線はプレート間地震による相対的海水準の変動を模式的に表わしたものである。

図 2.1-36 紀伊半島南部における完新世の相対的海水準変化 (前杵・坪野, 1990)

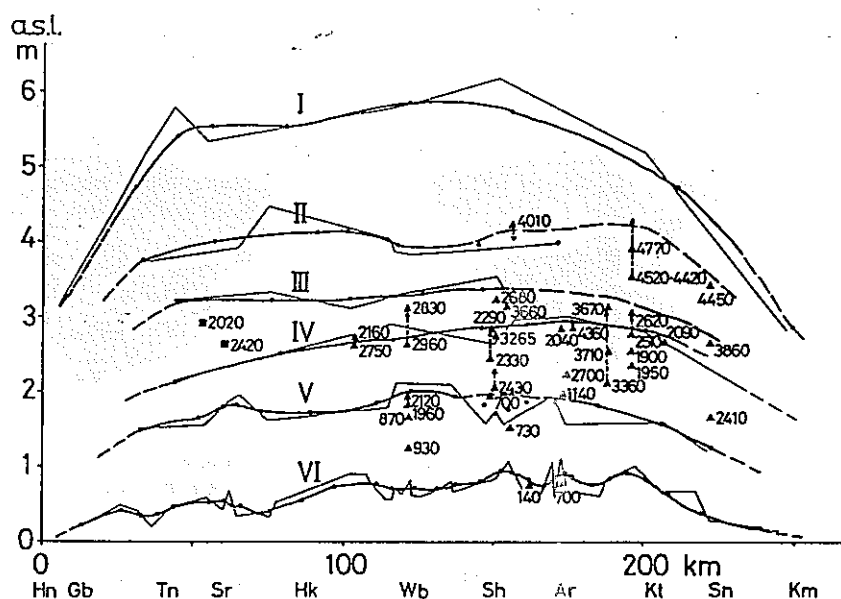


図 6 紀伊半島南部の旧海水準高度分布と ^{14}C 年代
▲: 石灰質遺骸 (ヤッコカンザシ), ■: 離水浜堆積物 (長沢, 1983), Hn: 日ノ御埼, Gb: 御坊, Tn: 田辺, Sr: 白浜, Hk: 日置, Wb: 和深, Sh: 潮岬, Ar: 荒船, Kt: 勝浦, Sn: 新宮, Km: 木本
折れ線は移動平均する前の旧海水準の高度分布を示す。横軸には日ノ御埼からの海岸線距離をとっている。

図 2.1-37 紀伊半島南部の旧海水準高度分布と ^{14}C 年代 (前杵・坪野, 1990)

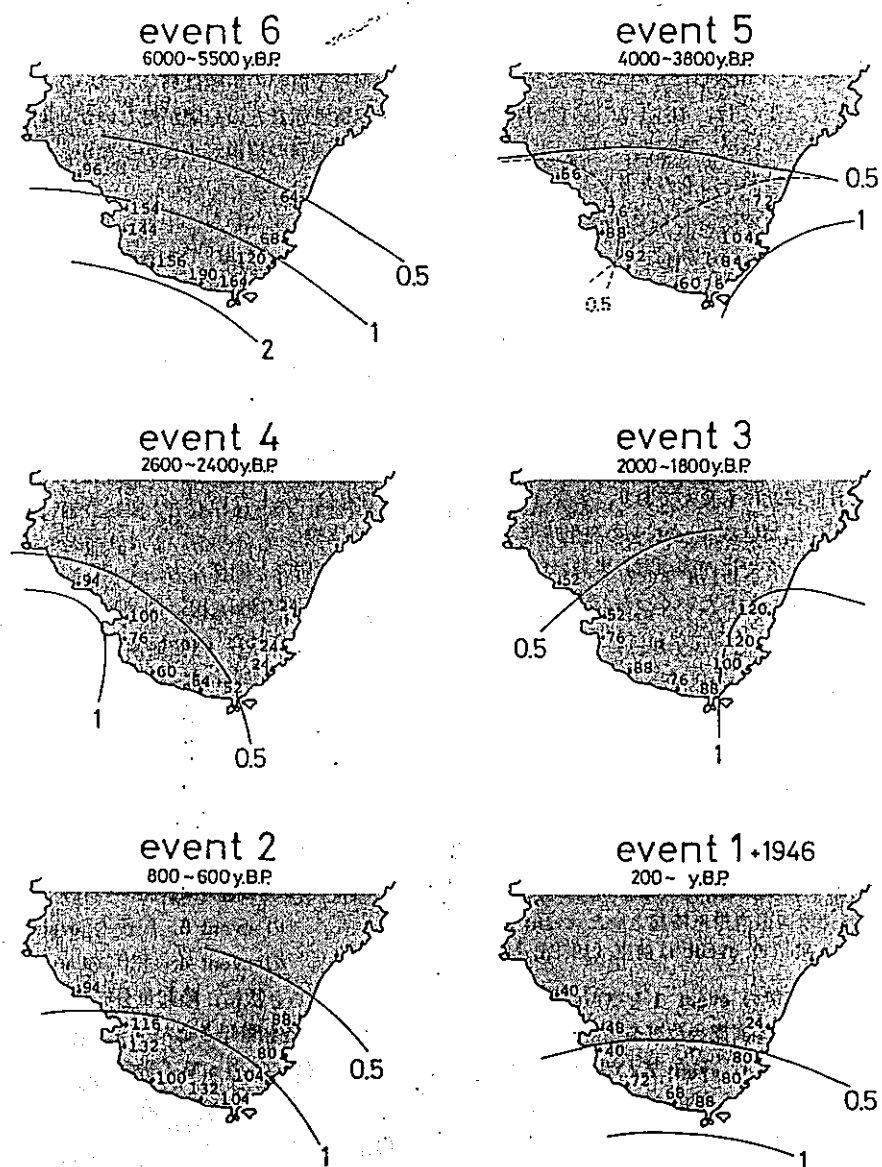


図 7 紀伊半島南部の各 event の隆起量分布
各地点の隆起量の単位は cm。等値線に付した隆起量の単位は m。

図 2.1-38 紀伊半島南部の各 event の隆起量分布 (前杵・坪野, 1990)

(6) 四国地方

金谷 (1978)、前杵 (1988a, b)、大森 (1990)、Ohmori (1990) の 5 文献を取り上げた。

金谷 (1978) および前杵 (1988a, b) は、旧汀線高度により変動量を推定しているが、その際、金谷 (1978) は海水準変動を考慮して補正しているのに対して、前杵 (1988a, b) は、海水準変動について考慮していない。また、基準面の年代はいずれも ^{14}C 年代値を参考にしている。それ以外に金谷 (1978) では傾動速度を一定とみなして年代を推定している。3 文献とも地震に伴う地殻変動により基準面が変位したと考えている。

大森 (1990) および Ohmori (1990) は、水準測量のデータから地震 1 周期分の海面に対する合成変動速度を推定すると共に、平均高度から 100 万年間の平均隆起速度を求めている。両者が比較的一致しており、また、更新世以降の海成段丘の高度分布も合成変動速度から推定可能であることから、四国は、地震性・非地震性地殻変動によって隆起してきたと考えている。

今回収集した 5 文献に基づくと、四国地方の地殻変動は以下のような特徴を有すると推定される。

- (a) 四国地方の太平洋は、Ota and Yoshikawa (1978) のタイプ D に属し、室戸半島や足摺岬付近での北方への傾動によって特徴づけられ、日本の他地域と比べて相対的に大きな隆起速度を示す。
- (b) 四国山地は 1mm/y 以上の隆起速度で 100 万年間隆起したと推定される。
- (c) 完新世と最終間氷期の両時期の変動速度が求められる室戸半島において、その変動速度を推定する上での精度の程度を無視して単に値だけで比較してみると、完新世の変動速度の方が比較的大きな値を示す。

なお、以上 5 文献の詳細は表 2.1-43~46、図 2.1-39~54 およびその説明に示したが、手法等の異なる 5 文献から得られた平均変動速度を表 2.1-42 にまとめて示す。ただし、変動速度を求める上で重要な要素である変動基準面あるいは地層の年代推定に関して精度上問題がないと判断されるものは数値に下線を引いて示した。

*
表 2.1-42 四国地方の変動速度 (mm/y) と傾動速度 (/y)

地域	期間	100万年	12万年	6000年	140年	備 考
剣山付近	2.5以上					100万年および140年の値は大森(1990), Ohmori(1990) 12万年および6000年の値は金谷(1978) 水準点 5034, 4711, 4697 水準点 5013, 5167 水準点 46
石鎚山付近	2.0					
四国山地 脊梁部	1.0以上				0.94~1.24	
高知付近		(最小0.3) 3×10^{-8}	(最小0.3) 4×10^{-8}		0.44~0.47	
室戸岬付近		(最大1.5) 3×10^{-8}	(最大1.9) 4×10^{-8}		1.75	

——— は信頼性の高いもの

表2.1-43 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

四国地方

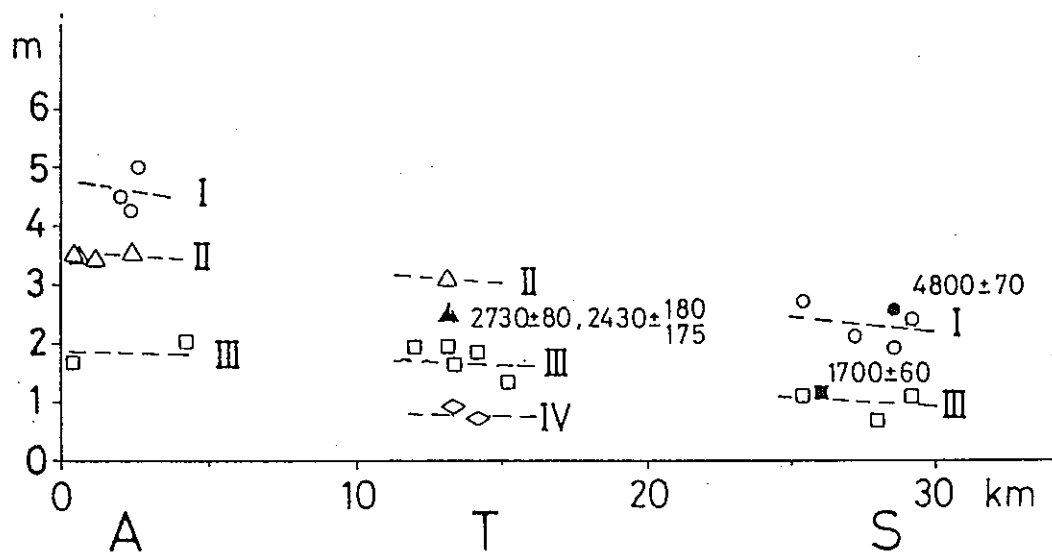
文 献	地域・変動基準	年代 (y)	変動量 (m)	変動速度 (mm/y)	傾 動 量	傾動速度 (/y)	備考・参考文献
前空(1988 b)	足摺岬周辺 レベルⅠ レベルⅡ レベルⅢ レベルⅣ	2730~4800 1770~2430 1770以降	2.3~4.6 3.1~3.5 1.0~1.8 0.8				前空(1988a) 南から北方へ各レベルは 低下する。

<年代推定方法>

レベルⅠ～Ⅲから採集された石灰質遺骸(ヤッコカンザシ)の ^{14}C 年代値4800y.B.P, 2430~2730y.B.P, 1700y.B.Pに基づいて,それぞれの離水年代を2730~4800年前, 1770~2430年前, 1770年前以降と推定した。

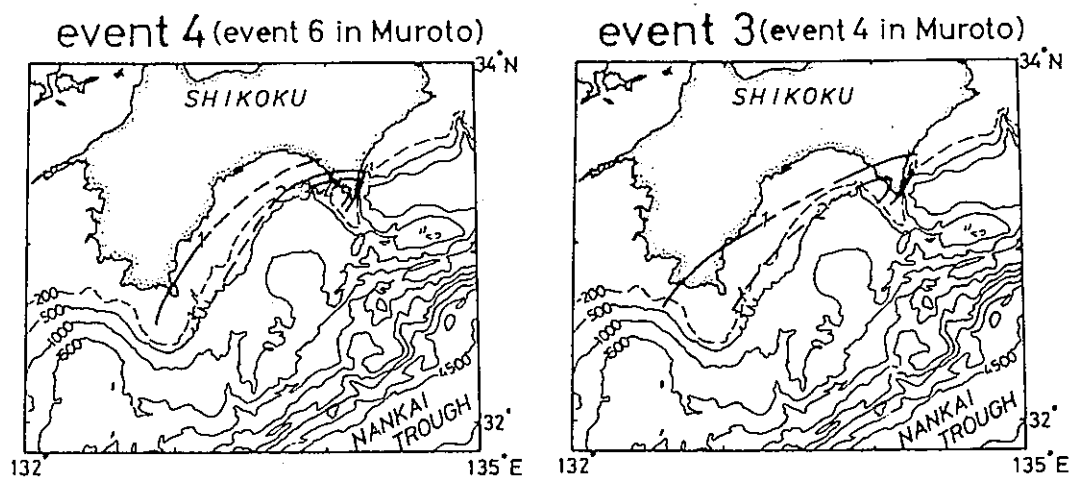
<解析方法>

各レベルは,足摺岬からの距離が遠くなるほど低くなる傾向が認められた(図2.1-39)。同様な傾向が南海道地震時にも認められていること,ベンチの発達高度に段階的な集中帯が認められることから,地震隆起によって各レベルが離水したと考え,古い方から順にevent 4~1と名づけた。レベルⅠ～Ⅳのそれぞれの高度差を,それを引き起こした地震の隆起量と考え,前空(1988a)の室戸半島における同様な解析結果と対応させた(図2.1-40)。



第4図 旧海水準高度の分布
 A: 足摺岬 T: 島ノ嶺・下ノ加江 S: 佐賀
 ○: レベルⅠ △: レベルⅡ
 □: レベルⅢ ◇: レベルⅣ
 黒塗りの記号は、 ^{14}C 年代試料の採取位置を示す。

図2.1-39 旧海水準高度の分布 (前杢, 1988b)



第6図 event 4とevent 3に伴う隆起量分布 (m)
 室戸半島の等値線は前杢 (1988) から引用した。

図2.1-40 event 4とevent 3に伴う隆起量分布 (前杢, 1988b)

表 2.1 - 4.4 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

四国地方

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量(m)	傾動速度(/y)	備考・参考文献
金谷(1978)	室戸半島 東海岸						
	L ₁ 面	6×10^3	(1.4~9.0)	(0.2~1.5)	0.27×10^{-3}	4×10^{-8}	
	L ₂ 面	3.5×10^3	(6.4~7.6)	(1.8~2.2)	0.14×10^{-3}		
	L ₃ 面	1.4×10^3			0.06×10^{-3}		
	西海岸						吉川他(1964)
	M ₁ 面	130×10^3	(35~195)	(0.3~1.5)	4.1×10^{-3}	3×10^{-8}	
	L ₁ 面	6×10^3	(1.8~11.1)	(0.3~1.9)	0.24×10^{-3}	4×10^{-8}	
	L ₂ 面	3.5×10^3	(4.8~8.1)	(1.4~2.3)	0.14×10^{-3}		
	L ₃ 面	1.4×10^3			0.05×10^{-3}		

()は表の読み取り値・計算値

<年代推定方法>

M₁面の形成年代を吉川他(1964)に従い、最終間氷期と考え、約12~13万年前とした。ただし計算上13万年前とした。

L₁面構成層中の木片の¹⁴C年代が6.810~6.400y. B. P.を示すことから、L₁面の形成年代を約6000年前の縄文海進期と考えた。

L₂面、L₃面の形成年代は、L₁面の平均傾動速度でそれ以降も一様に継続していたと仮定して求めた。

<解析方法>

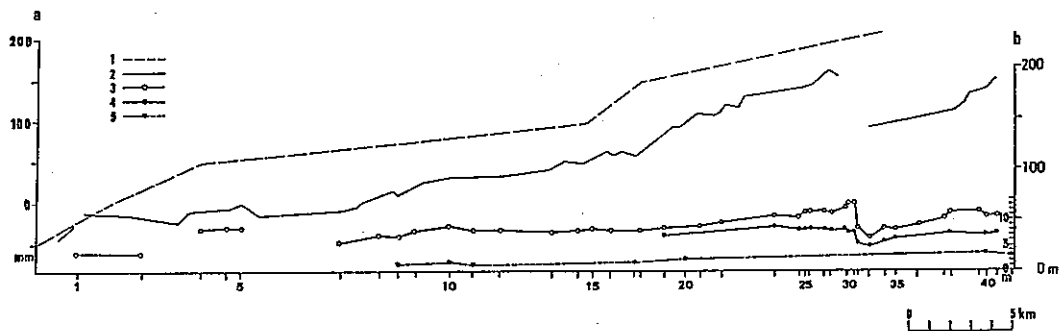
内縁高度を旧汀線高度とみなし、その値から形成時の海水準高度を除いた値を変動量とし、平均変動速度を求めた。

なお、12~13万年前、6000年前の海水準高度は太田・成瀬(1977)に従い、それぞれ5m、2mとし、3500年前のそれは現在とほぼ同じと考えた。

表中の変動量および変動速度は本論中の旧汀線高度から上記手法に基づいて計算した値である。

東海岸のL₁、L₂、L₃面の傾動量は図2.1-42から、それぞれ7.6m/28.0km、1.2m/8.8km、0.8m/12.8kmから求めた。一方、西海岸のM₁、L₁、L₂、L₃面のそれは、図2.1-41から160m/39.0km、9.3m/39.0km、1.1m/8.0km、1.6m/31.0kmより求めた値である。

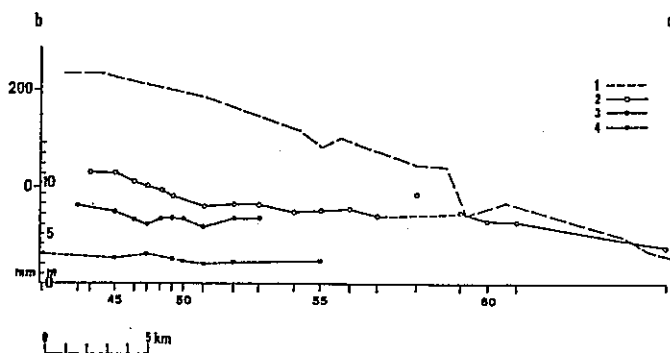
以上のようにして求めた傾動量から平均傾動速度を計算したが、L₂面、L₃面のそれは、年代を求めるためにL₁面の平均傾動速度を用いているため値を掲載していない。



第5図 西海岸におけるL面およびM₁面の旧汀線高度投影図

1. 地震1周期間の変位量 (吉川, 1968) 左縦軸の目盛 2. M₁面の旧汀線高度 (吉川ほか, 1964) 右縦軸右側の目盛 3. L₁面の旧汀線高度 (右縦軸左側の目盛, 以下4, 5とも同じ) 4. L₂面の旧汀線高度 5. L₃面の旧汀線高度. 横軸: 水平距離. 数字は測定地点番号. a, bの位置は第1図参照.

図2.1-41 西海岸におけるM₁面およびL₁~L₃面の旧汀線高度投影図
aは和食側, bは室戸岬側 (金谷, 1978)



第6図 東海岸におけるL面の旧汀線高度投影図

1. 地震1周期間の変位量 (吉川, 1968) 左縦軸左側の目盛 2. L₁面の旧汀線高度 (左縦軸右側の目盛, 以下3, 4とも同じ) 3. L₂面の旧汀線高度 4. L₃面の旧汀線高度. 横軸: 水平距離. 数字は測定地点番号. b, cの位置は第1図参照.

図2.1-42 東海岸における地震1周期間の推定変動量 (吉川, 1968) と
L₁~L₃面の旧汀線高度投影図
bは室戸岬側, cは野根側 (金谷, 1978)

表 2.1 - 45 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

四国地方

文 献	地域・変動基準	年代 (y)	変動量 (m)	変動速度 (mm/y)	傾 動 量	傾動速度 (/y)	備考・参考文献
前空(1988 a)	室戸半島						金谷(1979) 阿子島・甲藤(1984) 甲藤・阿子島(1980)
	室戸岬						
	レベル I (L1面)	$4 \sim 5 \times 10^3$	11.0				
	レベル II (L2面)	$2.6 \sim 2.7 \times 10^3$	8.7				
	レベル III	$2.0 \sim 2.2 \times 10^3$	6.6				
	レベル IV	$1.0 \sim 1.1 \times 10^3$	6.0				
	レベル V	$0.7 \sim 0.8 \times 10^3$	3.7				
	レベル VI	0.2×10^3 以降	1.3				
	行当岬						
	レベル I (L1面)	$4 \sim 5 \times 10^3$	11.9				
	レベル II (L2面)	$2.6 \sim 2.7 \times 10^3$	7.2				
	レベル III	$2.0 \sim 2.2 \times 10^3$	6.4				
	レベル IV	$1.0 \sim 1.1 \times 10^3$	3.7				
	レベル V	$0.7 \sim 0.8 \times 10^3$	(3.2)				
	レベル VI	0.2×10^3 以降	(1.0?)				

注) 年代は推定された離水年代, 変動量は相対的海水準高度

〈年代推定方法〉

レベルⅠに対応するⅠ面構成層中の木片の ^{14}C 年代値6,870~6400y.B.P. (金谷, 1978) から, レベルⅠが縄文海進期に形成されたと考え, その年代を5~6000年前とした. レベルⅡ~Ⅳの年代は, 室戸岬付近でそれぞれに対応する石灰質遺骸の ^{14}C 年代値(参考文献からの引用を含む), 2775~3925y.B.P., 2050~2530y.B.P., 1030~1955y.B.P., 630~1030y.B.P., 210~640y.B.P. から, 2700~4000年前, 2200~2600年前, 1100~2000年前, 800~1000年前, 200~700年前と推定した. 室戸岬付近において採取された石灰質遺骸群体の上限高度を縦軸に, それらの ^{14}C 年代値を横軸にとって相対的海水準曲線を描いた(図2.1-43). この図から相対的に海水準が安定な時期と急激な低下期とが繰り返すことがわかった. この急激な海水準の低下が地震活動(event6~1)に起因すると考え, レベルⅠ~Ⅳの形成年代の間隙を離水年代とみなした. (表中の年代はこの離水年代である). 行当岬においても同様な傾向が認められた(図2.1-43).

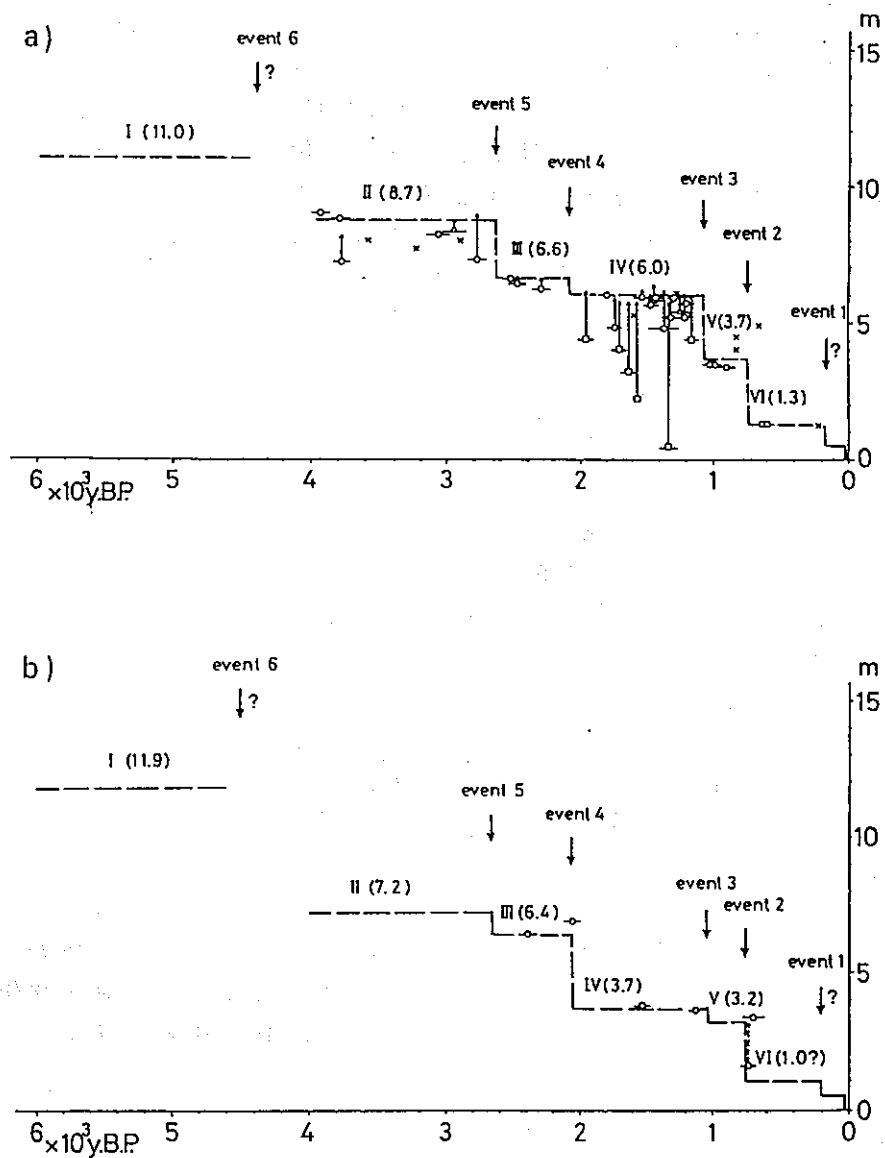
〈解析方法〉

室戸半島全体にわたって, 各レベルの高度分布を復元し, 地殻変動様式について考察するため, 以下の方法を採用した.

- 1) 室戸岬を始点にして海岸線を1 Kmごとにブロックに区切り, 東海岸の0~1 KmならE1というようなブロック番号をつけた.
- 2) 石灰質遺骸の ^{14}C 年代の違いに注目して, 各レベルに対応するレベルを識別しその高度を推定した.
- 3) 各ブロックで, 各レベルに対応する遺骸群体のグループごとに, 上限高度の高い方から3つをデータとしてとり, それらの高度を平均して各レベルの高度を決めた. 石灰質遺骸群体の数が3つ以下の場合, ボーリングシェルの生痕上限高度, 海成段丘の汀線アングル高度, ノッチのリトリート・ポイント高度, ベンチの平均的高度等のデータを用いた.
- 4) 以上のようにして得られた各レベルの高度を, それらの地域的变化の傾向を見るため, 3つのブロックを単位とし, 1ブロックごとずらして移動平均した.

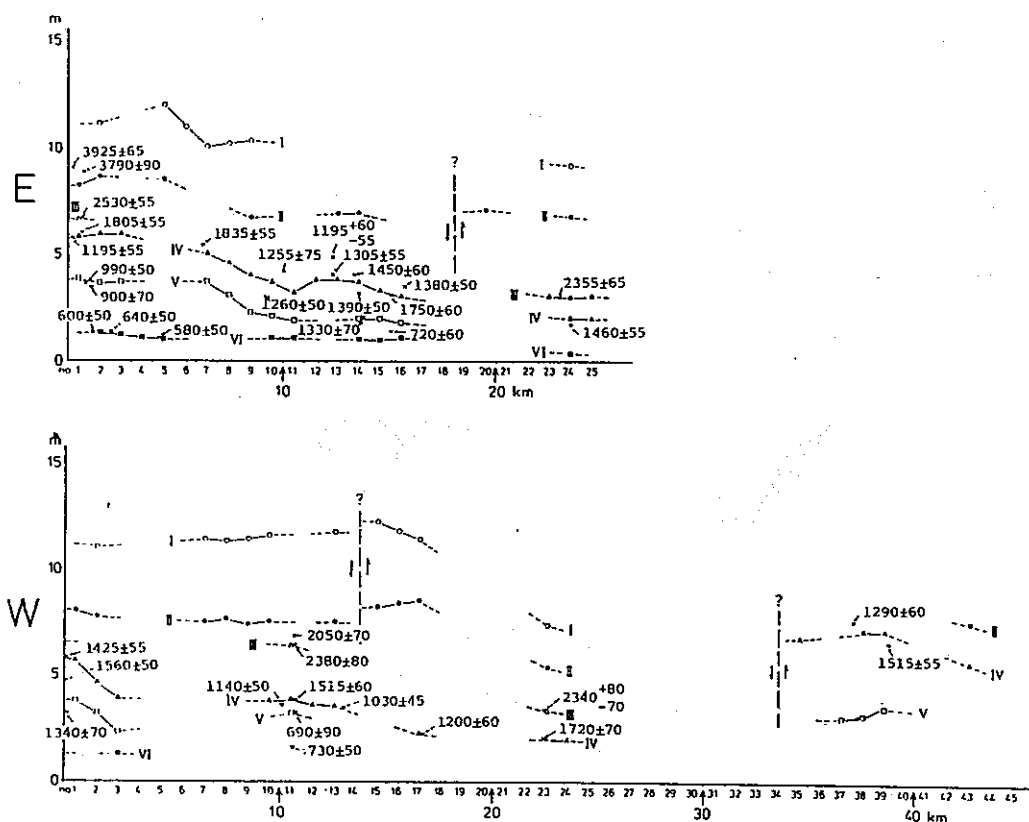
以上の方法によって求められた各レベルの高度を縦軸に, 距離を横軸に取ったグラフで表わすと, 図2.1-44のようになり, 全体的に室戸岬側で高く, 北方へ低くなる傾向が認められた.

また, 各レベルの高度から1つ下位のレベルの高度を差し引いて, 各eventの隆起量を求め図示化すると(図2.1-45), 半島南西部ほど隆起量が大きい場合と, 半島南東部の方が大きい場合とが認められ, 室戸半島全体の地殻変動には, それぞれ異なった変動が累積していると判断した.



第7図 室戸岬(a)・行当岬(b)における完新世の相対的海水準変化
 O: ヤッコカンザシ △: 穿孔貝 □: コケムシ, サンゴ ×: 阿子島・甲藤(1984)によるデータ
 Fig. 7 Holocene relative sea level change at Cape Muroto(a) and Cape Gyodo(b)
 The symbol "O" means *Pomatoleios kraussii*, "△" means boring shell, and "□" means bryozoa and coral. Data marked as symbol "x" are from Akojima and Katto(1984).

図2.1-43 室戸岬(a)・行当岬(b)における完新世の相対的海水準変化
 (前杢, 1988a)



第10図 室戸半島の旧海水準高度分布と ^{14}C 年代

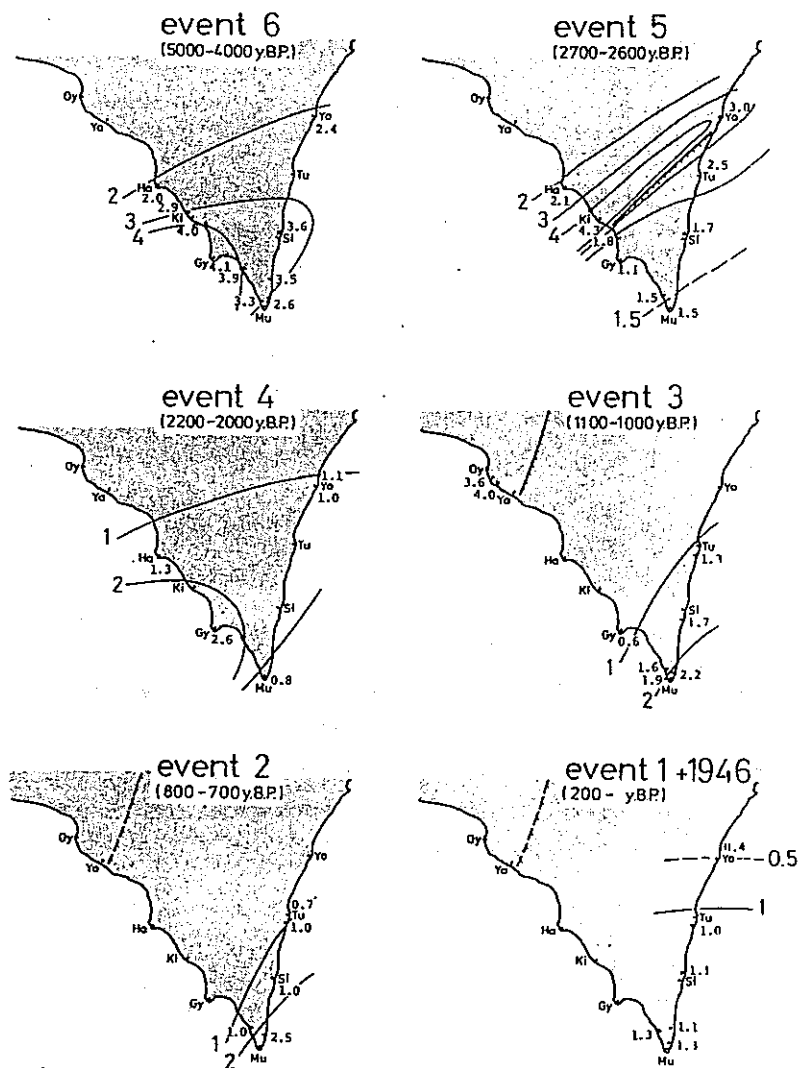
E: 東海岸 W: 西海岸
○: レベルI ●: レベルII △: レベルIII ▲: レベルIV □: レベルV ■: レベルVI

Fig. 10 Distribution of former sea levels and ^{14}C ages in Muroto Peninsula

E: east coast W: west coast

○: level I ●: level II △: level III ▲: level IV □: level V ■: level VI

図2.1-44 室戸半島の旧海水準高度分布と ^{14}C 年代 (前杵, 1988a)



第 11 図 各 event の隆起量分布

Fig. 11 Distribution of amount of uplift accompanied by each event

図 2.1 - 4 5 各 event の隆起量分布 (前杢, 1988a)

表2.1-46 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

四国地方

文 献	地域・変動基準	年代 (y)	変動量 (m)	変動速度 (mm/y)	傾 動 量	傾動速度 (/y)	備考・参考文献
大森(1990) Ohmori(1990)	室戸岬 水準点 46	140		1.75			水準点5158に対する 変動速度は+0.68mm/y
	水準点 5158	140		0.68			
	安芸 水準点 5167	140		0.47			
	大歩危 水準点 5034	140		1.19			
	水準点 5013	140		0.44			
	美川 水準点 4711	140		0.94			
	水準点 4697	140		1.24			
	剣山付近	100×10^4		2.5以上			
	石鎚山付近	100×10^4		2.0			
	四国山地脊梁部	100×10^4		1.0以上			

〈解析方法〉

(1) 測地学的データに基づく地震時・非地震時の合成変動速度の推定

- 1) 吉川他(1964)が変動速度の検討に用いた、水準点5158(図2.1-46)を仮不動点とした。
- 2) 四国では、大地震が1300年間に9回発生したことが知られている(吉川他1964)ので、地震の平均周期を140年とした。
- 3) 1周期(140年)の合成変動速度は、地震を起点として0~36年までの36年間は、南海地震後36年間の変位量を、36~89年までの53年間は推定値を、89~140年までの51年間は南海地震前から南海地震時までの51年間の変位量を用いて算出した。
- 4) 観察結果から、変動速度は、地震後従変動が継続し、やがて本来の変動へゆっくりと回復し、その後しだいに速度を増し、次の地震前に再び速度が小さくなるという変化を示す(図2.1-47)と考えた。ただし、地域によっては、従変動がなかったり、回復期の変動速度が変化する時期が異なっていたりするため中間部の53年間の変動速度は、各路線の変動速度の変化傾向をもとに、最も妥当と思われる変動速度を採用した。

高知平野(水準点5004, 5178)を除いた高知-室戸岬間および室戸岬-阿南間は、後期の緩速度の時期に入っていると推察し、中間部の速度として地震前の緩速度を示す1896~1929年間の平均速度を採用した(図2.1-48)。なお、水準点5004と5178については、1896~1929年および1947~1983年の両期間の変動速度の平均値を用いた。図2.1-48から、室戸岬(水準点46)および安芸(5167)の合成変動速度を求めると、それぞれ 1.07mm/y 、 -0.21mm/y となった。

高知-善通寺間は、今度速度の大きな時期が続くと推察し、1971~1978年間の速度を採用した。図2.1-48から大歩危(水準点5034)および水準点5013の合成変動速度を求めると、それぞれ 0.51mm/y 、 -0.24mm/y となった。

高知-松山間は、1950年代以降の平均的な速度が今後続くと推察し、1964~1982年間の平均値を採用した。図2.1-48から美川(水準点4711)および水準点4697の合成変動速度を求めると、それぞれ 0.26mm/y 、 0.56mm/y となった。

- 5) 仮不動点である水準点5158の側近の最終間氷期の高海水準期に形成されたとされている室戸岬面Ⅰの汀線高度は82mであった。そこで、室戸岬面Ⅰの形成年代を12万年前、当時の海面高度が現在と同じと仮定して、水準点5158の海面に対する隆起速度 0.68mm/y を求めた。この値は、検潮所において最近観測されている基準点の海面に対する高度変化の速度からみて妥当な値と判断した。その結果、各水準点の海面に対する隆起速度は水準点5158に対する変動速度 $+0.68\text{mm/y}$ で求められると考えた。

(2) 合成変動速度と段丘面との対応関係

本論で求めた合成変動速度は、水準点側近の室戸岬面Ⅰの旧汀線高度とよい対

応を示す(図2.1-49)ことから、12万年前以降同一の地殻変動様式が継続していると考えた。

ところで、地震時と非地震時の変動が逆になっている地域では、室戸岬側では地震直前の汀線を、高知平野側では直後の汀線を同一時期に形成された“地震時の汀線”として認定してしまうと考えた(図2.1-50)。そのような誤認された“地震時の汀線”の時間的变化を描いた(図2.1-50)結果、高度分布のパターンが金谷(1978)や前杵(1988)の示した完新世段丘の汀線高度のパターンとよく対応していると判断した。したがって、完新世段丘の高度分布も非地震性および地震性の変動が合成された地殻変動によって形成されたと考えた。

(3) 平均高度に基づく隆起速度の推定

日本の山地において、面積数十 Km^2 の区画を対象にすると、区画の平均高度 H (m)とダムの堆砂速度から求められる流域の削剥速度 R (m/y)の間には、

$$R = 0.27 \times 10^{-9} H^{2.23}$$

なる関係が成立した。そこで、平均高度の変化速度を隆起速度を U (m/y)として

$$dH/dt = U - R = U - 0.27 \times 10^{-9} H^{2.23}$$

と表わした。この関係式を用いて、いくつかの隆起速度について異なった初期高度をもつ山地が、等速で隆起した場合の平均高度の変化曲線を描いた(図2.1-51)この図から運動の継続期間が一定とした場合、0mから現高度にまで等速隆起したと仮定した場合に最大の隆起速度が、初期高度が現高度と同じと仮定した場合には最小の隆起速度が推定されると考えた。

四国山地に経緯度1'ごとの格子をかけ、4'×4'(面積約46 Km^2)を単位区画とし、区画の平均高度を25個の交点高度の平均値として求めた。この平均高度から100万年間の最大平均速度を計算した。

各区画の平均高度から推定した100万年間の平均隆起速度の分布は図2.1-52のようになった。ここで運動の継続期間を100年以上と仮定した推定方法からは推定値の信頼度が低いと考えたものは点線で示した。図から剣山付近で2.5mm/y以上の隆起速度を、次いで石鎚山付近で2.00mm/yの隆起速度を、脊梁部は1.0mm/y以上の隆起速度を示した。

(4) 平均高度から推定される隆起速度と合成変動速度との関係

水準路線の高知-善通寺、高知-松山を通る区画のうち、平均高度が300m以上を示す区画について上記の最大平均速度を求めた。それと各区画に存在する水準点の海面に対する合成変動速度との関係をグラフに表わす(図2.1-53)と両者は高い一致を示した。したがって、隆起-侵食-平均高度の関係から求められる平均隆起速度は地震性・非地震性地殻変動の合成変動速度を示していると判断し、同時に、合成変動速度が継続することによって、四国山地が形成されてきたと考えた。

(5) 従来の文献との比較

第四紀地殻変動研究グループ（1968,1969）およびThe Research Group for Quaternary Tectonic Map（1973）では、第三紀末ないし第四紀のはじめに形成されたと推定される侵食平坦面の高度を用いた地形学的手法で第四紀の変動量を求めている（図2.1-52）。しかし、侵食小起伏面は原面と同じ高度かあるいは侵食によって原面より低下しているのいずれかと考えられるため、その方法によって推定される隆起量は、実際よりも小さく見積もられると考えた。

実際に図2.1-54において点線（0mから隆起し侵食を受けなかった場合の100万年後の山頂の高度分布を示す直線）以下に山頂高度があれば、原面が消失したと判断され、四国山地では、準平原は、1600m前後以下でなければ残りえないと推定した。よって、第四紀地殻変動研究グループらの変動量の見積り方法は、1600m以上の地域では使用できないと考えた。

次に、吉川（1968）、Yoshikawa（1970）では、水準点5160を仮不動点として大地震一周期約120年間の合成変動量は、1897～1935年間の変動量を3倍にし、これと1935～1947年間の変動量との和を用いている。しかし、このような画一的方法では、変動量をうまく推定できないと考えた。また、仮不動点の隆起量が加算されていないため、隆起地帯では、過小に、沈降帯では過大に変動量が見積られると考えた。

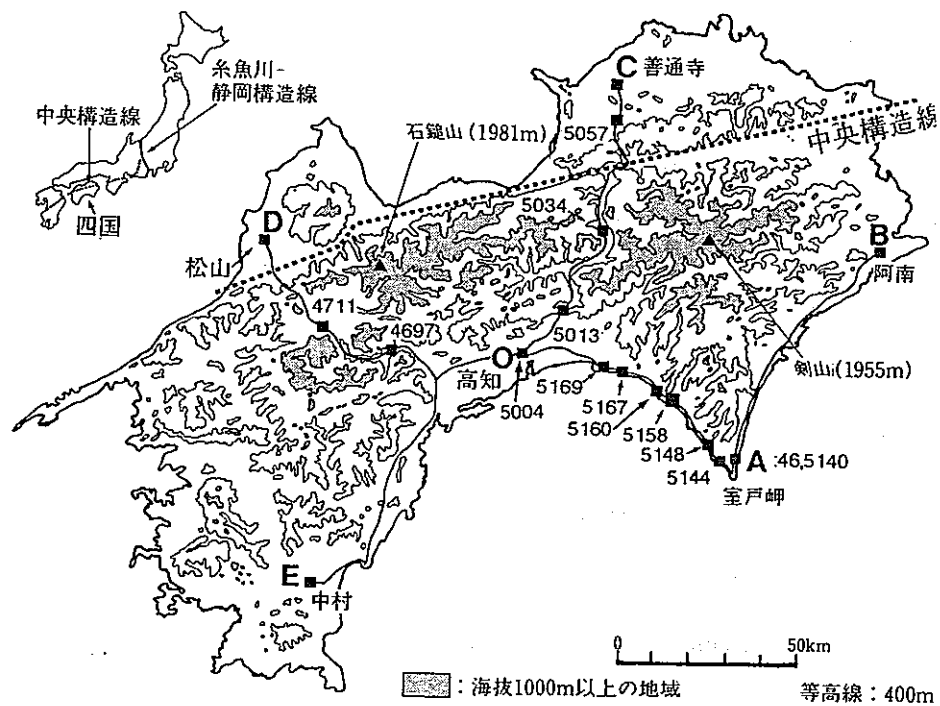


図4-1 四国の地形概略と検討した水準路線

図2.1-46 調査地域図 (大森, 1990)

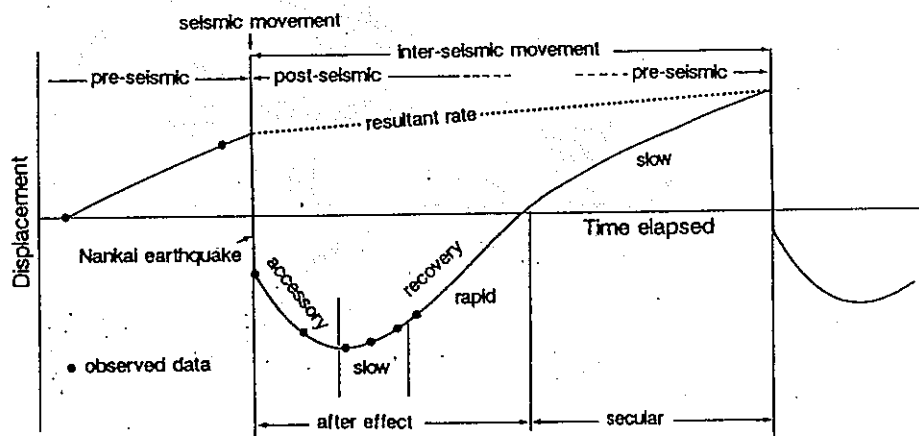


Fig. 3. Generalized sequential change in displacement of pre-seismic, seismic and post-seismic movements, showing different rates, modes and periods of movement.

