

PNC 7J1454 93-001

分置

社内資料

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(Ⅱ)

(動力炉・核燃料開発事業団 委託研究成果報告書)

1993年3月

株式会社 大和地質研究所

PNC <sup>Z</sup> 平 J1454 93-001



社内資料

## 隆起・沈降に関する研究(Ⅱ)

(動力炉・核燃料開発事業団 委託研究成果報告書)

1993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、

して下

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

B 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 1454 93-001

1993年3月

## 隆起・沈降に関する研究(Ⅱ)

佐々木 稔<sup>1)</sup> 布施 圭介<sup>1)</sup> 福地 龍郎<sup>2)</sup>

### 要 旨

本研究では、我が国の地質環境の長期安定性を検討する上で重要と考えられる天然事象の一つである「隆起・沈降」に関する研究の一環として、(1)日本列島の第四紀における隆起・沈降の概要の把握、(2)隆起・沈降量(速度)の算定法の検討、を目的として以下の調査研究を実施した。

- ① 現地調査および文献調査による、房総-三浦半島地域の第四紀における隆起・沈降運動の把握
- ② 最新(1991年以降)の文献に基づく、日本列島の第四紀における隆起・沈降運動の諸特徴の把握
- ③ 変動基準面(基準層)の年代決定および堆積環境(水深・高度)推定のための手法の検討  
各地層の絶対年代測定結果および火山灰層序・古地磁気層序・微化石層序に基づいて、房総-三浦半島地域の層序および地層の対比関係を総合的に把握した。その結果、当地域の第四系は、地殻変動と汎世界的な海水準変動の両者の影響下で形成されたことが明きらかとなった。また、当地域は地殻変動様式の異なる幾つかの小地域に分けられること、および、地殻変動様式が時代とともに変化したことが明きらかとなった。

最新の文献からは、GPS(Global Positioning System)観測によって、日本列島の現在の地殻変動が高精度で捉えられることが明きらかとなった。

第四紀堆積物に関する種々の年代測定方法について、測定原理・測定例・精度等を整理・検討し、各手法の特性と問題点を明らかにした。

上記の調査結果を踏まえて、第四紀の隆起・沈降運動の特徴を把握するための手法を確立する上で模式となる最適な地域と、そこにおける具体的な調査手法を提示した。

---

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

契約番号……………04D0289

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

服部 弘通

- 1) 大和地質研究所地質部
- 2) 大和地質研究所環境部



A study of uplifts and subsidences (II)

Yutaka Sasaki<sup>1)</sup>, Keisuke Fuse<sup>1)</sup>  
and Tatsuro Fukuchi<sup>2)</sup>

Abstract

Uplifts and subsidences is one of the important phenomena in clarifying the long-term stability of geological environments in our country. Then, in this study, we have investigated three points, that is, ① clarifying uplifts and subsidences during the Quaternary period in the region of the Boso-Miura Peninsula, ② clarifying the characteristics of uplifts and subsidences during the Quaternary period in Japan on the basis of the newest literatures (published after 1991), and ③ examining the Quaternary dating method and the method to estimate the paleoenvironment.

On the basis of the recent results from absolute dating, tephrostratigraphy, paleo-magnetostratigraphy and biostratigraphy, the stratigraphic classification and correlation in the region of the Boso-Miura Peninsulas could be revealed as a whole, and it was found that the Quaternary in this region might have been influenced by both the crustal movement and world-wide sea level changes, this region was divided into several parts by the difference in the mode of crustal movements and the mode of crustal movements had changed during the Quaternary period.

Investigating the newest literatures, we found that the recent crustal movements in Japan were exactly measured by GPS (Global Positioning System).

The characteristics and problems of the Quaternary dating method were clarified as the results of the investigation of principle, dating examples, precision and so on

As the results of this study, we have proposed the concrete procedure in typical region in order to establish the method for clarifying the characteristics of uplifts and subsidences during the Quaternary period.

---

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

1)Department of Geology, 2)Department of Environment

## 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	4
1. 6 研究担当	4
2. 日本列島での第四紀における隆起・沈降運動把握のための調査研究	5
2. 1 関東地方南部（房総－三浦半島）における第四紀層序	5
2. 