図 2.1 - 4 7 地震一周期での変位量の遷移 (Ohmori, 1990)

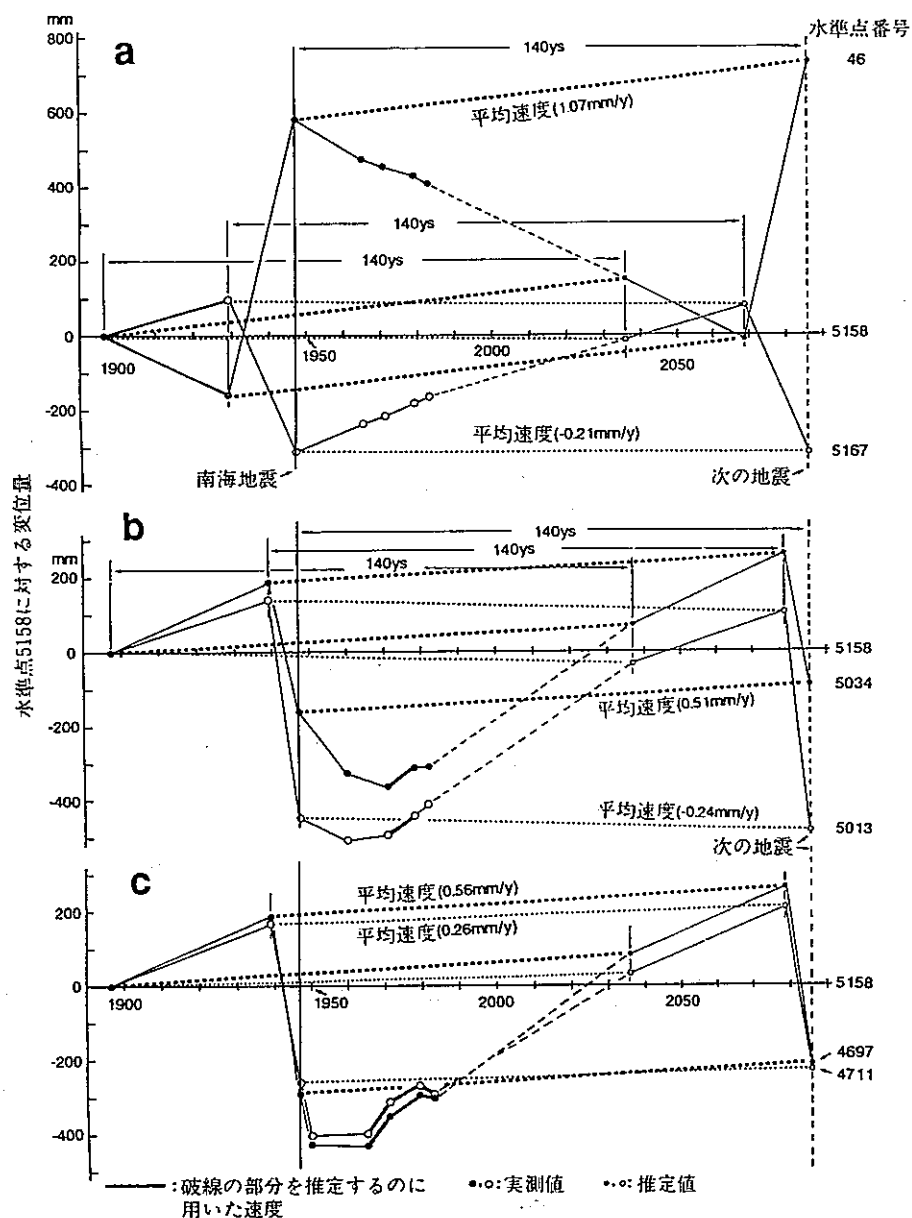


図 4-3 仮不動点 5158 に対する地震一周期・140 年間の地震性・非地震性地殻変動の平均速度 (合成変動速度) の推定方法
 破線の部分の速度を太実線の部分の平均速度と同値として算出した。
 a : 高知(O)―室戸岬(A)間, b : 高知―善通寺(C)間, c : 高知―松山(D)間

図 2.1 - 4 8 仮不動点 5158 に対する地震一周期の合成変動速度の推定方法 (大森, 1990)

- a : 高地 (O) - 室戸岬 (A) 間
- b : 高地 (O) - 善通寺 (C) 間
- c : 高地 (O) - 松 山 (D) 間

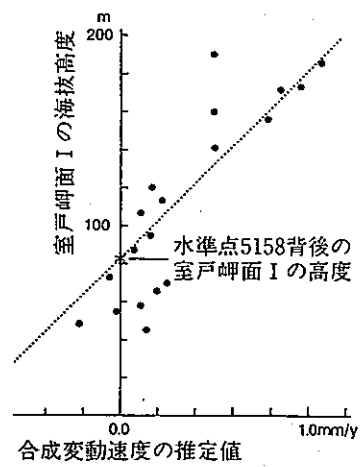


図 4-4 高知一室戸岬間において推定された合成変動速度と室戸岬面 I の海拔高度との関係

図 2.1 - 4 9 合成変動速度と室戸岬面 I の高度の関係 (大森, 1990)

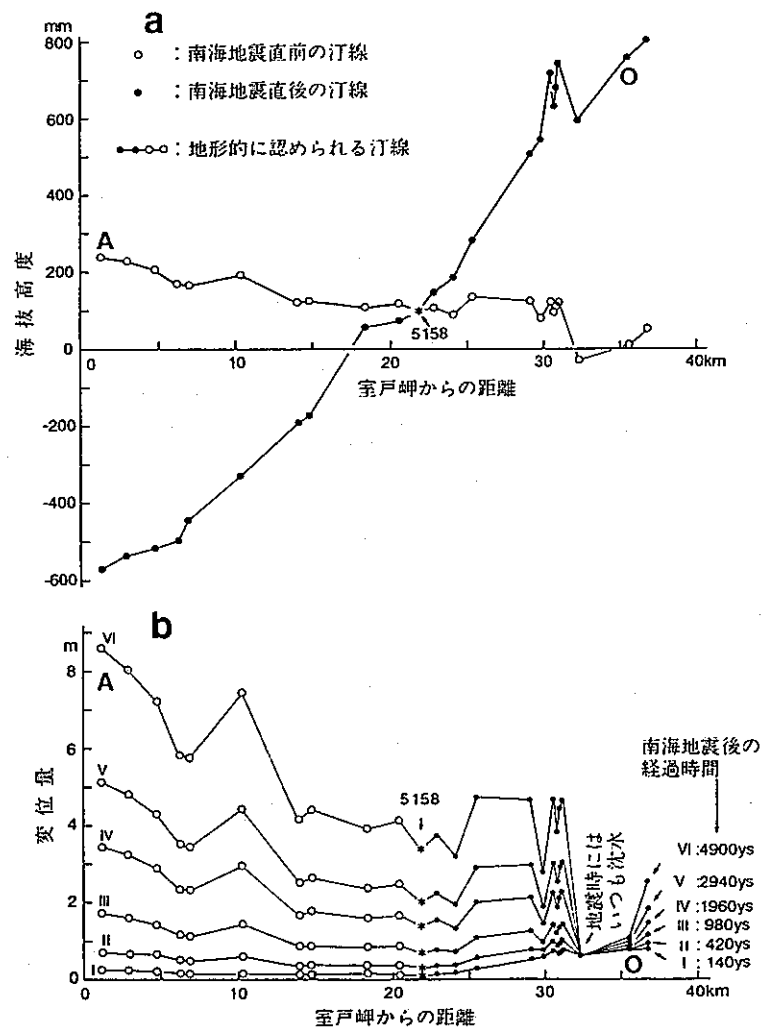


図4-7 室戸岬(A)―高知(O)間の推定汀線高度の南北軸投影図

a : 140年後の地震直前・直後の汀線高度の分布
b : “地震時の汀線”の高度分布の経時変化

図2.1-50 室戸岬(A)―高地(O)間の推定汀線高度の南北軸投影図

a : 140年後の地震直前・直後の汀線高度の分布

b : “地震時の汀線”の高度分布の経時変化

(大森, 1990)

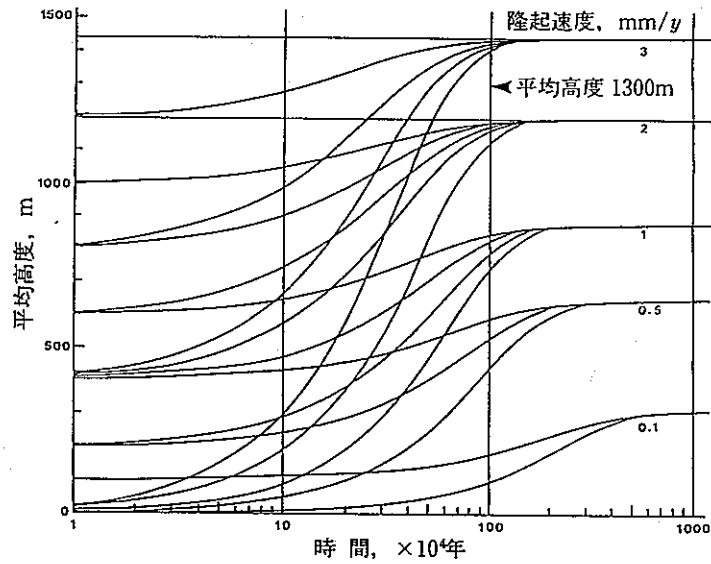


図4-9 隆起・侵食が同時に行われる山地において、等速隆起する場合の平均高度の変化曲線

図2.1-51 隆起・侵食が同時に行われる山地において、等速隆起する場合の平均高度の変化曲線（大森，1990）

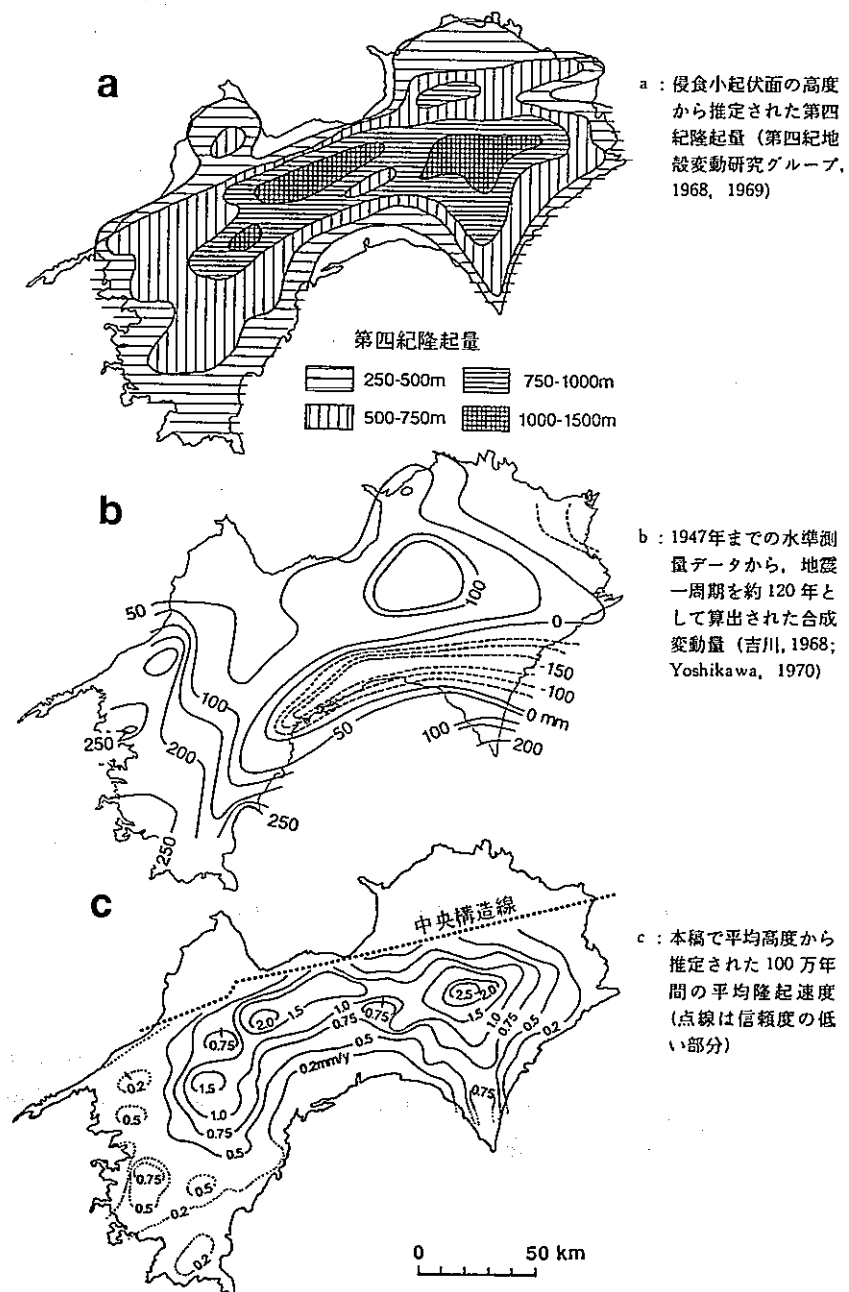


図4-11 四国山地の変動量・変動速度の分布

図2.1-52 四国山地の変動量・変動速度の分布

- a : 第四紀地殻変動研究グループ (1968, 1969) による第四紀隆起量
- b : 吉川 (1968), Yoshikawa (1970) による合成変動量
- c : 大森による (1990) による平均隆起速度
(大森, 1990)

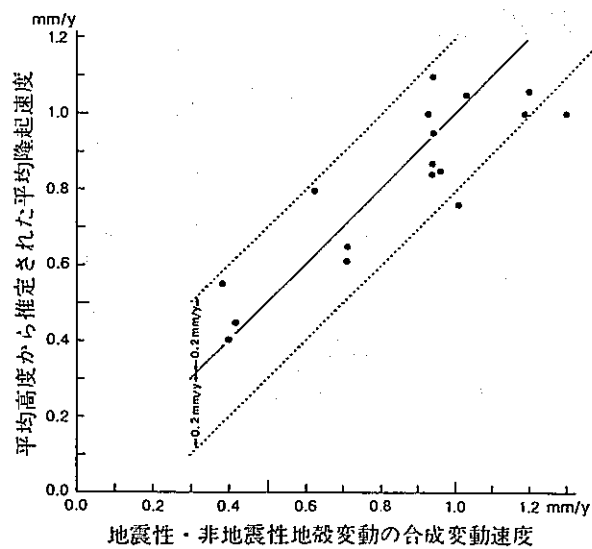


図 4-10 水準測量データから推定された地震性・非地震性地殻変動の合成変動速度と平均高度から推定された平均隆起速度の関係

図 2.1 - 5 3 水準測量データから推定された合成変動速度と平均高度から推定された平均隆起速度の関係
(大森, 1990)

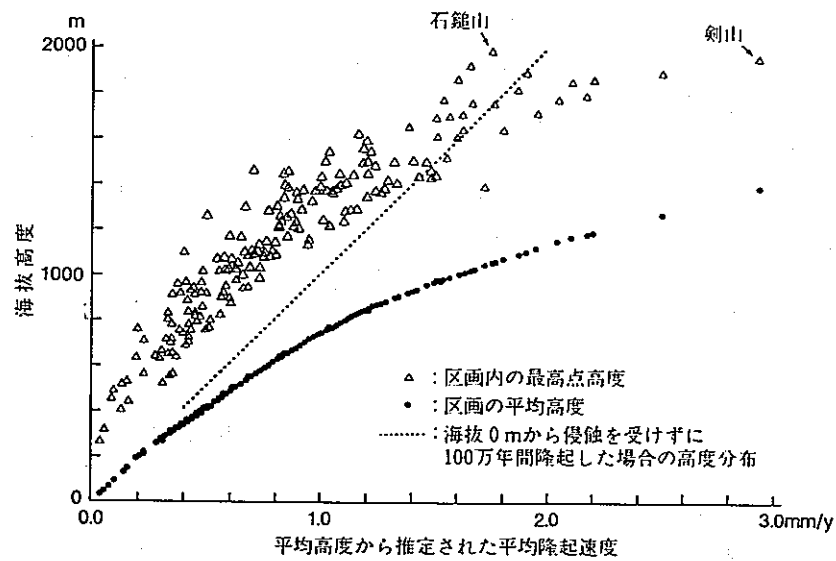


図 4-12 区画の平均隆起速度、平均高度、および、最高点高度の関係
点線は海抜 0 m から隆起した場合の 100 万年後の高度分布を示す。

図 2. 1 - 5 4 区画の平均隆起速度、平均高度、および最高点高度の関係
(大森, 1990)

(7) 九州地方

ここでは、太田・堀(1980)、中田(1980a, b)、小西(1980)、Omura(1984)、大村(1988)、太田 他(1991)、木庭 他(1991)、杉谷(1983)の9文献をとりあげた。

杉谷(1983)は層位学的関係により年代を推定しているが、その他は ^{14}C 年代測定法、ウラン系列年代測定法、ESR年代測定法に基づき年代を推定している。ただし、太田・堀(1980)の論文中のすべての島々で上記の方法により年代が推定されているわけではなく、地形面の広がり等の地形学的方法によりその年代を推定している。また、琉球列島のうち絶対年代値が複数の層準にわたり得られているのは喜界島、波照間島である。

杉谷(1983)は、地層の堆積環境を推定して旧海水準を認定して変動量を求めているが、海水準変動を考慮していない。残りの文献は、海成面(主としてサンゴ礁段丘面)から旧汀線高度を推定し、海水準変動を考慮して変動量を求めている。

面的に広く調査がおこなわれ、多数の年代値データがそろっているのは、喜界島、波照間島、北大東島および南大東島である。このうち、喜界島は隆起速度が大きく、約12万年前以降 1.8mm/y で変動している。中田(1980a)は、喜界島の完新世段丘を解析した結果、地震性地殻変動によって隆起が生じたと考えている。一方、海溝からの距離が喜界島とほぼ等距離にある波照間島の隆起速度は、12万年前以降 0.3mm/y と喜界島よりも小さな値をとっている。この両者の相違はプレートの沈み込み様式の違いとして説明されている(小西, 1980)。

それに対して、北大東島および南大東島は隆起環礁で、その隆起速度は12万年前以降 $0.03\sim 0.05\text{mm/y}$ という非常に小さな値をとる。この隆起環礁の形成は、大東海嶺が沈み込む直前で“uplift bulge”を形成したことによると推定されている(太田他, 1991)。

また、完新世と最終間氷期の両時期の変動速度が求められる地域において、その変動速度を推定する上での精度の程度を無視して単に値だけで比較してみると、いずれの地域でも完新世の変動速度の方が比較的大きな値を示す。

なお、以上の9文献の詳細は、表2.1-48~56、図2.1-55~57およびその説明に示したが、手法等の異なる9文献から得られた平均変動速度

を表 2.1 - 47 にまとめて示す。ただし、変動速度を求める上で重要な要素である変動基準面あるいは地層の年代推定に関して精度上問題がないと判断されるものは、数値に下線を引いて示した。

表 2. 1 - 4 7 九州地方の変動速度 (mm/y)

地域 期間	460万年	12~13万年	10万年	8 万年	6000年	備 考
有明海北岸		-0.2				杉谷(1983)
種 子 島		最大0.9~1.0			最大 1.0	中田(1980b) 太田・堀(1980)
馬 毛 島					最大 1.0	太田・堀(1980)
屋 久 島		最大 0.8			最大 1.3	中田(1980b) 太田・堀(1980)
喜 界 島		最大 1.8	最大2.2	最大2.6	最大 1.8	中田(1980a) 大村(1988) 太田・堀(1980)
奄美大島		最大 0.4			最大 0.5	太田・堀(1980)
徳 之 島		最大0.6以上			最大 1.1	太田・堀(1980)
沖永良部島		最大0.4以上			最大 0.2	太田・堀(1980)
与 論 島		最大0.4以上				太田・堀(1980)
伊平屋島		最大0.3以下			最大 0.5	太田・堀(1980)
伊是名島		最大0.2以下			最大 0.5	太田・堀(1980)
伊 江 島		最大0.6以下				太田・堀(1980)
沖 縄 島		0.6~1.5			最大 1.3	太田・堀(1980)
宮 城 島		最大0.8以下			最大 0.7	太田・堀(1980)
慶良間諸島					最大 0.5	太田・堀(1980)
宮 古 島		最大0.8以下			最大 1.3	太田・堀(1980)
多良間島		最大0.1以上				太田・堀(1980)
石 垣 島		最大0.6以下			最大 1.3	太田・堀(1980)
竹 富 島		最大0.1以上				太田・堀(1980)
西 表 島		最大0.3			最大 0.5	太田・堀(1980)
波照間島		最大 0.3	0.4~0.5	0.5~0.6	? 3.3	大村(1988)、Omura(1984)、太田・堀(1980)
与那国島		最大0.6			最大1.3 以下	太田・堀(1980) 太田・堀(1980)
口永良部島					最大 0.5	太田・堀(1980)
中 之 島					最大 2.0	太田・堀(1980)
小 宝 島		最大0.8			最大 1.3 以上	太田・堀(1980)
宝 島		最大0.4			最大 0.3 以上	太田・堀(1980)
粟 国 島		最大0.7以下				太田・堀(1980)
久 米 島		最大0.4以上			最大 0.5	太田・堀(1980)
北大東島	0.01	0.03				木場他(1991) 太田他(1991)
南大東島		0.05				太田他(1991)小西(1980)

表2. 1-48 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
杉谷 (1983)	有明海北岸 DC層 DSa層	12×10 ⁴ 8×10 ⁴	-22	-0.2			

<年代推定方法>

約7万年前のAso-4火砕流堆積物におおわれるDSa層（河岸段丘堆積物）の堆積面を小原台面に対比し，その年代を約8万年前とした．一方，DC層（内湾性粘土層）が現海岸線から約10km内陸まで分布すること，DSa層に不整合におおわれることから，従来どおりDC層を下末吉層に対比し，その年代を約12万年前とした．

<解析方法>

DC層の上限高度は，-20m前後であった．DC層堆積面の当時の絶対高度を現在のデルタの平均高度 2mに等しいとし，当時の海水準が現海水準と同じと仮定することにより，DC層堆積面の沈降量22mを求めた．

表2. 1-49 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
中田 (1980b)	種子島 第4段丘	12×10^4	? 130	最大1	(3.3×10^{-3})	3×10^{-8}	中田(1968) 測線長 30km 比高 100m
	屋久島 第3段丘	12×10^4	? 100	最大0.8			中田(1967) 町田(1969)

変動量は旧汀線高度

<年代推定方法>

種子島の第4段丘が、最も普遍的に発達し場所によって厚い段丘堆積物を持ち、堆積物中にサンゴ片や温暖海域を示す有孔虫化石を産することから、最終間氷期に形成されたものと推定し、その年代を12万年前とした。

屋久島の第3段丘が、最も普遍的に発達し厚い埋積性堆積物を伴うことおよび火山灰層の層序から種子島の第4段丘に対比される(町田, 1969)ことから、種子島の第4段丘と同様にその年代を12万年前とした。

<解析方法>

変動量の求め方は明記されていないが、旧汀線高度を変動量とみなしたと思われる(図2. 1-55)。

傾動量は島の長軸に沿う測線での旧汀線の比高から求めた。

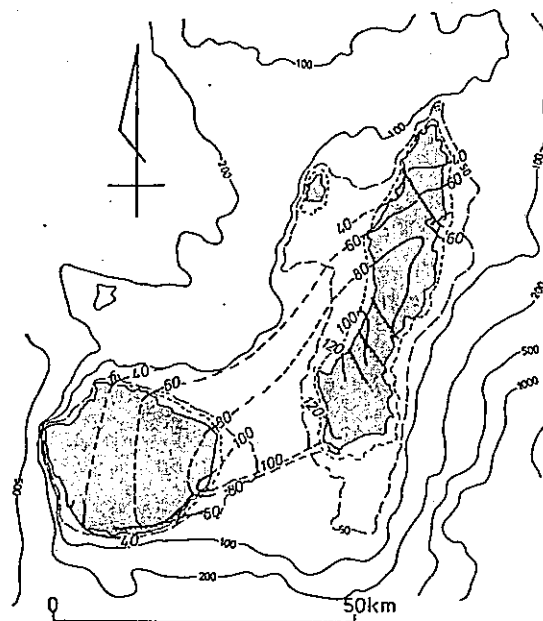


図5 種子島・屋久島の地殻運動
 太線：最終間氷期以降の相対的隆起量 (m)
 クン線：活断層 細線：海底等深線 (m)

図2.1-55 旧汀線高度による等変動値線図 (中田, 1980b)

表 2.1 - 5 0 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

九州・関東地方

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量(m)	傾動速度(/y)	備考・参考文献
中田(1980a)	喜界島						中田他(1978) 太田他(1978)
	喜界島 I 面	6065	10.2	} 1.8			
	喜界島 II 面	3520	6.0				
	喜界島 III 面	2700	3.7				
	喜界島 IV 面	1700	2.6				
	房総半島南部						中田他(1980)を参照のこと
	沼 I 面	6150	23.0	} 3.0			
	沼 II 面	4300	17.5				
	沼 III 面	2850	12.5				
	沼 IV 面	250	5.5				

<年代推定方法>

各面を構成するサンゴおよび貝殻を試料とした文献中の ^{14}C 年代値によれば、喜界島Ⅰ面は $6630 \pm 150 \sim 6005 \pm 175 \text{ y B.P.}$ 、喜界島Ⅱ面は $5780 \pm 135 \sim 3520 \pm 120 \text{ y B.P.}$ 、喜界島Ⅲ面は $3720 \pm 100 \sim 2700 \pm 105 \text{ y B.P.}$ 、喜界島Ⅳ面は $2460 \pm 80 \sim 1550 \pm 110 \text{ y B.P.}$ という値であった（中田他，1978；太田他，1978）。

各面上のサンゴ化石のうち、最新のものから離水年代を推定した結果、Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ，Ⅳ面の離水年代は、それぞれ 6065 y B.P. ， 3520 y B.P. ， 2700 y B.P. ， 1700 y B.P. となった（図2.1-56）。

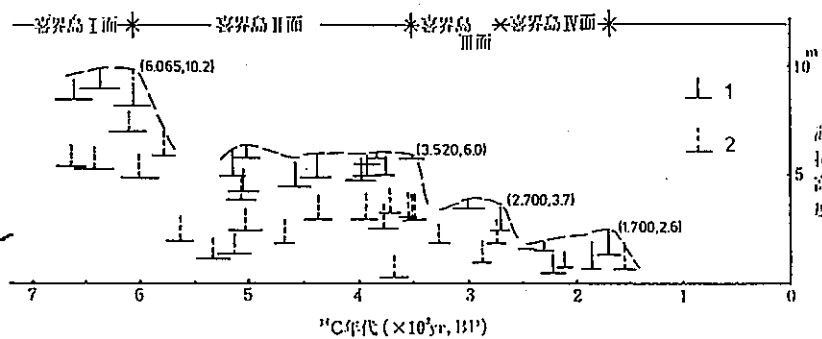
なお、房総半島南部地域のものについては中田他（1980）を参照のこと。

<解析方法>

海水準を指示するサンゴ化石の出現高度から旧汀線を推定する方法（中田他，1978）およびサンゴ礁外帯の高まり，ノッチ，潮間帯の溶食地形などの地形的特徴に基づいて旧汀線を推定する方法（太田他，1978）によって、各面の旧汀線高度を推定した（図2.1-56）。

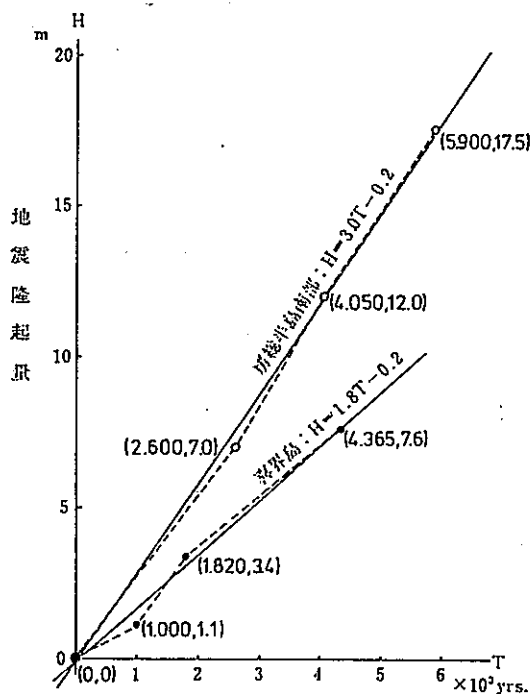
その結果得られる相対海水準曲線から、急激な海面低下時期が認められ（図2.1-56），その原因を繰り返し起こる地震性地殻変動によるものと考えた。そのような地殻変動は、長期的にみれば等速的と見られているので、最後の地震時期とその直前の相対的海水準を基準として、それぞれの地震時期と地震直前の相対的海水準高度から、最小二乗法によって長期的平均変動速度を求めた（図2.1-57）。

なお、房総半島南部地域のものについては中田他（1980）を参照のこと。



第2図 喜界島の化石サンゴの高
度と ^{14}C 年代 (中田・他 1978 を
改訂)。破線は相対的潮水準変動
を示す。() 内の数字は地震発
生時と相対的潮水準を示す。1:
崖線の頂部が潮水準を示す試料,
2: 崖線の頂部以下に潮水準があ
ったと思われる試料。破線は ^{14}C
年代の幅を示す (資料 中田・他
1978, 太田・他 1978)

図 2.1 - 5 6 ^{14}C 年代値と分布高度から推定された海水準変化 (中田, 1980a)



第5図 喜界島と房総半島南部の地震隆起速度。喜界島は喜界島II面,
房総半島は沼ノ面 (元深茂丘) を原点 ($T=0$, $H=0$) にとってある

図 2.1 - 5 7 変動速度の算出 (中田, 1980a)

表2. 1-5 1 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
小西 (1980)	南大東島 海軍棒石灰岩	12.5×10^4	6	0.05			
	波照間島 第IV面	12.5×10^4	(14)	0.11			河名・大城(1978)

() は計算値

<年代推定方法>

$^{226}\text{Ra}/^{238}\text{V}$ 年代測定法によりサンゴ化石の年代を求めた。南大東島の試料からは、9.8～12.8万年前の年代値が波照間島第IV面の試料からは、10.9～14.3万年前の年代値が得られた。よって共に最終間氷期に形成されたと考え、12.5万年前とした。

<解析方法>

推定される旧汀線高度から12.5万年前の海水準高度6mをひいて変動量を求め、平均変動速度を計算した。
 南大東島では海軍棒石灰岩の最高高度が11mで、堆積当時の水深を1mとして旧汀線高度を12mとした。
 波照間島の第IV面の最高高度が20mで本論文中には明記していないがその値を旧汀線高度とみなしているようである。
 (Omura, 1984によれば、最高高度が40mである。)

表2. 1-52 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
Omura (1984)	波照間島 ステージ5	30×10^4 以上					Ota et al.(1982)
	ステージ4 (波照間Ⅰ面)	20.7×10^4					
	ステージ3 (波照間Ⅲ面)	12.8×10^4	西部(14)	0.11			
	ステージ2 (波照間Ⅳ面)	10.3×10^4	東部(34~35)	0.27			
	ステージ1 (波照間Ⅶ面)	8.1×10^4					

() は計算値

<年代推定方法>

サンゴ化石（ほとんどが現地性で一部異地性のものを含む）を試料にして $^{230}\text{Th}/^{234}\text{V}$ 年代測定を行った。閉鎖系の仮定が成立するか否かを確認し、得られた年代値が十分信頼できるものと考えた。

試料を得た石灰岩体の地形面区分（Ota et al, 1982）と得られた年代に基づいて以下の5つのステージを認定し、各ステージの年代を平均値で示した。
ステージ5：30万年前以上，ステージ4：19～26万年前（平均20.7万年前），
ステージ3：11～15.8万年前（平均12.8万年前），ステージ2：10～10.6万年前（平均10.3万年前），ステージ1：7～9万年前（平均8.1万年前）

<解析方法>

旧汀線高度から形成時の海水準高度をひいて変動量を求め、平均変動速度を求めた。

波照間Ⅲ面の旧汀線高度は東部で40～41m，西部で20mであった（Ota et al. 1982）。

その当時の海水準高度を+6mと仮定して平均変動速度を求めた。

表2. 1-53 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
大村 (1988)	喜界島						Konishi et al.(1974) 大村・小西(1970) Omura(1983) Omura et al.(1985)
	ステージ7	30×10^4 以上					
	ステージ6	20.4×10^4					
	ステージ5	12.9×10^4	218~228	1.7~1.8			
	ステージ4	10.1×10^4	210~220	2.1~2.2			
	ステージ3	8.3×10^4	205~215	2.5~2.6			
	ステージ2	5.3×10^4					
	ステージ1	4.1×10^4					
	波照間島						小西(1980) Omura(1984) Ota et al.(1982)
	ステージ7	30×10^4 以上					
	ステージ6	20.7×10^4					
	ステージ5	12.8×10^4	34~44	0.3			
	ステージ4	10.3×10^4	45~55	0.4~0.5			
	ステージ3	8.1×10^4	43~53	0.5~0.6			

<年代推定方法>

サンゴ化石（ほとんどが現地性で、一部異地性のものを含む）を試料にして $^{230}\text{Th}/^{234}\text{V}$ 年代測定を行った。閉鎖系の仮定の成立を確かめ、得られた年代値が十分信頼できるものと考えた。なお、VSIPプロジェクトにおける申し合せに従ったため、以前に報告した年代値のいくつか（Konishi et al., 1974, 大村・小西, 1970）については再計算した。

試料を得た石灰岩体の岩相区分や分布高度などと得られた年代に基づき喜界島において、以下の7つのステージを確認し、各ステージの年代はその平均値とした。

ステージ1：3.8～4.6万年前（平均4.1万年前），ステージ2：5～5.5万年前（平均5.3万年前），ステージ3：7.7～8.9万年前（平均8.3万年前），ステージ4：9.8～10.4万年前（平均10.1万年前），ステージ5：11.5～13.8万年前（平均12.9万年前），ステージ6：20.4万年前，ステージ7：30万年前以上

波照間島についても同様な検討を行い、各ステージの年代を定めた（Omura, 1984）。

<解析方法>

含有化石種・産出状態およびそれらを含む部分の岩相から、海水面付近で形成されたと推定される岩体にもとづいて垂直変動量の推定を試みた。

喜界島において上述のように推定される岩体の最高高度（ L_e ）は、ステージ5，4，3においてそれぞれ225m，195m，185mであった。その岩体が形成された水深（ L_d ）を0～10mと仮定し、形成当時の古海水準高度（ SL ）をMoore（1982）に従い、ステージ5，4，3においてそれぞれ+7m，-15m，-20mとした。

変動量を $L_e + L_d - SL$ によって求め、変動速度を求めた。

また、波照間島については、得られている地形学的旧汀線高度（Ota et al., 1982）からステージ5，4，3の高度をそれぞれ41m，30m，23mとして同様な方法で変動量等を求めた。

表2. 1-54 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
太田他 (1991)	北大東島	$123 \pm 1 \times 10^3$	(4)	0.03			大村他(1991) 河名他(1991) 木庭他(1991)
	南大東島	$123 \pm 1 \times 10^3$	(6.7)	0.05			

() は計算値

<年代推定方法>

サンゴ化石を試料にして $^{230}\text{Th}/^{234}\text{V}$ 年代測定法 $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{V}$ 年代測定法およびESR年代測定法を採用した。
 両島での原地性サンゴ化石の年代は $^{230}\text{Th}/^{234}\text{V}$ 法で111~159Ka(大村他, 1991), $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{V}$ 法で102~152Ka(河名他, 1991),
 ESR法で112~132Ka(木庭他, 1991)を示した。
 ここでは, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{V}$ 法で得られた年代値の平均値を用いた。

<解析方法>

旧汀線高度から, 古海水準高度を差し引いて変動量を求め, 平均変動速度を求めた。なお, 12万年前後の古海水準高度を約6mと仮定した。
 旧汀線高度は, 原地性生物遺骸の分布高度や離水ベンチやノッチのリトリートポイント等の分布高度にもとづき, 北大東島で約10m, 南大東島で12.2~12.7mと推定した。
 上記手法にもとづいて変動量, 変動速度を計算した。

表2. 1-55 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
木庭他 (1991)	北大東島 大東苦灰岩	460×10^4	45~65	0.0098~0.014			

<年代推定方法>

大東苦灰岩の現地性サンゴ化石の試料を用いてESR年代測定を行った。方解石化、苦灰岩化する過程でサンゴ骨格中のウランが溶脱するため ^{238}V 濃度が $0.550 \pm 0.180\text{ppm}$ という低い値であった。この値を使って北大東島の100%苦灰岩化石のESR年代を求めると、364.1~526万年前、平均で457万年前となった。よって苦灰化した年代を約460万年前と推定した。

<解析方法>

年代推定に用いられたサンゴ化石の高度が45mで、試料のサンゴの生息深度が深さ20mから大潮の平均低潮面とみなされることから旧汀線高度は45~65mにあったと推定した。

また、当時の海水準高度は、現海水準と同程度であったと仮定して変動量を求め、460万年で割って平均隆起速度を求めた。この値は苦灰岩化後の速度であるから、最大の変動速度を示すものと考えた。

表2. 1-56 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
太田・堀 (1980)	種子島 S面 H面	120×10^3 6×10^3	最大115 最大 6	最大0.9 最大1.0			
	馬毛島 H面	6×10^3	最大 6	最大1.0			太田編(1978)
	屋久島 S面 H面	120×10^3 6×10^3	最大 95 最大 8	最大0.8 最大1.3			中田他(1978)
	喜界島 S面 H面	120×10^3 6×10^3	最大219 最大 11	最大1.8 最大1.8			Konishi et al.(1974) 中田他(1978) 太田編(1978)
	奄美大島 S面 H面	120×10^3 6×10^3	最大 55 最大 3	最大0.4 最大0.5			Konishi et al.(1974) 中田他(1978)
	徳之島 S面 H面	120×10^3 6×10^3	最大 75以上 最大 7	最大0.6以上 最大1.1			Machida et al.(1976) 中田他(1976)

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
	沖永良部島 S面 H面	120×10^3 6×10^3	最大 55以上 最大 1	最大0.4以上 最大0.2			
	与論島 S面 H面	120×10^3 6×10^3	最大 50以上 最大 0以上	最大0.4以上 最大0 以上			
	伊平屋島 S面 H面	120×10^3 6×10^3	最大 35以下 最大 3	最大0.3以下 最大0.5			
	伊是名島 S面 H面	120×10^3 6×10^3	最大 30以下 最大 3	最大0.2以下 最大0.5			
	伊江島 S面	120×10^3	最大 70以下	最大0.6以下			
	沖縄島北部 S面 H面	120×10^3 6×10^3	最大 75以上 最大 8	最大0.6以上 最大1.3			
	沖縄島南部 S面 H面	120×10^3 6×10^3	最大188以下 最大 8	最大1.5以下 最大1.3			Machida et al.(1976)

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
	宮城島 S 面 H 面	120×10^3 6×10^3	最大 99以下 最大 4	最大0.8以下 最大0.7			
	慶良間諸島 H 面	6×10^3	最大 3	最大0.5			
	宮古島 S 面 H 面	120×10^3 6×10^3	最大108以下 最大 8	最大0.8以下 最大1.3			
	多良間島 S 面	120×10^3	最大 15以上	最大0.1以上			
	伊江島 S 面	120×10^3	最大 70以下	最大0.6以下			
	石垣島 S 面 H 面	120×10^3 6×10^3	最大 75以下 最大 8	最大0.6以下 最大1.3			
	竹富島 S 面	120×10^3	最大 16以上	最大0.1以上			

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
	西表島 S面 H面	120×10^3 6×10^3	最大 35 ? 最大 3	最大0.3 最大0.5			
	波照間島 S面 H面	120×10^3 6×10^3	最大 36 最大 20	最大0.3 最大3.3			
	与那国島 S面 H面	120×10^3 6×10^3	最大 75 最大 8以下	最大0.6 最大			
	口永良部島 H面	6×10^3	最大 3	最大0.5			
	中之島 H面	6×10^3	最大 12	最大2.0			中田他(1978)
	小宝島 S面 H面	120×10^3 6×10^3	最大 98 最大 8以上	最大0.8 最大1.3以上			中田他(1978)
	宝島 S面 H面	120×10^3 6×10^3	最大 55 最大 2以上	最大0.4 最大0.3以上			Konishi et al.(1974) 中田他(1978)

文 献	地域・変動基準	年 代(y)	変動量(m)	変動速度(mm/y)	傾動量	傾動速度(/y)	備考・参考文献
	栗国島 S面	120×10^3	最大 91以下	最大0.7以下			
	久米島 S面 H面	120×10^3 6×10^3	最大 45以上 最大 3	最大0.4以上 最大0.5			Konishi et al.(1974)

<年代推定方法>

各島で最も広く分布し、段丘原面（サンゴ礁の微地形）を残す堆積面の中で最も低位のもの、かつ完新世段丘と明瞭に段化されている面をS面とみなし、その形成年代を12万年前とした。

また、現在の海岸線に接する最低位の面をH面とし、その形成年代を6000年前とした。

S面のうち、年代値が求められているのは喜界島のみで、ウラン系列法により12.2～12.8万年前の値をとる（Konishi et al., 1974）。

H面のうち、年代値が得られていないのは、種子島、伊平屋島、伊是名島、伊江島、沖縄島北部、宮城島、慶良間諸島、宮古島、多良間島、竹富島、西表島、与那国島、口永良部島、諏訪之瀬島、粟国島である。それ以外は ^{14}C 年代値を参考にして6000年前後とされているが、6000年前後の ^{14}C 年代値が得られているのは、馬毛島、屋久島、喜界島、徳之島、中之島で、その他の島では2000～4000年の値を示し、形成年代を6000年とするのは過大評価していると思われる。

<解析方法>

各面の上限高度を旧海水準高度とし、その値から面形成時の海水準高度を除いて変動量および平均変動速度を求めた。

なお、S面、H面形成時の海水準高度をそれぞれ5m、2mとした。

2.2 我が国における測地学的手法に基づく事例研究

我が国における精密水準測量は、1884年に開始され、その後、測量の地域、目的、その他において多くの変遷を受けたが、最近では地震予知計画のもとに、5年（実際には数年）を周期とする繰り返し測量の体制下にある（檀原，1971）。これらの水準測量成果を基にして我が国の測地学的上下変動を求めた研究はかなり多い。しかし、これらの研究のほとんどは、個々の地域を対象とした研究であり（特に、1980年以降の研究）、日本列島の全域にわたって地殻変動量を求めた研究は極めて数少ない。その理由の一つには、日本列島全体を一気に測量することが不可能であること、毎年部分的に測量を積み重ねていき、何年もかかって全国一巡の測量が完了するわけであるから、その間には地盤変動の進行も考えられるし、また各種の測量誤差を全体にどう吸収するかという技術的な問題もあるためと考えられる。従って、日本列島全域における変動を1枚の図にまとめるには、ある種の割り切り方が必要である（笠原，1991）と考えられる。

次に、精密水準測量成果から地盤の上下変動量を求める解析手法を概観すると、次のようなことが言える。

水準測量から直接得られる結果は、2水準点間の比高であるから、一つまたは複数の水準点の標高をあらかじめ定め、それらの点を基準に比高を順次加えていくか、網平均計算を行なって水準点の標高を統一して表わす必要がある。現在、一般に使用されている水準点実用成果は、1962年から1968年にかけて実施された第4回全国改測の結果を網平均計算し、測量法に基づき日本水準原点の標高を24.4140mとして全国の水準点の標高を表わしたものである。

一等水準測量は、往と復の観測の差を $\pm 2.5\sqrt{S}$ mm（Sはkm単位の路線長）以内として実施され、比高の1 km当りの平均二乗誤差はおよそ0.6mmであるとされている。そこで、原点だけでなく標高を正しく決めることのできる他の点も固定点に含めて計算すれば、より誤差の少ない標高が定められるとし、固定点としては平均海面を基準とした検潮場固定点を使う研究例、あるいはまた検潮場の潮位を考慮した地殻変動の研究例も多い。

本節では、最初に日本列島全域にわたって地殻上下変動量を求めた研究事例をまとめ（2.2.1）、次に北海道地方、東北地方、関東地方、中部地方、近畿・四国・中国地方および九州地方（南西諸島、沖縄を含めた）の個々の地域を対象にした研究事例（2.2.2）について記述する。

2.2.1 日本列島全域にみる隆起・沈降

日本列島全域において測地学的上下変動を求めた研究事例のうち、①水準点の配点密度が密であること、②水準原点の変動を考慮したもの、③地震および人為的な地盤沈下の影響を除去したもの、④検潮データを活用したもの、かつ、⑤年平均変動速度を求めたもの等、精度上に大きな欠点がなく、かつ地質構造運動として上下変動を概観する目的で研究されたものを抽出すると、檀原（1971）と加藤・津村（1979）の研究が挙げられる。

（1）檀原（1971）の研究

変動量を求める上での解析期間は、1895年前後（第1回全国改測完成）、1930年前後（第2回）、1950年前後（第3回）および1965年前後（第4回）の4回としている。従って、引き続いた3期間の変動量を求めているが、最終的には全期間を総括して、約70年間の平均速度を求めている。その研究成果を図2.2-1、-2にまとめて示す。

図2.2-2から、日本列島全域にわたってみられる上下変動の特徴は、以下のようにまとめられている。

①北海道、東北地方北部、能登半島および山陰地方等の日本海沿岸は、変動量が小さく（図2.2-2中で0mm/y）、一般に極めて安定している。

②北海道から東北地方にかけての太平洋岸は、内陸側から太平洋岸に向って、かなり大きな傾斜の沈降帯（-2~-8mm/y）を形成している。

③北海道を南北に横断する日高山脈は、若い造山帯として、その運動が上下変動に現われることが期待されるが、むしろ、山脈に直角方向の運動が顕著である。

④東北地方、関東地方および中部地方にかけての大きな特徴は、赤石山脈から東北方向に延長して鳥海、那須火山脈を包含する地域における隆起帯の存在である。

⑤紀伊半島の中央部の隆起は、四国におけるそれほど顕著ではない。しかし、四国においては、南海道地震（1946年）前に緩慢な隆起を示していたのが、地震時には沈下し、その後約20年間では隆起した。そして、この最近の隆起量は地震時の沈下を完全に上まわったために、全期間としては隆起となっている。紀伊半島においても同様であるが、最近の隆起量が地震時の沈下量を、ようやく上まわった程度であるために、弱い隆起となっている。

⑥関東地方から西の本州、四国、九州においては、隆起帯と沈降帯とが、島弧に平行に交互に配列している。

⑦中部地方西部および近畿地方中央部一帯の沈下は、岐阜、三重、奈良の各県の山地を含んでいるために、濃尾および大阪の大平野部の沈下のみでは説明されない。おそらく、地質学的にいわれる琵琶湖の沈降を含めて、瀬戸内海にみられる沈降帯と同性質のものであろう。

⑧中国山地の隆起は、褶曲隆起の例として引用されたことがあるが、その量はそれほど大きくない。古い時代より量的に減少した理由は、最近の20年間に、この山地はかなりの沈下量を示し、その結果、過去の隆起量を相殺したことによっている。

⑨九州地方西部の沈降はかなり著しい。その一因は有明海周辺の沈下であるが、阿蘇火山周辺も沈下を示している。この沈下域の西部は、平均海面のみによる最近20年間の上下変動では、かなり大きい隆起域であった。平均海面のみによる上下変動が、日本全体としては今回の図（図2.2-2）とよく一致しているにもかかわらず、九州西部だけが違うことは再検討を要する。

以上に記した日本列島における上下変動の特徴のうち、平均変動速度のみを取り上げると表2.2-1のようにまとめることができる。

（2）加藤・津村（1979）の研究

変動量を求める上での解析期間は1951～1978年の27年間であり、平均的な海面を基準として地殻変動量を求めている。この研究は、日本全国の約100箇所の検潮所の上下変動を推定したものであり、変動量の求められる地域は日本列島の沿岸部に限定されている。その研究成果を図2.2-3、-4にまとめて示す。

図2.2-4から、日本列島において地域的に顕著な変動の特徴および檀原（1971）の研究結果との比較について以下のようにまとめている。

①北海道・東北太平洋沿岸の沈降

本地域の定常的な沈降は、檀原（1971）が指摘した傾向と同様であるが、定量的にみると多少の問題がある。すなわち、釧路・釜石・大船渡では平均変動速度10mm/yを越える値を示し、女川でも8.2mm/yとかなり大きな値となっている。この差は明らかに有意であると思われるので今後の詳細な検討が必要である。

②瀬戸内地方の沈降

本地域で3mm/yより大きな沈降速度を示しているのは神戸・洲本・宇野・高松・小松島・広島の6地点である。このうち、神戸は人為的な地盤沈下を含んでいるものと思われる。

③東海・紀伊・四国の隆起帯と半島先端の沈降

舞阪・浦神・白浜・高知・土佐久礼はいずれも明らかな隆起を示している。これに対して御前崎・串本・室戸岬・土佐清水などの半島先端部はいずれも沈降を示し、東海から四国に至る地域では、駿河・南海トラフにほぼ平行な隆起・沈降帯を形成している。これらのメカニズムを解明するためには、水準データに接続したより詳細な研究が必要である。

④九州地方の全体的な隆起

これは、檀原（1970）によって指摘されたことであるが、同時にこの結果が水準の結果と合わないことも指摘された。今回の結果でもこの隆起が全体におよんでいると結論づけ

られるが、檀原（1971）の九州地方西部における沈降と今回および檀原（1970）の結果とは相違している。この相違点については、水準データと結びつけたより詳細な検討が必要である。

以上に述べた日本列島における上下変動の特徴のうち、平均変動速度のみを取り上げると表2.2-2のようにまとめることができる。

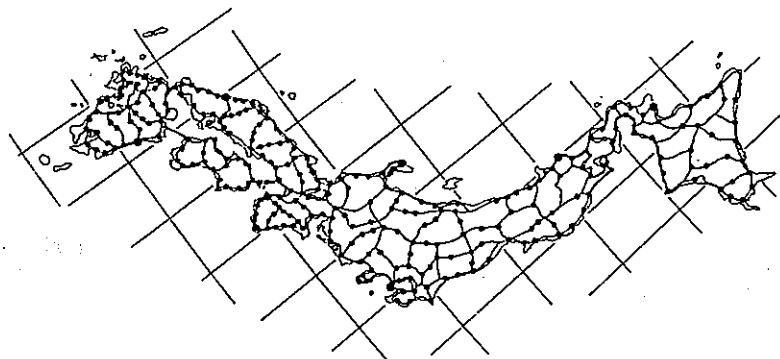


Fig. 3. Levelling routes, tidal stations for regulation (large circles), and selected bench marks (small circles) for drawing equal velocity contour of movements.

図 2.2 - 1 水準路線網及び主な検潮場位置図

(檀原, 1971)

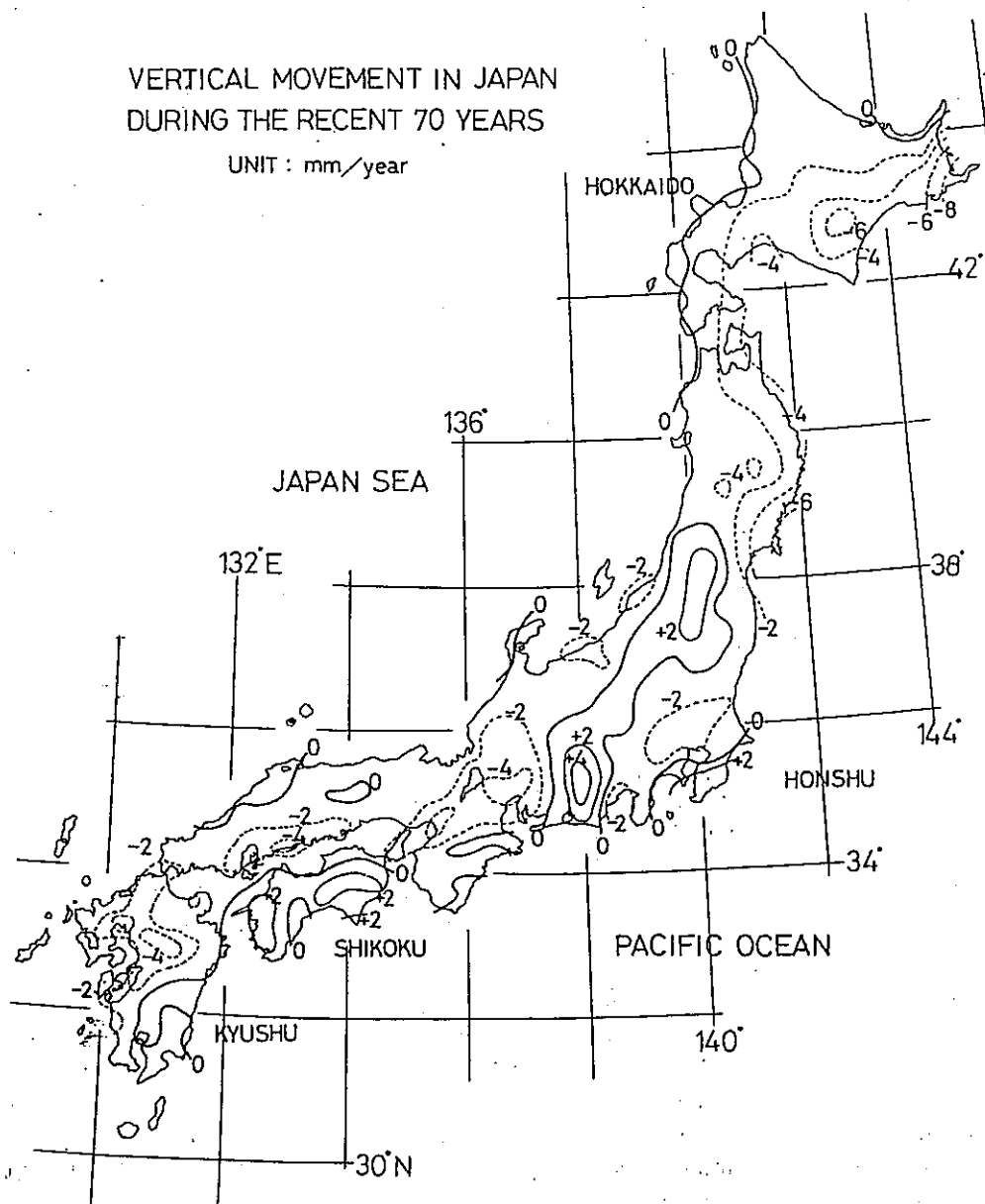


Fig. 4. Equal velocity contour of movements from about 1895 to about 1965.

図 2.2 - 2 最近70年間の等変動速度図

(檀原, 1971)

表 2.2 - 1 日本列島の上下変動平均速度（檀原、1971の図を編集）

隆起・沈降域	地域		上下変動(平均速度mm/y)
沈 降 域	日本海沿岸	北海道	0 程度
		東北地方北部	
		能登半島	
		山陰地方	
	太平洋岸	北海道から東北地方太平洋岸に向かう地域	- 2
	南関東内陸部・伊豆半島西部		- 2 ~ - 4
	中部地方西部・近畿地方中央部		
	濃尾平野・大阪平野		
	九州地方西部		
隆 起 域	赤石山脈		4
	赤石山脈から東北方向に延長して鳥海、那須火山脈を包含する地域		2
	房総半島から三浦半島及び伊豆半島東部		0 ~ 2
	紀伊半島中央部		0 以上
	四国南東部		2

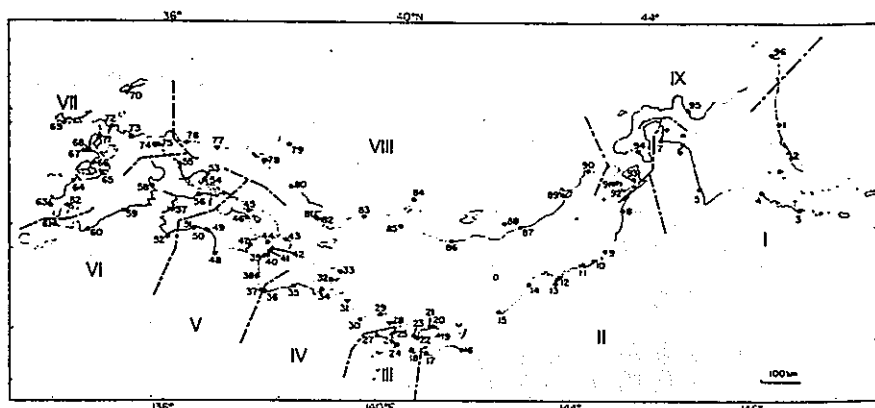


Fig. 1. Tide gauge stations along the coast of Japan. They are divided into nine regions shown by Roman figures.

図 2.2 - 3 検潮場位置図 (加藤・津村, 1979)

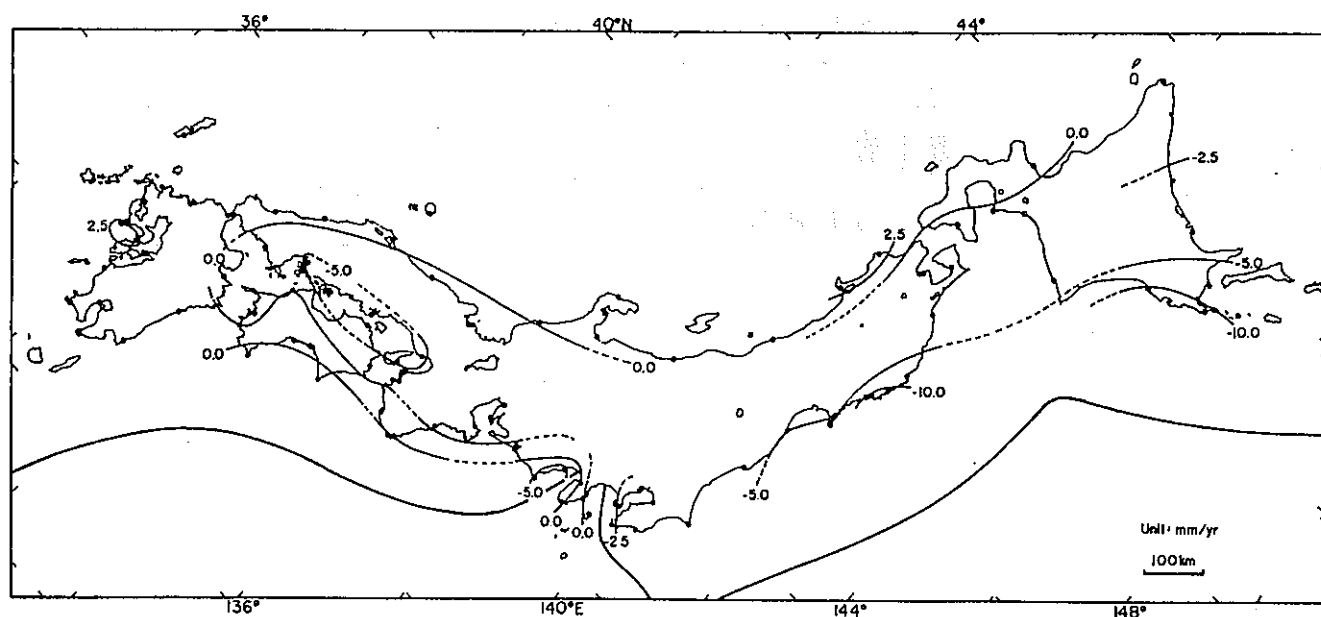


Fig. 7. Vertical crustal movements at the coast of Japan for the period 1951-1978, as deduced from tidal record.

図 2.2 - 4 平均的海面を基準として求めた地殻変動速度図
(加藤・津村, 1979)

表2. 2-2 日本列島の上下変動平均速度（加藤・津村，1979の図を編集）

隆起・沈降域	地 域		上下変動（平均速度mm/y）
沈 降 域	北 方 海 道 ・ 大 平 東 洋 北 地 岸	釧 路	-10.0以上
		釜 石	
		大船渡	
		女 川	-8.2
	瀬 戸 内 地 方	神 戸	-3.0以上 -5.0以下
		州 本	
		宇 野	
		高 松	
		小松島	
		広 島	
	伊豆半島西部		0.0~-5.0以下
	御前崎		0.0以下
	串 本		
	室戸岬		
	土佐清水		
隆 起 域	秋田～青森の日本海沿岸		2.5
	九州地方西部		

2.2.2 日本列島の個々の地域にみる隆起・沈降

日本列島における個々の地域を対象にした研究事例（前掲の図2-3）を北海道地方、東北地方、関東地方、中部地方、近畿・四国・中国地方および九州地方に分けて記述する。

（1）北海道地方

北海道地方においては、オホーツク沿岸を対象にした市瀬（1987）の研究が挙げられるだけで、同地方での測地学的手法を用いて地殻変動を論じた研究は極めて少ない。

市瀬（1987）は、北海道オホーツク沿岸の網走～中湧別間における1911～1955年と1955～1971年の水準測量の改測成果を基にして水準点の変動量を求めた。その結果を表2.2-3および図2.2-5、-6にまとめて示す。同表および同図をみると、本地域は沈降域に相当しており、その平均変動速度は1911～1971年の60年間では $-0.2 \sim -1.5 \text{ mm/y}$ と推定されている。

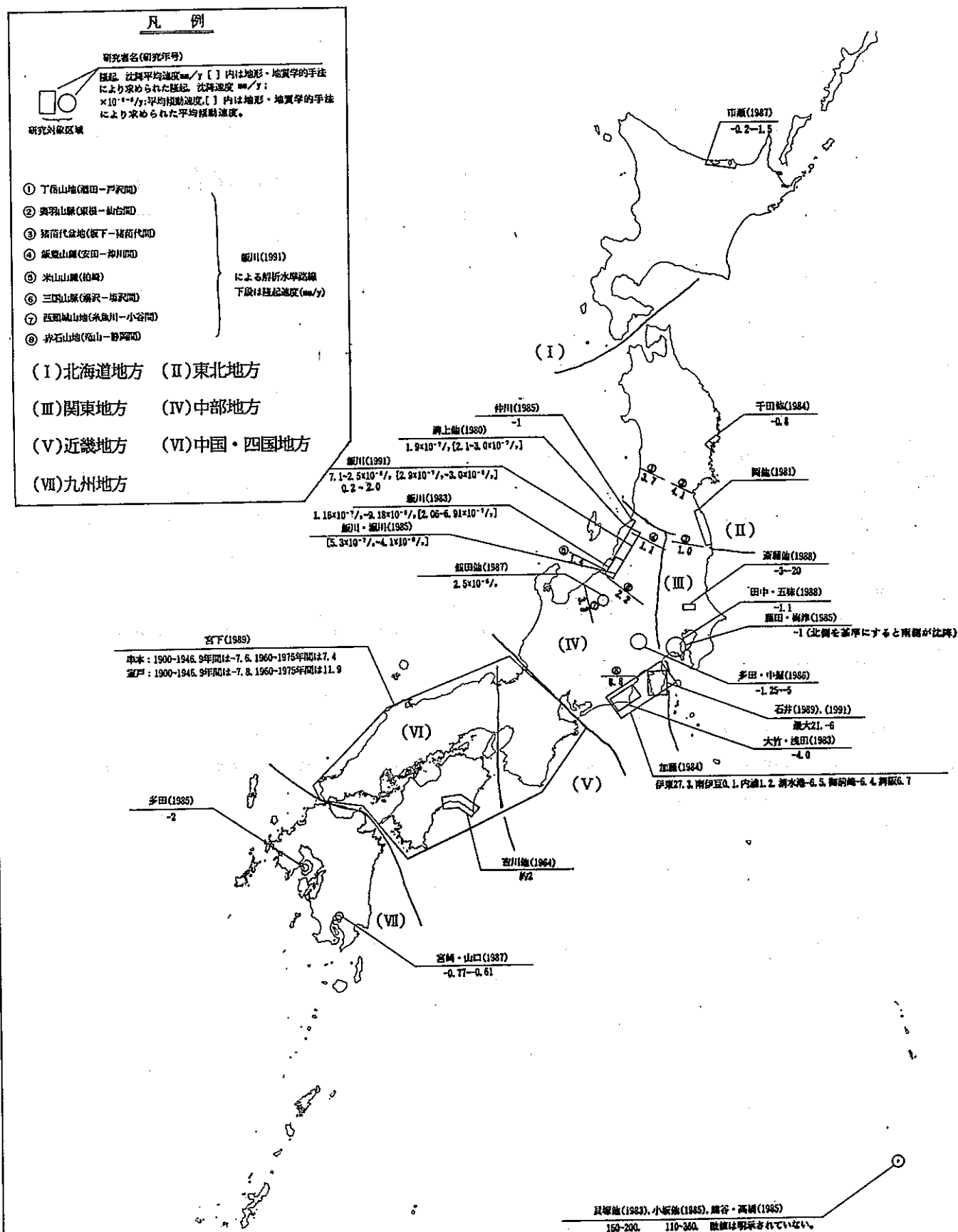


図2-3 地殻変動に関する測地学的研究区域と変動速度

0 150 300

表 2.2-3 測地学的手法に基づく地殻変動

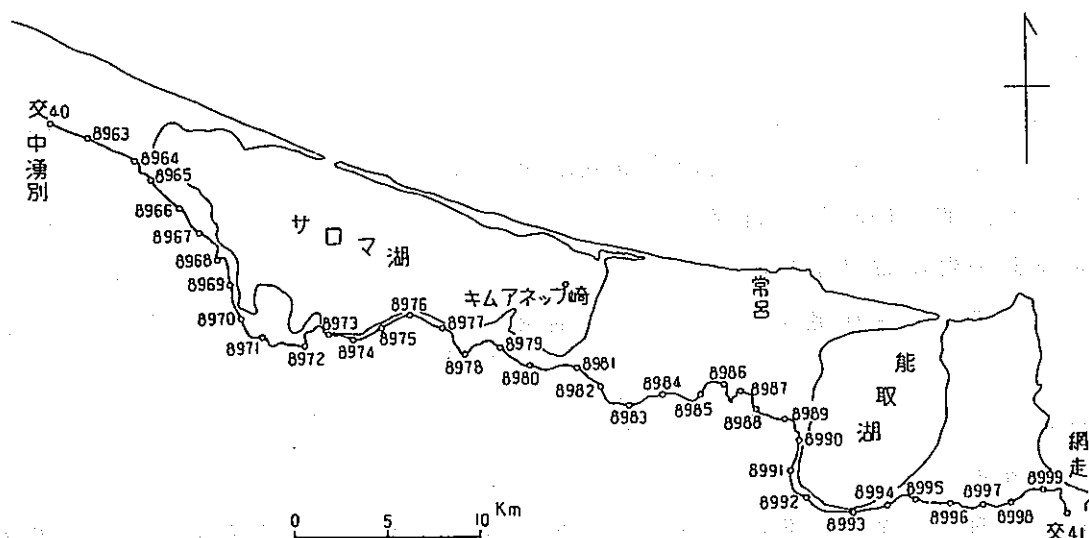
文 献	地 域	解析期間	変動量(mm)	年平均変動 速度(mm/y)	備 考
市瀬(1987)	北海道オホーツク 沿岸	1911～ 1955年	-6.7～-47.7	-0.1～-1.1	
		1955～ 1971年	-2.7～-52.1	-0.2～-3.1	
	網走～中湧別間	1911～ 1971年	-9.4～-89.3	-0.2～-1.5	

<解析方法>

1911～1955年と1955～1971年の水準測量の改測成果を基にして水準点の変動量を求めた(図2.2-5)。

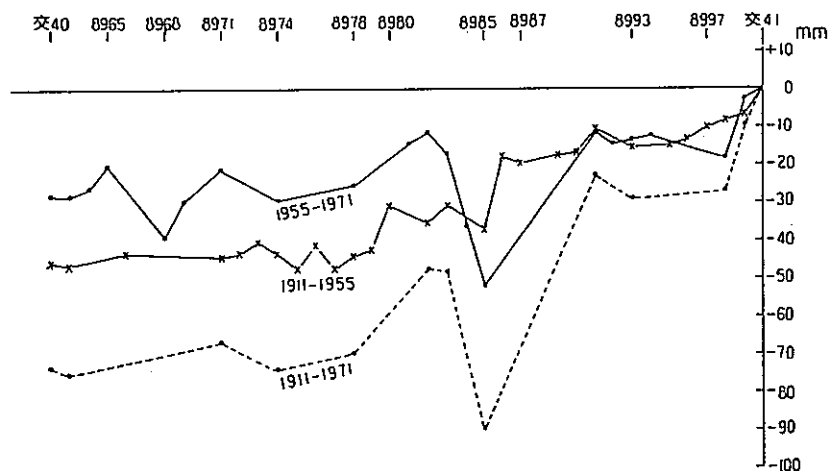
<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$ 年)と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

上記の関連性については記載されていないが、図2.2-6の最大変動量を示す部分は常呂川東岸断層の運動を反映しているものと推定している。



第1図 一等水準路線位置図

図2.2-5 一等水準路線位置図(市瀬, 1987)



第2図 網走・中湧別間水準点垂直変動図

図2.2-6 網走一中湧別間水準点垂直変動図
(市瀬, 1987)

(2) 東北地方

東北地方においては、陸前高田平野を対象にした千田他(1984)の研究と福島県東岸を対象にした岡他(1981)の研究の2研究が挙げれる。

(i) 千田他(1984)の研究

陸前高田平野における1900～1933年および1933～1960年の2回の一等水準点改測成果を基にして水準点の変動量を求めた。その結果を表2.2-4および図2.2-7にまとめて示す。

陸前高田平野は、沈降域に相当しており、その変動速度は -0.8mm/y と推定されている。

(ii) 岡他(1981)の研究

福島県富岡町-原町市間に分布する下末吉相当の海岸段丘の分布高度と同地域における過去80年間(1978～1898年間)の水準測量成果から変動量を求めている。その結果を表2.2-5および図2.2-8, -9にまとめて示す。

福島県東岸は、沈降域に相当しているが、測地学的手法を用いて推定した最近80年間の平均変動速度は -1.62mm/y であり、地形・地質学的手法を用いて推定した平均変動速度 -0.25mm/y と比較すると現在の方が6～7倍大きな値が得られている。この両者の有意な差について岡他(1981)は、福島東岸の近海で起こる地震活動と無関係ではないと考えている。

表 2. 2 - 4 測地学的手法に基づく地殻変動

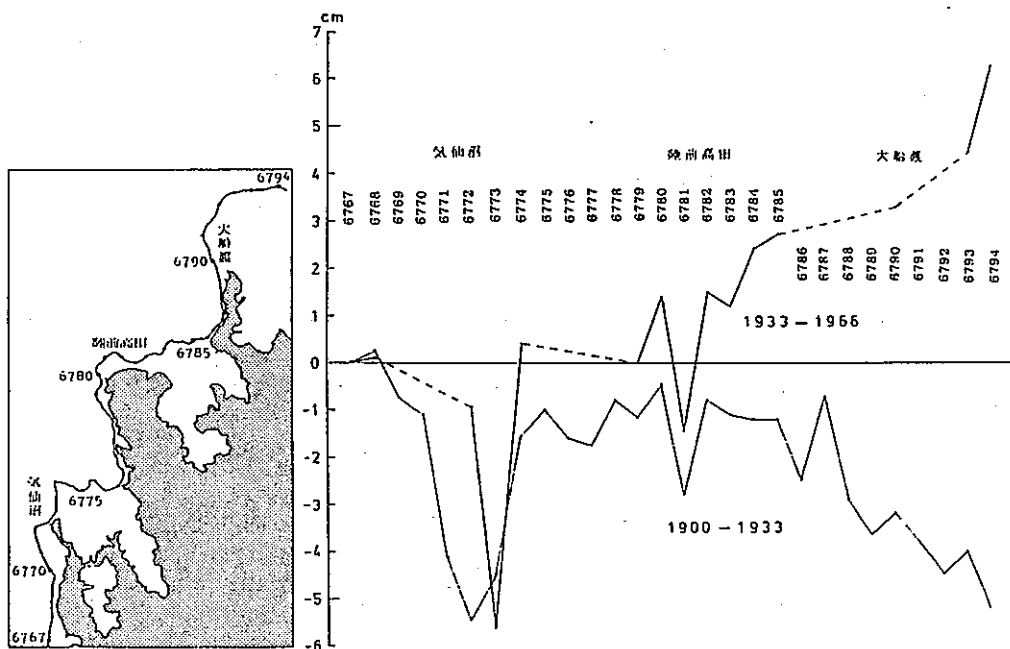
文 献	地 域	変動量(mm)	年平均変動 速度(mm/y)	備 考
千田 他(1984)	陸前高田平野	——	-0.8	

<解析方法>

1900～1933年及び1933～1960年の2回の一等水準点改測資料から陸前高田平野の地盤運動について考察した(図2.2-7)。

<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$ 年)と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

上記の関連性については記述されていない。



第6図 三陸海岸中部地域の水準点変動
6767を不動点と仮定

図2.2-7 三陸海岸中部地域の水準点変動図
(千田他, 1984)

表 2.2-5 測地学的手法に基づく地殻変動

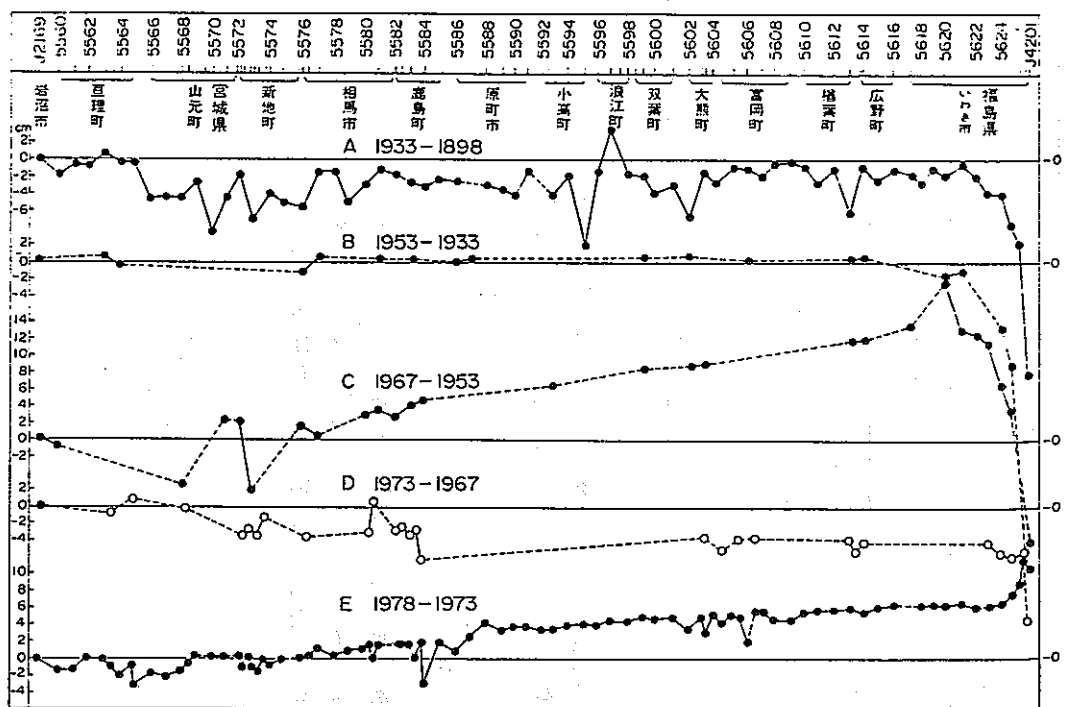
文 献	地域・変動基準		年代・解析期間	変動量(m)	年平均変動速度(mm/y)	備 考
岡 他 (1981)	福島県東岸 富岡町－ 原町市間	第3段丘	約12－13万年前	約-30	(約-0.25)	
		水準点	1978－1898年	約-0.13	(約-1.62)	

<解析方法>

福島県富岡町－原町市間に分布する下末吉相当の海岸段丘の分布高度（堆積面の標高を水準測量により求めた）と過去80年間（1978－1898年間）にわたって実施された水準測量とから本地域の第四紀地殻変動を考察した。なお，下末吉面相当の海岸段丘の形成年代については，根拠が明示されていない。

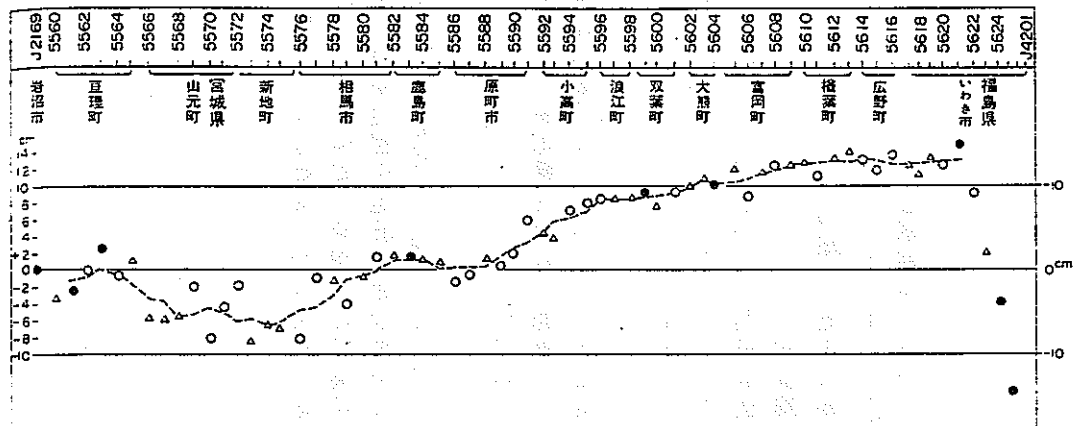
<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$ 年)と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

福島県東海岸における最近数10年間の地殻変動（南から北へ傾動する長期的沈降運動；図2.2-8，-9 参照）は，下末吉段丘に対比される段丘の高度とその変形から認められる過去10万年以上の平均的な変動傾向とは速度の点でかなり異なっている。すなわち，本地域における地殻運動の相対的速度は，現在の方が6～7倍大きい。これは，本地域の近海で起こる地震活動と無関係ではないと考えられる。



第6図 宮城県岩沼市(J 2169)ー福島県いわき市(J 4201)間の水準点変動。
調査データは国土地理院により、各期間とも岩沼市を基準にして示す。黒丸は1等水準点。
白丸は道路基準点のデータによる。

図2.2-8 宮城県岩沼市ー福島県いわき市間の水準点変動図
(岡他, 1981)



第9図 岩沼市ーいわき市間における1978-1898年間の上下変動推定図。第6図における5期間中、
期間Dは道路基準点によるもので、国土地理院の成果表から改めて期間C+D(1973-1953)の水準点変動値
を計算し直し、次いでA, B, C+D, Eの4期間の値を合成した。改埋等のため全期間有効な点(黒丸)はきわめ
て少ないので、3期間(白丸)及び2期間(三角)の点については、欠測期間には両隣の点から内挿値を与え、
全期間の上下変動を推定した。局地的な変動を除くため、1点だけ両隣と著しく異なるデータ(5cm以上)は無視
した。破線は短波長の変動を除くため5点の移動平均値を連ねたもの。

図2.2-9 岩沼市ーいわき市間における1978-1898年間の上下変動図
(岡他, 1981)

(3) 関東地方(硫黄島を含む)

関東地方においては、茨城県南西部を対象にした斎藤他(1988)の研究、日本水準原点を対象にした田中・五味(1988)の研究および三浦半島を対象にした藤田・梅津(1985)の研究、硫黄島を対象にした貝塚他(1983)、小坂他(1985)および熊谷・高橋(1985)の研究の6研究が挙げられる。このうち、硫黄島に関しては上記3研究をまとめて記述する。

(i) 斎藤他(1988)の研究

茨城県南西部の岩井市-つくば市に至る地域について、1983~1987年まで延べ5回の精密水準測量を実施して水準点の変動量を求めた。なお、本地域における解析期間は場所によって異なっており、最も長期にわたる解析期間でも3年(最短期間は1年)である。

水準点の変動量を求めた結果を表2.2-6および図2.2-10、-11にまとめて示す。

本地域は沈降域に相当している。その変動速度は場所により異なっており、 $-3 \sim -20$ mm/yの沈降速度が得られている。

(ii) 田中・五味(1988)の研究

1923~1986年の63年間にわたる油壺験潮場固定点の変動および水準測量による固定点と日本水準原点との関係を解析した。その結果を表2.2-7および図2.2-12にまとめて示す。

日本水準原点の変動は、平均海面に対して -1.6 ± 0.3 mm/yの速度で関東大震災以降に沈下していることが判明した。さらに、関東地方の水準測量から求めた同原点の変動は -0.6 mm/yであり、平均すると同原点の変動は -1.1 mm/yであると推定した。

(iii) 藤田・梅津(1985)の研究

南関東南部の測地測量の成果(1923~1985年の62年間)を基にして、三浦半島の上下変動量を求めた。その結果を表2.2-8および図2.2-13にまとめて示す。

三浦半島は、北側を基準にとると、南側は1 mm/yの速度で一様に沈下していると推定している。

この平均変動速度は、藤田・梅津(1985)とほぼ同地域を解析した田中・五味(1988)の研究成果から推定される値と一致している。

(iv) 硫黄島を対象にした研究

本島を対象にした研究として貝塚他(1983)、小坂他(1985)および熊谷・高橋(1985)の3研究であることは前記した。

貝塚他(1983)は、1952~1968年の16年間の水準測量成果と、海岸段丘の高度(旧汀線高度)・段丘形成年代(地形・地質学的手法)とから硫黄島における摺鉢山東麓地峡部の

隆起速度を求めた。その結果を表 2.2-9 および図 2.2-14, -15 にまとめて示す。

表 2.2-9 および図 2.2-14, -15 をみると、摺鉢山東麓地峡部の隆起速度は、測地学的手法により求めた速度 (150~200mm/y) と地形・地質学的手法により求めたそれ (約 190~250mm/y) とは、ほぼ同様な値を示していることがわかる。

小坂他 (1985) は、1911~1978 年の約 67 年間に実施された各種機関および米国海軍の水準点測定の成果を基にして、硫黄島の隆起速度を求めた。その結果を表 2.2-11 および図 2.2-16 にまとめて示す。

同表・図をみると、硫黄島における最近 67 年間の隆起速度は、110~360mm/y 程度であることがわかる。

熊谷・高橋 (1985) は、1976~1984 年にかけて 5 回にわたる水準測量を実施して、硫黄島における垂直変動図を作成した。その結果を表 2.2-12 および図 2.2-17 にまとめて示す。この中で、硫黄島は 1982 年の噴火活動の 2 年位前に隆起が減り、摺鉢山方面にかけて著しく沈降に転じていることが注目される。また、1982 年の噴火活動を経て、全島は再び隆起に転じたが、その中でも阿蘇台陥没孔-千鳥ヶ原の隆起は顕著であり、その隆起量は 1980 年以前の約 4 年分に相当すると結論づけている。

表 2. 2 - 6 測地学的手法に基づく地殻変動

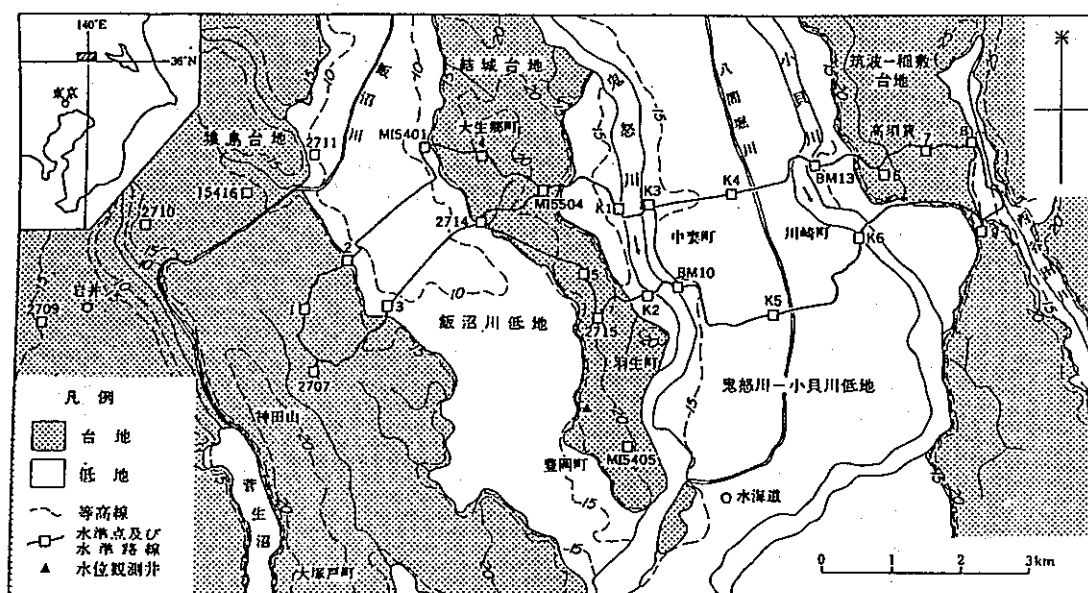
文 献	地 域	解 析 期 間	変動量(m)	年平均変動速度(mm/y)	備 考
斉藤 他 (1988)	猿 島 台 地	1984～1985年	-5～-8	(-5～-8)	
		1985～1986年	5～6	(5～6)	
	結 城 台 地	1984～1987年	最大-9	(-3)	
	筑波－稲敷台地	1983～1984年	-10～-11	(-10～-11)	
	飯沼川低地中央	1983～1987年	約-30	(-7.5)	
	鬼怒川－小貝川低地	1983～1987年	約-80	(約-20)	

<測定方法>

茨城県南西部の岩井市－つくば市に至る地域（図2.2-10）について1983～1987年まで延べ5回の精密水準測量（水準測量の基準標高は東京湾中等潮位高）を実施し、水準点の変動量を求めた（図2.2-11）。

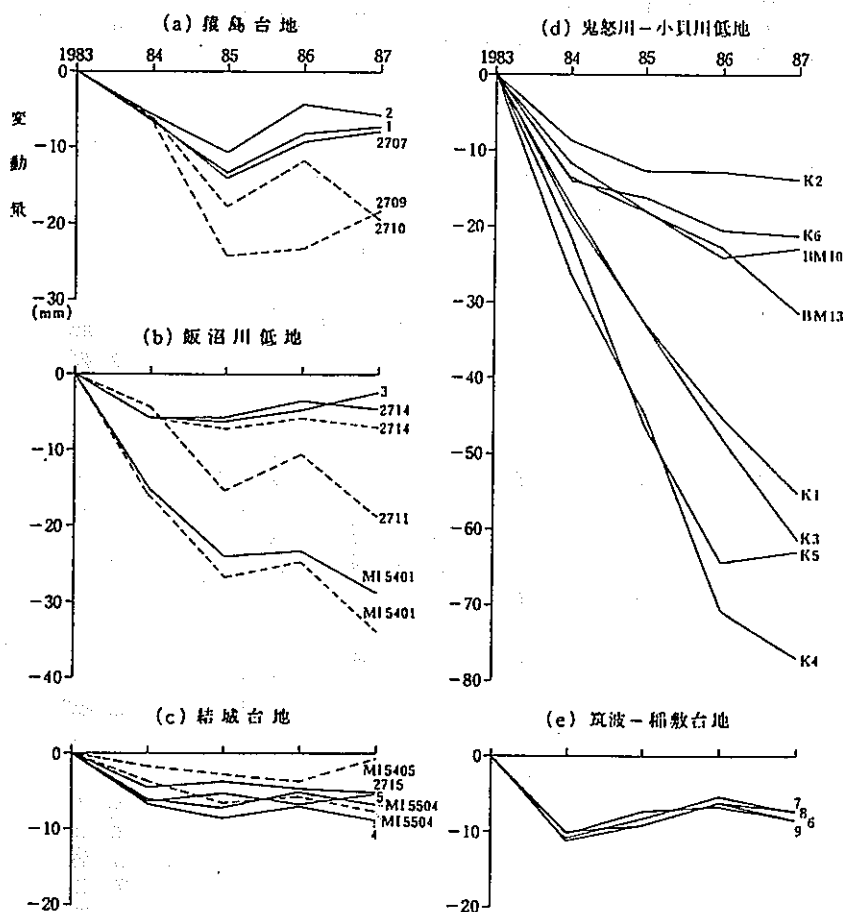
<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$ 年)と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

上記の関連性については記述されていない。当地域の変動現象を引き越した要因や地質構造との関係の解明のために、さらに広範で長期にわたる測定が必要であるとしている。



第1図 調査地域の地形区分および水準点、測電網位置

図2.2-10 調査位置図(斎藤他, 1988)



第2図 地形区分別の水準点変動パターン 第1回の成果を基準としたもので、実線は筆者等の成果、破線は茨城県の成果による。標高基準点は2715とし、その値は茨城県の測量成果の各年の値を用いた。

図2.2-11 地形区分別の水準点変動図(斎藤他, 1988)

表 2.2-7 測地学的手法に基づく地殻変動

文 献	地 域	変動量 (mm)	年平均変動 速度 (mm/y)	備 考
田中・五味(1988)	南関東に位置する 日本水準原点	—	-1.1	

<解析方法>

1923年～1986年間の測地測量の成果，すなわち，油壺験潮場固定点の変動および水準測量による固定点と日本水準原点との関係（図2.2-12）を解析した．日本水準原点の変動は，平均海面に対して $-1.6 \pm 0.3 \text{ mm/年}$ の速度で関東大震災以降沈下していることが判明した．さらに，関東地方の水準測量から求めた同原点の変動は -0.6 mm/年 であり，平均すると同原点の変動は -1.1 mm/y と考えられる．

<測地学的地殻変動 ($10 \sim 10^2$) 年と地形・地質学的地殻変動 ($10^3 \sim 10^6$ 年) との関連性>

上記の関連性については記述されていない．

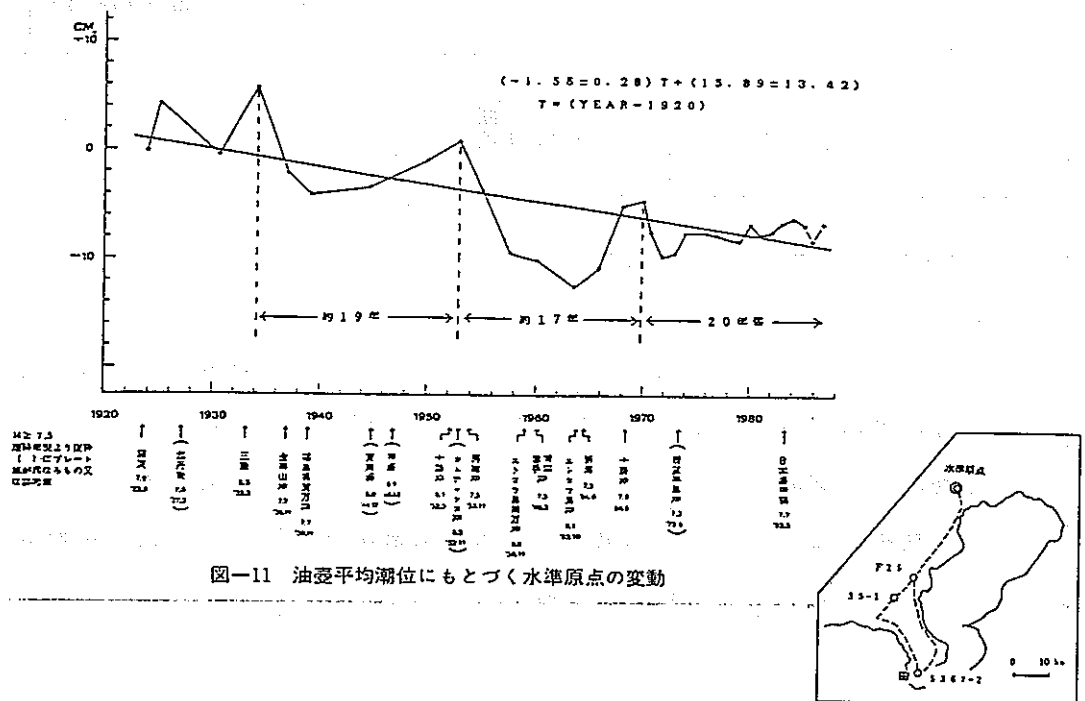


図 2.2 - 1 2 水準原点の変動図
(田中・五味, 1988)

表 2.2-8 測地学的手法に基づく地殻変動

文 献	地 域	変動量 (mm)	年平均変動速度 (mm/y)	備 考
藤田・海津(1985)	三浦半島南側	—	-1	

<解析方法>

南関東南部の測地測量の成果(1923年~1985年間)を基にして三浦半島の上下変動を論じた。解析方法の詳述はない。

<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$)年と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

上記の関連性についての記述はないが、三浦半島の上下変動に関して以下のような考察を行っている。

三浦半島は北側を基準にとると、南側は1mm/yで一様に沈下しており、時々V字型の異常が現れている(図2.2-13)。この異常の最も落ち込んだ付近で、日本海溝、相模トラフ沿いの巨大地震が発生している。それを説明する一つのモデルとして相模トラフを走向として30度の角度で関東南部へもぐりこむ面上でのクリープ移動を考えている。

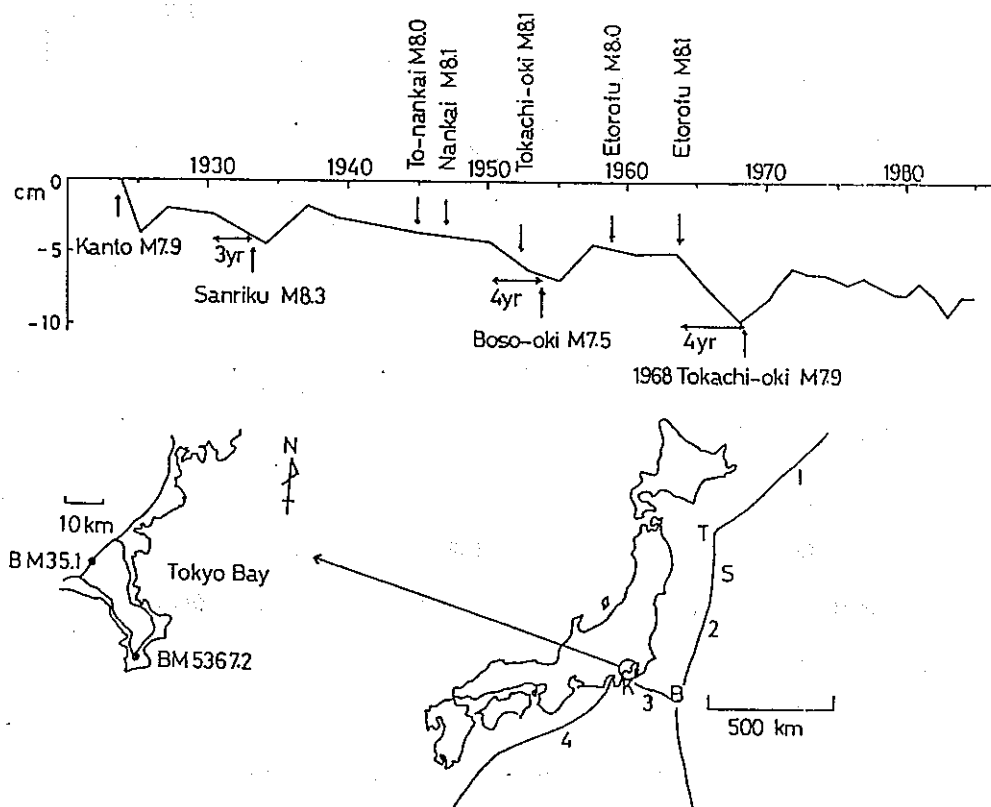


Fig. 6. Vertical movement of BM 5367.2 relative to BM 35.1.
 1: Kurile trench 2: Japan trench 3: Sagami trough 4: Nankai trough
 T: 1968 Tokachi-oki Earthquake S: Sanriku earthquake
 B: Boso-oki earthquake K: Kanto earthquake

図 2.2 - 1 3 三浦半島の傾動運動図 (藤田・海津, 1985)

表 2.2-9 測地学的手法に基づく地殻変動

文 献	地 域	解 析 期 間	変動量(m)	年平均変動速度(mm/y)	備 考
貝塚 他(1983)	硫黄島 摺針山東麓地峡頸部	約200年間	30~40	150~200	地形・地質学的手法
		1952~1968年の16年間	3~4	(約190~250)	

<解析方法>

1952~1968年の16年間の水準測量成果と海岸段丘の高度(旧汀線高度)・段丘形成年代とから硫黄島における摺針山東麓地峡頸部の隆起速度を求めた。

図2.2-14に示す1779年, 1887年, 1911年, 1944年, 1952年及び1968年の海拔高度は以下の資料から求めた。

- ①1779年: 第3回クック探検船報告(King, 1785)の図と記載
- ②1887年: 菊地(1887)の記載
- ③1911~1968年: 日米の地形から読図

また, 図2.2-15に示す海成段丘の年代値は表2.2-10に示す通りである。

<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$ 年)と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

上記の関連性については記述されていないが, 本地域における過去数十年~数百年にわたる変動の平均速度は, 日本で普通にみられるものより2~3桁も大きい。これは, おそらくマグマの逆入によるものと判断される。

表2.2-10 段丘の形成年代一覧表（貝塚他，1983）

表2 段丘に関する ^{14}C 年代
Table 2. ^{14}C ages of marine terraces

番号 ¹⁾	試料採集地点 ¹⁾	標高(m) ²⁾	試料の産状と種類	年代値(y.B.P.) ³⁾ (A.D.)	Code no.	文 献 ・ 備 考
1	元山自衛隊基地食堂北	110	W面上元山凝灰岩着生サンゴ	1,350 ± 100	600 Ga K-10523	貝塚・宮内・長岡，1981年11月採集
2	元山中央部硫黄丘北西約300m	108	W面上元山凝灰岩着生サンゴ	745 ± 75	1205 N-2474	大八木・熊谷（1975）のCM-1
3	"	108	"	675 ± 75	1275 N-2476	" " CM-3
4	"	108	"	510 ± 75	1440 N-2475	" " CM-2
5	摺鉢山北麓海岸	22.5*	L面段丘礫層中のサンゴ	500 ± 35	1450 Ga K-9274	高橋博ほか（未公表），1979年6月採集
6	"	14.5*	M面段丘礫層中のサンゴ	400 ± 40	1550 Ga K-9273	" "
7	摺鉢山南東側海岸	10	段丘（P. ?）礫層中のサンゴ	290 ± 75	1660 N-2199	大八木・熊谷（1975）のCS-2
8	"	5	礫浜のサンゴ巨礫の内部	480 ± 75	1470 N-2200	" " CS-3
9	"	5	礫浜のサンゴ礫内部	370 ± 75	1580 N-2201	" " CS-4
10	摺鉢山南方飛石鼻	9.3*	溶岩上に着生のサンゴ	540 ± 40	1410 Ga K-9272	高橋博ほか（未公表），1979年6月採集
11	摺鉢山西側海岸	10*	路傍のサンゴ礫（転石）	2,890 ± 85 B.C.940	N-1894	大八木・熊谷（1975）のCS-1

注1) 図15に位置と番号を示す。

2) *印は採集時の海面を基準に実測，他は1/5000国土基本図による。

3) ^{14}C 半減期としてGa K-は5570年をN-は5568年を使用。

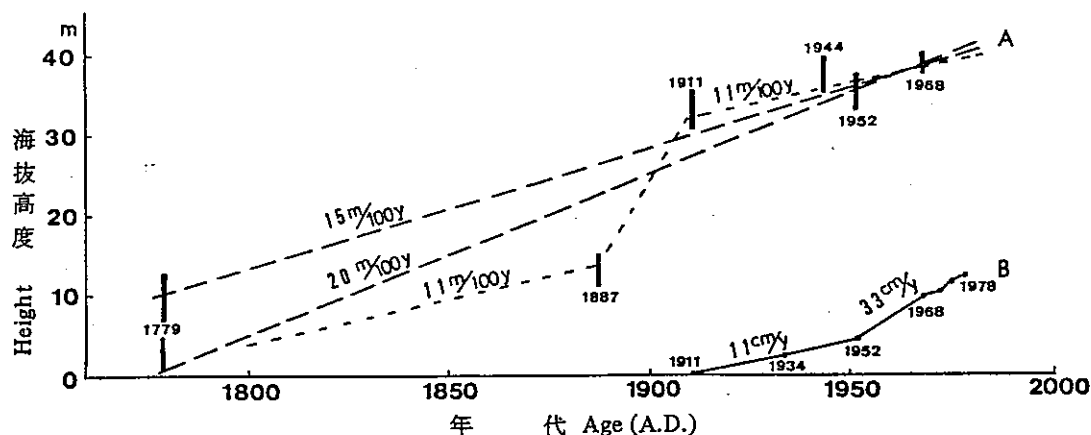


図8 硫黄島の隆起過程を示す2つのグラフ(貝塚ほか, 1982aを改訂)。
 A: 摺鉢山東麓地峡頸部最低所の海拔高度の変化と隆起速度。1779はKing (1785) の図と記載, 1887は菊地 (1888) の記載, 1911~1968は日米の地形図による。
 B: 東京都総務局三多摩島しょ対策室 (1979) による1911年以後の累積隆起量と平均隆起速度。
 Fig. 8 Two graphs showing uplift process of Iwo-jima (revised from Kaizuka et al., 1982a).
 A: Change of height and uplift rate in the lowest part of the isthmus at the eastern foot Suribachi-yama. 1779: after King (1785), 1887: after Kikuchi (1888), 1911-1968: after Japanese and U.S. topographic maps.
 B: Amount of uplift and average rate of uplift after 1911. After San-Tama and Islands Counterplanning Section, General Affairs Bureau, Tokyo Metropolitan Government (1979).

図2.2-14 硫黄島摺鉢山東麓地峡頸部の地殻変動図
 (貝塚他, 1983)

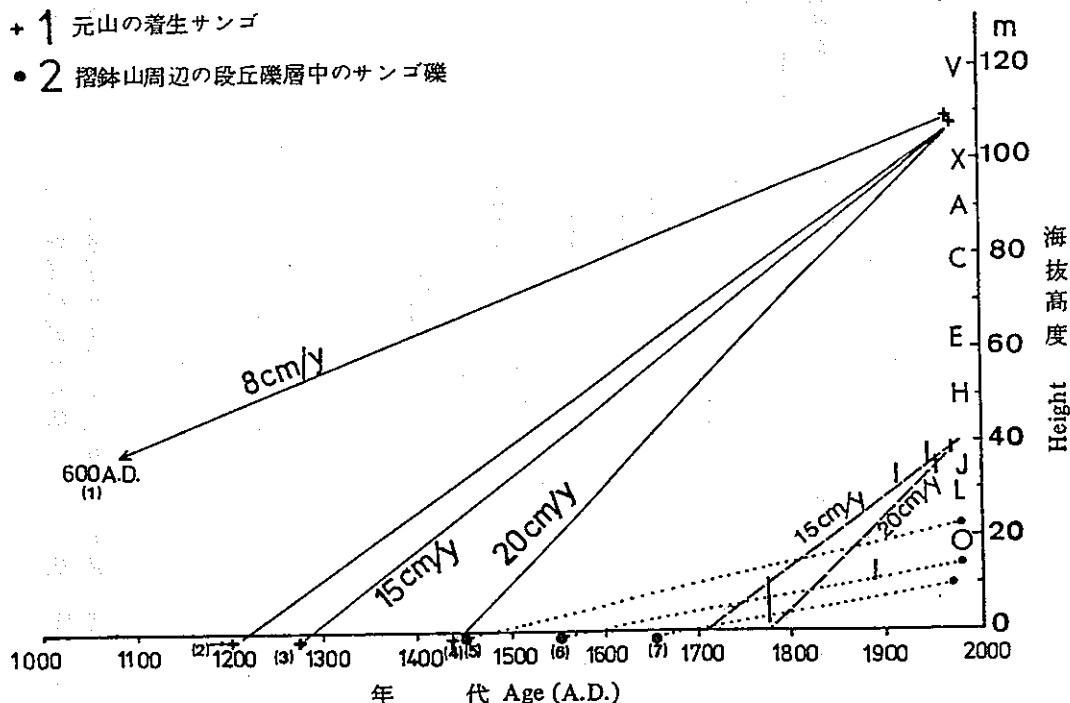


図9 海成段丘の ^{14}C 年代測定値(1)~(7)および地峡高度から描いた隆起過程と隆起速度(いずれも等速隆起と仮定した場合のもの)。
 実線: 元山地区, 点線: 摺鉢山周辺。(1)~(7)は表2の番号に対応。破線: 地峡部(図8より)。
 Fig. 9 Processes and rates of uplift known from ^{14}C ages of marine terraces and past heights of the isthmus (constant uplift is assumed in each case).
 Solid line for Motoyama, broken line for the isthmus, and dotted line for surroundings of Suribachi-yama. (1)-(7) correspond with the numbers in Table 2. 1. attached coral on Motoyama tuff, 2. coral gravel in terrace deposits around Suribachi-yama.

図2.2-15 硫黄島の元山地区及び摺鉢山周辺に分布する
 海成段丘の隆起速度(貝塚他, 1983)

表 2.2 - 1 1 測地学的手法に基づく地殻変動

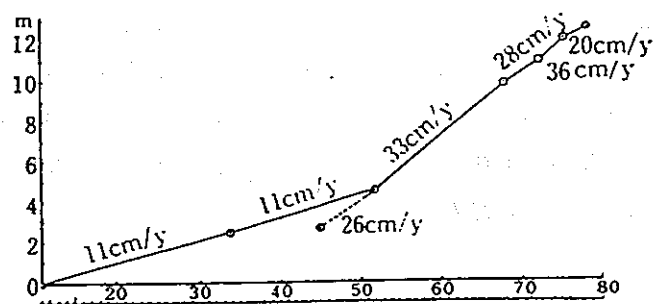
文 献	地 域	解 析 期 間	変動量(m)	年平均変動速度(mm/y)	備 考
小坂 他(1985)	硫 黄 島	1911～1934年	—	110	
		1934～1952年	—	110	
		1945～1952年	—	260	
		1952～1968年	—	330	
		1968～1972年	—	280	
		1972～1975年	—	360	
		1975～1978年	—	200	

<解析方法>

1911年国土地理院, 1934年海軍水路部, 1945年米国海軍, 1952年米国第71測量隊, 1968年・1979年国土地理院及び1968年・1972年・1975年・1978年の東大震研・東工大・千葉大共同の水準点測量成果を解析し, 硫黄島における最近約67年間の隆起速度を求めた。

<測地学的地殻変動(10～10²年)と地形・地質学的地殻変動(10³～10⁶年)との関連性>

上記の関連性については記述されていない。



第7図 1911～1978年隆起量および隆起速度

図2.2-16 硫黄島における1911～1978年間の
水準点変動図（小坂他，1985）

表 2.2-12 測地学的手法に基づく地殻変動

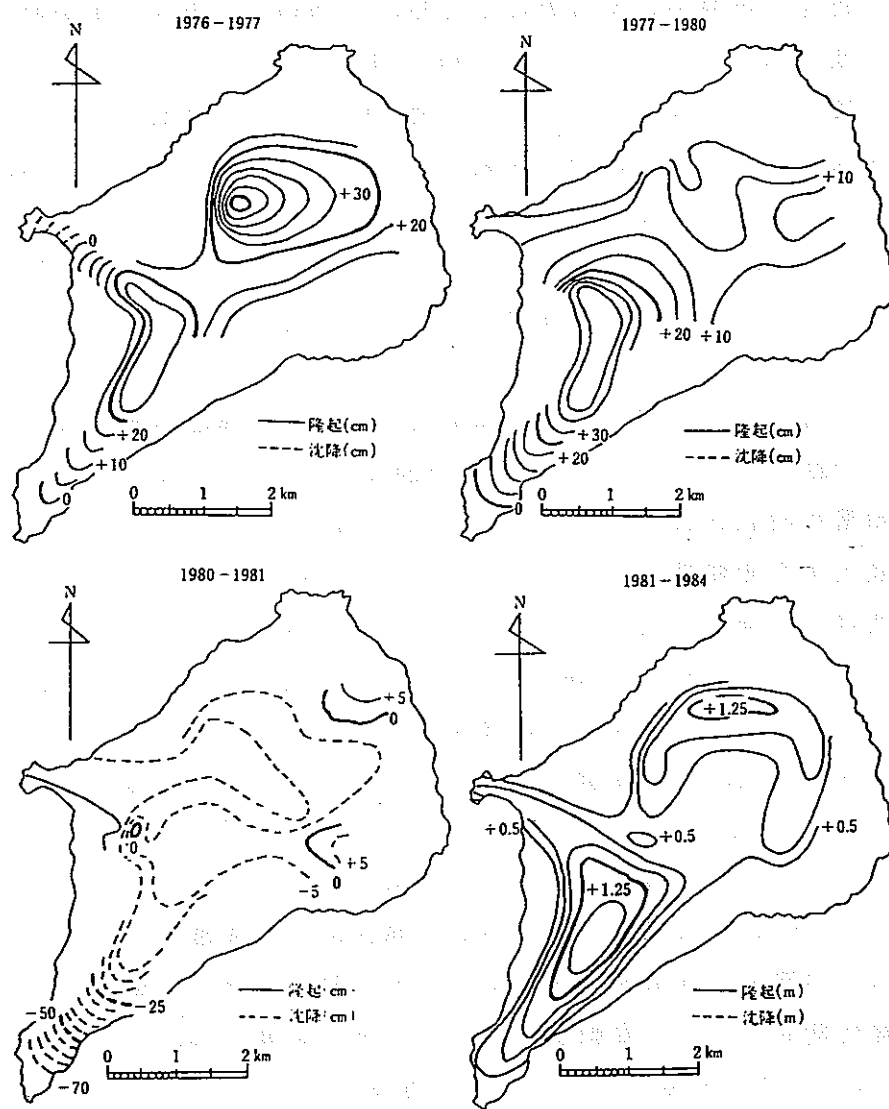
文 献	地 域	変動量(mm)	年平均変動 速度(mm/y)	備 考
熊谷・高橋(1985)	硫 黄 島	図2.2-17に 示す	—	

<測定方法>

1976年3月, 1977年1月, 1980年2月, 1981年12月及び1984年2月の5回にわたる水準測量を実施した。また, 1980年に潮位計を飛石鼻に設置した。

<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$ 年)と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

上記の関連性については記述されていないが, 硫黄島における活発な地殻変動の原因として, プレーートの移動及びマグマ溜りの上昇を考えている。すなわち, 硫黄島は年間ほぼ4cmでENEに移動しているフィリピン海プレート(東端に位置し, その東側には年間約10.7cmでENEに移動しているマリアナプレート(太平洋プレート)が存在する(MOORE, 1982)ことに起因していると推定している。



第2. 1図 1976年3月から1977年1月までの垂直変動図
 第2. 2図 1977年1月から1980年2月までの垂直変動図
 第2. 3図 1980年2月から1981年12月までの垂直変動図
 第2. 4図 1981年12月から1984年2月までの垂直変動図

図2.2-17 硫黄島の水準点変動図 (熊谷・高橋, 1985)

(4) 中部地方

中部地方では、甲府盆地を対象にした多田・中堀(1986)の研究、伊豆半島を対象にした石井(1989,1991)の研究、駿河湾西岸(掛川-浜岡間)を対象にした大竹・浅田(1983)の研究、東海地方を対象にした加藤(1984)の研究、長野市善光寺平を対象にした佃他(1987)の研究、新潟平野を対象にした仲川(1985)の研究、新潟県小千谷市周辺を対象にした溝上他(1980)、飯川(1983,1991)および飯川・堀川(1985)の研究の11研究が挙げられる。このうち、飯川(1991)の研究の中では、中部地方から東北地方にかけての主な山地を対象にしてそれぞれの変動量をまとめて示している、本来は東北地方で述べるべき地域についてもここに一括して記述する。

また、上記のように新潟県小千谷市周辺のほぼ同じ地域を対象にした研究が4研究挙げられるので、ここではこれらの研究をまとめて記述する。

(i) 多田・中堀(1986)の研究

甲府盆地付近の1942~1981年間(40年間)にわたる測地測量成果から水準点の変動量を求めた。その結果を表2.2-13および図2.2-18にまとめて示す。ただし、本論文中には変動量が明記されていないので、図2.2-18に示された等沈降量線に付してある最小値と最大値を変動量として表2.2-13に示した。

甲府盆地は、沈降域に相当しており、その平均速度は $-1.25 \sim -5.00 \text{ mm/y}$ と推定される。

(ii) 石井(1989,1991)の研究

石井(1989)は、伊豆半島東岸の隆起域について1980~1988年間の水準測量成果を基にして、時間的・空間的な変動量の解析を行なった。その解析結果を表2.2-14および図2.2-19にまとめて示す。

伊豆半島東岸における最大隆起速度は 21 mm/y と推定している。石井(1991)は、桑山・藤井(1990)の研究成果の中で、伊豆半島西部の沈降速度が従来の研究成果と異なった最大 -30 mm/y の異常な沈降速度を求めたことに対し、桑山・藤井(1990)の研究と同一地域・同一解析期間を用いて変動量を求めた。その結果、 6 mm/y の沈降速度(表2.2-15および図2.2-20参照)となり、従来得られているオーダの結果を得た。また、桑山・藤井論文では、変動が時間に関して一定の仮定による解析法を適用し、かつ1974年の伊豆半島沖地震によるコサイスマックな変動が取り込まれたために誤った沈降速度を求めたとしている。

(iii) 大竹・浅田(1983)の研究

国土地理院地殻調査部(1978)によると、駿河湾西岸は現在顕著な沈降運動を示しており、1900~1973年間(73年間)の累積沈降量は最大 40 cm (平均速度 -5.5 mm/y)に達しているとされている。これに対して大竹・浅田(1983)は、上記論文の解析値には季節変動の

成分が除去されていないとして、駿河湾西岸部の掛川－浜岡間における水準変動測定値（1962～1983年の21年間）から季節変動の成分を除去する解析法を用いて変動量を求めた。その結果を表2.2－16および図2.2－21，－22にまとめて示す。

掛川－浜岡間の平均沈降速度は -4.0mm/y と推定し、国土地理院地殻調査部（1978）の値より 1.5mm/y 小さな値を示した。

（Ⅳ）加藤（1984）の研究

東海地方の主要な水準路線における1889～1972年間の測地測量の原記録を用いて、地震を含む期間を除いた期間のデータの積算値を求め、さらに各路線での変動量を100年あたりの変動量（変動速度）に換算して同地方の地殻上下変動図を作成した。その結果を表2.2－17および図2.2－2.3，－24にまとめて示す。

表2.2－17をみると、隆起速度の最も小さな地点は南伊豆（ 0.1mm/y ）であり、最大隆起速度を示す地点は伊東（ 27.3mm/y ）であることがわかる。また、沈降域に相当する地点は清水港および御前崎であり、その平均速度は -6.5 および -6.4 と両地点ともほぼ同じ値を示す。

（Ⅴ）佃他（1987）の研究

善光寺地震断層を横断した測線において、高密度水準網を設定して精密な水準測量を実施した（実施期間は1986年3月と1987年3月）。その結果を表2.2－18および図2.2－25にまとめて示す。

善光寺地震断層を含めた周辺地域は、平均傾動速度が $2.5 \times 10^{-6}/\text{y}$ と推定され、同断層を境にして両側の地域には明瞭な上下変動は見い出せなかったとしている。

（Ⅵ）仲川（1985）の研究

新潟平野における1897年と1930年の水準測量成果を用いて変動量を求め、さらにその変動量から沖積層の層厚変化量により求めた自然圧密量を差し引いて、地殻変動にのみ起因する沈下速度を求めた。その結果を表2.2－19および図2.2－27，－28にまとめて示す。

上記の水準測量結果から、所によって年平均 3mm を越えるような水準点の沈下が得られたが、自然圧密による沈下量を差し引くと、新潟平野の沈下速度は 1mm/y であると推定した。

（Ⅶ）新潟県小千谷市周辺地域を対象とした研究

本地域を対象にした研究として溝上（1980）、飯川（1983, 1991）および飯川・堀川（1985）の4研究を挙げたことは前記した。

このうち、溝上（1980）は、1967・1968年～1978年の約10年間の水準測量成果に基づき、小千谷地域の活褶曲帯における水準点変動量を求め、さらに下末吉面に対比される越路原面および立川段丘に対比される小栗田原面の地形・地質学的手法から求めた変動量と比較

した（表 2.2-20 および図 2.2-29 参照）。

飯川（1983）は、魚沼層群の主たる分布域に敷設されている全ての水準路線について 1894～1927年、1927～1955年、1955～1965年および1965～1972年の改測データを基にして平均傾動速度を求め、“中位段丘面”の地形・地質学的手法から求めた平均傾動速度と対比した（表 2.2-21 および図 2.2-33 参照）。

上記の両研究成果は、測地学的手法から得られた水準点の平均傾動速度と地形・地質学的手法から得られた段丘面の平均傾動速度とは、いずれも $10^{-7}/y$ オーダを示しており、両手法から求められた傾動速度はオーダ的に一致していると結論づけている。

飯川・堀川（1985）は、魚沼層群の活褶曲域（向斜構造）に分布する沖積段丘面を対象にして、地形・地質学的手法を用いて同段丘面の平均傾動速度を求めた。その結果を表 2.2-22 および図 2.2-31 にまとめて示す。得られた沖積段丘面の平均傾動速度は $10^{-6}/y$ オーダであり、この値は魚沼層群の活褶曲、すなわち向斜構造の両翼の平均傾動速度とオーダ的に一致していると結論づけている。

飯川（1991）は、建設省国土地理院（地理調査所）発行の一等水準点検測成果集録第 1-32 巻・別巻 1-4 巻（1955-1985年）のデータを基にして本州中央部の山地部および平野部の変動量を求めた。表 2.2-23 および図 2.2-32 には小栗田原南部の水準測量から求めた平均傾動速度を、表 2.2-24 および図 2.2-33 には越路原-小栗田原間において地形・地質学的手法を用いて求めた“中位段丘面”の平均傾動速度を、表 2.2-25 および図 2.2-34 には小千谷周辺において地形・地質学的手法を用いて求めた洪積段丘および沖積段丘の平均傾動速度を、表 2.2-26 および図 2.2-35 には長岡-津南間において地形・地質学的手法を用いて求めた“中位段丘面”の平均傾動速度をまとめて示した。

これらの図・表から、信濃川中・下流域に分布する洪積・沖積段丘面の変形は、水準点が示す変動様式と調和的であり、かつその傾動速度はともに最大 $10^{-6}/y$ オーダであると結論づけている。

また、飯川（1991）は、表 2.2-27 および図 2.2-36 には測地学的データに基づいた新潟における新第三系背斜構造の成長速度を、表 2.2-28 には本州中央部の主な山地の隆起速度を示している。

これらの研究成果のうち、新第三系背斜構造の成長速度に関しては、小木ノ城背斜・片貝-真人背斜の成長速度は、 $1.567\sim 1.991\text{mm}/y$ を示し脊梁山脈の成長速度（ $2.227\sim 4.089\text{mm}/y$ ）に相当するものであるとしている。山地の隆起速度に関しては、赤石山脈の $8.846\text{mm}/y$ がきわだっているほかは、およそ 2 つのグループに分類可能としている。すなわち、第 1 のグループは、奥羽山脈、丁岳・三国山で、それぞれ水準路線が山地の脊梁部を通っ

ており、求められた隆起速度 $2.227\sim4.089\text{mm/y}$ は東北地方南部－中部地方における脊梁山脈の隆起速度の1つの目安になるものと判断している。第2グループは、米山山麓・飯豊山麓・猪苗代盆地であり、水準路線がそれぞれ山地の縁辺部を通っており、 $1.034\sim1.442\text{mm/y}$ の値が算出されている。つまり、この第2グループは水準路線の配置による特性を表わしているものと判断している。西頸城山地の水準路線は、糸魚川－小谷間であるが、この地域は、西頸城山地と飛騨山脈の縁辺部に位置していることから判断すると、西頸城山地および飛騨山脈の隆起速度は表2.2－2.8に示す 3.25mm/y の値を上まわっていると考えるのが妥当であろうと結論づけている。

表 2.2-13 測地学的手法に基づく地殻変動

文 献	地 域	変動量(mm)	年平均変動 速度(mm/y)	備 考
多田・中堀(1986)	甲府盆地	(-50~-200)	(-1.25~-5)	

<解析方法>

1942~1981年までの40年間の甲府盆地付近の測地測量データを解析し、同盆地の上下変動を考察した。表2.2-13中の()は図に示す等沈降量線に付してある最小及び最大沈降量から求めた値である。

<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$ 年)と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

上記の関連性については記述されていないが、最近の説によれば、フォッサマグナはユーラシアプレート新生収束境界で、甲府盆地南西部がこれら2つのプレートとフィリピン海プレートの三重会合点と考えられており、この三重会合点の特徴が甲府盆地の全体的な沈降と付合しているとしている。

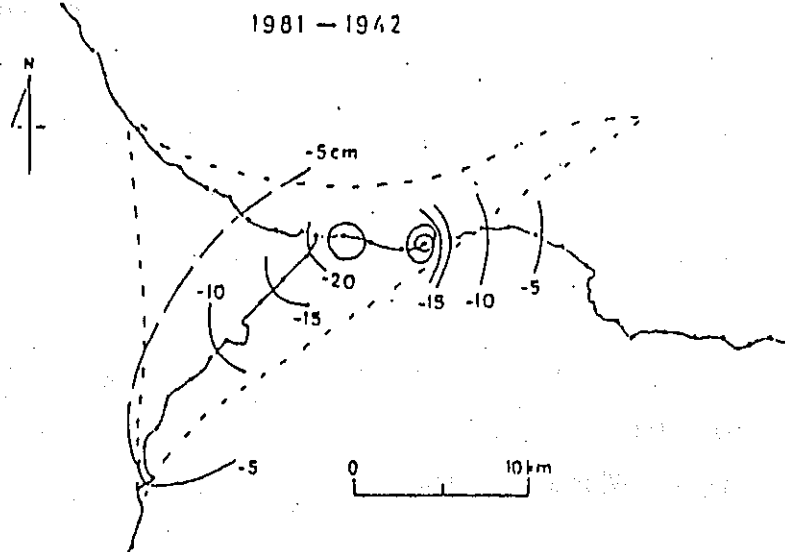


図 1 甲府盆地における最近40年間の上下変動.

図 2.2 - 1 8 甲府盆地における最近40年間の上下変動図
(多田・中堀, 1986)

表 2.2-14 測地学的手法に基づく地殻変動

文 献	地 域	変動量 (mm)	年平均変動 速度 (mm/y)	備 考
石 井 (1989)	伊豆半島の隆起域	最大170	最大21	

<解析方法>

伊豆半島の隆起域について1980年～1988年までの水準測量成果を基にして、時間的・空間的に詳細に解析した（図2.2-19）。

時間的にはAkimaの関数を、空間的にはChebychevの関数を適用して解析した。

<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$)年と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

上記の関連性については記述されていないが、伊豆半島の隆起域と地震との関係について以下のように考察している。

- ①隆起のピークの積算値は解析期間で17cmに達した。
- ②隆起のピーク位置は解析期間の始めには内陸にあったが、1982年6月から1983年1月までの間に東側の海岸の富戸付近に位置が移動している。
- ③1978年から伊豆半島東方沖に18回の群発地震が起っているが、上下変動を解析した期間の範囲内では隆起ピークが東海岸の富戸付近にある時期に発生している。

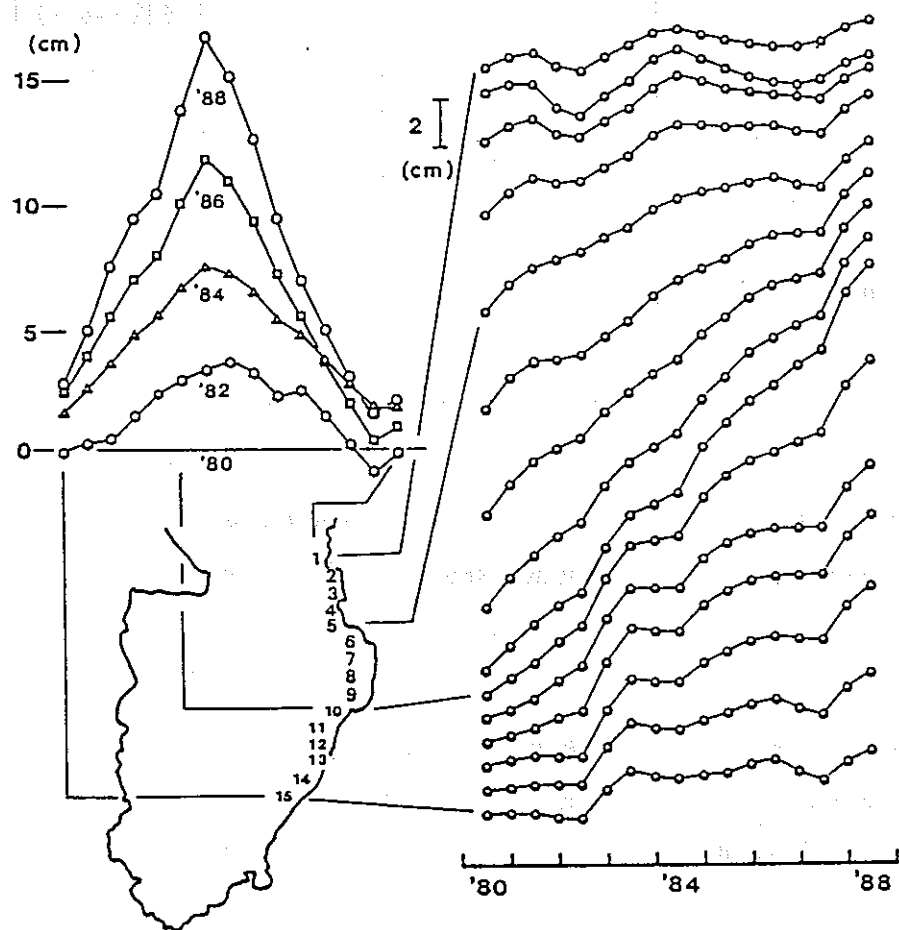


Fig. 6. Spatial and temporal variation of vertical displacements along the east coast of the Izu Peninsula.

図 2.2 - 19 伊豆半島東岸の時間的・空間的上下変動図
(石井, 1989)

表 2. 2 - 1 5 測地学的手法に基づく地殻変動

文 献	地 域	変動量(mm)	年平均変動 速度(mm/y)	備 考
石 井 (1991)	伊豆半島西部	約-60	約 -6	
桑山・藤井(1990)	同 上	-250	約-30	

<解析方法>

伊豆半島西部について1973年～1984年間の水準測量結果（国土地理院，1989b）を基に1975年から1984年までの変動量を解析した（図2.2-20）。

<参考文献桑山・藤井(1990)の変動量との関係>

伊豆半島西岸における上下変動をオリジナルな測量データに基づいて推定した結果6mm／年程度（9年間で6cm）の沈降となり，従来得られているオーダーの結果を得た。

一方，桑山・藤井(1990)の求めた異常な沈降量は，変動が時間に関して速度一定の仮定による解析法を適用し，1973～1978年，1978～1983年，1984～1986年の3つの解析期間から1975～1984年の変化を内挿したため，1974年の伊豆半島沖地震によるコサイスミックな変動が取り込まれたためと判断した。

<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$)年と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

上記の関連性については記述されていない。

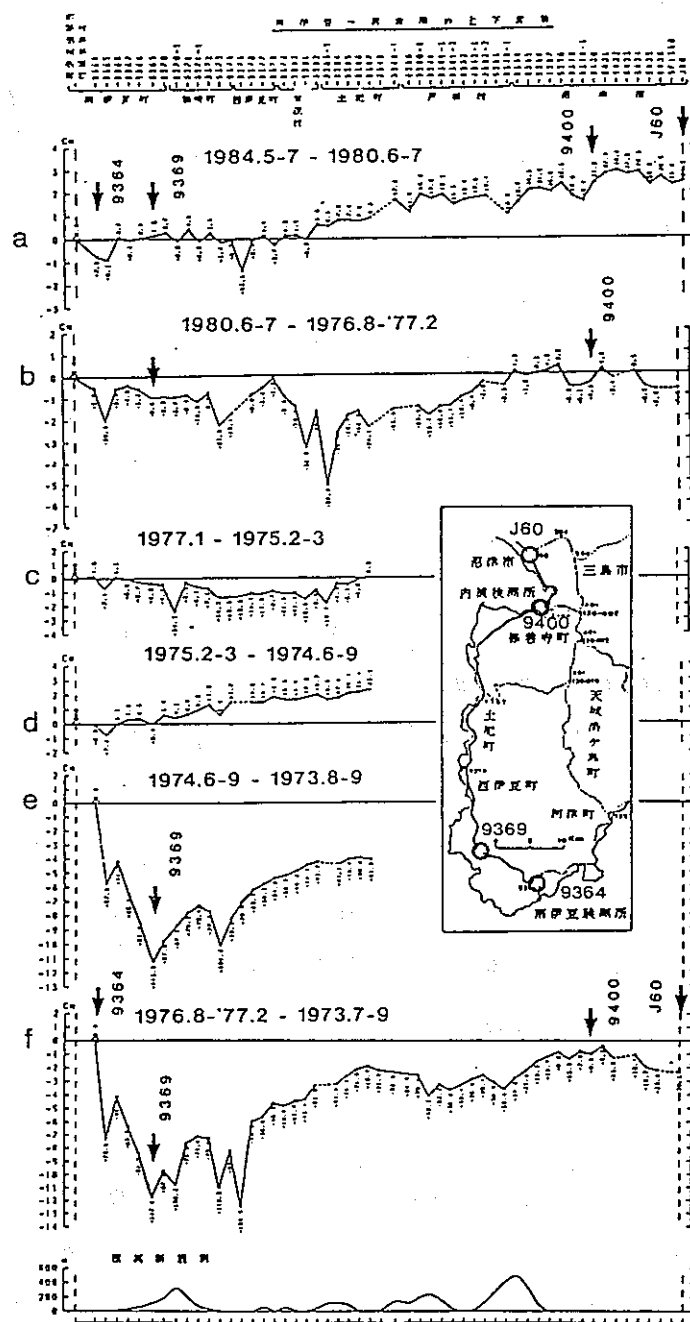


Fig. 2. Results of leveling surveys performed along the west coast of the Izu peninsula from 1973 to 1980 (after G. S. I., 1989b).

図 2. 2 - 2 0 伊豆半島西部の水準点変動図 (国土地理院, 1989)

表 2.2-16 測地学的手法に基づく地殻変動

文 献	地 域	変動量(mm)	年平均変動 速度(mm/y)	備 考
大竹・浅田(1983)	掛川－浜岡間	(-84)	-4.0	
国土地理院地殻調査部 (1978a)	駿河湾西岸	最大-400	(-5.5)	

<解析方法>

精密水準測量の結果によれば、駿河湾西岸は現在顕著な沈降運動を示しており、1900年～1973年の累積沈降量は最大40cmに達しているとされている（国土地理院地殻調査部、1978a）。しかし、この解析値は、季節変動の成分が除去されていない。

本論では、掛川－浜岡間（図2.2-21）の水準変動測定値（1962年～1983年間）から季節変動の成分（1月下旬に最大沈降，7月下旬に最大隆起を示し，その差は17mmに達すること，季節変動の成分は全水準路線にわたってほぼ均等に分布していることが判明）を除去し，補正後の水準変動パターン（図2.2-22の下）に基づいて最近の駿河湾西岸の沈降運動について論述している。

<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$)年と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

上記の関連性については記述されていないが、浜岡の対掛川沈降速度は4mm/y前後であり，この水準変動パターンは，フィリピン海プレートのもぐり込みに伴う現象として説明されるとしている。

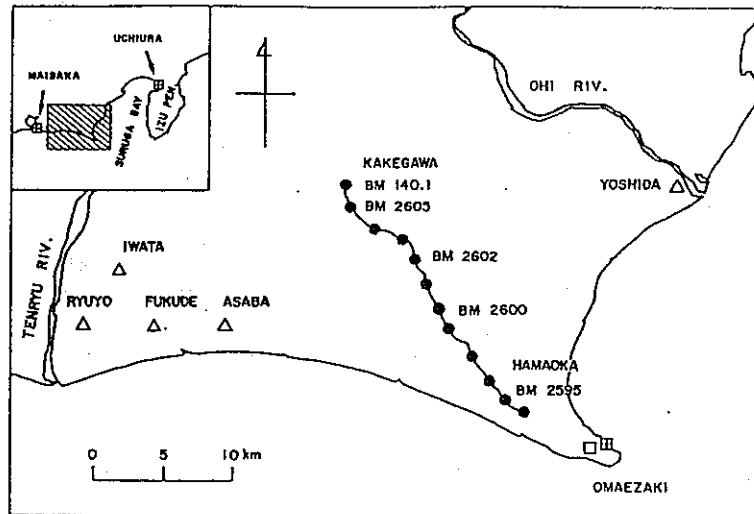


Fig. 1. Levelling route between Kakegawa (BM 140.1) and Hamaoka (BM 2595), and location of other observation points; tide gauge station (square with cross), volumetric strainmeter (square), and radon monitoring station (triangle).

図 2. 2 - 2 1 掛川 - 浜岡間の水準路線図 (大竹・浅田, 1983)

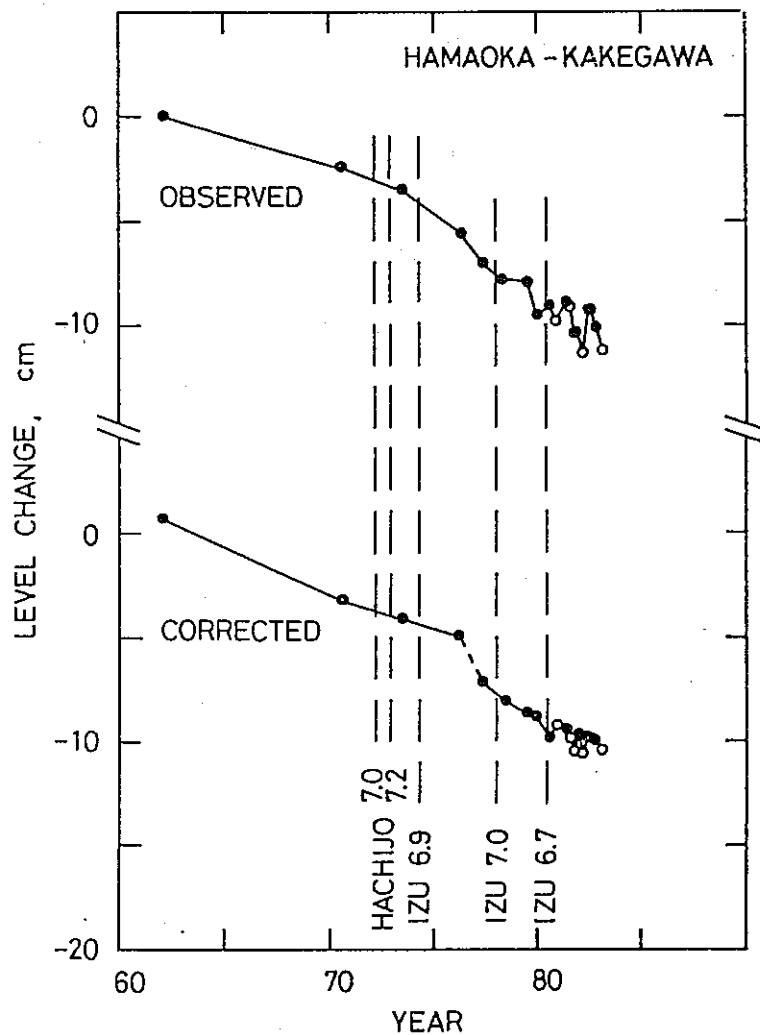


Fig. 2. Elevation change at Hamaoka against Kakegawa for observed raw data (upper curve), and for seasonal change corrected data (lower curve). Closed and open circles indicate the data which are obtained from the two-way and one-way measurements of precise levelling, respectively. Original data were taken from GEOGRAPHICAL SURVEY INSTITUTE (1983a, b). Occurrence time and magnitude of major earthquakes in and near the Izu-Tokai region are also shown.

図 2. 2 - 2 2 掛川に対する浜岡の水準変動図 (大竹・浅田, 1983)

表 2.2-17 測地学的手法に基づく地殻変動

文 献	地 域	変動量 (mm)	年平均変動 速度 (mm/y)	備 考
加 藤 (1984)	伊 東	(約246)	27.3	
	南伊豆	(1.8)	0.1	
	内 浦	(約37)	1.2	
	清水港	(約201)	-6.5	
	御前崎	(約154)	-6.4	
	舞 阪	(約208)	6.7	

<解析方法>

東海地方の主要な水準路線における1889年～1972年間の測量の原記録を用いて、地震を含む期間を除いた期間のデータの積算値を求めた。さらに、各路線での変動量を100年あたりの変動量（変動速度）に換算し、東海地方の100年あたりの地殻上下変動図を作成した（図2.2-23）。

また、上記で作成した上下変動図の信頼性をみるために、東海地方の主要な検潮所における平均的変動速度を求めた。

その結果、いずれの検潮所の記録も水準変動と良い一致を示していることが判明した。なお、各検潮所における解析期間は下表に示すとおりである。

検潮所名	解 析 期 間
伊東（G S I）	1973. 7－1982. 8
南伊豆	1964. 3－1982. 8
内 浦	1951. 1－1982. 8
清水港	1951. 1－1982. 8
御前崎	1958. 6－1982. 8
舞 阪	1951. 1－1982. 8

<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$)年と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

図2.2-24に示すように、現在の地殻変動と地質構造との関連性は良いとみられるが赤石山地の隆起については、単純なプレートの沈み込み一反発モデルをあてはめることには無理があるとしている。

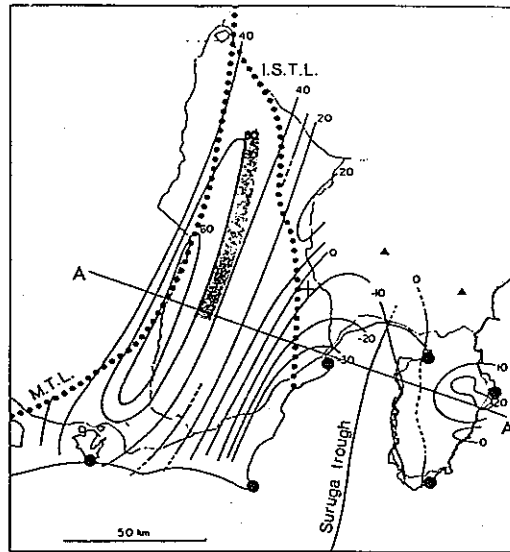


図4 東南海地震の影響を取り除いた100年あたりの地殻上下変動。単位：cm。●印：検潮所。海岸線に沿って東から伊東、南伊豆、内浦、清水港、御前崎及び舞阪。+印：富士川地殻変動観測所。A-A'：図5参照。M.T.L.：中央構造線、I.S.T.L.：糸魚川-静岡構造線、灰色部：赤石山地主脈。

図2.2-23 東海地方における100年あたりの地殻上下変動図
(加藤, 1984)

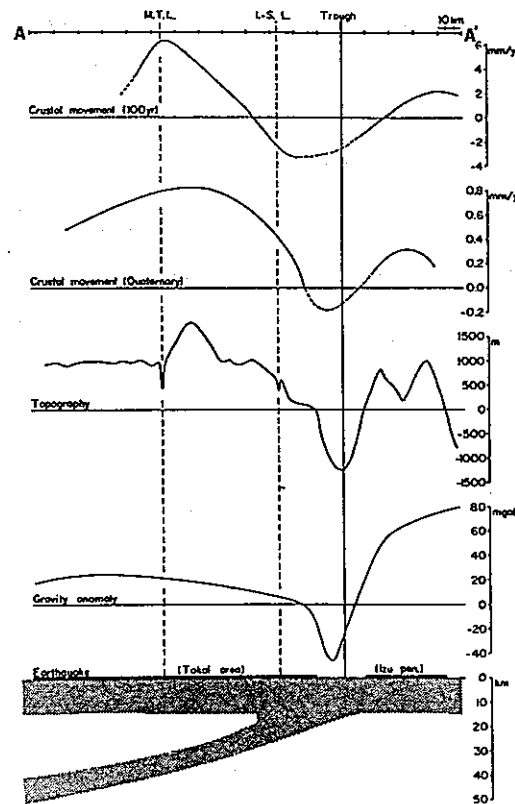


図5 第4図 A-A' に沿って作成した断面図。
M.T.L.：中央構造線、I.-S.L.：糸魚川-静岡構造線、Trough：駿河トラフ

図2.2-24 水準変動と地質構造との関係図
(加藤, 1984)

表 2.2-18 測地学的手法に基づく地殻変動

文 献	地 域	水平距離 (m)	傾動量 (mm)	年平均傾動 速度(/y)	備 考
佃 他(1987)	長野市善光寺平	800	2	2.5×10^{-6} / 年	

<測定方法>

善光寺地震断層を横断した測線において、高密度水準網に精密な水準測量を実施した。実施期間は1986年3月と1987年3月、測点数は46点である（図2.2-25）。

<解析方法>

往復差の平均と閉合差による網平均を施して、各水準点における1年間の水準変動量を求めた（図2.2-26）。

<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$ 年)と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

上記の関連性については記述されていないが、善光寺地震断層を境にして、同断層の変動様式に伴った明瞭な上下変動は見い出せなかったとしている。



Fig. 1. Distribution of the leveling points (bench marks). Broken line indicates the Zenkoji Earthquake Fault. Places with relatively soft ground estimated by boring surveys are indicated by O, whereas places with hard ground by ▽.

図 2.2 - 25 水準測量位置図 (佃他, 1987)

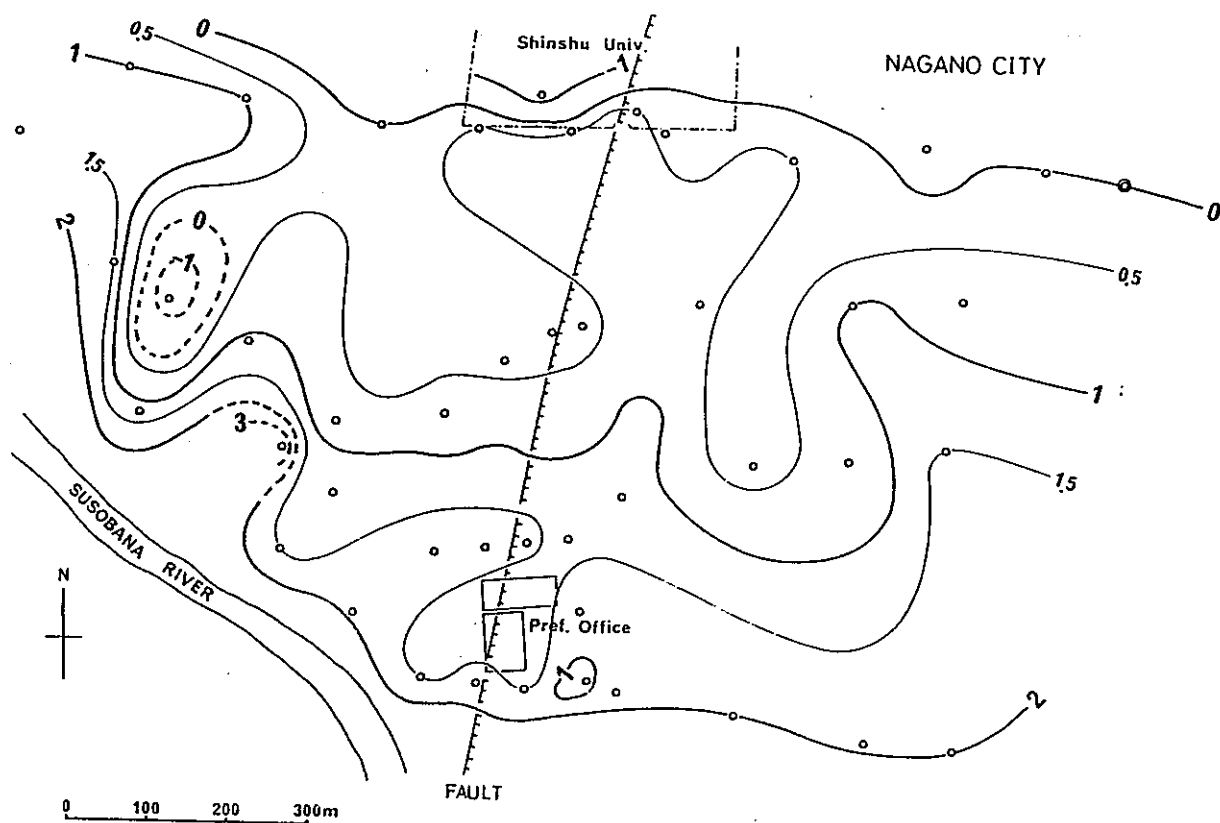


Fig. 6. Contor map of the level change. Broken lines indicate the unreliable data due to extremely local effects.

図 2.2 - 26 水準変動の等高線図 (佃他, 1987)

表 2. 2 - 1 9 測地学的手法に基づく地殻変動

文 献	地 域	変動量 (mm)	年平均変動 速度 (mm/y)	備 考
仲 川 (1985)	新潟平野	—	-1	

<解析方法>

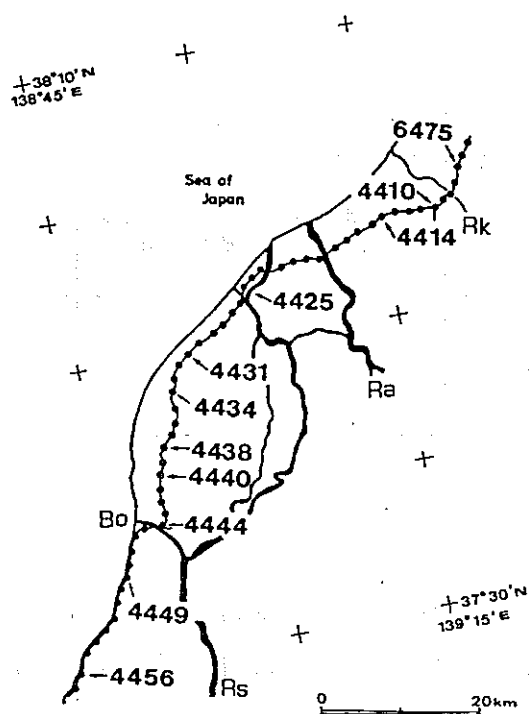
新潟平野（図2.2-27）における1897年と1930年の水準測量結果（建設省国土地理院1970）を用いた解析結果と、沖積層の層厚変化量から求めた自然圧密量・堆積速度・土砂供給量を加味して解析した沈降量とを比較した。さらに、角田・弥彦断層に伴う沈下量についても解析した。

なお、新潟平野では、水溶性天然ガス開発に起因する地盤沈下が発生しているため同開発が開始された1941～1942年以前の測量結果（1940年以前）を用いた。

その結果、1897年～1930年までの測量結果から、所によっては年平均3mmを越えるような水準点の沈下が得れるが、これには自然圧密による沈下を加味されており、その分を差し引くと地殻変動（角田・弥彦断層）による沈下速度は1mm/yと推定される。この沈下速度は関東地方や濃尾平野で求められた沈降量（SUGIMURA, 1967；桑原, 1968）とほぼ等しい値であるとしている。

<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$)年と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

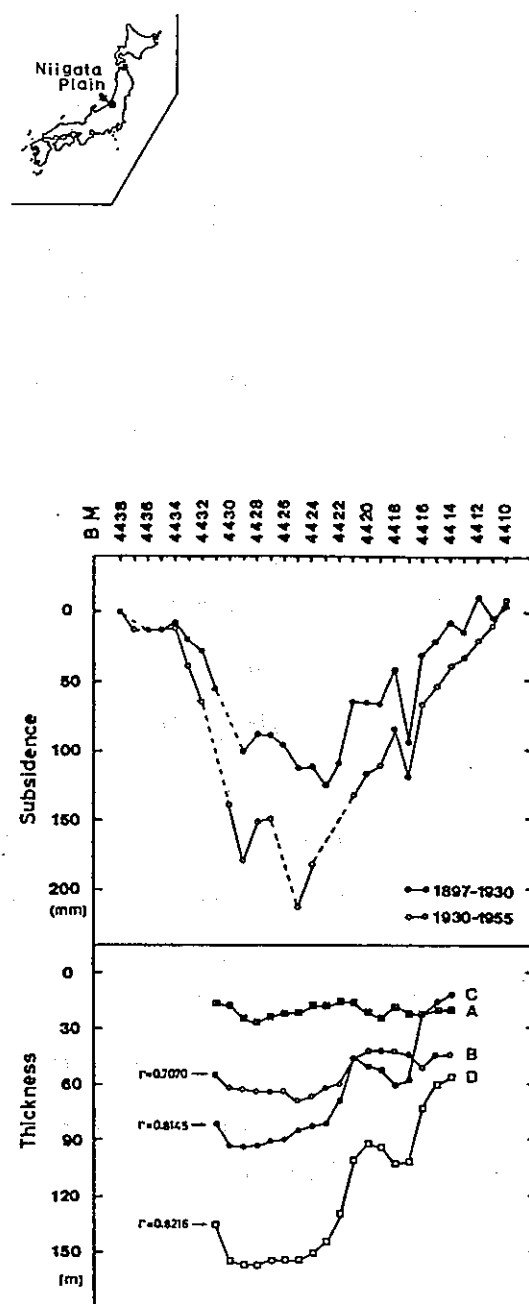
上記の関連性については記述されていない。



第1図 水準路線図(建設省国土地理院, 1970 より作図).

Bo: 大河津分水, Ra: 阿賀野川, Rk: 加治川, Rs: 信濃川

図2.2-27 新潟平野における
水準路線図(仲川, 1985)



第14図 水準点の沈下量と各層の層厚との関係,
点線の部分は礫石の改埋による記録の欠
如を表わす。

A: 東新潟層, B: 東新潟層および白根
層上部, C: 白根層中部・下部および西
蒲原層の層厚を, DはB, Cの合計をそ
れぞれ表わす。

図2.2-28 水準点の沈下量と沖積層の
層厚との関係(仲川, 1985)

表 2.2 - 20 測地学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年代及び 解析期間	傾動量 (mm)	年平均傾動 速度	備 考
溝上他(1980)	小千谷 活褶曲地域の水準点	1967・1968 年～1978年	—	0.19mm/Km/年 (1.9×10^{-7} /年)	
	小千谷 越路原面	10万年前	—	0.21mm/Km/年 (2.1×10^{-7} /年)	
	小千谷 小栗田原面	2万年前	—	0.30mm/Km/年 (3.0×10^{-7} /年)	

<解析方法>

1967・1968年～1978年の約10年間の水準測量成果に基づき、新潟県小千谷地域の活褶曲地帯(図2.2-29)における水準点変動量を求め、さらに下末吉面に対比される越路原面、立川段丘に対比される小栗田原面の変動量と比較した。

<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$ 年)と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

水準改測の結果から得られる本地域の北方への傾動速度は0.19mm/Km・年である。一方、地形・地質学的手法により求めた過去10万年～2万年程度(越路原面及び小栗田原面の形成年代の推定根拠は明記されていないが前者は下末吉面に対比されることから10万年前、後者は立川段丘に対比されることから約20万年前としている。)期間の平均的な傾動速度は0.21～0.3mm/Km・年であり、両者の値はほぼ一致している。従って、過去10年以上にわたり、当地域に起こってきた北方への活傾動運動は、現在もほぼ等速で進行しつづけると言えるとしている。

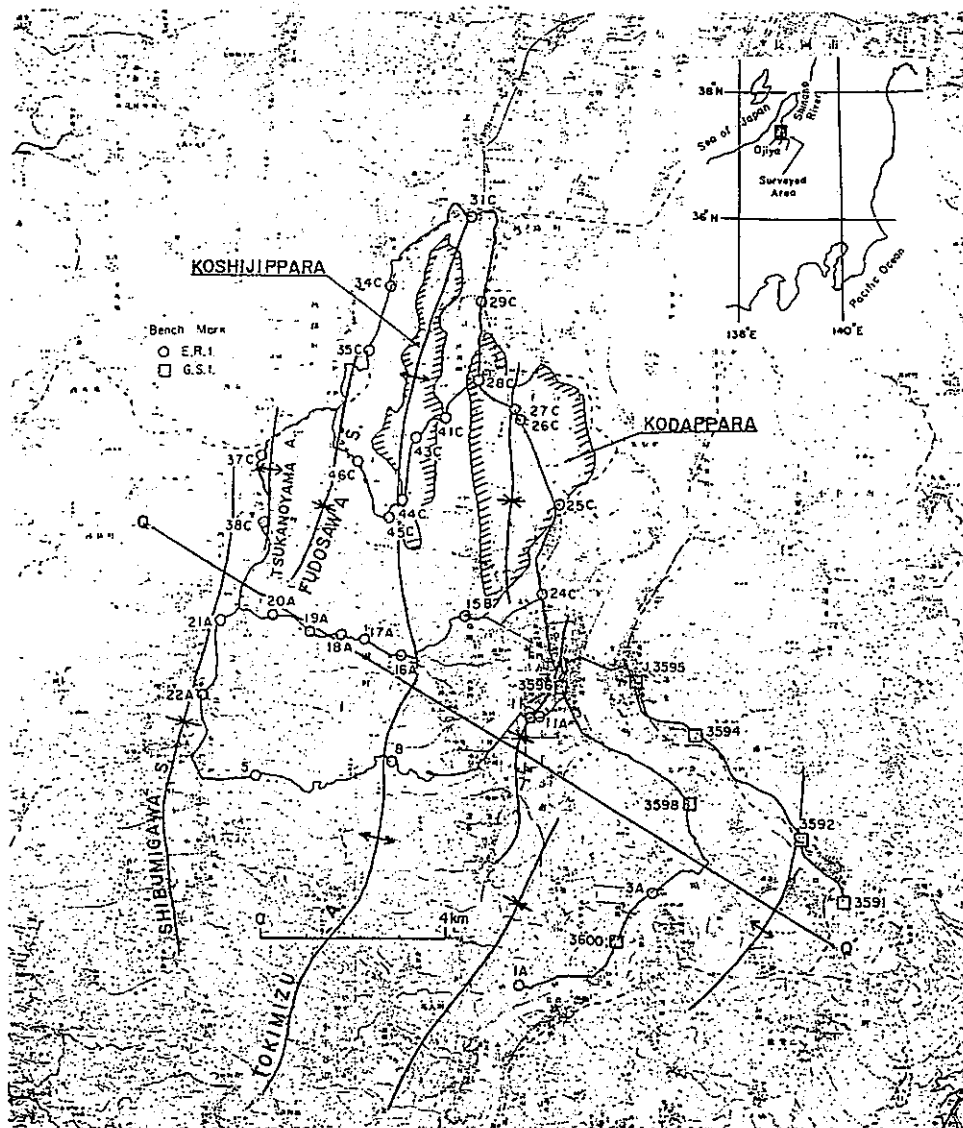


Fig. 1. Index map showing location of bench marks (circle and square), leveling route (thin solid line), axes of anticline (A) and syncline (S) (thick sinuous lines with a pair of arrows), two river terrace surfaces (Koshijippara and Kodappara as mentioned in the text) and cross sectional line QQ' (cross section in Fig. 8). Inset indicates the location of the Ojiya area.

図 2.2 - 29 解析位置図 (溝上他, 1980)

表 2.2-21 測地学的手法に基づく地殻変動

文 献	地 域・変 動 基 準	解析期間及び段丘形成年代	傾動量(m)	年平均傾動速度(/y)	備 考
飯 川 (1983)	小千谷 越路原 I 面	10 ⁵ 年前	—	2.06×10^{-7}	“中位段丘”の越路原 I 面・山本山 I 面の傾動と比較。 “中位段丘”面の形成年代は10 ⁵ 年前としてあるが、その根拠は明記されていない。 I 面は西方への傾斜率を示す。
	小千谷 B.M. 3768, 3595	1894-1927年	—	2.32×10^{-7} , 2.70×10^{-7}	
	同 上	1957-1966年	—	2.84×10^{-7} , 2.32×10^{-7}	
	同 上	1966-1973年	—	— — , 1.16×10^{-7}	
	小千谷 山本山 I 面	10 ⁵ 年前	—	6.91×10^{-7}	
	小千谷水準点	1894-1927年	—	9.18×10^{-8}	
	同 上	1957-1966年	—	2.2×10^{-7}	
	同 上	1966-1973年	—	1.8×10^{-7}	

注) B.M. ; ベンチマーク (水準点)

<解析方法>

魚沼層群の主たる分布域に敷設されているすべての水準路線（図2.2-30）について1894-1927年，1927-1955年，1955-1965年および1965-1972年の改測データを基にして年平均傾動速度を求め，あわせて“中位段丘”の比高と対比した。

ここでは，“中位段丘”の年平均傾動速度と対比されている小千谷地域について本論中から抽出した。

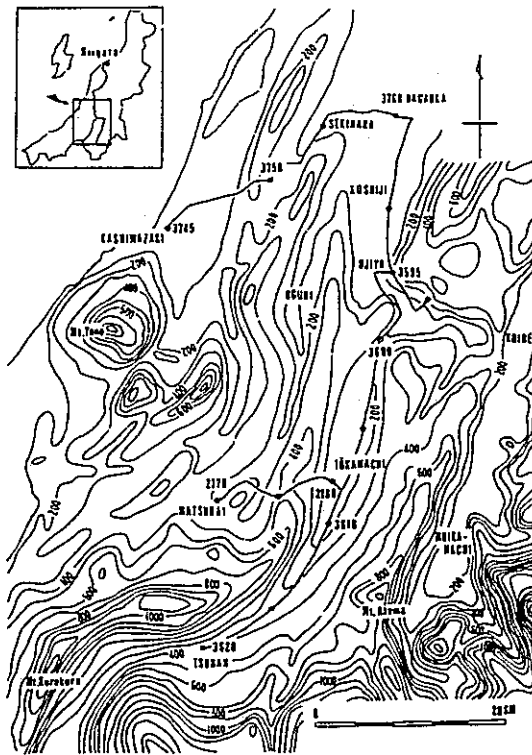


図14-1 切峰面図と水準路線

図2.2-30 解析位置図（飯川，1983）

<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$ 年)と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

小千谷地域の“中位段丘面”の年平均傾斜率は，水準点変動から得られる平均傾斜速度とオーダーが一致するが，魚沼層群の褶曲構造とは調和していない。従って，本地域では，魚沼層群の褶曲形成時とは異なった新しい構造的な条件下におかれている可能性がある。

表 2.2-22 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地 域 ・ 変 動 基 準			年代(y)	水平距離(Km)	変動量(m)	年平均傾動速度(/y)	備 考
飯川・堀川(1985)	小千谷	B - B'	東翼	10,000～ 4,000	1.86	19	$1.02 \sim 2.55 \times 10^{-6}$	
	西翼		1.45		24	$1.66 \sim 4.14 \times 10^{-6}$		
	沖積段丘面 (小千谷面)	C - C'			6.60	35	$5.30 \times 10^{-7} \sim 1.33 \times 10^{-6}$	
	D - D'		0.52		6.89	$1.33 \sim 3.30 \times 10^{-6}$		

注) B - B' , C - C' , D - D' は図2.2-31 中の断面線

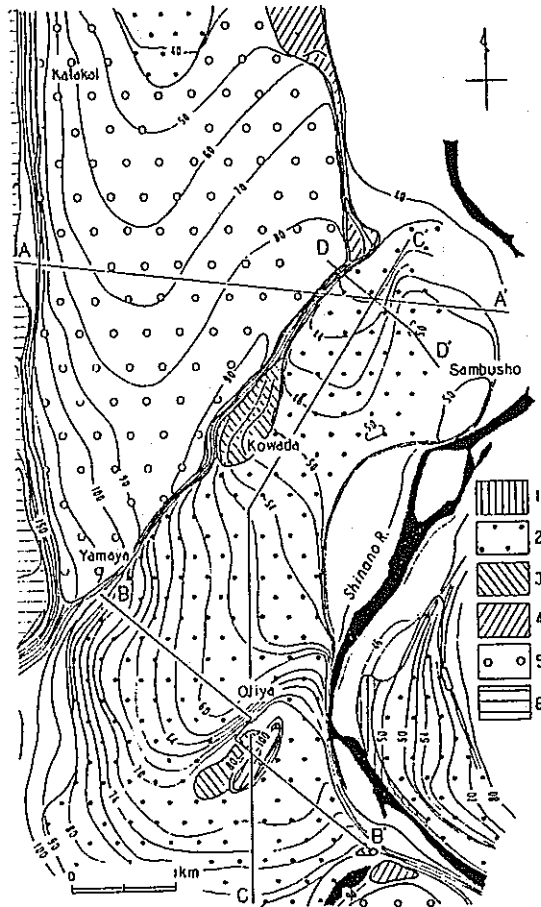
<年代推定方法>

沖積段丘面(小千谷面)の形成年代は以下のように推定した。

- ①新潟平野団体研究グループ(1972)では、塩殿面に対比される信濃川上流の津南・十日町地域の正面面の2箇所の露頭より産出した材化石の ^{14}C 年代を測定し、 $12,160 \pm 260\text{Y.B.P.}$ 、 $11,700 \pm 200\text{Y.B.P.}$ の値を報告していること。
 - ②小千谷面は、塩殿面より5～10m低い段丘面であること。
 - ③沖積世の縄文海進の最高潮面期は、6,500～4,000年前と考えられること。
- 以上の①～③を総合して小千谷面の形成年代を10,000～4,000年前と推定した。

<解析方法>

水準測量成果および小千谷市管内図から地形断面図を作成し、沖積段丘面(小千谷面)の比高を求めて同段丘面の傾斜速度を求めた。その結果、小千谷地域における沖積段丘形成後の変動速度は、段丘の基盤をなす魚沼層群の活褶曲(向斜構造は両翼が 10^{-6} /年オーダーで成長している)の変動速度とほぼ一致していると判断した。



第2図 小千谷市周辺の段丘分布図と切峰面図

1: 元中子面 2: 小千谷面〔以上 沖積段丘面〕
3: 潮音寺-上ノ山面 4: 船岡山面 5: 小栗
田原-市民の家面 6: 越路原I面〔以上 洪積
段丘面〕

段丘分布は、新潟平野団体研究グループ(1967)
をもとに、一部加筆・修正。切峰面図は、500m
方眼法による。

図2.2-31 解析位置図(飯川・堀川, 1985)

表 2.2-23 測地学的手法に基づく地殻変動

(小栗田原南部の1981-1986年間の水準測量)

文 献	地 域 (図 2.2-32 参照)	水平距離 (m)	傾動量 (m)	年平均傾動量 速度 (mm/y)	備 考
飯 川(1991)	B.M. 2002-2005	498.8	0.0175	7.1429×10^{-6}	
	B.M. 2007-2010	862.5	0.0107	2.4812×10^{-6}	

B.M. 水準点

<解析方法>

建設省国土地理院（地理調査所）発行の一等水準点検測成果集録第1-32巻・別巻1-4巻（1955-1989年）のデータを基にして本州中央部の山地部及び平野部の変動速度を求めた。

また、現在の地殻変動と第四紀後半の構造運動とを比較するために、地形・地質学的方法による検討も行った。

なお、新潟県中・南西部に分布する洪積段丘の年代については、早津・新井(1982)が大山倉吉軽石層の分布から推定した約5~6万年を採用した。沖積段丘の年代については、飯川・堀川(1985)の4,000年~10,000年を採用した。

<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$ 年)と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

- (1) 信濃川中・下流域に分布する洪積・沖積段丘面は、基盤の新第三系・第四系の構造運動と調和的に褶曲している。その変形は、水準点変動が示す変動様式と調和的である。そしてその傾動速度は、ともに最大 10^{-6} /年オーダーである。
- (2) 新潟県の中・南西部地域に分布する新第三系褶曲構造において、水準路線と交叉する褶曲構造は、すべて成長中である。その中で軸長30Kmにおよぶ小木の城背斜・片貝-真人背斜の成長速度は、 $1.567 \sim 1.991 \text{ mm/年}$ を示す。これは脊梁山脈の成長速度($2.227 \sim 4.089 \text{ mm/年}$)に相当するものである。他の背斜構造は、1行オーダーが小さい。

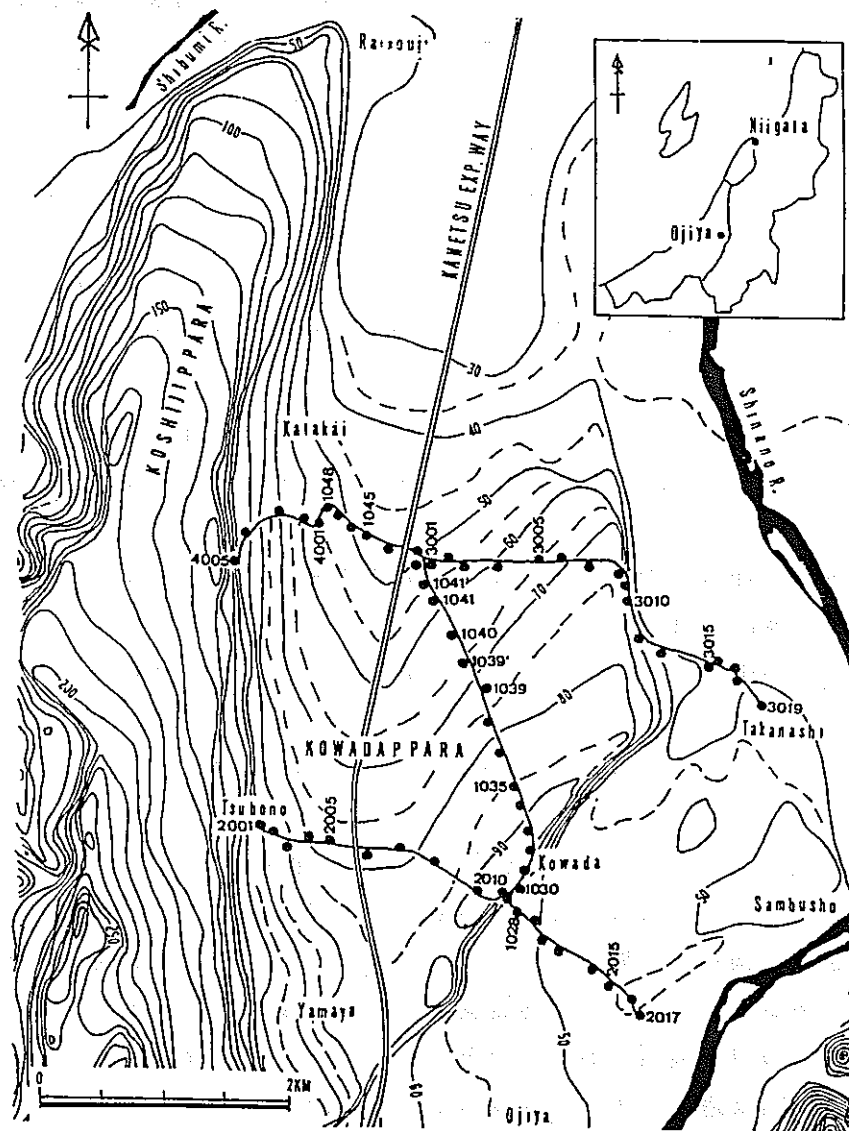


図-20 小千谷市北部の小栗田原・越路原地域の切峰面図と水準点路線 測量結果は表-4~7に示す。

Fig.-20 Summit level and levelling route on Kowadappara, Kosijippara and their vicinity to the north of Ojiya city. The result of the survey is shown in the table 4-7.

図 2.2-32 解析位置図 (飯川, 1991)

表 2.2-24 地形・地質学的手法に基づく地殻変動（越路原－小栗田原中位段丘面）

文 献	地 域（図2.2-33参照）	水平距離（m）	傾動量（m）	年平均傾動速度（/y）	備 考
飯 川（1991）	L o c . 1	320	（48）	$2.50 \sim 3.00 \times 10^{-6}$	段丘の形成年代は5～6 万年前（早津・新井， 1982）とする。
	L o c . 2	125	（43）	$5.73 \sim 6.88 \times 10^{-6}$	
	A - A'	2330	（130）	$9.30 \times 10^{-7} \sim 1.12 \times 10^{-6}$	
	B - B'	2500	（145）	$9.67 \times 10^{-7} \sim 1.16 \times 10^{-6}$	

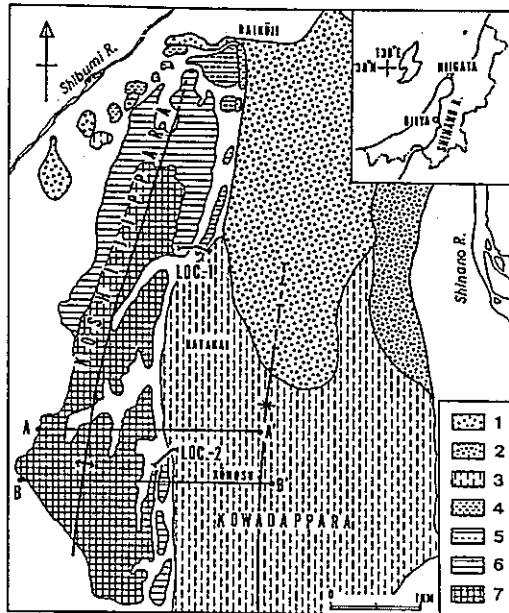


図-24 越路原-小栗田原周辺の段丘分布と露頭位置ならびに傾動速度測定位置（新潟平野外周体研究グループ、1972 に加下）。 1：来迎寺面（沖積段丘） 2：船岡山面 3：小栗田原面 4：越路原IV面 5：越路原Ⅲ面 6：越路原Ⅱ面 7：越路原Ⅰ面（以上洪積段丘）

Fig.-24 Distribution of terraces to the north of Ogiya city. The cross-sections of Fig.-26-27 are shown in this. 1: Raikouji T. (Alluvial terrace) 2: Funaokayama T. 3: Kowadappara T. 4: Koshijippara T. IV 5: Koshijippara T. III 6: Koshijippara T. II 7: Koshijippara T. I (2 to 7 are Pleistocene terraces)

図 2.2-33 解析位置図（飯川，1991）

表 2.2 - 25 地形・地質学的手法に基づく地殻変動（小千谷周辺の洪積段丘及び沖積段丘）

文 献	地 域（図2.2-34参照）		年 代	水平距離 (m)	傾動量 (m)	年平均傾動速度 (/y)	備 考
飯 川 (1991)	A - A'	東 翼	$5.0 \sim 6.0 \times 10^4$	2.08×10^3	22.1	$1.77 \sim 2.13 \times 10^{-7}$	
		西 翼	同 上	9.25×10^2	17.5	$3.15 \sim 3.78 \times 10^{-7}$	
	B - B'	東 翼	$0.4 \sim 1.0 \times 10^4$	1.86×10^3	19.0	$1.02 \sim 2.55 \times 10^{-6}$	
		西 翼	同 上	1.45×10^3	24.0	$1.66 \sim 4.14 \times 10^{-6}$	
	C - C'		同 上	6.60×10^3	35.0	$5.30 \times 10^{-7} \sim 1.33 \times 10^{-6}$	
	D - D'		同 上	5.28×10^2	6.89	$1.33 \sim 3.31 \times 10^{-6}$	

A - A' : 洪積段丘, B - B' ・ C - C' ・ D - D' : 沖積段丘

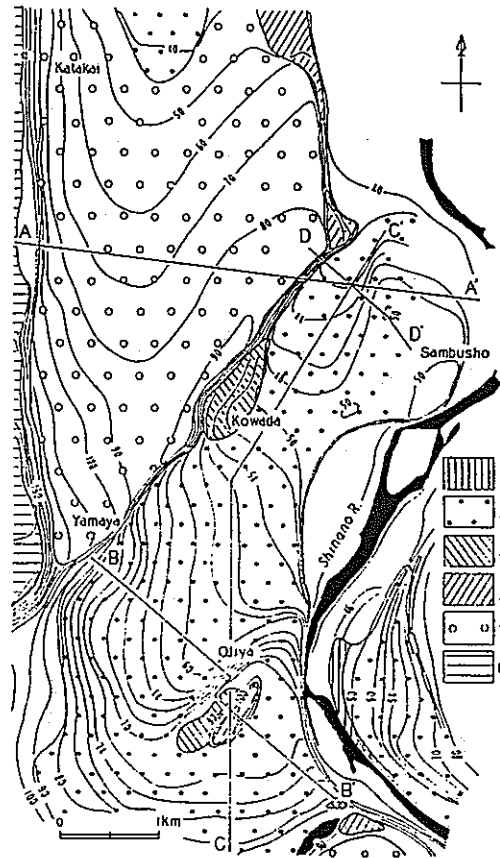


図-18 小千谷周辺の段丘分布と切峰面図. 1:元中子面 2:小千谷面(以上沖積段丘面) 3:潮音寺-上ノ山面 4:船岡山面 5:小栗田原面-市民の家面 6:越路原I面(以上洪積段丘面) 段丘分布は、新潟平野団体研究グループ(1967)をもとに一部加筆・修正. 切峰面図は500m方眼法による.

Fig.-18 Distribution of river terraces and summit level in Ojiya region.

1:Motonakago T. 2:Ojiya T.(1 and 2 are Holocene terraces) 3: Choonji-Uenoyama T. 4: Funaokayama T. 5: Kowadappara T. -Shiminnoie T. 6: Koshijippara I T.(3 to 6 are Pleistocene terraces.). The distribution of the terraces is partially corrected from Niigata Plain Resarch Group (1967).

図 2.2-34 解析位置図(飯川, 1991)

表 2.2-26 地形・地質学的手法に基づく地殻変動（長岡－津南間の中位“段丘面”）

文 献	地 域（図2.2-35参照）	水平距離（m）	傾動量（m）	年平均傾動速度（mm/y）	備 考
飯 川（1991）	関原丘陵 B.M. 3758	2.10	30	$(2.86 \sim 2.38 \times 10^{-7})$	段丘の形成年代は5～6 万年前（早津・新井， 1982）とする。
	越路原 B.M. 3765	3.88	80	$(4.12 \sim 3.44 \times 10^{-7})$	
	山本山 B.M. 3598	1.10	76*	$(1.38 \sim 1.15 \times 10^{-6})$	
	—— B.M. 3608	1.60	120	$(1.50 \sim 1.25 \times 10^{-6})$	
	川治原 B.M. 3608	2.40	160	$(1.33 \sim 1.11 \times 10^{-6})$	
	伊達原 B.M. 3609	2.60	160	$(1.23 \sim 1.03 \times 10^{-6})$	
	洛 原 B.M. 3610	3.20	200	$(1.25 \sim 1.04 \times 10^{-6})$	
	珠川原 B.M. 3612	3.00	180	$(1.20 \sim 1.00 \times 10^{-6})$	
	田 沢 B.M. 3613	3.20	140	$(8.75 \sim 7.29 \times 10^{-7})$	
	米 原 B.M. 3614	6.20	180	$(5.80 \sim 4.84 \times 10^{-7})$	
	芦ヶ崎 B.M. 3616	2.80	60	$(4.29 \sim 3.57 \times 10^{-7})$	
	谷 内 B.M. 3617	2.10	30	$(2.86 \sim 2.38 \times 10^{-7})$	
	城 原 B.M. 3619	2.00	40	$(4.00 \sim 3.33 \times 10^{-7})$	
	—— B.M. 3619	3.40	80	$(4.71 \sim 3.92 \times 10^{-7})$	

* 山本山では段丘面は内縁部に向けて逆傾斜する。 B.M. 水準点

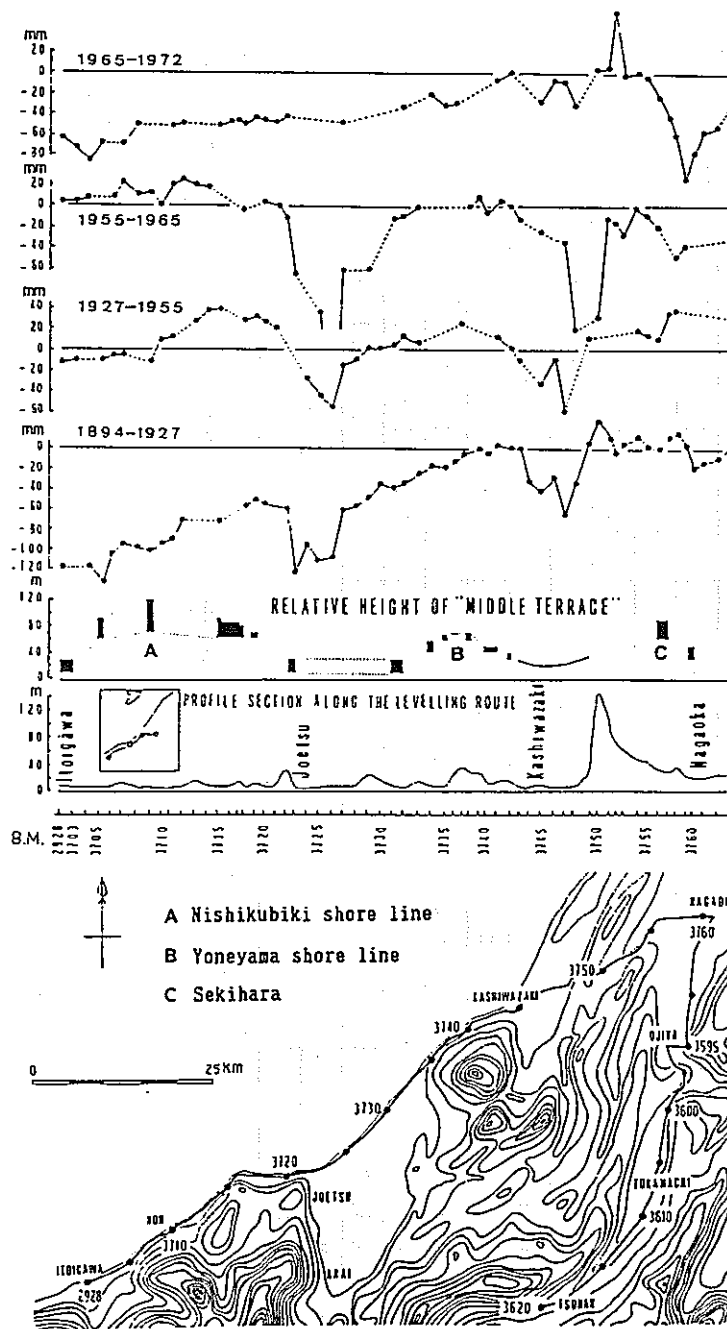


図 2.2-35 解析位置図及び水準変動と“中位段丘”の比高図
(飯川, 1991)

図-10 糸魚川-長岡間の水準点変動と水準点路線に並行する“中位段丘”の比高、路線断面図および路線配置図との関係。切峰面図は2 km埋谷法による。等高線間隔は100m.

Fig.-10 Change of heights of bench marks, the relative height of "the middle terrace", their heights and their positions on the route from Itoigawa to Nagaoka. The lines of the summit level are drawn every 100m.

表 2.2-27 測地学的手法に基づく地殻変動（新潟における新第三系背斜構造の成長速度）

文 献	地 域（図2.2-36参照）	解析期間（年）	変動量（mm）	変動速度（mm/y）	備 考
飯 川（1991）	①寺泊背斜	1898-1985	23.2	0.267	
	②出雲崎背斜	1898-1985	24.7	0.284	
	③小木ノ城背斜	1894-1984	179.2	1.991	
	⑥片貝－真人背斜	1969-1978	14.1	1.567	
	⑦東山背斜	1894-1984	40.1	0.446	
	⑧郷津－南葉山背斜	1894-1983	21.2	0.238	
	⑨焼山背斜	1894-1983	55.3	0.621	

注）背斜軸名のNo.は図2.2-36に符合する。

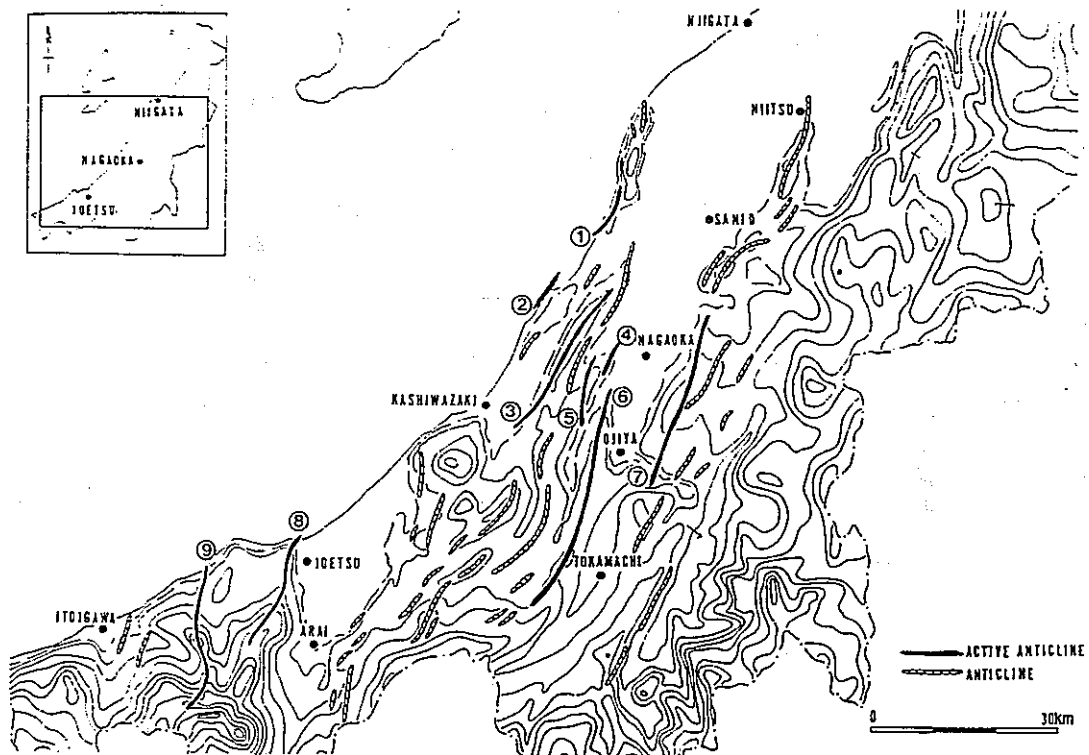


図-28 新潟県中・南西部に分布する新第三系-第四系の褶曲構造 ①寺泊背斜 ②出雲崎背斜 ③小木ノ城背斜 ④関原背斜 ⑤岩田背斜 ⑥片貝-真人背斜 ⑦東山背斜 ⑧郷津-南葉山背斜 ⑨焼山背斜. 等高線は、2km埋谷法による切峰面図をあらわす。破線は100m。実線は200m間隔。

Fig.-28 Anticlines of Neogene and Quaternary in central and south-western parts of Niigata Prefecture. The broken line is contour line of 100m and the solid line is contour line drawn every 200m interval in the summit level. ①Teradomari ant. ②Izumozaki ant. ③Oginojoh ant. ④Sekihara ant. ⑤Iwata ant. ⑥Katakai-Matto ant. ⑦Higashiyama ant. ⑧Gohzu-Nanbayama ant. ⑨Yakeyama ant.

図2.2-36 解析位置図 (飯川, 1991)

表 2.2-28 測地学的手法に基づく地殻変動(山地)

文 献	地 域	解析期間(年)	変動量(m)	年平均傾動速度(mm/y)	備 考
飯 川(1991)	赤石山地(静岡-竜山)	1900-1972	636.88	8.846	
	奥羽山脈(宮城-東根)	1894-1985	372.12	4.089	
	丁岳山地(酒田-戸沢)	1899-1985	320.20	3.723	
	西頸城山山地(小谷-糸魚川)	1891-1983	299.07	3.251	
	三国山脈(塩沢-湯沢)	1894-1984	200.47	2.227	
	米山山麓(柏崎)	1894-1983	128.36	1.442	
	飯豊山麓(安田-津川)	1898-1984	95.57	1.111	
	猪苗代盆地(坂下-猪苗代)	1897-1984	89.91	1.034	

(5) 近畿・四国・中国地方

近畿・四国・中国地方では、西南日本を対象にした宮下(1989)の研究および土佐湾北東岸を対象にした吉川他(1964)の研究が挙げられる。

(i) 宮下(1989)の研究

1946年南海道地震の発生前・時・後の西南日本における地殻変動量分布を19世紀末の1等水準測量データに基づいて解析した。その結果を表2.2-29および図2.2-37にまとめて示す。

この研究成果の中で、南海道地震前の期間において紀伊半島最南端の串本では平均速度7.6mm/y、四国の室戸では平均速度7.8mm/yで沈降し続け、地震時には串本では51.3cm、室戸では普通寺に対して106.2cmに達する隆起量を示した。さらに、地震後の変動をみると、紀伊半島および四国において地震時にみられた隆起域背後の沈降部分は、地震後の期間には反転して隆起していることが判明したと結論づけている。

(ii) 吉川他(1964)

土佐湾北東岸における1895~1929年・1929~1947年の水準点変動量を解析し、現在の平均変動速度と、段丘の旧汀線高度から推定される第四紀地殻変動速度とを比較した。その結果を表2.2-30および図2.2-38、-39にまとめて示す。

測地学的手法から求めた平均変動速度2mm/yと、約5000年前に形成されたと推定した沖積段丘および約9万年前に形成されたと推定した室戸岬面の分布高度から求めた平均変動速度とはほぼ一致していると結論づけている。

表 2.2-29 測地学的手法に基づく地殻変動

文 献	地 域	解 析 期 間	変動量(m)	年平均変動速度(mm/y)	備 考
宮 下 (1989)	紀伊半島 最南端 串本	南海道地震発生前 1900～1946.9年	-356	-7.6	
		同地震時	513	——	
		同地震直後からの期間1947～1960年	178	13.7	
		同地震後 1960～1975年	111	7.4	
	四 国 室戸	1900～1946.9年	-367	-7.8	
		地 震 時	1,062	——	
		1947～1960年	326	25.1	
		1960～1975年	178	11.9	

<解析方法>

1946年南海道地震の発生前・時・後の西南日本における地殻変動量分布を19世紀末以来の1等水準測量データに基づいて解析した（図2.2-37）。本解析は「エポック・リダクション法」を応用した。

<測地学的地殻変動(10～10²年)と地形・地質学的地殻変動(10³～10⁶年)との関連性>

上記の関連性については記述されていない。

Fig. 8. Revised distributions of vertical surface displacement; (a) the preseismic (1900–1946.9), (b) co-seismic (1946.9–1947), (c) early postseismic (1947–1960), and (d) late postseismic (1960–1975) distributions. Shaded and open circles indicate uplift and subsidence, respectively, with amounts proportional to their radii.

図 2.2-37 西南日本の水準点変動図 (宮下, 1989)

表 2.2-30 測地学的手法に基づく地殻変動

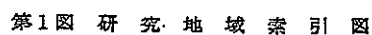
文 献	地 域	変動量(mm)	年平均変動速度(mm/y)	備 考
吉川 他(1964)	土佐湾北東岸	—	約 2	

＜解析方法＞

土佐湾北東沿岸（図2.2-38）での1895～1929年・1929～1947年の水準点変動量を解析し、現在の年平均変動速度と、段丘の旧汀線高度から推定される第四紀地殻変動速度とを比較した。

＜測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$ 年)と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性＞

測地学的手法から求められた年平均変動速度(2mm/y)と約5,000年前に形成された沖積段丘（形成年代の推定根拠は不明）およびRiss-Würm間氷期、すなわち約9万年前（H. E. Suess, 1956）に形成された室戸岬面の分布高度から推定される年平均変動速度とはほぼ一致することから、室戸岬付近では、9万年前から現在に至るまでの間、約2mm/y年の一様な速さで隆起が続いたものと推定される。



太い実線：地盤の海拔高度の変化
 細い実線：海面変化 (R. W. Fairbridge, 1961.
 による)
 細い破線：地殻運動の積算値

これら3つの量は右側の目盛で示す。左側の目
 盛は、太い実線を地盤に対する海面の変化と見た
 時の海面高度を示す目盛である。

- 232 -

(6) 九州地方(西南諸島、沖縄を含む)

九州地方においては、始良カルデラ縁を対象にした宮崎・山口(1987)の研究と九州中部地域雲仙地溝を対象にした多田(1985)の研究が挙げられる。

(Ⅰ) 宮崎・山口(1987)の研究

1891年から1985年にわたる94年間の水準測量成果を基にして、1914~1956年間および1960~1985年間の始良カルデラ縁の変動量を求めた。その結果を表2.2-31および図2.2-40、-41にまとめて示す。

同表・図をみると、始良カルデラ縁は $0.77\sim 0.61\text{mm/y}$ の速度で沈降していることがわかる。この沈降運動は、カルデラ縁に存在する断層運動によるものと結論づけている。

(Ⅱ) 多田(1985)の研究

1894年、1922年および1958年の3回の水準測量の成果(64年間)から雲仙地溝の変動量を求めた。その結果を表2.2-32および図2.2-42~-44にまとめて示す。

表2.2-32をみると、雲仙地溝は、 2mm/y の速度で沈降していることがわかる。

表 2.2-31 測地学的手法に基づく地殻変動

文 献	地 域	解析期間	変動量(mm)	年平均変動 速度(mm/y)	備 考
宮崎・山口(1987)	始良カルデラ縁	1914～ 1956年	—	-0.77	
		1960～ 1985年	—	-0.61	

<解析方法>

1891年から1985年にわたる94年間の水準測量成果を基にして、1914～1956年間及び1960～1985年間の始良カルデラ縁の変動量を解析した(図2.2-40, -41)。

<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$ 年)と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

上記の関連性については記述されていないが、始良カルデラ縁の変動は、1914年の桜島の大噴火以降のカルデラ縁に存在する断層運動によるものと推定している。

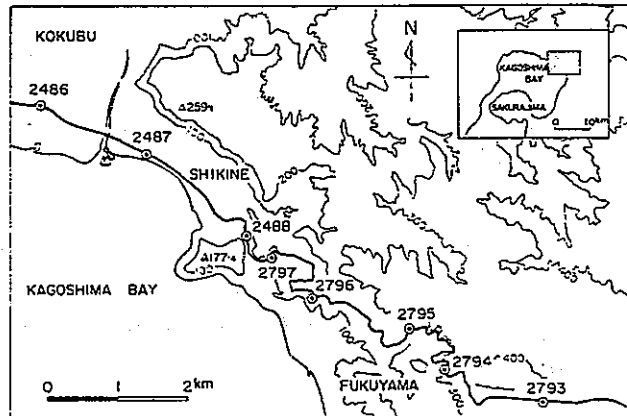


Fig. 1. Topography of north-eastern part of Kagoshima bay, and locations of the levelling bench marks in the Shikine area are indicated.

図 2.2 - 4 0 解析位置図 (宮崎・山口, 1987)

[水準点2793より2487までが、始良カルデラ壁を通る区間である。]

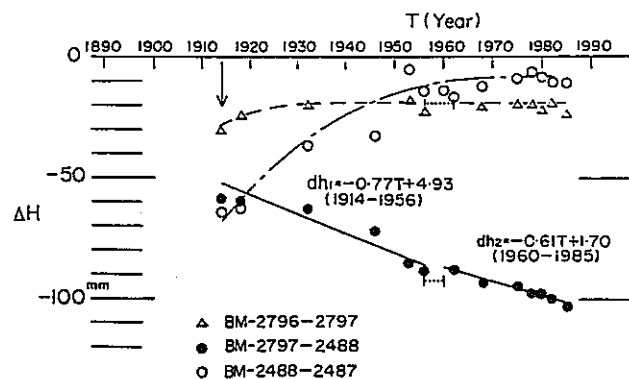


Fig. 3. Development of height changes between adjoining bench marks at the margin of Aira caldera for the period from 1914 to 1985. Simple equations relating the height changes of bench mark 2488 to the 2797 were obtained applying least squares method to respective terms.

図 2.2 - 4 1 始良カルデラ縁 (・印) の水準点変動図

(宮崎・山口, 1987)

表 2.2-32 測地学的手法に基づく地殻変動

文 献	地 域	変動量(mm)	年平均変動 速度(mm/y)	備 考
多 田(1985)	九州中部地域雲仙地溝	(約-128)	-2	

<解析方法>

1894年, 1922年, 1958年の3回の水準測量の成果(64年間)を解析して雲仙地溝の変動量を求めた(図2.2-42, -43, -44)。

<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$ 年)と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

上記の関連性については記述されていない。

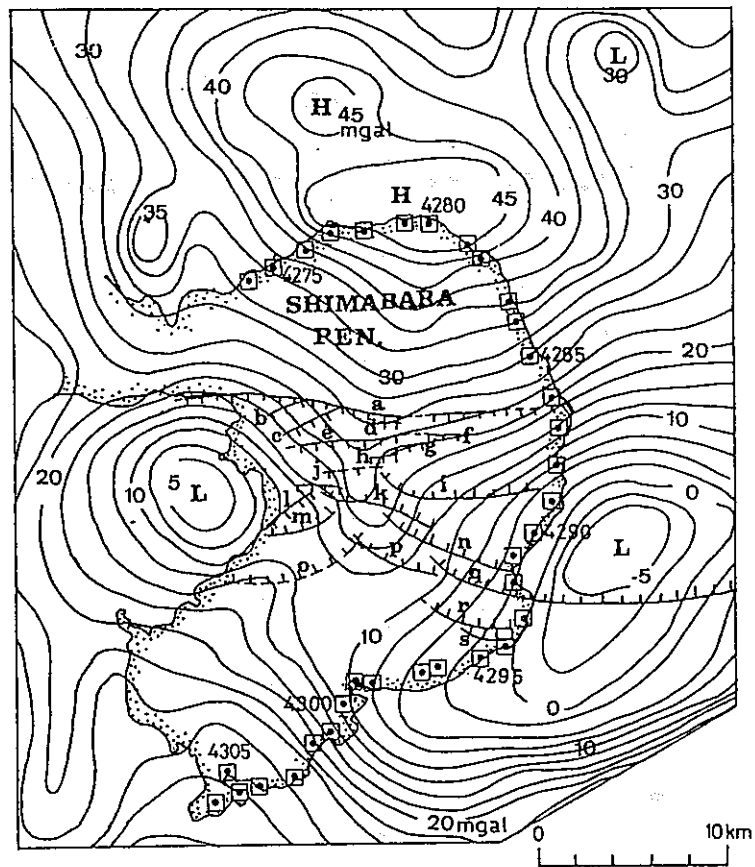


Fig. 7. Active faults [R.G.A.F. (1981), NAGASHIMA *et al.* (1982)], Bouguer gravity anomaly [KUBODERA *et al.* (1976)] and leveling route in the Shimabara Peninsula. Active faults zone is the Unzen Volcanic Graben.

図 2.2-4.2 解析位置図 (多田, 1985)

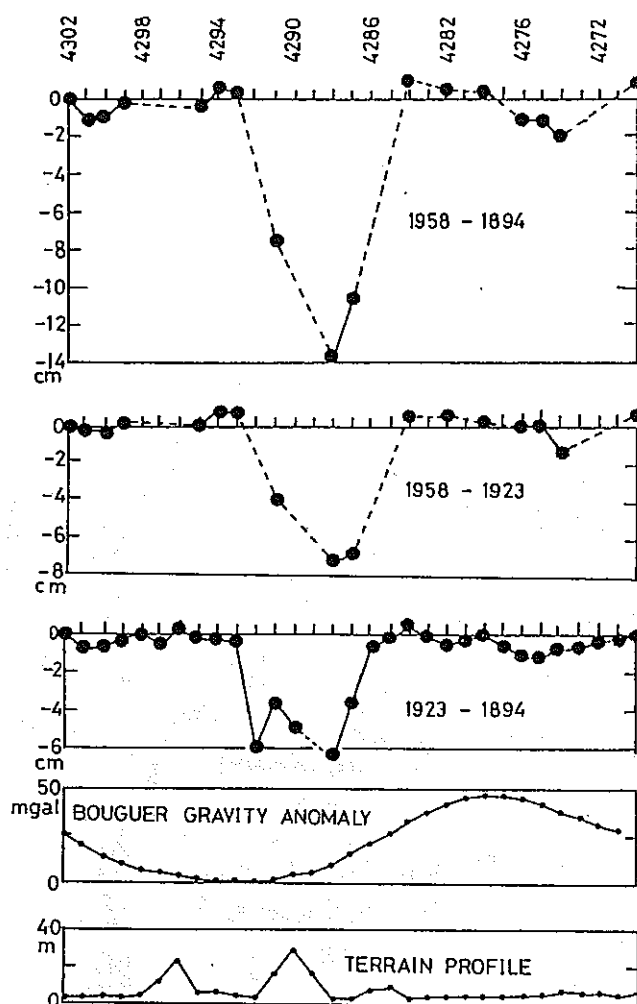


Fig. 8. Vertical crustal movement along the east coast of the Shimabara Peninsula deduced from the repeated leveling. The region of the subsidence is the Unzen Volcanic Graben.

図 2.2-43 雲仙地溝部 (B.M.4292~4287間) の変動図

(多田, 1985)

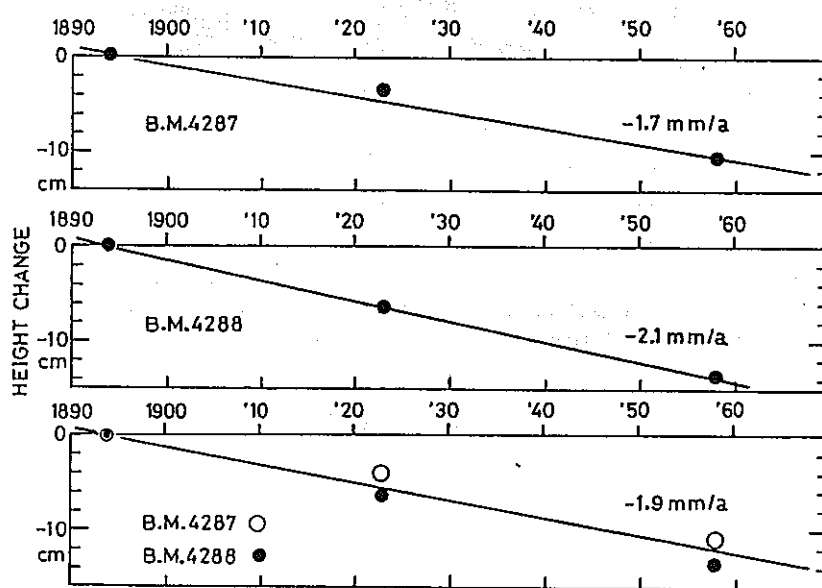


Fig. 9. Subsidence velocities of the Unzen Volcanic Graben obtained from the leveling result. Crustal movements, normal active faults, gravity anomaly, volcanism and mechanism solutions of earthquakes suggest that the Unzen Volcanic Graben is an active rift (Unzen rift) of the Okinawa Trough.

図 2.2-44 雲仙地溝部の沈降速度 (多田, 1985)

2.3 海外における事例研究

日本列島（孤状列島）における隆起・沈降現象と海外のそれとを比較する（2.4で後述）ために、海外の代表的な地域、ここでは（1）安定大陸ないし楕状地（ロシア平原・バルチック楕状地）、（2）アルプス造山帯内の山系、（3）アメリカ西部の太平洋岸のサブダクション地帯及び（4）アメリカ東部の大西洋海岸における研究を紹介する。なお、上記の地域のうち、ロシア平原・バルチック楕状地（後述のノルウェーを除く）に関しては、溝上(1968)でまとめられた内容について記述する。

（1）安定大陸ないし楕状地（ロシア平原・バルチック楕状地）における地殻変動速度

この地域における研究のうち、溝上(1968)とS.Bakkelid(1986)の研究を以下にまとめて示す。

（i）溝上(1968)の研究

日本列島と安定大陸ないし楕状地との最近の地殻変動を対比するために、水準改測の成果に基づく解析を行った。この中で、ロシア平原、バルチック楕状地その他のヨーロッパ地域の最近の地殻変動については表2.3-1の解説文中に示す文献を基に解析されている。その結果を表2.3-1にまとめて示す。

スカンディナヴィア半島の地殻運動に関しては、氷河消失後の顕著な隆起（約10mm/y）が認められるが、このような現象は完新世の前半期（12～6×10³年前）までであり、表2.3-1に示すように、スカンディナヴィア半島とロシア平原、さらにはヨーロッパの他の地域との年平均最大傾斜速度はほぼ同じ値を示すことから、その後の地殻運動は、主として通常のテクトニックな原因によっているものと結論づけている。

(ii) S.Bakkelid(1986)の研究

過去約70年間(1916~1986年)の精密水準測量の成果を基にして、ノルウェー南西岸及び北東部における平均海水面に対する地殻変動量を求めた。その結果を表2.3-2にまとめて示す。

同表に示した地域の隆起速度は、過去9,000年間の隆起速度と極めて良く相関していると結論づけているが、その根拠については記述されていない。

(2) アルプス造山帯内の山系における地殻運動速度

A.A.Nikonov (1989)は、アルプス造山帯内のアルプス、カルパチア、コーカサス、パミール及びヒマラヤの山地において、①2,000万年~4,000万年前、②100万年~1,000万年前及び③現在(1~70年前)の各時期における隆起速度を求めた。このうち、①については地質学的手法、すなわち山岳地帯の山頂部に分布する特定の年代を示す海底堆積物に着目し、その現在の高さ等のデータから推定した。②については、地形及び地質学的手法を用いて、特定の年代を示す地形面あるいは堆積面に着目して、その現在の高さに関するデータから推定した。なお、アルプスとヒマラヤでは、変成岩と火成岩の放射年代、冷却速度及び温度こう配から推定した。③については、精密な水準改則データに基づいて推定した。その結果を表2.3-3にまとめて示す。

A.A.Nikonov (1989)は、研究成果について以下のような考察を行っている。

- ① アルプスとヒマラヤにおいては、地形・地質学的手法及び測地学的手法の両者から推定された隆起速度はほぼ同じである。
- ② 一方、カルパチア、コーカサス、パミールにおいては、測地学的手法から求められた値が異常に高い。これは、斜面の測量に伴う誤差、温度差によるアンバーテープの長さの変化による誤差の適正な補正がなされていないために生じたものであると判断される。
- ③ アルプス造山帯の隆起速度は、ヒマラヤのナンガパルバット(5あるいは9 mm/y)を除くと、主として1年に何分の1ミリメートルの単位であり、その最大値は1~2mm/年と考えられる。
- ④ なお、世界の山岳地帯の平均隆起速度は0.6mm/yと推定される。

(3) アメリカ西部の太平洋岸のサブダクション地帯における地殻運動速度

D. R. Muhs, et. al. (1990) は、カスカディアサブダクション地帯に属する南オレゴン南部の海岸段丘について隆起速度を求めた。その手法としては、段丘の年代の推定、現在の波食台の海拔高度及び現在と関連させた段丘形成時の平均海面高度を求めるために地形・地質学的手法を用いた。このうち、段丘対比には軟体動物によるアミノ酸層序と軟体動物・珊瑚による酸素同位体層序を、年代測定にはアラゴナイト系珊瑚とウニの化石によるウラニウム系列年代測定法を用いた。また、段丘形成時の海水準は、ニューギニアの隆起珊瑚礁から推定されたものを適用した。その結果を表 2.3 - 4 にまとめて示す。

同表を見ると、カスカディアサブダクション地帯のうち、南オレゴンでは $0.45 \sim 1.49 \text{ mm/y}$ の隆起速度、カリフォルニア州ポイント・アレナでは $0.35 \sim 0.52 \text{ mm/y}$ の隆起速度が得られていることがわかる。

さらに、彼らは世界の主なサブダクション地帯に近接する 12 万年段丘の隆起速度を表 2.3 - 5 のようにまとめた。

(4) アメリカ東部の大西洋岸における地殻運動速度

Cronin (1981) は、過去 300 万年間のアメリカ南東部大西洋岸の平野部における垂直地殻変動の規模及び速度を決定するために、陸化した鮮新統及び更新統を対象にして地形・地質学的手法を用いた研究を行った。また、隆起速度を求める方程式を次のように定めた。

$$U = S L_o - S L_{gi} - S L_{sf}$$

$$R = U / T$$

ここに U ; 隆起量

$S L_o$; 旧汀線の現在の高度

$S L_{gi}$; ユースタティック海面高度と現在の海面高度差

$S L_{sf}$; 海洋底の拡大に伴うユースタティック海面の低下量

T ; 年代

R ; 隆起速度

このうち、ユースタティック海面の高さについては、天文学的気候変化論、ニューギニア内の隆起珊瑚礁及び主として氷体積の変化を表わすものであると

考えられている深海コア内の酸素同位体値の変動を、大気－海洋－氷圏の歴史の1つに統合させて推定した。なお、海洋底の拡大に伴うユースタティック海面の低下は、千年につき0.37cm～0.67cmの速度で約8,500万年前のコニアシアン以来、見掛け上減少したと考えている。年代については、貝形虫類の生層序の確立と珊瑚等を用いたウラン系列年代測定法とを用いて決定した。

また、ユースタティック海面変動量を推定するために、以下に示す方程式を用いた。

$$S L e u = (R \times T) - U$$

ここに $S L e u$; ユースタティック海面変動量

T ; 年代

R ; 平均隆起速度 (2cm/1,000y)

U ; 隆起量

Cronin (1981)の研究成果をまとめて表2.3-6に示す。

表 2.3 - 1 測地学的手法に基づく地殻変動

文 献	地 域	傾動量(mm)	年平均最大傾斜速度(/y)	備 考
溝 上(1968)	スカンディナヴィア半島	—	$1.0 \sim 2.0 \times 10^{-8}$	参考文献 MESHCHERYAKOV, Y. A. (1963) YOSHIKAWA, T. et al. (1965) SUGIMURA, A. (1967)
	ロシア平原	—	1.5×10^{-8}	
	フランス	—	4.0×10^{-8}	
	チェコスロバキア	—	3.5×10^{-8}	
	デンマーク	—	0.5×10^{-8}	
	日 本	直接地震に伴わない 地 殻 変 動 地 域	5×10^{-8}	
		東 北 地 方 内 帯	$1 \sim 2 \times 10^{-7}$	
		中 部 山 地	$1 \sim 2 \times 10^{-7}$	
		羽 越 地 向 斜	10^{-6}	
		室 戸 岬	約 10^{-7}	
		関 東 南 部	約 3×10^{-7}	

<解析方法>

孤状列島（日本）と安定大陸ないし楯状地（ロシア平原・バルチック楯状地）との地殻変動を対比するために、水準改測の成果に基づく解析を行った。

なお、ロシア平原、バルチック楯状地その他のヨーロッパ地域の最近の地殻変動については、以下の文献を主として参照した。

- 1st International Symposium on Recent Crustal Movements.
Leipzig. GDR. Akademie-Verlag. Berlin, 1962;
Proceedings of Second International Symposium of Recent
Crustal Movements. Annales Academiae Scientiarum Fennicae.
Series A. II. Geologica-Geographica, 90. Helsinki, 1966;
Recent Crustal Movements. Collection of Articles, No.1,
Moskva, 1963;

ただし、本論文では、何年間の水準測量成果を解析したかについては明記されていない。

<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$ 年)と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

① スカンディナヴィア半島とロシア平原の地殻変動運動

スカンディナヴィア半島では氷河消失後の顕著な隆起（約10mm/y）が認められるがこのような現象は完新世の前半期（ $12 \sim 6 \times 10^3$ 年前）までであり、表2.3-1に示すように、スカンディナヴィア半島とロシア平原、さらにはヨーロッパの他の地域との年平均最大傾斜速度はほぼ同じ値を示している。従って、その後の地殻運動は、主として通常のテクトニックな原因によっていると考えられる（MESHCHERYAKOV, 1963）。

② 日本の地殻運動

室戸岬および関東南部における測地学的資料から推定される最近の地殻変動は、前者では最近10万年の地質時代における平均傾斜速度と、後者では6,200年, 9万年, 100万年の各期間の平均傾斜速度と一致している（YOSHIKAWA et al, 1965, SUGIMURA, 1967）。

表 2.3-2 測地学的手法に基づく地殻変動

文 献	地 域	変動量(mm)	変動速度(mm/y)	備 考
S. BAKKELID (1986)	ノルウェー南西沿岸	—	- 1	
	ノルウェー北東部の スウェーデン国境沿い	—	6	

<解析方法>

過去約70年間（1916～1980年）の精密水準測量の成果を基にして、ノルウェー南西岸及び北東部において平均海水面に対する地殻変動速度を求めた。

<測地学的地殻変動($10 \sim 10^2$ 年)と地形・地質学的地殻変動($10^3 \sim 10^6$ 年)との関連性>

現在の隆起速度は、過去9,000年間の隆起速度と極めて良く相関していると結論づけているが、その根拠については記述されていない。

表 2.3-3 測地学的手法と地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	アルプス造山帯 内の山系		測地学的手法 (1~70年間)	地形・地質学的手法 (100万年~1,000万年)	地質学的手法 (2,000万年~4,000万年)	備 考
			隆起速度(mm/y)	隆起速度(mm/y)	隆起速度(mm/y)	
A.A.N- IKONOV (1989)	アル プ ス	西 部	0.7 - 1.0	——	0.4 - 1.0	アルプス東部の値は、1976年の 大地震前の異常隆起を含めた結 果と測量誤差によるものと判断 される。 カルパチア・コーカサス・パミ ールの測地学的手法から求めら れた値は、かなりの測量誤差が 含まれていると判断される。
		中央部	0.8 - 2.0	0.3 - 1.0	0.4 - 1.0	
		東 部	2 - 6	——	——	
	カルパチア東部		1 - 7	0.1 - 0.2		
	コーカサス		6 -13	0.1 - 1.2	0.2 - 0.3	
	パミール		5 -14	0.2 - 2.0	0.2 - 0.7	
	ヒマ ラ ヤ	ほぼ全域	0.8- 6	0.6 - 1.3	0.2 ->0.9	
		ナンガパル バット		5 (9)		

注) ナンガパルバットの5は200万年~50万年間の隆起速度
(9)は50万年前~現在に至る隆起速度

<解析方法>

アルプス造山帯内のアルプス、カルパチア、コーカサス、パミールおよびヒマラヤの山地において、①2,000万年～4,000万年前、②100万年～1,000万年前および③現在(1～70年前)の各時期に対する隆起速度が求められている(表2.3-3)。

- ①については、地質学的手法すなわち、山岳地帯の山頂部に分布する特定の年代を示す(年代の測定方法については明記されていない)海底堆積物の現在の高さに関するデータから推定した。また、アルプスとヒマラヤでは変成岩と火成岩の放射年代、冷却速度及び既知の温度勾配から推定した。
- ②については、地形・地質学的手法を用いて、特定の年代を示す(年代の測定方法については明記されていない)堆積面あるいは地形面を用いて現在の高さから推定した。また一部では古地理学的手法も用いた。
- ③については、精密な水準改測データに基づいて推定した。

<考 察>

- ① アルプスとヒマラヤにおいては、地形・地質学的手法および測地学的手法の両者から推定された隆起速度はほぼ同じである。
- ② 一方、カルパチア、コーカサス、パミールにおいては、測地学的手法から求められた値が異常に高い。これは、斜面の測量に伴う誤差、温度差によるアンバーテープの長さの変化による誤差の適正な補正がなされていないために生じたものであると判断される。
- ③ アルプス造山帯の隆起速度は、ヒマラヤのナンガパルバット(5～9mm/y)を除くと、主として1年に何分の1ミリメートルの単位であり、その最大値は1～2mm/年と考えられる。
- ④ なお、世界の山岳地帯の平均隆起速度は0.6mm/y推定されている。

表 2.3-4 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	年代 (y)	変動量 (m)	変動速度 (mm/y)	備 考
D.R. Muhs et. al. (1990)	南 オ レ ゴ ン ケープ・ブランコ 海成段丘	1.05×10^5	85~156	0.81~1.49	
	コキール・ポイント 海成段丘	8.0×10^4	36~84	0.45~1.05	
	カリフォルニア州ポイント・ アレナ海成段丘	8.0×10^4	28~42	0.35~0.52	

<年代推定方法>

カスカディアサブダクション地帯に属する南オレゴン南部（図 2.3-1）に分布する海岸段丘の形成年代を設定する上で、以下のような手法を用いた。

- ①段丘対比には、軟体動物 (*Saxidomus*, *Mya truncata* Linnaeus) によるアミノ酸層位と軟体動物・珊瑚虫による酸素同位元素層位を適用した
- ②年代測定は、ウラニウム系列年代決定方を用いた。同年代測定にはアラゴナイト系珊瑚とウニの化石を用いた。

<解析方法>

海岸段丘における精度の高い隆起速度を見積る上で、段丘の年代、現在の波食台の海拔高度および現在と関連させた段丘形成時の平均海面高度を推定した。なお、段丘形成時の海水準は、ニューギニアの隆起珊瑚礁から導かれたものを適用した。

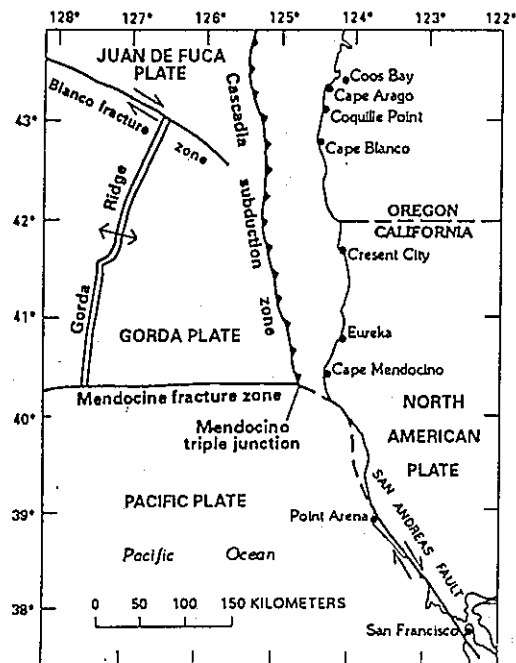


Fig. 1. Plate tectonic setting of southern Oregon and northern California, showing plate boundaries and study areas. Plate boundaries taken from *Heaton and Hartzell* [1987], *McCulloch* [1987], and *Kelsey and Carver* [1988].

図 2.3-1 プレート境界及び研究区域 (Muhs, et.al., 1990)

表2.3-5 世界の主なサブダクション地帯に近接する
125ka 段丘の隆起速度 (D.R.Muhs, et.al., 1990)

Location	Elevation (m)	Dating Method	Uplift Rate (mm/y)
Vanuatu			
Torres Islands	99	U series, coral	0.74
Erromango Island	87	U series, coral	0.65
Efate Island	100	U series, coral	0.75
Malo Island	96	U series, coral	0.72
Malekula Island	60	U series, coral	0.99
			0.81
Japan			
South Kanto District	160	fission track, ash	1.23
Noto Peninsula	110	U series, coral	0.83
Kikai Island	224	U series, coral	1.74
Hateruma Island	41	U series, coral	0.28
Indonesia			
Timor	26	U series, coral	0.56
			0.39
Alauro Island	63	U series, coral	0.46
Semau Island	7	U series, coral	0
New Guinea	330	U series, coral	2.59
New Zealand			
North Island, east coast	284	fission track, ash	2.22
North Island, west coast	68	fission track, ash; amino acids wood	0.50
Tonga			
Tongatapu Island	6	U series, coral	0
Eua Island	6	U series, coral	0
South America			
North central Chile	20	amino acids, shell	0.11
South central Peru	30	amino acids, shell	0.19
South central Peru near Nazca Ridge	110	amino acids, shell	0.83
Barbados	61	U series, coral	0.44
Aleutians	49	U series, bone	0.34
Iran			
Konarak	16	U series, shell	0.13
Jask	6	U series, shell	0
Oregon			
Cape Blanco	53	amino acids, shell	0.81~1.49
Coquille Point	17	U series, coral	0.45~1.05

表 2.3 - 6 地形・地質学的手法に基づく地殻変動

文 献	地域・変動基準	旧汀線 高度 (m)	年 代 x1,000 (y)	SLsf (m)	SLgi (m)	隆起量 (m)	隆起速度 (cm/1,000y)	SLeu (m)
T. M. CRONIN (1981)	Orangeburg Scarp	80	3,000	10-20	6	54-64	1.80-2.13	0
	Orrum Barrier/Mechanicsville Scarp	40	2,000	6-13	0	31-38	1.55-1.90	-2~-9
	Horry/Rosindale/Dorchester Barrier	29	1,400	4-9	0	20-25	1.43-1.78	-8~-3
	Kingtree/Summerville Barrier	23	1,000	3-7	0	16-20	1.60-2.00	-4~0
	Jaluco/Cainhoy/Conway Barrier	13	440	1.5-3.0	0	10-11.5	2.27-2.61	1.3-3.7
	Myrtle Beach	7	300	1.0-2.0	0	5-6	1.67-2.00	-1~0
	Cainhoy Scarp/Pamlico Terrace	7	120	0.5	0	6.5	5.42	4.1
	Awendaw Scarp Princess Anne Terrace	7	94	0.5	0	6.5	6.91	4.6
	None named	8.5	188	0.7	0	7.8	4.15	4.0
	Suffolk/Hickory Scarps	7	72	0.3	0	6.7	9.3	5.3

SLsf: 海洋底の拡大に伴うユースタティック海面の低下量 (0.37~0.67cm/1,000y)

SLgi: ユースタティック海面と現在の平均海面の差

SLeu: ユースタティック海面変動量; (平均隆起速度×年代) - (隆起量)

なお, 平均隆起速度は2cm/1,000yと推定

<年代推定方法>

過去300万年間の米国南東部大西洋岸平野における垂直地殻変動の規模及び速度を決定するために、陸化した新鮮統及び更新統の海成堆積物の年代を以下の手法を用いて求めた。

① 貝形虫類の生層序の確立

イ) 貝形虫類は、種分化・絶滅の事象が共通であり、局所的対比データとして有効である。

ロ) 過去500万年について貝形虫亜網群帯境界を珊瑚等を用いたウラン系列法と組み合わせて合理的に年代を推定することが可能である。

② 珊瑚を用いたウラン系列法

<解析方法>

隆起速度を求める方程式を以下のように考えた。

$$U = SLo - SLgi - SLsf$$

$$R = U/T \quad \text{ここに } U; \text{隆起量}$$

SLo ; 旧汀線の現在の高度

$SLgi$; ユースタティック海面高度と現在の海面高度差

$SLsf$; 海洋底の拡大に伴うユースタティック海面の低下量

T ; 年代

R ; 隆起速度

このうち、ユースタティック海面の高さについては、天文学的気候変化論、ニューギニア内の隆起珊瑚礁及び主として氷体積の変化を表わすものであると考えられている深海コア内の酸素同位体値の変動を大気-海洋-氷圏の歴史の1つに統合させて推定した。

海洋底の拡大に伴う海面の低下は、千年につき0.37cm~0.67cmの速度で約8500万年前のコニアシアン以来、ユースタティック海面は見かけ上減少したと考えている。

また、ユースタティック海面変動量を推定するために次の方程式を利用した。

$$SLeu = (R \times T) - U$$

ここに $SLeu$; ユースタティック海面変動量

T ; 年代

R ; 平均隆起速度 (2cm/1,000y)

U ; 隆起量

2.4 まとめ

前述したように、地殻の営力に起因すると思われる非振動的な変形・変動（笠原他、1991）は、その地域固有の特性にしたがって進行し、長期間のうちには地形や地層に変形が刻まれることになると考えられる。

今日、計測される水準点変動もその地域における第四紀地殻変動の中での一時間としてとらえられるべきものであり、それ自体単独に評価されるものではないと判断される。したがって、測地学的手法を用いて推定される地殻変動を、地形・地質学的観点から検討し、少なくとも第四紀地殻変動の中での一つの変動様式として位置づけ、時間的・空間的スケールの中で両者を統一的に検討していくことは、将来の現象を予測する上に極めて重要なことであると思われる。測地学的観点からみると、我が国での水準点等の測地データの蓄積は、100年を越えているが（地域によっては異なる）、これらの測地データの解析と第四紀地殻変動との比較・検討については、時間軸において大きな隔たりのあること、研究方法が異なること等から、両者に統一的な整合性をもたせた研究例は、新潟県小千谷市周辺の活褶曲地帯あるいは四国を対象に研究した数例にみるだけで、極めて少ない状況にある。

2.4.1では、前項までに述べた地形・地質学的手法を用いた研究事例のうち、変動速度を求める上で極めて重要な要素である変動基準面、あるいは地層の年代推定に関して精度上問題がないと判断されるもの、すなわち、絶対年代値が求められているもののなかで層位学的矛盾がないもの、あるいは広域テフラを用いたものを採用して、地域毎の変動速度（以下、地形・地質学的地殻変動と呼称する）を整理する。

2.4.2では、測地学的手法を用いた研究事例のうち、地震及び人為的な地盤沈下の影響を除去して解析したものを採用して、地域毎の変動速度（以下、測地学的地殻変動と呼称する）を整理する。そして、2.4.3では、地形・地質学的研究の対象区域と測地学的研究の対象区域とが一致している地域を抽出し、その地域における相異なる研究方法から推定された地殻変動速度を上述した観点に立って対比する。

また、2.4.3では、我が国にみられる地殻変動速度と2.3で述べた海外での地殻変動速度とを比較する。

2.4.1 地形・地質学的地殻変動

2.2.1および2.2.2で述べた日本列島の全域および個々の地域における地形・地質学的地殻変動速度を表2.4-1～-4にまとめて示す。海岸部の地殻変動速度は、変動基準の推定年代が精度上問題がないものを選び、内陸部の地殻変動速度はThe Research Group for Quaternary Tectonic Map (1973)の値の場合、大森(1990)またはOhmori(1987)との比較を行うために、100万年で割って求めた値である。

この表2.4-1～-4中の隆起・沈降速度および今回明らかになった日本列島における隆起・沈降運動の特徴を地形・地質学的な測面からまとめると以下のように列挙される。

- (1) 比較的広範囲に調査が行われ、年代値の推定も精度よくなされて隆起・沈降運動が論じられているのは、主として、北海道南部を含む東北日本北部、関東南部、琉球列島の喜界島・波照間島である。このうち前2者は、主にマーカーテフラや ^{14}C 法等を用いて、後者はウラン系列法や ^{14}C 法を用いて各変動基準面及び地層の形成年代が求められている。このように年代値の推定には、調査地域に応じた測定法が採用されている。
- (2) 日本列島において最大の隆起速度を示すのは、海岸部では関東南部で約3～5mm/y、内陸部では中部山岳地域で7mm/yを示す。一方、最大の沈降速度を示すのは、関東平野中央部で-1.5mm/yである。
- (3) 北海道南部から東北日本日本海側は、波長10～30kmの褶曲地帯として特徴づけられ、約600万年前以降同様な活動が継続していると推定されている(宮内,1988 ;Miyauchi,1990)。また、当地域では褶曲や傾動だけでは説明できない広域的隆起が0.5～0.8mm/yの速度で生じていて、東北日本太平洋側に比べて相対的に隆起速度が速い傾向を示している。内陸部の隆起速度についても同様に1.0mm/yと、当地域では東北日本太平洋岸に比して大きな値を示している。
- (4) 石狩低地帯以东の北海道海岸部および東北日本太平洋側は、他地域に比べて地殻変動速度が小さく、隆起速度は0.5mm/y以下である。また、内陸部の隆起速度も0.75mm/y以下で、中国山地に次いで低い値を示している。

- (5) 関東南部から四国南部に至る中・西南日本の太平洋沿岸部および琉球列島の喜界島は傾動を伴う地震性地殻変動地域に相当しており、海岸部のうちで最も大きな隆起速度 ($1.8 \sim 3.0 \text{ mm/y}$) を示す。この地域に属する四国地方の内陸部の隆起速度は $1.0 \sim 2.5 \text{ mm/y}$ の値を示すが、測地学的データから推定された四国地方の地震性・非地震性地殻変動の合成速度も同様な値をとり、このような活動が少なくとも100万年間は継続してきたと推定されている (大森, 1990; Ohmori, 1990)。

また、この外帯上に位置する山地部の紀伊、九州山地でも隆起速度が 1.0 mm/y 以上の比較的大な値を示す。

- (6) 伊豆半島近傍では、その付け根付近の足柄平野や駿河湾岸富士川以東で $-0.1 \sim -3.2 \text{ mm/y}$ の沈降速度で沈降し、他方、伊豆半島側に位置する初島や諸根島で約 $1 \sim 3 \text{ mm/y}$ の隆起速度で隆起している。この現象については、フィリピン海プレートの沈み込みに関連させて説明されている。
- (7) 中部山岳地域は Ohmori (1987) によれば、赤石・飛騨・木曽山脈で最大隆起速度 7 mm/y をとる。この値は、ダムの集水域の削剥速度にほぼ等しい値を示すことから妥当な値とされている。また、その南方には沈降している濃尾傾動盆地があり、 -0.5 mm/y 以上の沈降速度を示すものとされている。
- (8) 北陸地方の日本海側は、地塊運動域 (ブロックの長さが $10 \sim 30 \text{ km}$) として特徴づけられ、東北日本日本海側の隆起速度と同様な隆起速度 $0.6 \sim 1.5 \text{ mm/y}$ を示す。
- (9) 中国地方は、日本で最も小さな隆起速度を示す地域であり、その隆起速度は 0.5 mm/y 以下を示す。

表2.4-1 我が国における地形・地質学的地殻変動速度（海岸部：その1）

（単位：mm/y）

地 域	期 間				文 献
	10 ³ y オータ	10 ⁴ y オータ	10 ⁵ y オータ	10 ⁶ y オータ	
オホーツク海沿岸	0~0.5				三好他（1985）
日高山脈西部		0.2~0.5			吉山（1990）
石狩低地帯	0.1~0.3				三好他（1985）
松前半島			0.3~0.9 （広域：0.6）		宮内（1988,1990） Miyauchi（1990） 三好他（1985）
下北半島			0.1~0.4 （広域：0.3）		宮内（1988,1990） Miyauchi（1990）
上北平野			0.1~0.3 （広域：0.2）		宮内（1985,1988,1990） Miyauchi（1990）
西津軽海岸	0.8~1.3		0.3~1.1 （広域：0.5 or0.8）		宮内（1988,1990） Miyauchi（1990） 八木・吉川（1988）
男鹿半島			0.6~1.0 （広域：0.7）		宮内（1988,1990） Miyauchi（1990）

表2.4-2 我が国における地形・地質学的地殻変動速度（海岸部：その2）

（単位：mm/y）

地 域		期 間				文 献
		10 ³ y オータ	10 ⁴ y オータ	10 ⁵ y オータ	10 ⁶ y オータ	
房総半島		3.7or3.0				中田他（1980） Kumaki（1985） 増田・中里（1988）
三浦半島		1.7～3.0				熊木（1981）Kumaki（1985）
大磯丘陵		2.7～2.9 （国府津： 最大5.8）				熊木・市川（1981） Kumaki（1985） 山崎（1984,1985）
足柄平野		-0.6～-0.7				山崎（1984,1985）
硫 黄 島		30～140				大八木・井口（1985）
熱海市初島		1.2	0.7～0.9			石橋他（1982）
伊豆諸島諸根島		約 3				太田他（1983）
駿河湾岸		-0.12～-0.13				松原他（1986）松原（1989）
入山瀬・ 安居山断層 地 域	東 側	-2 ～-3.2				山崎（1984）
	西 側	1.9～ 3.1				
諏訪盆地			-2.2～-2.5			永井他（1988）

注：* 印は1,000 y 以前の値

表2.4-3 我が国における地形・地質学的地殻変動速度（海岸部：その3）

（単位：mm/y）

地 域		期 間				文 献
		10 ³ y オータ	10 ⁴ y オータ	10 ⁵ y オータ	10 ⁶ y オータ	
佐 渡	大佐度	最大1.2~1.5				田村 (1979)
	小佐渡	最大0.6~0.9				
高知付近		最小：0.3				金谷 (1978) 大森 (1990) Ohmori (1990)
室戸岬付近		最大：1.9				
喜界島		最大 1.8	最大 2.6	最大 1.8~2.2		中田 (1980a) 大村 (1988) 太田・堀 (1980)
波照島			0.5~0.6	0.3~0.5		大村 (1988) Omura (1984) 太田・堀 (1980)
北大東島				0.03		木庭他 (1991) 太田他 (1991)
南大東島				0.05		太田他 (1991) 小西 (1980)

表 2.4-4 我が国における地形・地質学的地殻変動速度（内陸部）

地 域	変動速度 (mm/y)	文 献
北海道東部・北部地域	0.75 以下	The Research Group for Quaternary tectonic map (1973) 以下 RGQTM と略す
日高・夕張山脈	1.0	
石狩平野	-0.5	
北上・阿武隈山脈	0.5 以下	
越後・魚沼山地	1.0	
新潟平野	-0.5	
関東平野中央部	-1.5	
丹沢山地	最大 1.5	Ohmori (1987) () の値は RGQTM によるもの
中部山岳地域 (赤石・飛驒・木曽山脈)	最大 7 (最大 1.7)	
両白山地	最大約 2	
三河高原	最大 1 以下	
大阪・濃尾平野	-0.5 以上	RGQTM
紀伊山地	1.0 以上	
中国山地	0.5 以下	
四国山地	1.0 ~ 2.5 以上 (1.0 以上)	Ohmori (1990), 大森 (1990) () の値は RGQTM によるもの
九州山地	1.0 以上	RGQTM

2.4.2 測地学的地殻変動

2.2.1及び2.2.2で述べた日本列島全域及び個々の地域における測地学的地殻変動速度を表2.4-5, -6にまとめて示す。

表2.4-5, -6及び前掲の図2-3にみられるいくつかの特徴を列記すると以下ようになる。

- (1) 北海道、東北地方北部、能登半島及び山陰地方の日本海沿岸は変動速度が小さく、安定しているが、北海道から東北地方にかけての太平洋岸は、内陸から太平洋岸に向かってかなり大きな沈降帯を形成している。このような傾向は、どの文献にも共通してみられるが、変動速度の定量的な議論になると多少問題がある。すなわち、上記の沈降帯の変動速度（沈降速度）をみると、檀原(1971)は 2mm/y の値を示しているが、加藤・津村(1979)は $8\sim 10\text{mm/y}$ のかなり大きな値を示している。この両者の有意な差については、これまでの研究では解明されておらず、加藤・津村(1979)は今後のより詳細な検討が必要であると述べている。

太平洋岸にみられる沈降帯は、太平洋プレートの沈み込みに伴う現象としてとらえられているが、檀原(1971)は、この地域での日本海溝は、海岸から $80\sim 100\text{km}$ 離れており、十勝沖や三陸沖の大地震群は、海溝の西側海底下で発生していることから考えて、プレートの沈み込みに伴う陸的地殻のひきずりこみと、地震によるその反発という単純なモデルでは説明しがたい面をもっていると考察している。

- (2) 東北地方、関東地方及び中部地方にかけて分布する各山地は隆起傾向を示す。そのうち、最大の隆起速度を示すものは赤石山地であり、檀原(1971)は 4mm/y 、飯川(1991)は 8.8mm/y の値を示している。赤石山地の隆起に関しては、檀原(1971)は、「赤石山脈は古い地帯であるから火山活動とは無関係な隆起」であり、「むしろ中央構造線に沿って南西方向に延び、紀伊半島・四国にいたる隆起帯とつながるもの」と解釈している。
- (3) 関東地方の平野部は沈降域に相当しており、その沈降速度は 2mm/y (檀原, 1971) 及び $3\sim 20\text{mm/y}$ (斎藤他, 1988) となっている。このうち、斎藤他(1988)が示した 20mm/y の大きな沈降速度は鬼怒川-小貝川低地から得られたものであるが、解析期間が4年(1983~1987年)と短いこと、同低地帯には厚く軟弱

地盤が分布しており、その自然圧密による沈下も加味されている可能性があることから、長期にわたる測量の成果を基にして解析する必要があると判断される。

- (4) 硫黄島は、日本列島の他地域と比較して約2桁ほど隆起速度が大きい（ $110\sim 360\text{mm/y}$ ）。このように、硫黄島における活発な地殻変動の原因としては、プレートの移動及びマグマ溜りの上昇が考えられている（熊谷・高橋，1985）。

- (5) 伊豆半島東部は全体に隆起域に相当しており、その最大隆起速度は伊東付近で $21\sim 27.3\text{mm/y}$ （石井，1989；加藤，1984）となっている。また、同島西部は沈降域に相当しており、 $0\sim 6\text{mm/y}$ の沈降速度を示すが、このうち、最大速度（ 6mm/y ）を示す地点は南伊豆西部付近である（石井，1991）。

このような伊豆半島両岸における地殻変動様式の差は、沈降域を形成する西部ではフィリピン海プレートの沈み込み、隆起域を形成する東部ではフィリピン海プレートの折れ曲がりに伴う岩脈貫入（火成活動）説等が考えられているが、現時点では、まだその変動様式を解明するに至っていない。

- (6) 新潟県小千谷地域で求められた傾動速度は、概して $10^{-7}/\text{y}$ オーダを示す。この傾動速度は5万年段丘（“中位段丘”）の傾動速度とオーダ的には一致している（飯川，1983）。

また、同地域における活褶曲地帯から得られた傾動速度は $10^{-6}/\text{y}$ オーダを示しており、これは、魚沼層群の向斜構造（活褶曲）の両翼の平均傾動速度とオーダ的に一致している（飯川・堀川，1985）。

- (7) 新潟平野は沈降域に相当しており、沈降速度は $0\sim 1\text{mm/y}$ を示す（檀原，1971；仲川，1985）。

- (8) 濃尾平野・大阪平野は沈降域に相当しており、その沈降速度は $2\sim 4\text{mm/y}$ を示す（檀原，1971）。

- (9) 紀伊半島南端の串本は、南海道地震前の期間、すなわち1946年以前（1946～1900年）では沈降域（沈降速度 7.6mm/y ）に相当しているが、同地震以降（1960～1975年）では、隆起速度 7.4mm/y の隆起域に転じている（宮下，1989）。檀原（1971）も同地点は隆起域（隆起速度 2mm/y 以上）に相当すると判断しているが、加藤・津村（1979）は沈降域（ 0.0mm/y 以下）とみなしている点で上

記2研究とは異なっている。

- (10) 四国の室戸岬でも(9)と同様な傾向が認められる。すなわち、宮下(1989)によると、室戸岬は南海道地震前では沈降域(沈降速度 7.8mm/y)に相当するが、同地震の後では隆起域(隆起速度 11.9mm/y)に転じているとしている。また、檀原(1971)も隆起域(隆起速度 2mm/y 以上)と判断しているが、加藤・津村(1979)は沈降域(0.0mm/y 以下)とみなしている。
- (11) 九州地方の西部は、檀原(1979)によると、かなり著しい沈降域(沈降速度 $2\sim4\text{mm/y}$)として解析されているが、加藤・津村(1979)は隆起域(隆起速度 2.5mm/y)としている。この大きな差について両研究者とも、水準測定の結果では沈降を示すが、平均海面のみによる最近20年間の上下変動ではかなり大きな隆起域として解析されるとして、今後の再検討が必要であると指摘している。

表 2.4-5 我が国における測地学的地殻変動速度（その1）

地 域		変動速度 (mm/y)	文 献
北海道	日本海沿岸	0 程度	檀原 (1971)
	太平洋沿岸	-2	檀原 (1971)
		-10 以上	加藤・津村 (1979)
	オホーツク沿岸	-0.2~-1.5	市瀬 (1987)
東北地方	北部日本海沿岸	0 程度	檀原 (1971)
	太平洋沿岸	-2	檀原 (1971)
		-8.2~-10.0以上	加藤・津村 (1979)
		-0.8	千田他 (1984)
	福島県東岸	-1.62	岡 他 (1981)
	丁岳山地	3.7	飯川 (1991)
	奥羽山脈	4.1	飯川 (1991)
関東地方	猪苗代盆地	1.0	飯川 (1991)
	南関東内陸部	-2	檀原 (1971)
	茨城県南西部	-3~-20	斎藤他 (1988)
	三浦半島・房総半島	0~2	檀原 (1971)
	硫黄島	150~250 110~360	貝塚他 (1983) 小坂他 (1985)
東海地方	伊豆半島東部	0 以上	檀原 (1971)
		最大21	石井 (1989)
	伊豆半島南部	最大27.3	加藤 (1984)
		0.1	加藤 (1984)
	伊豆半島西部	-2	檀原 (1971)
		0.0~-5.0以下	加藤・津村 (1979)
		-6	石井 (1991)
	内 浦	1.2	加藤 (1984)
	清水港	-6.5	加藤 (1984)
	御前崎	-6.4	加藤 (1985)
		0.0 以下	加藤・津村 (1979)
	舞 阪	6.7	加藤 (1985)

表 2.4-6 我が国における測地学的地殻変動速度 (その 2)

地 域		変動速度 (mm/y)	文 献
中部・新潟・新潟地方	赤石山地	4	檀原 (1971)
		8.8	飯川 (1991)
	甲府盆地	-2	檀原 (1971)
		-1.25~-5.00	多田・中堀 (1986)
	西頸城山地	3.3	飯川 (1991)
	長野市善光寺平	2.5×10^{-6} *	佃田他 (1987)
	三国山脈	2.2	飯川 (1991)
	米山山麓	1.4	飯川 (1991)
	小千谷市周辺	1.9×10^{-7} *	溝上 (1980)
		$7.1 \sim 2.5 \times 10^{-6}$ *	飯川 (1991)
近畿・中国・四国地方		$11.6 \sim 9.18 \times 10^{-8}$ *	飯川 (1983)
	新潟平野	-1	仲川 (1985)
		0 以下	檀原 (1971)
	飯豊山麓	1.1	仲川 (1985)
	串 本	-7.6 (1900~1946年)	宮下 (1989)
		7.4 (1960~1975年)	宮下 (1989)
		0.0 以下	加藤・津村 (1979)
		2 以上	檀原 (1971)
	濃尾平野・大阪平野	-2~-4	檀原 (1971)
	室戸岬	-7.8 (1900~1946年)	宮下 (1989)
九州地方		11.9 (1960~1975年)	宮下 (1989)
		0.0 以下	加藤・津村 (1979)
		2 以上	檀原 (1971)
	土佐清水	0.0 以下	加藤・津村 (1979)
		0 以上	檀原 (1971)
	雲仙地溝	-2	多田 (1985)
	始良カルデラ縁	-0.77~-0.61	宮崎・山口 (1987)
	九州西部	-2~-4	檀原 (1971)
		2.5	加藤・津村 (1979)

注：* 印は傾動速度 (/y)

2.4.3 地形・地質学的地殻変動と測地学的地殻変動との対比

地殻変動に関する地形・地質学的研究の区域と測地学的研究の区域とが一致している地域を抽出し、手法の異なる研究から推定された地殻変動速度について比較してみると表2.4-7のようにまとめることができる。

なお、同表中の地形・地質学的変動速度は完新世～更新世まで遡るものであり、測地学的変動速度は過去数年～約100年間のものである。

表2.4-7をみると、関東地方における平野部を除いた地域、中部地方及び四国地方では地形・地質学的変動速度と測地学的変動速度とがほぼ一致しており、かつ変動様式（隆起あるいは沈降）も同じであることがわかる。一方、北海道から東北地方にかけての太平洋沿岸部は、完新世～更新世時代に隆起域にあったものが、最近では沈降域に転じており、その沈降速度も比較的大きな値を示している。このように表2.4-7中に示された数値だけから判断すると、少なくとも 10^3 年オーダの時代から最近にかけて、当地域の応力場はかなり変化したものと推定される。

上記した地域以外は、地形・地質学的変動と測地学的変動の様式は同じであるが、最近の変動速度の方が完新世～更新世の時代のそれに比して2倍～約1桁大きい傾向にあると推定される。

また、表2.4-7をみると、最近における我が国の最も安定している地域は、北海道から東北地方にかけての日本海沿岸であるが、完新世～更新世の時代では隆起域に相当しており、その変動速度は $0.1\sim 1.3\text{mm/y}$ と比較的大きな値を示していることがわかる。地殻変動の最も激しい地域は、火山島である硫黄島を除くと中部地方の赤石山脈を中心とする隆起地帯であり、隆起速度も $4\sim 8.8\text{mm/y}$ （測地学的地殻変動速度）あるいは 7mm/y （地形・地質学的変動速度）と極めて大きな値を示している。

表 2.4-7 手法の違いによる我が国の地殻変動速度(mm/y)

地 域	測地学的手法	地形・地質学的手法
北海道地方 日本海沿岸 太平洋沿岸 オホーツク沿岸	0 程度 -2 -0.2 ~ -1.5	0.1 ~ 0.9 0.2 ~ 0.5 0 ~ 0.5
東北地方 日本海沿岸 太平洋沿岸	0 程度 -2	0.3 ~ 1.3 0.1 ~ 0.4
関東地方 平野中央部 三浦・房総半島 硫黄島	-3 ~ (-20) 0 ~ 2 110 ~ 360	-1.5 1.7 ~ 3 30 ~ 140
東海地方 伊豆半島 東部 伊豆半島 西部	最大 27.3 0 ~ -6	0.7 ~ 1.2 -0.1 ~ -3.2
中部地方 赤石山脈 新潟平野	4 , 8.8 -1	7 -0.5
四国地方 室戸岬 四国山地 (水準点5034付近)	2 以上 1.19	最大 1.9 1.0 以上

2.4.4 我が国の地殻変動と海外にみる地殻変動

ここでは、我が国と世界の主なサブダクション地帯、アルプス造山帯内の山地及び安定大陸・楕状地との地殻変動の程度の差を地殻変動速度あるいは傾動速度から比較してみることにする。上記の比較表を表2.4-8～-10にまとめて示す。

我が国と世界の主なサブダクション地帯（図2.4-1）の地殻変動を比較してみると（表2.4-8）、隆起速度からみて我が国とほぼ同様な隆起速度を示す地域はニュージーランド及びニューギニアであり、アメリカの太平洋岸、バルバドス、インドネシア及びイランに比して約4倍程度大きな値を示す。

我が国の最大隆起速度を示す赤石山地とアルプス造山帯内の各山地との隆起速度を比較すると（表2.4-9）、赤石山地に匹敵する隆起速度を示す地域はヒマラヤのナンガバルバットであり、その他の山地では、隆起速度は最大でも2mm/y程度である。

次に、我が国と安定大陸あるいは楕状地との地殻変動の程度の差を傾動速度からみてみると、表2.4-10に示すように、我が国では全体的に 10^{-7} オーダ（羽越地向斜では 10^{-6} オーダ）を示し、スカンディナヴィア半島、ロシア平原、及びその他のヨーロッパの地域より約1オーダ大きな値を示していることがわかる。

表 2.4-8 我が国と世界の主なサブダクション地帯の地殻変動速度 (mm/y)

日本	アメリカ	南アメリカ	バルバドス	ニュージーランド	ニューギニア	インドネシア	イラン
太平洋沿岸 1前後(2前後) -0.1~-3.2 (-2~-6)	南オレゴン～ ポイント・アレナ 0.45～1.49	太平洋沿岸 0.11～0.83	0.44	0.50～2.22	2.59	0.39～0.56	0.13

() は測地学的変動速度
() 以外は地形・地質学的地殻変動速度
位置は図 2.4-1 に示す

表 2.4-9 我が国の主な山地とアルプス造山帯の山地における隆起速度 (mm/y)

日本	アルプス造山帯					
赤石山地	アルプス	カルパチア	コーカサス	パミール	ヒマラヤ全域	ヒマラヤ (ナンガパルバット)
7 (8.8)	0.3～2.0	0.1～0.2	0.1～1.2	0.2～2.0	0.6～1.3	5.9

() は測地学的変動速度
() 以外は地形・地質学的地殻変動速度

表 2.4-10 我が国と安定大陸・楯状地の傾動速度(/y)

日 本					スカンジナ ヴィナ半島	ロシア平原	チェコスロバキア	フランス	デンマーク
非地震地域	東北地方内帯	中部山地	羽越地向斜	関東南部	1~2x10 ⁻⁸	1.5x10 ⁻⁸	3.5x10 ⁻⁸	4x10 ⁻⁸	0.5x10 ⁻⁸
5x10 ⁻⁸	1~2x10 ⁻⁷	1~2x10 ⁻⁷	10 ⁻⁷	約3x10 ⁻⁷					

注：数値は測地学的傾動速度

3. 日本列島の第四紀における隆起・沈降運動の把握のための研究手法

前章では日本および海外の隆起・沈降に関する文献を整理し、日本列島における隆起・沈降についての諸特徴を抽出した。ここでは、各研究で採用された手法を地形・地質学的手法および測地学的手法に分けて整理し、検討を加えた。

3.1 地形・地質学的手法

地形・地質学的方法によって隆起・沈降量を具体的に把握するためには、基準面や基準層を明確に設定し、それらの正確な対比を行なう必要がある。そのための手段として局所的には地形面の連続性や鍵層が、広域的には、広域テフラや年代値が用いられている。そこで本節では、そのように確立された基準面・基準層から変動量を求める方法を各研究事例から抜き出して整理検討するとともに、年代推定法についても概説した。

3.1.1 隆起・沈降量の推定方法

- (1) 第三紀末または第四紀はじめに形成されたと推定される侵食平坦面の高度を第四紀における隆起量とする方法

第四紀地殻変動研究グループ（1968）が、内陸部の隆起量を算定する場合に用いた方法である。すなわち、侵食小起伏面は海面に近い高度で形成された準平原が隆起した「名残」とであるとみなし、山地の地殻変動の速度や様式を考える上での基準と考えられている。しかし、侵食小起伏面は原面と同じ高度か、あるいは侵食によって原面より低下しているかのいずれかであると考えられるので、推定される隆起量は実際よりも小さく見積もられる可能性があると指摘されている（大森，1990）。また、侵食面が保存されている場合でも侵食面形成時の高度を考慮しなければならないと思われる。

- (2) 平均高度と削剥速度の関係を用いて、ある一定期間等速隆起したと仮定して平均隆起速度を求める方法

Ohmori (1987) が内陸部の隆起量を算定する場合に用いた方法であり、削剥速度を考慮に入れている点が（1）と大きく異なる。以下に、この方法を記述する。

ダムの堆砂速度から求められる流域の削剥速度 R (m/y) と平均高度 H (m) の間には $R = 0.27 \times 10^{-9} H^{2.23}$ なる関係が成立する (Ohmori, 1987)。

平均高度の変化速度 dH/dt は、平均隆起速度 U と削剥速度 R の差となるから、

$$dH/dt = U - R = U - 0.27 \times 10^{-9} H^{2.23}$$

と表わされる。任意の隆起速度に対して、平均高度－時間の変化曲線を描くと (図 3.1-1)、100 万年以上隆起を続けている山地では、初期高度や運動の継続期間の如何にかかわらず、比較的高い精度で平均隆起速度を推定できる。そこで 100 万年間等速で隆起したと仮定して、上記の関係から平均隆起速度を四国地方について求め、最高点高度－平均隆起速度の関係を描くと (図 3.1-2)、1,600m 以上になると山頂も侵食されてしまうことが読み取れる。よって、四国においては 1,600m 以上になると侵食平坦面は保存されにくいことになり、(1) の手法の限界を示すとされている (大森, 1990)。

内陸の山地の隆起量の概算として (1) よりも有効な方法であると判断されるが、仮定された等速隆起の継続期間の妥当性を確かめる方法の開発が必要と思われる。

(3) 旧汀線あるいは旧海水準高度から隆起・沈降量を推定する方法

この方法は、次の式により変動量を求める。

$$V = S_{lo} - S_{lgi} - S_{lsf}$$

ただし V ; 隆起・沈降量

S_{lo} ; 旧汀線または旧海水準の現在の高度

S_{lgi} ; ユースタティック海面高度と現在の海面高度の差

S_{lsf} ; 海洋底の拡大に伴うユースタティック海面の低下量

(i) 旧汀線または旧海水準の推定方法

旧汀線または旧海水準は、サンゴ、貝、フジツボ、ヤッコカンザシなどの生物学的指標、汀線アングル、ノッチのリトリート・ポイント、ベンチなどの地形学的指標および堆積相などの堆積学的指標から推定されている。生物学的指標のうち、ヤッコカンザシ密集帯の上限高度が平均海面から $+0.1 \pm 0.1$ m の高度を示し、非常によい旧汀線指標になるとされ (茅根 他, 1987)、他方、地形学的指標のうち、ベンチが汀線高度を示すとされてい

る（茅根・吉川,1986）。しかし、旧海水準認定の信頼度を高めるためには、単独の指標のみでなく、複数の指標を重ね合わせて判定することが必要とされている（高橋,1980）。

(ii) 海水準変動

海水準は第四紀以降、氷床の拡大縮小に伴い大きく変化してきたとされている（図3.1-3）。その変動量は、主として段丘高度から隆起量を差し引く「隆起量消去法」あるいは、基準とする段丘の高度と異なる時代の段丘の高度との回帰関係を利用する「高度回帰法」によって求められている（菊地,1988）。今回整理した日本の文献では、下末吉期の海水準高度を+5~+6m、縄文海進時のそれを+2mとするものが多かったが、下末吉期の海水準高度は 5 ± 3 mとするのが妥当とされている（菊地,1987）。なお、Cronin(1981)は、ユースタティック海面高度については、天文学的気候変化論、ニューギニア内の隆起珊瑚礁及び主として氷体積の変化を表わすものと考えられる深海コア内の酸素同位体値の変動を、大気-海洋-氷圏の歴史の1つに統合させて推定した(表2.3-6参照)。

(iii) 海洋底の拡大に伴うユースタティック海面の低下量

今回収集した日本の文献には、この量を見積もっているものがなかったが、Cronin(1981)は、海洋底の拡大に伴うユースタティック海面の低下は、千年につき0.37cm~0.67cmの速度で約8,500万年前のコニアシアン以来、見掛上減少したと考え、以下の方程式からその変動量を求めた。

$$SLeu = (R \times T) - U$$

ここで $SLeu$; ユースタティック海面変動量

T ; 年代

R ; 平均隆起速度 (2cm/1,000yと仮定)

(4) 海成段丘の陸側への傾斜から傾動量の下限値を求める方法

海成段丘面は離水時には海側へ傾斜していたと考えられているので、海成段丘面の陸側への傾斜は海成段丘面離水後における傾動量の下限値を示すと考えられる。

(5) ほぼ水平に堆積したと推定される第四系の傾斜から傾動量を求める方法

(6) 河成段丘面の縦断形が上に凸形を呈する部分について、その上流側と下流

側を結ぶ直線と凸部との比高から隆起量を求める方法

この方法は、段丘面離水当時の河床縦断形を直線に近似して隆起量を推定するものであるが、この仮定が成立しない場合には大きな誤差を生み出す恐れがあるとされている（小松原,1991）。

- (7) ①段丘面の基盤をなす新第三系の傾斜を一定の割合で増大させるような変動によって河成段丘面が変化した、②河成段丘面の縦断形が離水時には、上に凹形を呈していたと仮定して、次の連立式により段丘面離水後の傾動量を求める方法

$$\alpha(x) = k \beta(x) \quad k \text{ は比例定数}$$

$$\theta_0(n) > \theta_0(m), \quad n > m$$

$$\theta(x) = \theta_0(x) + \alpha(x)$$

ただし x ; 活構造の下流のある一点から河川の流路に沿って測った距離

$\alpha(x)$; x における段丘面離水後の傾動量

$\beta(x)$; x における段丘基盤の傾斜

$\theta(x)$; x における段丘面の縦断勾配

$\theta_0(x)$; x における段丘面離水時の縦断勾配

隆起軸と沈降軸の間の波高増加量 H は $H = \int \tan \alpha(x) dx$ で求められる。

ここで、仮定①が成立するための判定基準として、以下の3点があげられている（小松原,1991）。

(i) 対象とする構造が第四紀後期の応力場を反映したものであること

(ii) 段丘基盤がネオテクトニクス以前の構造運動による大きな変形を被らなかったこと

(iii) 対象とする構造周辺の任意の地点で3式を満足する比例定数 k が得られること

- (8) 河成地形面を用いた隆起量算定方法

吉山(1990)は、気候条件がよく似た2つの時代において、平衡河川の河床

勾配や海水準が同じであり、河口位置が等しければ、その2つの時代の河床の比高がその時代間の地殻変動量を表わす（図3.1-4）と考えた。河口位置がずれる場合には、両時代の河口位置のずれによって生じる河床の上昇、または下降量（図3.1-5）を比高から差し引くことにより隆起量が求められる。

この方法は海成段丘と河成段丘が発達する地域に摘要でき、内陸部の隆起量が具体的に求めることができると考えられる。

(9) 海成段丘の褶曲または傾動を伴う地殻変動から広域変動（前記2者では説明できない部分）成分を求める方法

宮内(1990)および今泉(1977)に基づくと、地形面が褶曲している場合には、褶曲曲線の中央線の高度から海水準変動量を差し引くことにより（図3.1-7）、それ以外の場合には、最低の旧汀線高度から海水準変動量を引くことにより（図3.1-6）広域変動量が求められる。この方法は地域区分の基準が不明確にならざるを得ないが、より広めの地域を設定することによって、局所的な地殻変動を取り除いた広域変動を、さらには島弧規模の変動を調べるのに適した方法といわれている。

(10) 地層の分布高度から第四紀の隆起・沈降量を求める方法

The Research Group for Quaternary Tectonic Map (1973)は、以下の方法で第四紀の隆起・沈降量を推定した。

(i) (上部鮮新統～下部更新統の高度) $\times 1$

(ii) (上部中新統～下部鮮新統の高度) $\times 1/2$

(iii) (中部更新統の高度) $\times 3$

(iv) (上部更新統の高度) $\times 10$

(i)の方法が採用されない場合（地層の欠除など）に(ii)～(iv)の方法を採用しているが、いずれも地層形成時の堆積深度を考慮していない。(i)の方法で、地層形成時の深度を堆積相や化石によって推定することが必要と思われる。

(11) 地層の圧密補正

成瀬(1984)は、以下の方法で圧密補正を行った。

現在の地層の層厚をT、現在の地層の平均孔隙率を ϕ_0 、その地層の埋没前

の厚さを T' 、その地層の埋没前の平均孔隙率を $\phi_{a'}$ とすると、粒子だけの体積は変化しないから、

$$T(1 - \phi_a) = T'(1 - \phi_{a'})$$

ここで ϕ_a の代わりに現在の地層の下底部の孔隙率 ϕ_b を用いて、

$$T(1 - \phi_b) \doteq T'(1 - \phi_{a'})$$

とする。次に、ある地域の粘性土層について地層の埋没深度と孔隙率（または自然間隙比）の関係を描く。この関係から T' と $\phi_{a'}$ を求め、その地域における T' と $T'(1 - \phi_{a'})$ のグラフを描く。最後に、測定された T と ϕ_b の値から、 $T(1 - \phi_b)$ を計算して、上記のグラフから T' すなわち、埋没前の地層の厚さを求める。

圧密補正を行わないと、沈降量は過大評価され、隆起量は過小評価されると考えられる。

(12) 変成岩・火成岩から推定する方法

変成岩の変成鉱物の組み合わせから、形成条件（温度・圧力）を推定し、冷却速度や温度勾配等のデータから、その岩体の隆起量を求める方法である。

今回収集した日本の文献には、上記の方法を用いて変動量を推定した例はなかったが、海外では前述したように、アルプスとヒマラヤの隆起量を推定する一つの方法として用いられている（Nikonov, 1989）。

ただし、その詳細については明記されていない。

3.1.2 年代推定方法

基準面・基準層の対比ばかりでなく変動速度を求めるためには、年代が推定できなければならない。第四紀に適用できる年代測定法は、信頼性の度合は別として、大別して年代を数値として表現する＜壊変定数・平衡定数・速度を利用した方法＞と地層の累重あるいは土器型式の上下関係といったシークエンスに基づく＜設定された標準との比較による方法＞とがある（鈴木, 1991）。ここでは、絶対年代を決定する前者について記述する。なお後者は、基準の多さが相対年代決定の精度となり、その年代値は前者によって求められた年代値に基づいて決定されている。

＜壊変定数・平衡定数・速度を利用した方法＞は、板谷 他(1988)によれば、

放射性核種による方法と化学変化を利用した方法に大別され、前者は更に試料が放射性核種に対して閉鎖系か否かによって手法が細分されている。ここでは、各方法の適用範囲を板谷 他(1988)の図3.1-8、表3.1-1に示す他、既存の文献からその特徴を略記する。

(1) カリウム・アルゴン法 (K-Ar法) ; 兼岡(1985)

Kを含む岩石(火山岩類)や鉱物(雲母やアルカリ長石など)に適用され、測定し得る年代範囲は、10万年程度~46億年とされている。試料変質や二次的加熱によるAr損失、過剰 ^{40}Ar の存在、大気Ar混入率、Arの同位体分別効果などが年代値に影響を与えるとされている。このうち、後3者が若い年代のものに大きな影響を与えるとされている。

(2) フィッション・トラック法 (西村,1985; 鈴木,1986)

適当なウラン含有量をもち適当な面積をもったジルコンなどの鉱物やガラスに適用され、考古時代から先カンブリア時代までの年代が測定可能とされている。この方法での問題点は、 ^{238}U の自発核分裂の壊変定数に関わる原理的な測面と、観測者によるトラックの認定・計数にあるとされている。

(3) 放射性炭素法 (中村・中井,1988)

生物遺体に適用され、測定し得る年代範囲は気体計数管法・液体シンチレーション法で4万年前、加速器質量分析法で約6万年前とされている。

(4) ウラン系列法 (大村,1988)

水に可溶性(開放系)を示すウランと不溶性(閉鎖系)を示すトリウムの性質を利用した方法で、海洋底物質、火成岩類、化石生物に適用される。測定し得る年代範囲は、1万~30万年前とされている。

(5) 熱ルミネッセンス法 (市川・平賀,1988)

蓄積された放射線損傷を熱ルミネッセンスとしてとらえて放射線量を求め、それを年間線量で割ることによって年代を決める方法で、石英などの鉱物に適用される。測定し得る年代範囲は、熱ルミネッセンス強度と放射線量の比例関係が成り立つ範囲で数十万年程度とされ、補正によって約100万年まで可能とされている。この測定法の正確さは、鉱物の熱ルミネッセンス特性と年間線量の評価に依存するとされている。

(6) ESR法 (池谷, 1987)

蓄積された放射線損傷を電子スピン共鳴 (ESR) を利用して測定し総被爆量を求め、それを年間線量で割って年代を決める方法で、岩石、貝などの広範な試料に適用される。測定し得る年代範囲は100年～1,000万年とされているが信頼のおける範囲としては1,000年～数百万年である。この方法の正確さは試料の特性と年間線量の評価に依存すると考えられている。

(7) ラセミ化年代測定法 (秋山・下山, 1988)

硬組織中のアミノ酸が、L型光学異性体からD型光学異性体へ変化する化学反応を利用して年代を推定する方法である。化学反応速度は時間に限らず、温度に依存して変化するため、この方法による年代値は層序学的な上下関係の判定に利用することが望ましいとされている。

(8) 黒曜石水和層年代測定法 (鈴木, 1991)

表面から内部へ水が拡散することを利用する方法で、その水和速度は温度によって変化するため、この方法による年代値は相対的なものとみなされている。

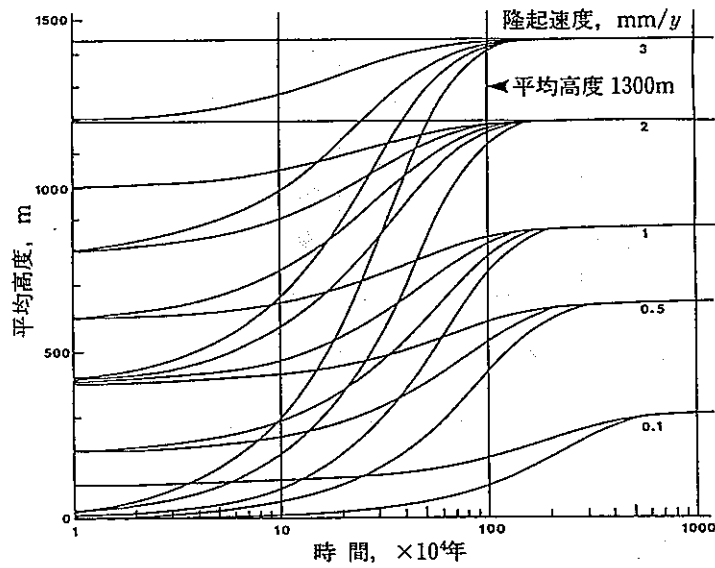


図4-9 隆起・侵食が同時に行われる山地において、等速隆起する場合の平均高度の変化曲線

図3.1-1 等速隆起する場合の平均高度変化曲線（大森，1990）

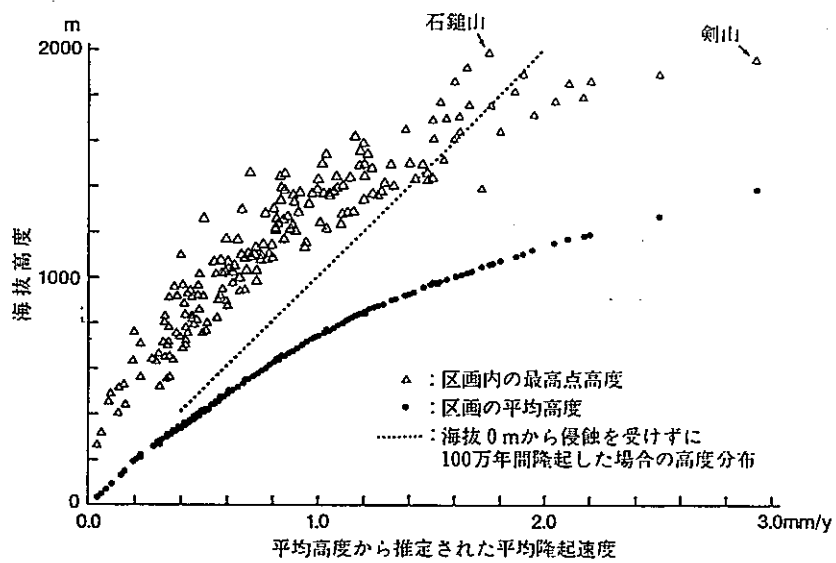


図4-12 区画の平均隆起速度、平均高度、および、最高点高度の関係。
点線は海拔0mから隆起した場合の100万年後の高度分布を示す。

図3.1-2 四国における平均隆起速度、平均高度および最高点高度の関係（大森，1990）

付 1-4 更新世後期の気候・海面変化 (成瀬原図, 1977)

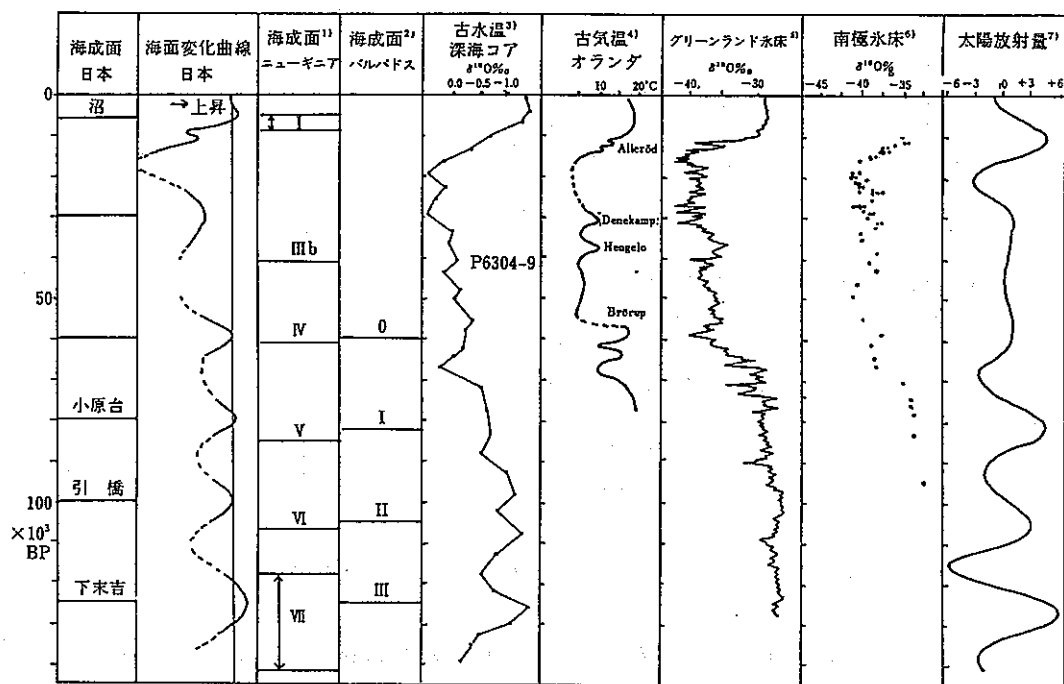


図 3.1 - 3 更新世後期の気候・海面変化 (成瀬, 1977)

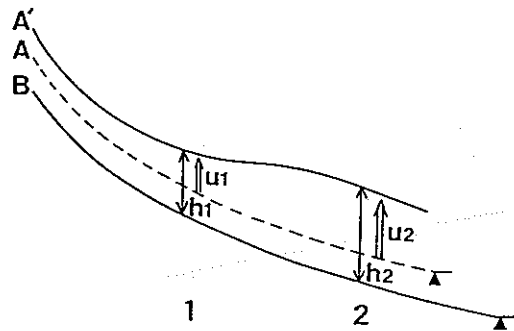


図 2 同様な水理条件下に形成された河床面の比高から求められる相対的な地殻変動量

▲：河床形成時における河口位置

地形面形成時には平衡河川の河床 A と河床 B は平行。地点 1, 2 において、河床 A は河床 B の形成期までの間の地殻変動 u_1, u_2 を受け、A' のような段丘となる。地点 1 と 2 の間の相対的な地殻変動は地形面 A' と B との比高である h_1 と h_2 との差に等しい。河床 A, B のそれぞれの形成期に河口位置および海水準が等しければ、河床 A と河床 B とは重なり、河床 A' と B との比高の値が地殻変動量を示すことになる。

図 3.1-4 気候条件の類似した 2 つの平衡河川の河床面の比高から求められる相対的変動量 (吉川, 1990)

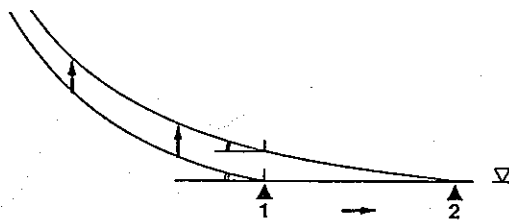


図 3 海水準は変化せず、河口位置が水平に移動する場合の平衡河床縦断形の変化

1. 移動前の河口 2. 移動後の河口 ▽：海水準

図 3.1-5 河口位置のずれによる河床縦断形の変化 (吉川, 1990)

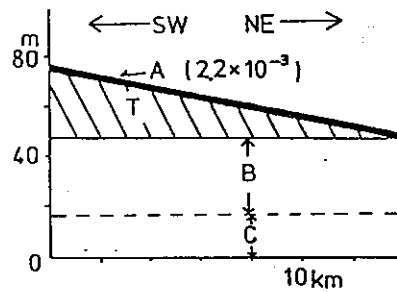
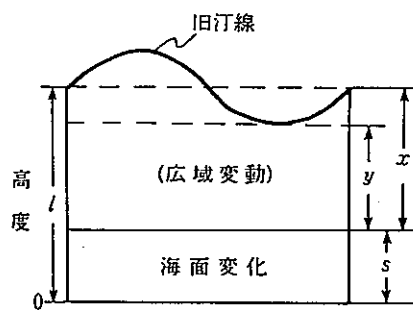


Fig. 7 地震性地殻変動と広域変動との関係
 A 旧汀線の変形 (T_{III} 面)
 B 広域変動量
 C T_{III} 面形成当時の海面高度
 T T_{III} 面形成後の地震性地殻変動による傾動量

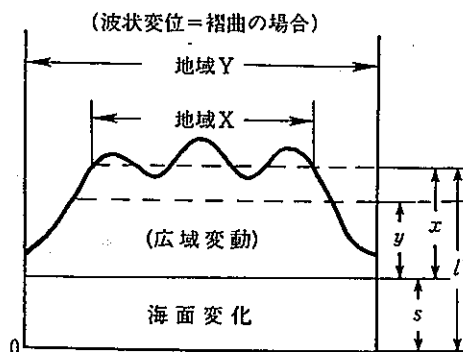
図 3.1 - 6 傾動における広域変動の捉え方 (今泉, 1977)

A 形成メカニズムについて



波状変位 = 褶曲 → 広域変動量 = x
 それ以外の場合 → 広域変動量 $\geq y$ (?)

B 地域設定について



地域Xの広域変動量 = x
 地域Yの広域変動量 = y

図 9-6 波状隆起における広域変動の捉え方

図 3.1 - 7 褶曲における広域変動の捉え方 (宮内, 1990)

表 3.1 - 1 年代測定法の種類 (板谷他, 1988)

第 1 表 年代測定法の種類 (原理による分類)

測定法の種類	対象試料の種類	測定年代範囲 (a)
【壊変定数・平衡定数・速度を利用した方法】		
《放射性核種による方法》		
〈閉鎖系試料〉		
カリウム・アルゴン Potassium-argon	溶岩・火砕流堆積物	$10^5 \sim 5 \times 10^9$
フィッショントラック Fission Track	タフ・溶岩・火砕流堆積物・ガラス	$10^3 \sim 3 \times 10^9$
放射性炭素 Radiocarbon	生物遺体	$0 \sim 6 \times 10^4$
〈閉鎖／開放系試料〉		
U - s e r i e s	溶岩・火砕流堆積物・タフ・化石骨 珊瑚・石灰質堆積物・深海底堆積物	$10^4 \sim 3 \times 10^5$
〈開放系試料〉		
熱ルミネッセンス Thermoluminescence	タフ・貝化石・土器	$10^3 \sim 5 \times 10^5$
電子スピン共鳴 Electron Spin Resonance	鍾乳石・タフ・断層・氷河	$10^3 \sim 3 \times 10^6$
《化学変化を利用した方法》		
ラセミ化 Racemization	化石骨・微化石・貝	$10^3 \sim 5 \times 10^6$
黒曜石水和層 Obsidian Hydration	黒曜石	$10^3 \sim 3 \times 10^4$
【設定された標準との比較による方法】		
古 (考古) 地磁気 Palaeo-(Archaeo-)magnetism	炉・窯跡・土器・陶器・堆積層	
火山灰層位学 Tephrostratigraphy	火山灰	
微化石層序 Micropalaeontology	深海底コア	
哺乳動物化石 Palaeontology	動物化石	
花粉分析 Pollen Analysis	湖底堆積物・泥炭	
形 (型) 式学 Typology	土器・石器	
年輪年代学 Dendrochronology	木材	$0 \sim 10^4$
水縞粘土 Varved Clay	水縞粘土	$10^3 \sim 10^4$
化学分析 Chemical Analysis	化石・鉱物・ガラス	

試料の種類	予 想 さ れ る 年 代									
	Present	1Ka	5Ka	10Ka	30Ka	60Ka	0.1Ma	0.3Ma	0.5Ma	3Ma
溶 岩									K-Ar (Ar-Ar)	
									FT	
				U-Series						
火 砕 流									K-Ar (Ar-Ar)	
									FT	
				U-Series						
火 山 灰									K-Ar (Ar-Ar)	
									FT	
				U-Series						
ガ ラ ス									K-Ar (Ar-Ar)	
									FT	
				OBH (黒曜石)						
堆 積 物									ESR	
深海底堆積物					U-Series					
氷河堆積物									ESR	
断 層									ESR	
プラントオパール									ESR	
石 灰 岩									ESR	
				TL						
サ ン ゴ									U-Series	
									ESR	
鐘 乳 石									ESR	
貝 化 石									ESR	
									TL	
				C-14 (GPC)						
化 石 骨									C-14 (AMS)	
									ESR	
									U-Series	
									C-14 (GPC)	
皮 革									C-14 (AMS)	
									C-14 (AMS)	
毛 髪									C-14 (GPC)	
									C-14 (AMS)	
種 子 ・ 堅 果									C-14 (GPC)	
									C-14 (AMS)	
木 炭 ・ 木 材									C-14 (GPC)	
									C-14 (AMS)	
腐 植									C-14 (GPC)	
									C-14 (AMS)	
土 器									TL	
焼 土 ・ 窯 土									TL	
う る し									C-14 (GPC)	
									C-14 (AMS)	
紙 製 品									C-14 (GPC)	
									C-14 (AMS)	
	Present	1Ka	5Ka	10Ka	30Ka	60Ka	0.1Ma	0.3Ma	0.5Ma	3Ma

第1図 試料の種類と測定法の選択

図3.1-8 試料の種別による測定法と測定年代範囲 (板谷他, 1988)

3.2 測地学的手法

我が国では、地殻変動量を求めるために用いられている測地学的手法は、精密水準測量成果に基づいた解析がほとんどであり、我が国における測地測量網の整備と改測については、他国にその例をみないほど高い水準にある。

さらに、新たな測地測量手法として人工衛星による精密測位システム（GPS）と超長基線電波干渉計（VLBI）が近い将来の測地学的地殻変動調査の上で非常に期待されている。

3.2.1 従来の測地測量網による手法

一等水準測量は、往と復の観測の差を $\pm 2.5 \sqrt{s}$ mm（ s はkm単位 of 路線長）以内として実施され、比高の1km当りの平均二乗誤差はおよそ0.6mmであるとされている。そこで、日本水準原点だけでなく標高を正しく決めることのできる他の点も固定点に含めて計算すれば、さらに、より誤差の少ない標高が定められるとして、平均海面を基準として検潮場固定点を用いる場合、あるいは検潮場の潮位を考慮して解析した研究例も多い。

一方、水準測量のデータだけではなく、潮位の記録から地殻の変動量を推定する方法も用いられている。この方法では、信頼度の高い平均的海面変化を得ることが最も重要な要素であるため、海域について十分な数の検潮所が必要であるという制約を受ける。我が国では、1950年頃より気象庁を中心に、急速に全国の検潮所の数が増しており、それより以後のデータを基にして、上記の方法による研究も増してきている（例えば加藤・津村, 1979）。

また、水準測量の網調整計算については、従来は、検潮データとは全く独立に処理されてきたものもあり、かなりの誤差を含んでいるデータもあると考えられるので、今後は、検潮データを十分に考慮した解析が必要であるといわれている（檀原, 1971）。

さらに、中根・藤井（1991）は、測地測量データを使って地殻変動解析を行なう場合、最も注意すべき点として、「変位は偏りを持った推定量であり、特に擬逆行列によるフリー網平均から得られた変位および固定点の検討がなされていない変位は、信頼度がきわめて低い」ということを強調している。

3.2.2 新たな測地測量手法

(1) 人工衛星による精密測位システム (GPS)

GPSの特徴は、衛星からの電波を受信するだけで観測点間の視通の有無に関係なく、相対的三次元位置が決定できることである。すなわち、経緯度だけでなく、高さも同時にもとめることができる。しかし、GPSで求められる高さは、従来の水準測量によるジオイドを基準とする標高ではなく、準拠楕円体からの高さであるため、測地学的にはすっきりしていても水準面を重要視する実用面では矛盾を生ずる。この方法は、国土地理院により現在実用化に向かって調査・研究されている。

(2) 超長基線電波干渉計 (VLBI)

VLBIとは、地球の半径にも匹敵する極めて長い基線の干渉計をいう。また、通常の干渉計がアンテナ同士をケーブルで連絡しているのに対し、安定した原子時計で受信のタイミングを正確に決定し、遠く離れたアンテナをそれぞれ独立に使う方式が確立して可能になった。

VLBIについては、プレート運動の実測として現在その観測が計画され実施中である。しかし、VLBIの装置は極めて膨大なもので、運搬－設置－観測まで約2ヶ月を要すると言われている。今後いかにして小型軽量化し、効率良く観測できるかが重要な課題とされている。

いずれにしても、将来の測量に関しては、地上における光学的観測から、上空からの電波を受信するGPSという宇宙技術を利用した、効率的な三次元測量の時代に移ろうとしていると言えよう (石井, 1989)。

4. 考察および今後の調査指針

4.1 我が国における第四紀地殻変動

今回実施した文献調査を通じて、我が国における第四紀地殻変動のうち、隆起・沈降の変動様式（変動速度と地域性）について概観すると、以下の①～④のようにまとめることができる。

- ①地形・地質学的手法により求められた隆起・沈降（過去の地殻変動と呼ぶ）の累積変動量は、後期更新世（数10万年前）あるいは完新世（約6000年前）のものであり、一方、測地学的手法により求められた隆起・沈降（以下最近の地殻変動と呼ぶ）の累積変動量は、最大過去100年間のものである。
- ②我が国における最近の地殻変動様式と過去のそれとを比較すると、関東・中部・四国地方では、過去から最近まではほぼ同様な変動様式を示す。
- ③北海道－東北地方の太平洋沿岸地域は、過去に隆起域であったものが最近では沈降域に転じている。
- ④最近の地殻変動が安定している地域は、北海道－東北地方の日本海沿岸地域（過去に隆起地域）である。他方、隆起の激しい地域は、中部地方の赤石山帯（過去も隆起の激しい地域）である。

以上にまとめた変動様式の中で、さらに個々の地域についてみると、その変動様式は時代によって異なっているところもある。

その一例として、貝塚（1987）によってまとめられた関東各地の地殻変動を図4.1-1に示す。同図によれば、関東山地中央部や丹沢山地では、過去から最近において隆起傾向を示すが、時代によって、その隆起傾向が異なっていることがわかる。また、武蔵野・相模盆地・足柄平野のように、ある時期（時代）を境にして変動様式が沈降から隆起へ転じている（または、隆起から沈降へ転じる）ところが認められる。また、杉（1983）は、東北日本における第三紀以降の地殻変動を16～10myB.P.、10～5myB.P.、5～2myB.P.、2～0myB.P.の4期間（時代）に分けて図4.1-2～5に示すような変動様式を考えている。これらの図をみても、同一地域においても地殻変動の様式は時代によって変化することが読み取れる。

上記のようなことから判断すると、単純にある時期における累積変動量だけから第四紀地殻変動の様式をとらえることは、将来の地殻変動現象を予測する上で誤った解析の仕方をしてしまう恐れがある。したがって、今後、我が国における第四紀の地殻変動様式を把握するためには、地殻変動様式ごとに時間的スケールを加味した解析を

行い、また、現在どのような特性を有する地殻変動が累積しつつあるかを検討する必要があると思われる。

このような解析・検討を行うためには、後節4.2で述べるように、ある特定の地域を選定して、具体的に調査する必要があると判断される。加えて、前述した我が国の第四紀地殻変動様式（前記②～④）と、図4.1-6～12に示す構造発達史・活断層・地震の起こり方・プレートテクトニクスの観点から区分された第四紀構造区・帯（一部は第三紀以前をも含む）との関連性について検討することも、今後、個々の地域で求められる詳細な第四紀地殻変動様式を広域的にモデル化する上で重要な研究課題のひとつであると考えられる。

4.2 今後の調査指針

前節で述べたように、我が国における第四紀地殻変動をある期間（時代）ごとに理解するためには、誤差の少ない測地学的データと信頼性の高い年代を示す変動基準から求められた地形・地質学的データが必要である。

前者については、国土地理院の水準点の測量成果に基づいて解析する方法と平均海面を基準にして解析する方法とがあるが、両者を比較検討して、約100年間の隆起・沈降量を把握する必要がある。

一方、後者については、 ^{14}C 法、ウラン系列法、ESR法等の絶対年代測定法やアミノ酸のラセミ化、テフラ、微化石等の相対年代推定法に基づいた精度上信頼のにおける年代値が多数得られること、そして変動基準面・地層の形成時における環境（高度や深度）が精度よく推定できることが必要である。

我が国の第四紀地殻変動を4.1で考察した観点にたって、さらに詳細に研究するための地域として、以上の条件を満たし得る代表的な候補地域を選定し、優先順に記すと、(1)関東地方南部（房総－三浦半島）、(2)東北地方太平洋沿岸（青森県下北・上北地域、福島県浜通り地域）、(3)北海道十勝平野周辺地域、(4)東北地方日本海側（青森県津軽～秋田県男鹿半島）、(5)東海地方遠州灘縁辺地域（静岡県清水市～愛知県知多半島）、(6)九州地方日向灘縁辺地域（宮崎県宮崎平野周辺）の6地域があげられる。これらの地域を図4.2-1に示す。

各地域の選定理由を以下に述べる。

(1) 関東地方南部（房総－三浦半島）

この地域は、今回の文献調査の結果および第四紀以降の地殻変動を概説した貝塚（1987）によると、0.5Ma前後に沈降域から隆起域に転じ、更新世後期まで一貫して

隆起傾向にあると推定される地域の代表地である。この地域には、第四系が広く分布しており、日本の第四系の模式地が存在し、変動基準面および地層の年代や環境を推定する上で重要な広域テフラ、化石、汀線アングル等の指標が多く、他の地域と対比を行う上で重要な地域でもある。

そこで、 ^{14}C 法、フィッシュントラック法、ESR法等の各種手法により年代測定を行うとともに、汀線アングル等の地形的特徴と化石や堆積相の解析によって古環境を復元することにより、この地域の第四紀地殻変動を詳細に把握することが可能である。

(2) 東北地方太平洋沿岸（青森県下北・上北地域、福島県浜通り地域）

この地域は、今回の文献調査の結果および第三紀以降の地殻変動を概説した杉（1983）によると、過去に隆起域で、最近沈降域に転じたと推定される地域である。この地域にも、重要な広域テフラ、化石、汀線アングル等の指標が多いため、上記の（1）地域と同様な手法を用いて、この地域の第四紀地殻変動を詳細に把握することが可能である。

(3) 北海道十勝平野周辺地域

この地域も（2）地域と同様、過去に隆起し、最近沈降域に転じたと推定される地域である。この地域には、第四系（特に更新世後期以降の堆積物）が分布し、変動基準の年代や環境を推定する上で重要な広域テフラ、化石、汀線アングル等の指標が認められていることから、上記の（2）地域と同様な手法を用いて、この地域の第四紀地殻変動を詳細に把握することが可能である。

(4) 東北地方日本海側（青森県津軽～秋田県男鹿半島）

この地域は、今回の文献調査の結果および第三紀以降の地殻変動を概説した杉（1983）によると、過去の地殻変動は、褶曲や逆断層に富む地域に相当し、第四紀以降、隆起傾向にあるが、最近の地殻変動についてみるとかなり安定していると推定されている。この地域の選定理由にひとつとして、（2）の太平洋沿岸地域の変動様式と比較することにより、代表的な活動縁辺地域である東北日本弧の特徴を把握できる意義があげられる。この地域にも、変動基準の年代や環境を推定する上で重要な広域テフラ、化石、汀線アングル等の指標が認められている。したがって、当地域でも、上記の（2）地域と同様な手法を用いて、この地域の第四紀地殻変動を詳細に把握することが可能であり、（2）の地域との比較する場としても最適で

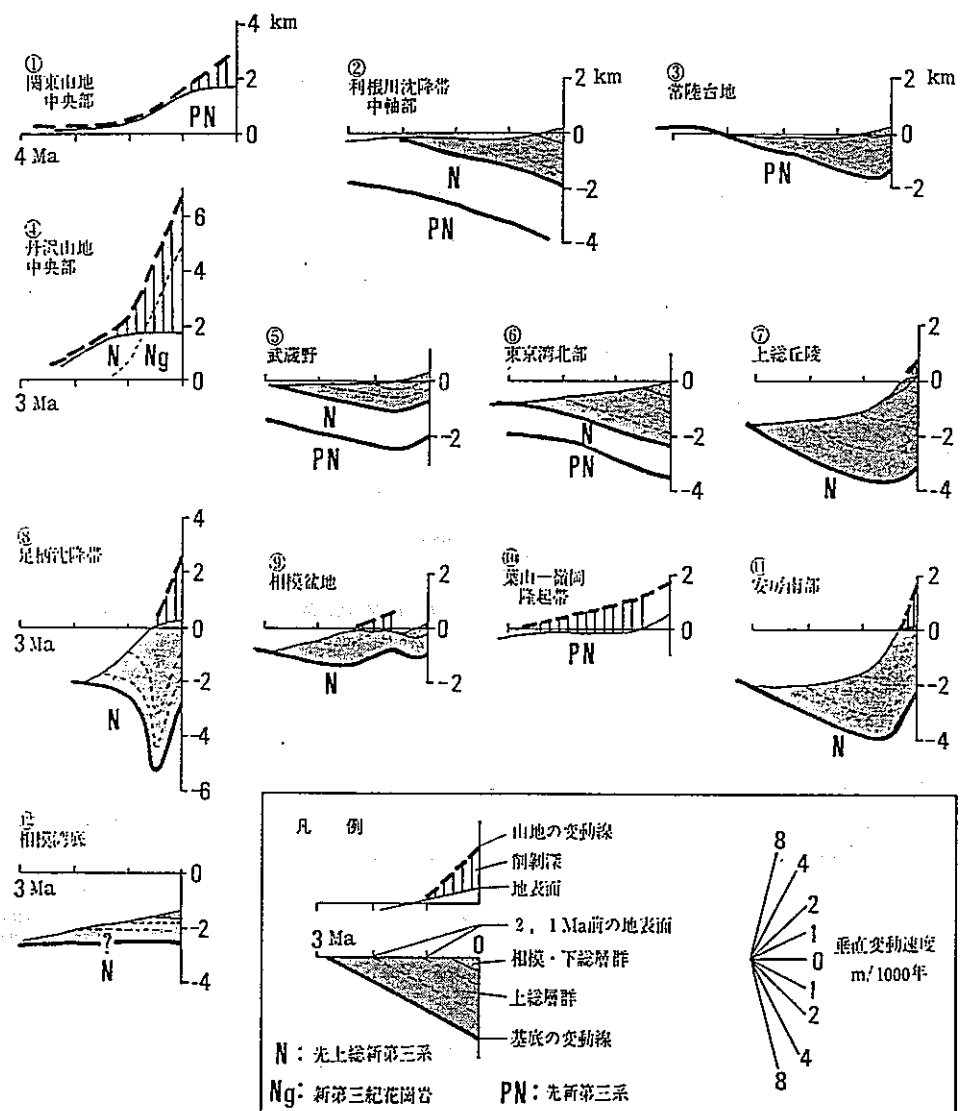
あると考えられる。

(5) 東海地方遠州灘縁辺地域（静岡県清水市～愛知県知多半島）

この地域は、今回の文献調査の結果によると、隆起域と沈降域が組み合わされた地震性地殻変動区と推定される地域である。この地域には、第四系（特に更新世後期の堆積物）が分布しており、変動基準面や環境を推定する上で重要な広域テフラ、化石、汀線アングル等の指標が認められている。したがって、当地域でも、上記の（4）地域と同様な手法を用いて、この地域の第四紀地殻変動を詳細に把握することが可能である。

(6) 九州地方日向灘縁辺地域（宮崎県宮崎平野周辺）

この地域は、今回の文献調査の結果によると、地形・地質学的データから具体的に変動量が求められていない地域であるが、第四系が広く布しており、変動基準面や環境を推定する上で重要な広域テフラ、化石、汀線アングル等の指標が多く認められている。したがって、当地域でも、上記の（1）～（5）地域と同様な手法を用いて、この地域の第四紀地殻変動を詳細に把握することが可能である。



第5図 関東各地の変動・堆積・侵食過程図
原資料については本文参照。

図4.1-1 関東各地にみる変動量と変動速度 (貝塚, 1987)

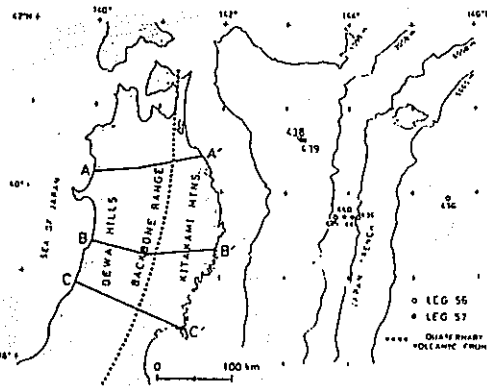


図2 東北日本付近の概略図

図4.1-2 断面線位置図 (杉, 1983)

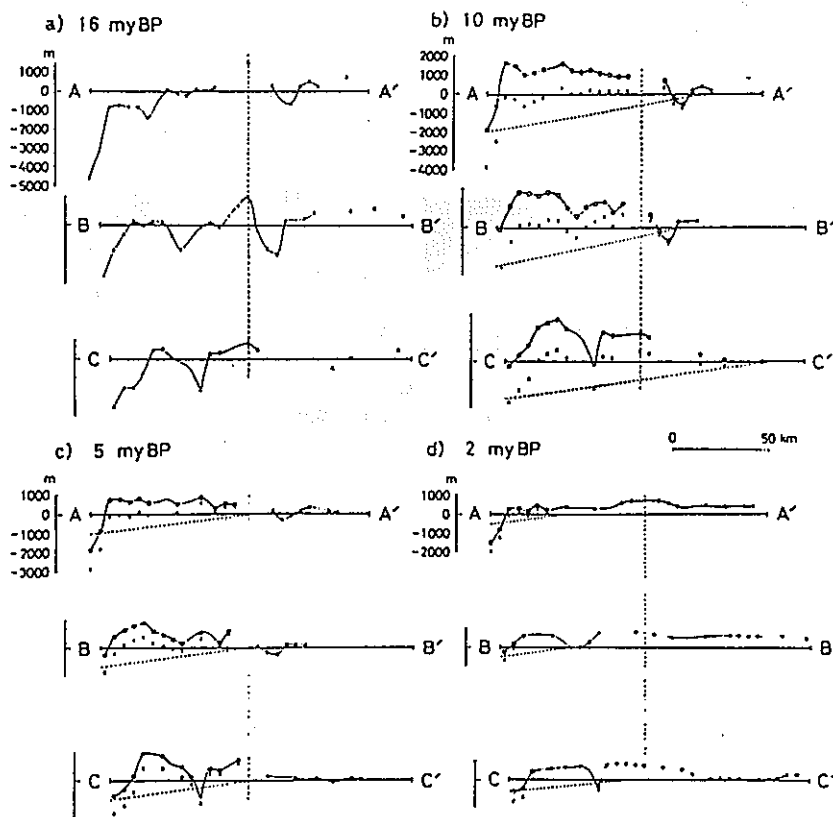


図3 図2中の AA', BB', CC' に沿って求めた 垂直変動量: a) 16myBP 以降, b) 10 myBP 以降, c) 5 myBP 以降, d) 2 myBP 以降. ×印: 現在の地層高度, ○印: 地層高度の推定値, 傾斜した破線: 地層堆積時の水深, ○印: 堆積時からの変動, ●印: 最新末の侵食平坦面高度

図4.1-3 各時期における地層の変動量図 (杉, 1983)

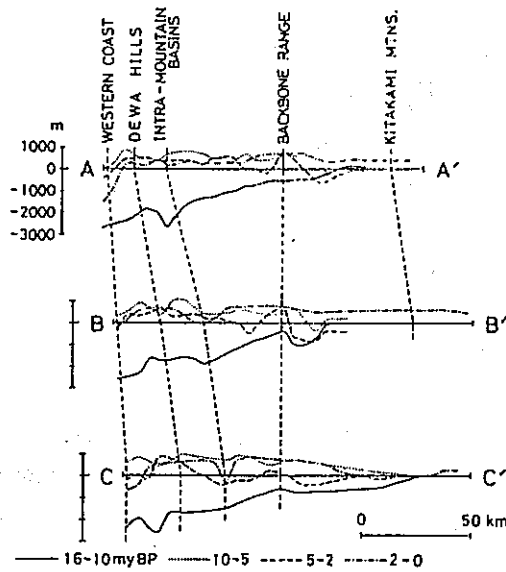


図4 16~10 myBP, 10~5 myBP, 5~2 myBP, 2~0 myBPの垂直変動状

図4.1-4 各期間における変動量図 (杉, 1983)

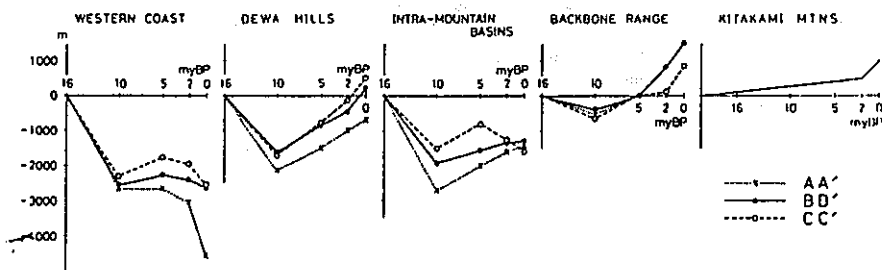


図5 16 myBPに海面付与で堆積した地層の現在までの高度の変遷、北上山地は (Shinzei (1966) の推定による

図4.1-5 16myBP.の地層の高度変遷図 (杉, 1983)

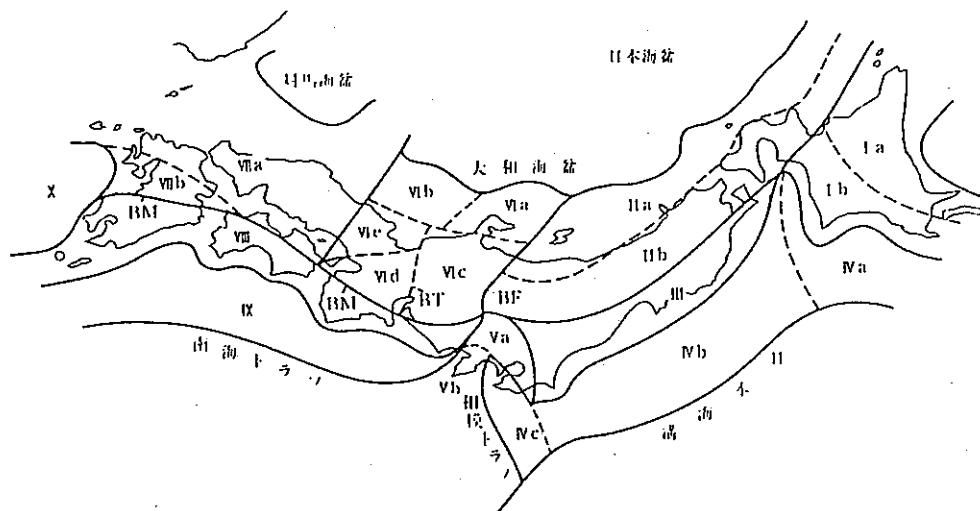


図-3.5.5 活断層研究会 (1980) による活断層区
 図4.1-6 活断層区 (阿部他, 1985)

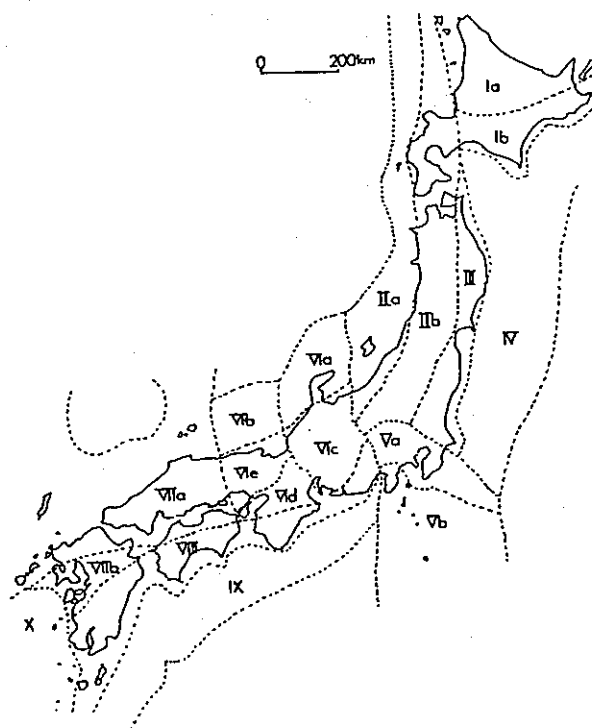


図-3.5.6 垣見 (1983) による活断層区
 活断層研究会 (1980) をわずかに簡略化したもの、各区ごとの活断層密度などは第6章図-6.4.6を参照

図4.1-7 活断層区 (阿部他, 1985)

表 4.1-1 活断層区の区分表 (阿部他, 1985)

表-3.5.1 活断層区 (海域を除く) の活断層と被害地震との関係

活断層区		活断層		区内の被害地震	
		密度	タイプ	頻度	最大の M
I 北海道主部	Ia 内帯	小	逆?	極小	6.9
	Ib 外帯	小	逆	小	7.0
II 東北日本内帯	IIa 沿海部	大	逆	中	7.7
	IIb 陸部	中	逆	中	7.4
III 東北地方外帯		小	逆(横)	小	7.2
V 伊豆小笠原弧先端部	Va 関東	中	逆(横)	大	8.2
	Vb 伊豆半島周辺	大	横	中	7.3
VI 西南日本内帯東部	VIa 能登	大	逆	極小	6.4
	VIc 中部山地	大	横・逆	大	8.1
	VId 近畿三角地域	大	逆・横	大	7.8
	VIe 近畿北西部	中	横・逆	中	7.5
VII 西南日本内帯西部	VIIa 中国-北九州	中	横・逆	小	7.4
	VIIb 中九州火山地域	大	正・横	小	6.9
VIII 西南日本外帯		小	逆・横	小	7.0

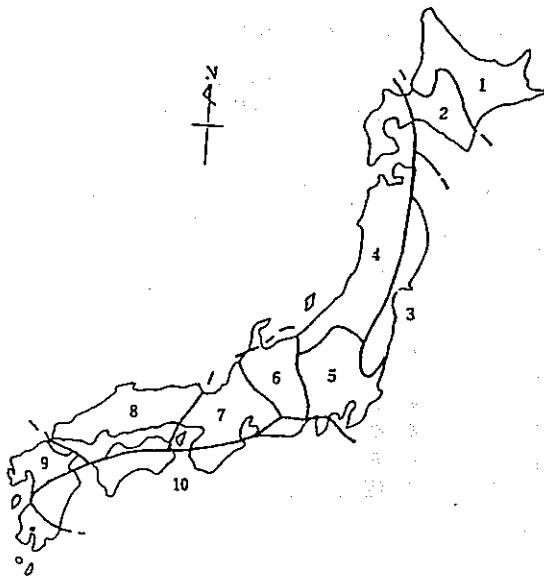


図-3.5.8 第四紀地殻変動区 (RGQTM, 1973)⁽⁷⁵⁾
 1:北海道東部および北部 2:日高-夕張 3:北上-阿武隈 4:東北日本内側 5:関東 6:中部山地 7:近畿-濃尾 8:中国-瀬戸内 9:九州 10:西南日本内側

図4.1-8 第四紀地殻変動区
 (阿部他, 1985)

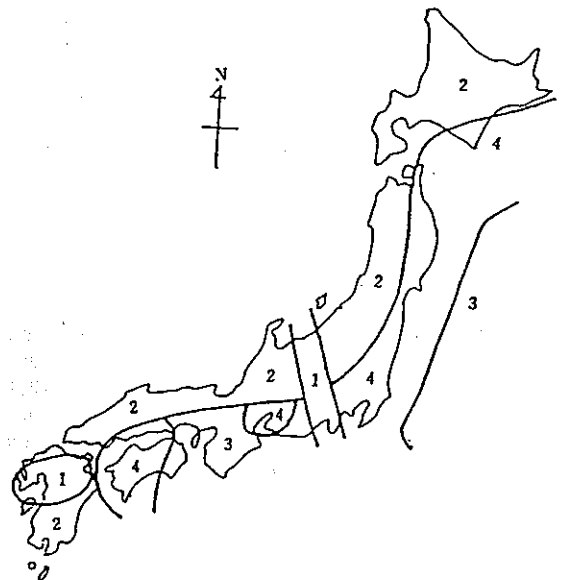


図-3.5.9 地震の起こり方から推定した地殻の破碎度区分 (Mogi, 1967を簡略化)⁽⁷⁶⁾
 1:群発地震および前震を伴う地震が頻発する, 高度に破碎された地域 2:前震を伴う地震がしばしば起こる, やや高度に破碎された地域 3:余震を伴う地震のみが起こる, 中程度に破碎された地域 4:非破碎地域

図4.1-9 地殻の破碎度区分
 (阿部他, 1985)

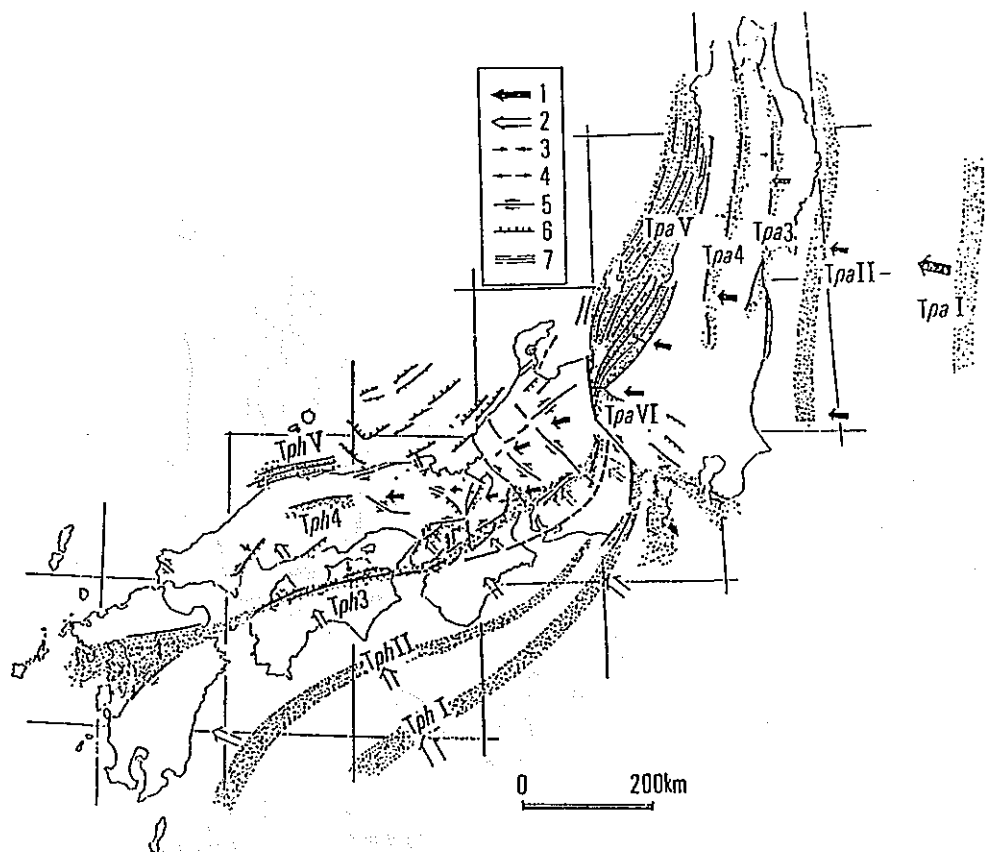


図-3.5.10 本州弧における第四紀構造帯(T)の分布と、日本海盆を固定した時の圧縮方向 (Huzita, 1980原図)⁽⁷⁷⁾
 1: Tpa系(太平洋系)の圧縮方向 2: Tph系(フィリピン海系)の圧縮方向 3: 水平圧縮のストレス場 4: 伸長のストレス場 5: 横ずれ断層 6: 逆断層 7: 褶曲帯 (藤田, 1980より引用)⁽⁷⁸⁾

図4.1-10 第四紀構造帯 (阿部他, 1985)

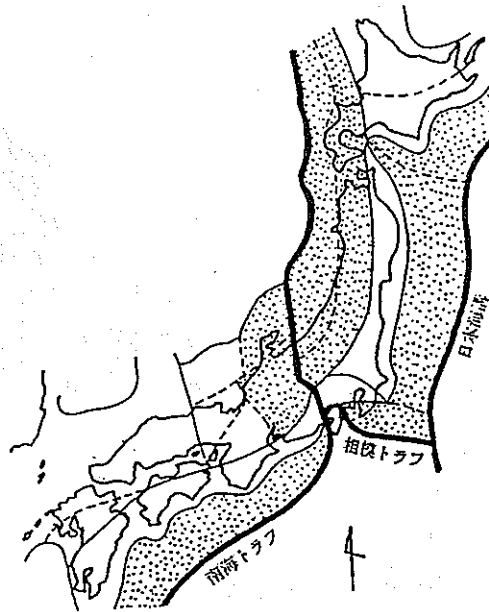


図-3.5.11 日本付近の活断層区と新説による
プレート物質境界 (中村, 1983⁽⁷⁹⁾に加筆)
糸-静線から日本海東縁へ抜ける太線が北米-
ユーラシアプレート境界と推定されている
うすあみ：主要断層がA級である地域

図4.1-11 活断層区とプレート物質境界
(阿部他, 1985)



図 4.2 - 1 調査選定位置図

< 文献リスト >

- 1) 阿部勝征・岡田篤正・垣見俊弘・笠原稔・山崎晴雄：地震と活断層，ISU，
P.159-206，P.718 (1985)
- 2) 秋山雅彦・下山晃，アミノ酸のラセミ化による年代測定：地質学論集，NO.29，
P.129-142 (1988)
- 3) S.Bakkeliid, The determination of rates of land uplift in Norway:
Tectonophysics, Vol.130, P.307-326 (1986)
- 4) 千田昇・松本秀明・小原真一，陸前高田平野の沖積層と完新世の海水準変化：
東北地理，Vol.36，NO.4，P.232-239 (1984)
- 5) T.M.Cronin, Rates and possible causes of neotectonic vertical crustal
movements of the emerged southeastern United States Atlantic
Coastal Plain : Geol.Soc.Am.Bull., Part I, Vol.92,
P.812-833 (1981)
- 6) 第四紀地殻変動研究グループ，第四紀地殻変動図：第四紀研究，Vol.7，NO.4，
P.182-187 (1968)
- 7) 檀原毅，日本における平均海面の永年変化とそれにもなう問題について：
測地学会誌，Vol.16，NO.1，P.1-8 (1970)
- 8) 檀原毅，日本における最近70年間の総括的上下変動：測地学会誌，Vol.17，NO.3，
P.100-108 (1971)
- 9) 藤田尚美・海津優，南関東の上下変動－クリープ面の存在－：測地学会誌，
Vol.31，NO.4，P.333-339 (1985)
- 10) 早津賢二・新井房夫，信濃川下流地域（新潟県小千谷市付近）における河成段
丘群の形成年代と段丘面の変位速度：地理学評論，Vol.55，NO.2，
P.130-138 (1982)
- 11) 市川米太・平賀章三，熱ルミネッセンス法：地質学論集，NO.29，P.73-82
(1988)

- 12) 市瀬由自, 水準測量成果に表現された北海道オホーツク海沿岸網走-中湧別間の地殻変動: 東北地理, Vol.39, NO.2, P.138-140 (1987)
- 13) 飯川健勝, 魚沼地域の水準点変動と地形・地質構造の関係について: 地団研専報, NO.26, P.151-158 (1983)
- 14) 飯川健勝, 本州中央部の測地学的変動の研究: 地団研専報, NO.39, P.1-72 (1991)
- 15) 飯川健勝・堀川秀夫, 新潟県小千谷市周辺の沖積段丘面の变形について: 地球科学, Vol.39, NO.4, P.296-298 (1985)
- 16) 池谷元伺: ESR (電子スピン共鳴) 年代測定, アイオニクス叢書, P.41-58 (1987)
- 17) 今泉俊文, 男鹿半島の地殻変動と地震: 東北地理, Vol.29, NO.1, P.35-44 (1977)
- 18) 石橋克彦・太田陽子・松田時彦, 相模湾西部, 初島の完新世海成段丘と地殻上下変動: 地震2, Vol.35, NO.2, P.195-212 (1982)
- 19) 石井晴雄, 巻頭言: 国土地理院時報, NO.69, P.1-2 (1989)
- 20) 石井紘, 最近の伊豆半島の隆起について: 地震研彙報, Vol.64, P.313-324 (1989)
- 21) 石井紘, 桑山・藤井氏の論文にみられる伊豆半島南西部の異常沈降についてのコメント: 地震2, Vol.44, P.49-52 (1991)
- 22) 板谷徹丸・今井登・大村明雄・鈴木正男・中井信之・蜷川清隆・広岡公夫, 総論: 地質学論集, NO.29, P.1-4 (1988)
- 23) 貝塚爽平, 地形学の立場からの第四紀地殻変動研究について: 地質学論集, NO.2, P.75-76 (1968)
- 24) 貝塚爽平, 関東の第四紀地殻変動: 地学雑誌, Vol.96, NO.4, P.223-240 (1987)

- 25) 貝塚爽平・宮内崇裕・長岡信治, 硫黄島の海成段丘・活断層と変動史:
小笠原研究, NO.9, P.13-45 (1983)
- 26) 金谷明子, 室戸半島の完新世海成段丘と地殻変動: 地理学評論, Vol.51,
NO.6, P.451-463 (1978)
- 27) 兼岡一郎, K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar 法による年代測定-現状と今後の見通し-:
地学雑誌, Vol.94, NO.7, P.676-681 (1985)
- 28) 笠原慶一・杉村新編: 岩波地球科学選書, 変動する地球-現在および第四紀,
岩波書店, P.1-31 (1991)
- 29) 加藤照之, 東海地方の地殻上下変動: 第四紀研究, Vol.23, NO.2, P.111-
116 (1984)
- 30) 加藤照之・津村建四郎, 潮位記録から推定される日本の垂直地殻変動:
地震研彙報, Vol.54, P.559-628 (1979)
- 31) 茅根創・山室真澄・松本英二, 房総半島南東岸における旧汀線の指標として
のヤッコカンザシ: 第四紀研究, Vol.26, NO.1, P.47-57 (1987)
- 32) 茅根創・吉川虎雄, 房総半島南東岸における現成・離水浸食海岸地形の比較
研究: 地理学評論, Vol.59 (Ser.A), NO.1, P.18-36 (1986)
- 33) 菊池隆男, 最終間氷期の古海面高度-“常識”に対する疑問(2)-: 関東の
四紀, NO.13, P.65-73 (1987)
- 34) 菊池隆男, 最終間氷期以降の古海面高度-海成段丘の隆起速度と古海面高度
の数学的解法: 地形, Vol.9, NO.2, P.81-104 (1988)
- 35) 木庭元晴・田村誠・貝柄徹・池田すみ子・太田陽子・大村明雄・河名俊男,
北大東島産サンゴ化石のESR年代とその検討: 地学雑誌, Vol.100,
NO.3, P.351-366 (1991)
- 36) 小松原琢, 河成段丘の縦断形から波状変形の変位量を推定する一方法: 地理
学評論, Vol.64 (Ser.A), NO.9, P.637-646 (1991a)

- 37) 小松原琢, 新潟平野北東縁部の活構造—変位速度からみた地殻変動の地域的特徴—: 東北地理, Vol.43, NO.2, P.73—97 (1991b)
- 38) 小西健二, 隆起サンゴ礁からみた最終間氷期以降のアジア・フィリピン海プレート境界付近の地史: 第四紀研究, Vol.18, NO.4, P.241—250 (1980)
- 39) 小坂丈予・辻昭治郎・小椋英明, 硫黄島の地殻変動 (I): 地学雑誌, Vol.94, NO.6, P.474—479 (1985)
- 40) 熊谷貞治・高橋博, 硫黄島の地殻変動 (II): 地学雑誌, Vol.94, NO.6, P.479—487 (1985)
- 41) 熊木洋太, 三浦半島の完新世段丘と完新世の地殻変動: 国土地理院時報, NO.54, P.41—49 (1981)
- 42) Y.Kumaki, The deformations of Holocene marine terraces in southern Kanto, central Japan: Geogr.Rev.Japan, Vol.58 (Ser.B), NO.1, P.49—60 (1985)
- 43) 熊木洋太・市川清次, 大磯丘陵南縁部の中村原面・前川面の変位について: 国土地理院時報, NO.55, P.24—28 (1981)
- 44) 桑原徹・牧野内猛, 傾動盆地の特性—濃尾傾動盆地を例として—: 地球科学, Vol.43, NO.6, P.354—365 (1989)
- 45) 前杵英明, 室戸半島の完新世地殻変動: 地理学評論, Vol.61 (Ser.A), NO.10, P.747—769 (1988a)
- 46) 前杵英明, 足摺岬周辺の離水波食地形と完新世地殻変動: 地理科学, Vol.43, NO.4, P.231—240 (1988b)
- 47) 前杵英明・坪野賢一郎, 紀伊半島南部の完新世地殻変動: 地学雑誌, Vol.99, NO.4, P.349—369 (1990)
- 48) 増田富士雄・中里裕臣, 堆積相からみた鹿島—房総隆起帯の運動像: 月刊地球, Vol.10, NO.10, P.616—623 (1988)

- 49) 松原彰子, 完新世における砂州地形の発達過程—駿河湾沿岸低地を例として—: 地理学評論, Vol.62 (Ser.A), NO.2, P.160—183 (1989)
- 50) 松原彰子・松島義章・石橋克彦・森脇広・鹿島薫, 伊豆半島西岸松崎低地の完新世における環境変遷: 地学雑誌, Vol.95, NO.5, P.339—356 (1986)
- 51) 松田時彦, 地殻運動からみた第三紀／第四紀—第四紀地殻運動の—様観の検討—: 月刊地球, Vol.10, NO.10, P.599—603 (1988)
- 52) 宮下芳, 水準測量データに基づく西南日本の地殻上下変動: 地震2, Vol.42, P.189—197 (1989)
- 53) 宮内崇裕, 上北平野の段丘と第四紀地殻変動: 地理学評論, Vol.58 (Ser.A), NO.8, P.492—515 (1985)
- 54) 宮内崇裕, 海成段丘の変位から知られる東北日本弧北部の褶曲運動: 月刊地球, Vol.10, NO.9, P.561—567 (1988)
- 55) 宮内崇裕, 旧汀線高度からみた東北日本弧北部の広域的地殻変動: 米倉伸之, 岡田篤正, 森山昭雄編, 変動地形とテクトニクス, 古今書院 PP.157—169 (1990)
- 56) T.Miyauchi, Late Quaternary folding deduced from marine terrace deformation in the northern Northeast Japan arc: Geogr. Rep.Tokyo Metropol.Univ., NO.25, P.99—108 (1990)
- 57) 宮内崇裕・八木浩司, 松前半島東岸の海成段丘と第四紀地殻変動: 地学雑誌, Vol.93, NO.5, P.285—300 (1984)
- 58) 宮崎務・山口勝, 始良カルデラ縁における地盤上下変動: 火山2, Vol.32, NO.1, P.73—75 (1987)
- 59) 三好真澄・太田陽子・澤祥・今泉俊文・鹿島薫, 北海道奥尻島の完新世海成段丘: 地理学評論, Vol.58 (Ser.A), NO.9, P.596—608 (1985)
- 60) 溝上恵, 水準測量により検出された地殻変動: 地質学論集, NO.2, P.9—14 (1968)

- 61) 溝上恵・中村一明・井筒屋貞勝, 精密水準改測による小千谷地域の活褶曲の
検出: 地震研彙報, Vol. 55, P. 199-224 (1980)
- 62) D. R. Muhs・H. M. Kelsey・G. H. Miller・G. L. Kennedy・J. F. Whelan・G. W. Mcinelly,
Age estimates and uplift rates for Late Pleistocene marine
terraces southern Oregon portion of the Cascadia Forearc:
Jour. Geophy. Res., Vol. 95, NO. 135, P. 6685-6698 (1990)
- 63) 永井信夫・丹羽俊二・鈴木勝義・根本正美, フォッサマグナ周辺における地殻
構造調査: 中部日本活構造地域の地震テクトニクスに関する研究
昭和60-62年度第1期成果報告書, P. 62-77 (1988)
- 64) 仲川隆夫, 新潟平野の上部更新統・完新統-とくに沈降現象との関係につい
て-: 地質学雑誌, Vol. 91, NO. 9, P. 619-635 (1985)
- 65) Y. Nakahori, Vertical Crustal movements in Japan obtained from the
fourth, fifth and sixth leveling: 測地学会誌, Vol. 31, NO. 4,
P. 340-351 (1985)
- 66) 中村一明・島崎邦彦, 相模・駿河トラフとプレートの沈み込み: 科学, Vol. 51,
NO. 8, P. 490-498 (1981)
- 67) 中村俊夫・中井信之, 放射性炭素年代測定法の基礎-加速器質量分析法に重点を
おいて-: 地質学論集, NO. 29, P. 83-106 (1988)
- 68) 中根勝見・藤井陽一郎, 測地測量データを使った地殻変動解析の諸問題:
地震2, Vol. 44, P. 59-60 (1991)
- 69) 中田高, 完新世海成段丘からみた地震性地殻変動と海水準変動-喜界島と
房総半島南部の例を中心として-: 月刊地球, Vol. 2, NO. 1,
P. 25-32 (1980a)
- 70) 中田高, 種子島・屋久島の段丘変位からみた琉球弧北部の第四紀後半の地殻
変動: 西村嘉助先生退官記念地理学論文集, P. 105-110 (1980b)
- 71) 中田高・木庭元晴・今泉俊文・華龍・松本秀明・菅沼健, 房総半島南部の
完新世海成段丘と地殻変動: 地理学評論, Vol. 53, NO. 1, P. 29-44
(1980)

- 72) 成瀬洋, 熱田層・熱田面および濃尾傾動地塊運動についての一考察:
大阪経大論集, NO.158, P.17-39 (1984)
- 73) A.A.Nikonov, The rate of uplift in the Alpine mobile belt:
Tectonophysics, Vol.163, P.267-276 (1989)
- 74) 西村進, フィッション・トラック年代測定: 地学雑誌, Vol.94, NO.7,
P.700-705 (1985)
- 75) H.Ohmori, Mean Quaternary uplift rates in the central Japanese
mountains estimated by means of geomorphological analysis:
Bull.Dept.Geogr.Univ.Tokyo, NO.19, P.29-36 (1987)
- 76) H.Ohmori, Geomorphogenetic crustal movement and the altitudinal
Limitation of peneplain remnants of the Shikoku mountains,
Japan: Bull.Dept.Geogr.Univ.Tokyo, NO.22, P.17-34 (1990)
- 77) 大森博雄, 変動地形とテクトニクスー四国山地の第四紀地殻変動と地形ー:
米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄編 変動地形とテクトニクス,
古今書院, P.60-86 (1990)
- 78) 大竹政和・浅田敏, 季節変動を補正した水準測量データに基づく東海地域の
最近の地殻変動: 地震2, Vol.36, P.597-608 (1983)
- 79) 小千谷地殻変動研究グループ, 新潟県小千谷市における洪積段丘面の対比と
変形: 地球科学, Vol.43, NO.3, P.168-171 (1989)
- 80) 岡重文・桂島茂・垣見俊弘・相原輝雄・宇野沢昭, 福島県東岸地域の段丘
変形: 地質調査所月報, Vol.32, NO.5, P.275-292 (1981)
- 81) A.Omura, Uranium-series age of the Riukiu Limestone on Hateruma
Island, Southwestern Ryukyus: Trans.Proc.Palaeont.Soc.Japan,
N.S., NO.135, P.415-426 (1984)
- 82) 大村明雄, ウラン系列年代測定法: 地質学論集, NO.29, P.107-127 (1988)
- 83) 大村明雄, 中部琉球喜界島の地史ー琉球石灰岩産サンゴ化石のウラン系列年代
測定のまとめとしてー: 地質学論集, NO.29, P.253-268 (1988)

- 84) 太田陽子・平川一臣, 能登半島の海成段丘とその変形: 地理学評論, Vol. 52, NO.4, P. 169-189 (1979)
- 85) 太田陽子・堀信行, 琉球列島の第四紀後期の地殻変動に関する一考察: 第四紀研究, Vol. 18, NO.4, P. 221-240 (1980)
- 86) 太田陽子・石橋克彦・森脇広, 完新世後期における伊豆諸島、式根島の隆起: 地震 2, Vol. 36, NO.4, P. 587-595 (1983)
- 87) 太田陽子・大村明雄・木庭元晴・河名俊男・宮内崇裕, 南・北大東島のサンゴ礁段丘からみた第四紀後期の地殻変動: 地学雑誌, Vol. 100, NO.3, P. 317-336 (1991)
- 88) Y. Ota and T. Yoshikawa, Regional characteristics and their geodynamic implications of late Quaternary tectonic movement deduced from deformed former shorelines in Japan: Jour. Phys. Earth, Vol. 26, Suppl., S379-389 (1978)
- 89) 大八木規夫・井口隆, 硫黄島の地質: 地学雑誌, Vol. 94, NO.6, P. 436-445 (1985)
- 90) 斎藤英二・渡辺和明・宮崎純一・安田聡・池田国昭・橋本知昌・羽坂俊一・桂島茂・磯山功, 茨城県南西部における最近の測地学的変動について: 地質調査所月報, Vol. 39, NO. 10, P. 635-641 (1988)
- 91) 杉憲子, 中新世中期以降の東北日本の垂直変動史: 月刊地球, Vol. 5, NO.9, P. 533-537 (1983)
- 92) 杉谷隆, 有明海北岸平野における最終間氷期以降の地形発達史, その定量的研究: 地理学評論, Vol. 56, NO.6, P. 403-419 (1983)
- 93) 杉山雄一・寒川旭・下川浩一・水野清秀, 静岡県御前崎地域の段丘堆積物(上部更新統)と更新世後期における地殻変動: 地質調査所月報, Vol. 38, NO.8, P. 443-472 (1987)
- 94) 鈴木正男, フィッシュントラック年代測定法の現状: 月刊地球, Vol. 8, NO.6, P. 363-369 (1986)

- 95) 鈴木正男, 第四紀年代データベースについて: 月刊地球, Vol.13, NO.4,
P.259-264 (1991)
- 96) T.Suzuki, Late Quaternary crustal movements deduced from marine
terraces and active faults, Joban coastal region, Northeast
Japan: Geogr.Rep.Tokyo Metropol.Univ., NO.24, P.31-42 (1989)
- 97) 多田 , 沖縄トラフの拡大と九州地方の地殻変動(2): 地震2, Vol.38,
P.1-12 (1985)
- 98) 多田 ・ 中堀義郎, 甲府盆地の測地測量による地殻変動: 月刊地球, Vol.8,
NO.4, P.226-229 (1986)
- 99) 高橋達郎, 岩石海岸の地形形成と後期完新世海水準との関係: 西村嘉助先生
退官記念地理学論文集, P.76-81 (1980)
- 100) 田村明子, 佐渡島の完新世段丘と地殻変動: 地理学評論, Vol.52, NO.7,
P.339-355 (1979)
- 101) 田中穰・五味武彦, 半島テクトニクスー沈降するプレート運動に直面する半島
部の上下変動: 国土地理院時報, NO.68, P.41-55 (1988)
- 102) The Research Group for Quaternary tectonic Map, Explanatory text of the
Quaternary tectonic map of Japan: National Research Center
for Disaster Prevention, Tokyo (1973)
- 103) 佃為成・井筒屋貞勝・羽田敏夫・橋本信一・小林勝・酒井要・溝上恵,
長野市街地における善光寺地震断層の水準測量: 地震研彙報,
Vol.62, P.501-515 (1987)
- 104) M.Watanabe, Complementary distributions of Active Faults and
Quaternary volcanoes, and tectonic movements, along the
volcanic front of Northeast Japan: Bull.Dept.Geogr.Univ.
Tokyo, NO.21, P.37-74
- 105) 八木浩司・吉川契子, 西津軽沿岸の完新世海成段丘と地殻変動: 東北地理,
Vol.40, NO.4, P.247-257 (1988)

- 106) 山崎晴雄, 活断層からみた南部フォッサマグナ地域のネオテクトニクス:
第四紀研究, Vol.23, NO.2, P.129-136 (1984)
- 107) 山崎晴雄, 足柄平野の地質と地殻変動: 月刊地球, Vol.7, NO.8, P.466-472
(1985)
- 108) 吉永秀一郎・宮寺正美, 荒川中流域における下位段丘の形成過程:
第四紀研究, Vol.25, NO.3, P.187-201 (1986)
- 109) 吉川虎雄・貝塚爽平・太田陽子, 土佐湾北東岸の海岸段丘と地殻変動:
地理学評論, Vol.37, NO.12, P.627-648 (1964)
- 110) 吉山昭, 北海道日高山脈周辺地域の第四紀後期の地殻変動-河成地形面を用いた隆起量の算定の試み-: 第四紀研究, Vol.28, NO.5,
P.369-387 (1990)

< 参考文献リスト >

- 阿子島功・甲藤次郎, 室戸半島の沖積世の地殻変動(2): 地理予, Vol.26,
P.38-39 (1984)
- F.Arai, H.Machida, K.Okumura, T.Miyauchi and K.Yamagata,
Catalog for late Quaternary marker-tephras in Japan(II)
-Tephras occurring in Northeast Honshu and Hokkaido -:
Geogr.Rep.Tokyo Metropol.Univ., Vol.21, NO.21, P.223-250
(1986)
- 第四紀地殻変動グループ: 第四紀地殻変動図, 国立防災科学技術センター,
6図 (1969)
- 遠藤邦彦・関本勝久・辻誠一郎, 大磯丘陵西南部、中村川下流域の完新世の
層序と古環境: 日本大学文理学部自然科学研究所紀要, NO.14,
P.9-30 (1979)
- S.Fujii and N.Fuji, Postglacial sea level in the Japanese Islands:
Jour.Geosi., Osaka City Univ., Vol.10, P.43-51 (1967)
- W.B.Harland, R.L.Armstrong, A.V.Cox, L.E.Craig, A.G.Smith and D.G.Smith:
A geologic time scale 1989, Cambridge University Press,
P.12, 70 (1990)
- 早津賢二・新井房夫・白井亨, 新潟県高田平野の中位段丘と古砂丘-形成時代
についての火山灰編年学的考察: 地学雑誌, Vol.91, NO.1,
P.1-16 (1982)
- 平川一臣・小野有五, 十勝平野の地形発達史: 地理学評論, Vol.47, NO.10,
P.607-634 (1974)
- 星野通平, 沼サンゴ礁の絶対年代-日本の第四紀層の ^{14}C 年代 34-:
地球科学, Vol.21, NO.6, P.38-39 (1967)
- 今村明恒, 青森県岩崎より青森市に至る水準線路に於ける過去および最近の
陸地変形に就て: 地震, Vol.9, NO.2, P.69-74 (1937)
- 井関弘太郎, 完新世の海面変動: 日本第四紀学会編, 日本の第四紀研究,
東京大学出版会, PP.89-97 (1977)

石橋克彦・太田陽子・松田時彦, 南伊豆, 吉佐美・柿崎の隆起貝層の ^{14}C 年代:
地震2, Vol.32, NO.1, P.105-107 (1979)

貝塚爽平・長岡信治・宮内崇裕, 硫黄島の地質: 小笠原諸島自然環境現況調査
報告書(3), 昭和56年度, 東京都, P.113-134 (1982)

S.Kaizuka, Y.Naruse and I.Matsuda, Recent formations and their basal
topography in and around Tokyo bay, central Japan: Quaternary
Res., Vol.8, P32-50 (1977)

甲藤次郎・阿子島功, 室戸半島の沖積層の地殻変動: 四万十帯の地質学と
古生物学—甲藤次郎教授還暦記念論文集—, P1-15 (1980)

河名俊男・大城逸朗, 沖縄県波照間島の地形と地質: 琉球列島の地質学的研究,
Vol.3, P.139-146 (1978)

河名俊男・平良初男・柵原朗・青木大茂・太田陽子・大村明雄・木庭元晴,
南・北大東島の後期更新世サンゴ化石の非破壊 γ 線測定による
 $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ 年代: 地学雑誌, Vol.100, NO.3, P.367-377 (1991)

菊池隆男, 最終間氷期以降の古海面高度: 日本第四紀学会演旨, Vol.14,
P.107-108 (1984)

菊池安, 小笠原諸島及火山群島地質摘要: 東洋学芸雑誌, 77, P.64-68
(1888)

J.King: A voyage to the Pacific Ocean, Vol.III, 2nd ed., London (1785)

北川芳男・赤松守雄, 石狩川河口付近の自然貝層の ^{14}C 年代
—日本第四紀層の ^{14}C 年代(88)—: 地球科学, Vol.27, NO.6,
P.255-256 (1973)

K.Kobayashi, K.Minagawa, M.Machida, H.Shimizu and K.Kitazawa,
The Ontake pumice-fall deposit Pm-I as a Late Pleistocene
time-marker in central Japan: Jour.Fac.Sci.Shinshu Univ.,
Vol.3, NO.2, P.171-198 (1968)

国土地理院: 一等水準点検測成果集録, Vol.6 (1960)

国土地理院: 一等水準点検測成果集録, Vol.11 (1969)

国土地理院：一等水準点検測成果集録，Vol.13（1970）

国土地理院：一等水準点検測成果集録，Vol.19（1976）

国土地理院：一等水準点検測成果集録，Vol.26（1982）

国土地理院：水準点変動図集録－南関東・伊豆－，P.149－160（1989）

国土地理院地殻調査部，東海地方の地殻変動：地震予知連絡会会報，
Vol.19，P.96－98（1978）

国土地理院地理調査部，三浦半島変動地形調査（続報）：地震予知連絡会会報，
Vol.25，P.88－90（1981）

近藤務・五十嵐八枝子・嵯峨山積，北海道静川台地の中－上部更新統
－特に最終間氷期中の寒冷期および相対的海水準変化の検討－：
地質学雑誌，Vol.94，NO.5，P.343－359（1988）

近藤務・五十嵐八枝子・吉田充夫・赤松守雄，北海道苫小牧市静川
ボーリング・コアにみられる第四系：第四紀研究，Vol.22，NO.4，
P.313－325（1984）

K.Konishi, A.Omura and O.Nakamichi, Radiometric coral ages and sea
level records from the Late Quaternary reef complexes of
the Ryukyu Islands: Proc.2nd Int.Coral Reef Symp., Vol.2,
P.595－613（1974）

興水達二，宮城県北部の中－後期更新世テフラのフィッシュン・トラック
年代：日本第四紀学会講演要旨集，NO.18，P.54－57（1988）

桑原徹，濃尾盆地と傾動地塊運動：第四紀研究，Vol.7，NO.4，P.235－247
（1968）

桑原徹，濃尾傾動盆地の発生と地下の第四系：地盤沈下の実態とその対策に
関する調査研究報告書，愛知県環境部，P.111－182（1975）

桑原徹，濃尾平野の地下水盆：東海三県地盤沈下調査会編，濃尾平野の地盤
沈下と地下水，名古屋大学出版会，P.35－76（1985）

桑原徹・松井和夫・吉野道彦・牧野内猛, 熱田層の層序と海水準変動:
柴崎達雄編“下末吉段丘”研究報告(文部省科研費“下末吉段丘”
に関する総合研究報告書), NO.1, P.111-124 (1982)

桑山辰雄・藤井陽一郎, 伊豆半島における異常隆起の推移とフィリピン海
プレート最北端部の曲がり: 地震2, Vol.43, NO.1,
P.101-110 (1990)

町田洋, 薩南諸島の地形-海岸段丘を中心として-: 薩南諸島の総合的研究,
明治書院, P.20-52 (1969)

町田洋, 南関東における第四紀中・後期の編年と海成面の変動: 地学雑誌,
Vol.82, NO.2, P.53-75 (1973)

H.Machida, Pleistocene sea level of South Kanto, Japan, analysed by
tephrochronology: R.P.Suggate and M.M.Cresswell eds.,
Quaternary Studies, The Royal Society of New Zealand,
P.215-222 (1975)

H.Machida, Recent progress in tephra studies in Japan: 第四紀研究,
Vol.30, NO.2, P.141-149 (1991)

町田洋・新井房夫・百瀬貢, 阿蘇4火山灰の分布と層位・年代: 火山, 第2集,
Vol.27, P.151-152 (1982)

町田洋・松島義章・今永勇, 富士山東麓駿河小山付近の第四系-とくに古地理
の変遷と神縄断層の変動について-: 第四紀研究, Vol.14, NO.2,
P.77-89 (1975)

H.Machida, H.Nakagawa and P.Pirazzoli, Preliminary study on the Holocene
sea levels in the central Ryukyu Islands: Rev.Geomorph.Dyn.,
Vol.25, P.49-62 (1976)

牧野内猛, 知多半島南部の地質構造と伊勢湾周辺地域の構造運動:
地質学雑誌, Vol.82, NO.5, P.311-325 (1976)

牧野内猛・檀原徹・磯田邦俊, 伊勢湾東岸部の東海層群および関連層のフィッ
ション・トラック年代とその地史的意味: 地質学雑誌, Vol.89,
NO.5, P.257-270 (1988)

牧野内猛・桑原徹, 名古屋地盤の地質構成: 土質工学会中部支部編
最新名古屋地盤図, P.15-36 (1988)

真鍋健一, 福島県小高町の上部更新統中の地球磁場逆転について:
第四紀研究, Vol.13, NO.1, P.21-25 (1974)

T.Matsuda, Y.Ota, M.Ando and N.Yonekura, Fault mechanism and recurrence
time of major earthquakes in southern Kanto district, Japan,
as deduced from coastal terrace data: Geol.Soc.Am.Bull.,
Vol.89, P.1610-1618 (1978)

松井健・高橋一・中馬教允・足利圭一, 青森県三本木原ふきんの現世火山灰層
の噴出年代-日本の第四紀層の ^{14}C 年代(50)-: 地球科学, Vol.23,
NO.6, P.264-266 (1969)

松井健・高橋一・中馬教允・足利圭一・赤間好勝・田村俊和・松本聡・
斎藤賢一・井上奉生・秋本勇・川地武, 上北-三本木-八戸地域の堆積台地
の火山灰土壌の調査と分類-土壌層位学の土壌分類への適用例-:
資源科学研究所彙報, NO.75, P.31-49 (1971)

松島義章, 三浦半島の野比層から産出した貝殻の ^{14}C 年代: 神奈川県立博物
館研究報告(自然科学), NO.10, P.31-36 (1977)

松島義章, 南関東における縄文海進に伴う貝類群集の変遷: 第四紀研究,
Vol.17, NO.4, P.243-265 (1979)

松島義章, 北海道東海岸パシクル沼の沖積統から産出した貝殻の ^{14}C 年代:
釧路市郷土博物館紀要, NO.9, P.1-8 (1982)

Y.A.Meshcheryakov, Secular movements of the earth's crust, Some results
and problems: Recent crustal movements, collection
of Articles, NO.1, P.1-21 (1963)

宮浦正, 奥尻島の海成段丘と第四紀地殻変動: 第四紀研究,
Vol.14, NO.1, P.23-32 (1975)

T.Miyauchi, Quaternary tectonic movements of the Kamikita Coastal Plain,
Northeast Japan : Geogr.Rev.Japan, Vol.60 (Ser.B) , NO.1,
P.1-19 (1987)

宮内崇裕, 東日本北部における後期更新海成面の対比と編年: 地理学評論,
Vol.61 (Ser.A), NO.5, P.404-422 (1988)

S.Mori, Diatom assemblages and Late Quaternary environmental changes
in the Nobi Plan, central Japan: Jour.Earth Sci.Nagoya Univ.,
Vol.34, P.109-138, 10pls. (1986)

中川久夫, 本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年:
東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, NO.54,
P.1-61 (1961)

中世古幸次郎 編, 関西国際空港地盤地質調査, 災害科学研究所報告 (1984)

中田幹雄・赤松守雄・山田悟郎, 石狩低地帯における沖積統の¹⁴C年代について—とくに苫小牧市植苗貝塚を中心として—: 苫小牧市史, NO.4,
P.24-30 (1973)

中田高, 屋久島の海岸段丘: 地理学評論, Vol.40, NO.1, P.17 (1967)

中田高, 種子島の海岸段丘と地殻変動: 地理学評論, Vol.41, NO.10,
P.601-614 (1968)

T.Nakata, T.Imaizumi and H.Matsumoto, Late Quaternary tectonic
movements on the Nishitsugaru coast, with reference to
seismic crustal deformation: Sci.Rep.Tohoku Univ., 7th
Ser.(Geogr), Vol.26, NO.1, P.101-112 (1976)

中田高・高橋達郎・木庭元晴, 琉球列島の完新世離水サンゴ礁地形と海水
準変動: 地理学評論, Vol.51, NO.2, P.87-108 (1978)

中山勝博・古澤明, 瀬戸層群と常滑層群の火山灰層: 地質学雑誌, Vol.95,
NO.3, P.189-208 (1989)

新潟平野団体研究グループ, 十日町盆地の河岸段丘: 地質学論集, NO.7,
P.267-283 (1972)

新戸部芳, 大間崎付近の海岸段丘: 東北地理, Vol.21, NO.1, P.23-29 (1969)

大森博雄, 北海道渡島半島江差付近の海岸段丘: 第四紀研究, Vol.14, NO.2,
P.63-76 (1975)

- 大池昭二, 八戸浮石層の絶対年代－日本の第四紀層の ^{14}C 年代Ⅲ－：
地球科学, NO.70, P.38－39 (1964)
- 大池昭二, 十和田市南方における大不動浮石流凝灰岩の ^{14}C 年代
－日本の第四紀層の ^{14}C 年代(123)－：地球科学, Vol.32,
NO.2, P.109－110 (1978)
- 大池昭二・中川久夫, 三戸地域広域農業開発基本調査 地形並びに表層地質
調査報告書：東北農政局計画部, P.1－103 (1979)
- 大池昭二・庄子貞雄, 八戸浮石層直下の埋没土 ^{14}C 年代－日本の第四紀層の
 ^{14}C 年代(116)－：地球科学, Vol.31, NO.2, P.90 (1977)
- 大池昭二・高橋一, 南部浮石の ^{14}C 年代－日本の第四紀層の ^{14}C 年代(62)
－：地球科学, Vol.24, NO.6, P.232－233 (1970)
- 大上和良・土井宣夫, 北部北上低地帯の鮮新－更新両統の層序について：
岩手大学工学部研究報告, Vol.31, P.63－79 (1978)
- 大上和良・町田端男・吉田充, 岩手県胆沢扇状地地域に分布する火山灰の
フィッシュン・トラック年代：第四紀研究, Vol.24, NO.4,
P.309－313 (1986)
- 大上和良・吉田充, 北上川中流域胆沢扇状地における火山灰層序：
岩手大学工学部研究報告, Vol.37, P.68－81 (1984)
- 奥村晃史・寒川旭, 洞爺火砕流(Tpf1)の分布と絶対年代：火山 第2集,
Vol.29, NO.4, P.338 (1985)
- K.Omoto, Tohoku University radiocarbon measurements III: Sci.Rep.
Tohoku Univ., 7th Ser.(Geogr.), Vol.26, NO.1, P.135－157
(1976)
- K.Omoto, Tohoku University radiocarbon measurements VI: Sci.Rep.
Tohoku Univ., 7th Ser.(Geogr.), Vol.28, NO.1, P.101－116
(1978)
- A.Omura, Uranium-series ages of some solitary corals from the Riukiu
Limestone on the Kikaijima, Ryukyu islands: Trans.Proc.
Palaeont.Soc.Japan, N.S., NO.130, P.117－122 (1983)

- 大村明雄・岩田秀樹・太田陽子・木庭元晴・河名俊男, 南・北大東島産後期更新世サンゴ化石の $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代: 地学雑誌, Vol.100, NO.3, P.337-350 (1991)
- 大村明雄・小西健二, 化石サンゴの示す見掛けのイオニウム年令の評価: 地質学雑誌, Vol.76, NO.8, P.389-397 (1970)
- A.Omura, Y.Tsuji, K.Ohmura and Y.Sakuramoto, New data on uranium-series ages of hermatypic corals from the Pleistocene limestone on Kikai, Ryukyu Islands: Trans.Proc.Palaeont.Soc. Japan, N.S., NO.139, P.196-205 (1985)
- Y.Ota, Crustal movements in the late Quaternary considered from the deformed terrace plains in northeastern Japan: Japan.Jour. Geol.Geogr., Vol.40, P.41-61 (1969)
- Y.Ota, Late Quaternary vertical movement in Japan estimated from deformed shorelines: R.P.Suggate and M.M.Cresswell eds., Quaternary Studies, The Royal Society of New Zealand, P.231-239 (1975)
- 太田陽子編: 琉球列島の珊瑚礁段丘からみた地殻変動の研究, 昭和51, 52年度文部省科学研究費総合研究(A) 報告書 (1978)
- Y.Ota, N.Hori and A.Omura., Age and deformation of marine terraces of Hateruma Island, Southwestern Japan: Abstract of XI INQVA Congress, Moscow, Vol.2, P.232 (1982)
- 太田陽子・町田洋・堀信行・小西健二・大村明雄, 琉球列島喜界島の完新世海成段丘ー完新世海面変化研究へのアプローチー: 地理学評論, Vol.51, NO.2, P.109-130 (1978)
- 太田陽子・鈴木郁夫, 信濃川下流地域における活褶曲の資料: 地理学評論, Vol.52, NO.10, P.592-601 (1979)
- 大八木規夫・熊谷貞治, 火山列島硫黄島の ^{14}C 年代: 国立防災科学技術センター研究速報, NO.25, P.5-17 (1977)

佐渡国中平野団体研究グループ, 佐渡国中平野の第四系—新潟県の第四系・
そのⅦ: 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, NO. 11,
P. 147—205 (1966)

J. Sato, T. Sato and H. Suzuki, University of Tokyo radiocarbon
measurements I: Radiocarbon, Vol. 10, P. 144—148

佐藤忠雄: 奥尻島東風泊遺跡, 函館土木現業所・奥尻島教育委員会 (1981)

佐藤忠雄, 奥尻島の縄文時代後期前葉から中葉の土器群 (資料紹介):
河野広道博士没後20年記念論文集, P. 277—286 (1984)

瀬川秀良, 北海道松前町付近の海岸地形: 東北地理, Vol. 8, NO. 1,
P. 13—17 (1955)

H. E. Suess, Absolute Chronology of the Last Glaciation: Science, Vol. 123,
P. 355—357 (1956)

杉原重夫, 静岡県, 熱海沖初島 of 海成段丘と断層地形: 明治大学人文科学
研究所紀要, Vol. 19, P. 1—25 (1980)

杉原重夫・吉村光敏・細野衛・森脇広, 房総半島南部の後期更新世テフラ層
と海岸段丘について: 第四紀研究, Vol. 16, NO. 4, P. 255—262
(1978)

A. Sugimura, Uniform rates and duration period of Quaternary earth
movements in Japan: Jour. Geosci., Osaka City Univ., Vol. 10,
P. 25—35 (1967)

鈴木毅彦, 常磐海岸南部における更新世後期の段丘と埋没谷の形成:
地理学評論, Vol. 62 (Ser. A), NO. 7, P. 475—494 (1989)

多田文男・貝塚爽平・平川一臣: えりも岬周辺の自然地理学的研究,
水利科学研究所 (1975)

高木俊男, 上磯地域富川層の軟体動物群集について: 北海道日本海側に分布
する新生代層の諸問題, 北海道地質構造発達史の解明をめざす
シンポジウム (特集号) —その7—, P. 36—37 (1983)

竹本弘幸・百瀬貢・平林潔・小林武彦, 新期御岳テフラ層の層序と時代:
第四紀研究, Vol.25, NO.4, P.337-352 (1987)

K.Takemura, The Plio-Pleistocene Tokai Group and the tectonic development
around Ise Bay of central Japan since Pliocene: Mem.Fac.
Sci., Kyoto Univ., Ser.B(GEOL.& Mineral.), Vol.51, NO.1 & 2,
P.21-96 (1985)

豊島正幸, 小岩井浮石の沈下年代に関する資料: 東北地理, Vol.36, NO.3,
P.162-163 (1984)

土隆一, 大井川下流地方第四系の地史学的考察: 地質学雑誌, Vol.66,
P.639-653 (1960)

上田誠也・水谷仁編: 岩波地球科学選書, 地球, 岩波書店 (1992)

梅津正倫・前田保夫・松島義章, 北海道オホーツク海海岸の縄文海進:
地理予, Vol.25, P.38-39 (1984)

山崎晴雄, プレート境界部の活断層-駿河湾北岸内陸地域を例にして-:
月刊地球, Vol.1, P.570-576 (1979)

横田佳世子, 房総半島東南岸の完新世海岸段丘について: 地理学評論, Vol.51,
NO.5, P.349-364 (1978)

横山卓雄・檀原徹・中川要之助, 大阪府南部地域の第四紀第三紀中の
フィッシュン・トラック年代: 地質学雑誌, Vol.90, NO.11,
P.781-798 (1984)

横山卓雄・松田高明・竹村恵二, 東海層群のフィッシュン・トラック年代
(1): 第四紀研究, Vol.19, NO.4, P.301-309 (1980)

米倉伸之, 陸中北部沿岸地域の地形発達史: 地理学評論, Vol.39, NO.5,
P.311-323 (1966)

N.Yonekura, Quaternary tectonic movements in and outer arc of
Southwest Japan with special reference to seismic
crustal deformations: Bull.Dept.Geogr.Univ.Tokyo, NO.7,
P.19-71 (1975)

米倉伸之・池田安隆・鹿島薫・松原彰子，駿河湾周辺の海岸低地における
沖積層掘削調査：最終氷期以降の自然環境の変動，昭和58・59年度
東京大学特定研究経費成果報告書，P.35-80 (1985)

吉田史郎，鈴鹿・養老両山系間の鮮新・更新統東海層群-東海湖終息期の
堆積物-：地球科学，Vol.42，NO.1，P.1-16 (1988)

吉川周作・吉田史郎・服部俊之，三重県員弁郡付近の東海層群火山灰層：
地質調査所月報，Vol.39，NO.10，P.615-633 (1988)

吉川虎雄，西南日本外帯の地形と地震性地殻変動：第四紀研究，Vol.7，
NO.4，P.157-170 (1968)

T.Yoshikawa，On the relations between Quaternary tetonic movement and
seismic crustal deformation in Japan：Bull.Dept.Geogr.
Univ.Tokyo，NO.2，P.1-24 (1970)

T.Yoshikawa，S.Kaizuka and Y.Ota.，Crustal movements in the late
Quaternary revealed with coastal terraces on the southeast
coast of Shikoku, southwestern Japan：測地学会誌，Vol.10，
NO.3-4，P.116-122 (1965)

吉野道彦：伊勢湾周辺地域における第四系の花粉層序学的研究，名古屋大学
学位論文 (1986)

[illegible]

付表-1 顕生代編年表 (Harland et.al., 1990)

Table 1.2. Simplified Phanerozoic time scale with rounded values

EON	ERA	PERIOD	SUB-PERIOD	EPOCH	(Some stages)	DURATION Ma	AGE Ma	
Phanerozoic	Cenozoic 65	Quaternary 1.64		Holocene		0.01	0.01	
				Pleistocene	Ple 3	0.12	0.13	
					Ple 2	0.66	0.79	
					Ple 1	0.85	1.64	
		Tertiary	Neogene 22	Pliocene		3.5	5.2	
				Miocene		18.3	23.5	
			Paleogene 42	Oligocene		12.0	35.5	
				Eocene		21.0	56.5	
				Paleocene		8.5	65	
	Mesozoic 180	Cretaceous 81	Gulf 32	Senonian		24	89	
				Gallic 43	Tur/Cen	8	97	
			(Alb 15)		35	132		
			(Apti 13)					
			(Bar 7)					
			Neocomian		14	146		
		Jurassic 61		Malm		12	157	
				Dogger		21	178	
				Lias		30	208	
		Triassic 37		Tr3	(Rht/Nor 15)	27	235	
					(Crm 12)		241	
				Tr2		6	245	
				Scythian		4	250	
	Paleozoic 325	Late 164	Permian 45	Zecstein	Lopingian	5	256	
					Guadalupian	6	290	
				Rotliegendes	(Kun/Art 13)	35	295	
					(Sak 13)			
					(Ass 9)			
			Carbon- iferous 73	Pennsylvanian 33	Gzelian	5	303	
					Kasimovian	8	311	
					Moscovian	8	323	
					Bashkirian	12	333	
				Mississippian 40	Serpukhovian	10	350	
					Viscan	17	363	
					Toumaisian	13	377	
			Devonian 46		D3		14	386
					D2		9	409
					D1		23	411
		Early 161	Silurian 31		Pridoli		2	424
					Ludlow		13	430
					Wenlock		6	439
					Llandovery		9	443
			Ordovician 71	Bala	Ashgill	4	464	
					Caradoc	21	469	
				Dyfed	Llandeilo	5	476	
					Llanvirm	7	493	
		Cambrian 60		Arenig	17	510		
				Tremadoc	17	517		
				Merioneth		7	536	
				Saint Davids		19	570	
				Caerfai	(Len 18)	34	590	
			(Atb/Tom 16)					
Sinian ~230	Vendian 40		Ediacara		20	610		
			Varanger		20			

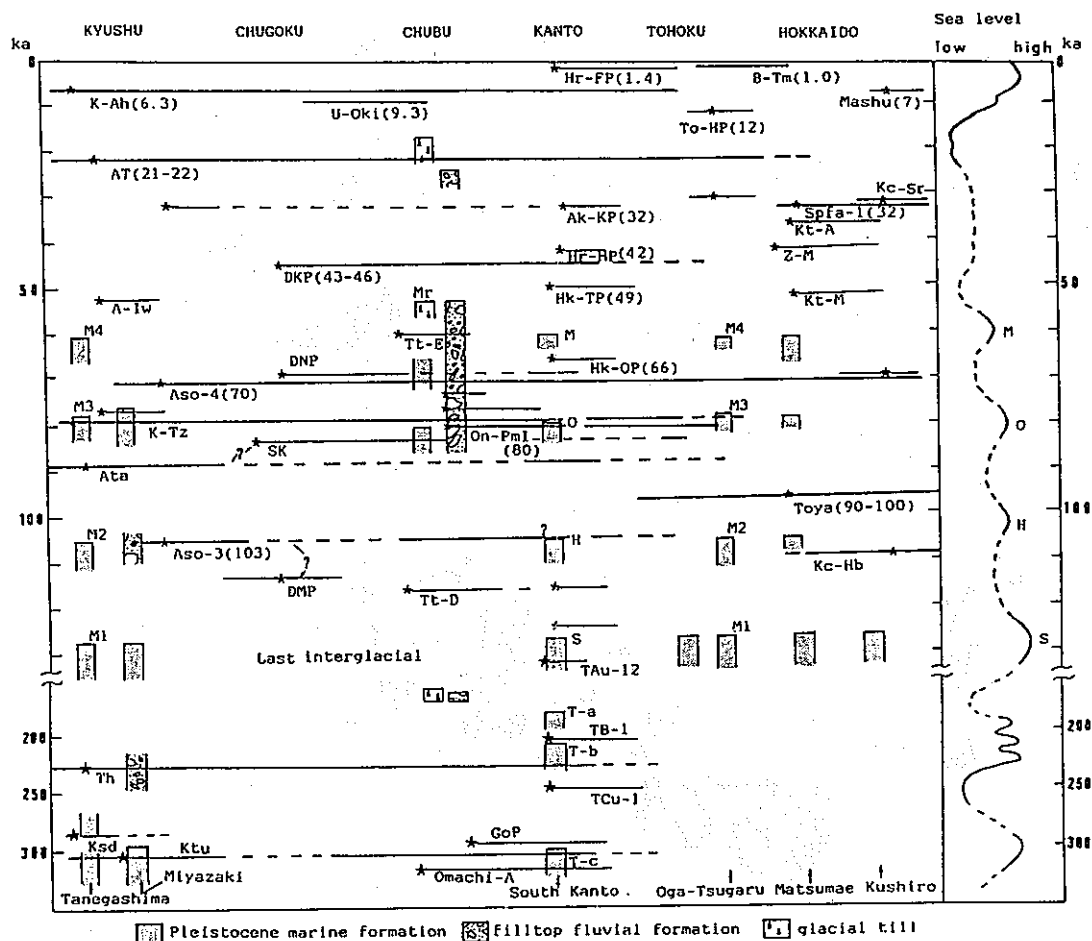


Fig. 1 Time-space diagram of marker-tephras with the representative marine, fluvial and glacial sequence for the last 300 ka

付図-2 過去30万年における主要な示標テフラの層序・編年 (Machida, 1991)

テフラ名の後の括弧内数値は噴出年代 (単位 Ka) を示す。

B-Tm: 白頭山苦小牧, Hr-FP: 榛名二ツ岳, K-Ah: 鬼界アカホヤ, Mashu: 摩周, V-Oki: 鬱陵隠岐, To-HP: 十和田八戸, AT: 始良Tn, Ak-KP: 赤城鹿沼, Kc-Sr: 屈斜路白糠, Spfa-1: 支笏第1, Kt-A: 倶多楽, Z-M: 銭亀一女那川, Hr-HP: 榛名八崎, DKP: 大山倉吉, Kt-M: 倶多楽一鶴川, Hk-TP: 箱根東京, A-Iw: 始良岩戸, Tt-E: 立山E, Hk-OP: 箱根小原台, DNP: 大山生竹, Aso-4: 阿蘇4, K-Tz: 鬼界葛原, On-Pm I: 御岳第I, SK: 三瓶木次, Ata: 阿多, Toya: 洞爺, Aso-3: 阿蘇3, Kc-Hb: 屈斜路一羽幌, DMP: 大山松江, Tt-D: 立山D, TAU-12: 真鶴, TB-1: 多摩ローム, Th: 鳥浜, TCu-1: 多摩ローム, Ksd: 小瀬田, Ktu: 加久藤, GoP: ゴマ塩, Omachi-A: 大町A, Mr: 室堂面, M: 三崎面 (M4), O: 小原台面 (M3), H: 引橋面 (M2), S: 下末吉面 (M1), T-a, b, c: 多摩面

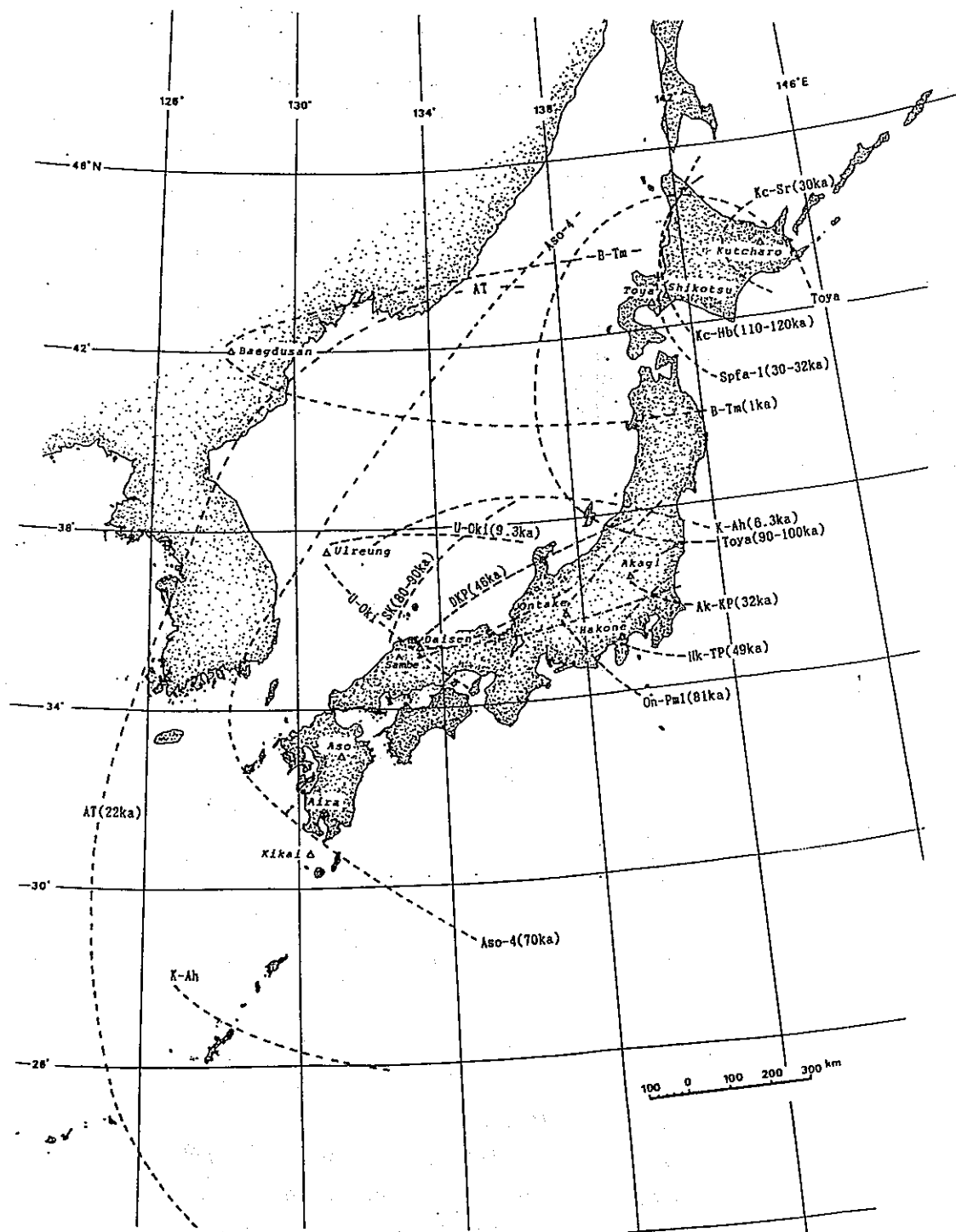


Fig. 2 Map showing general distribution of the representative marker-tephras of the late Pleistocene in Japan and adjacent areas

付図-3 主な示標テフラの分布 (Machida, 1991)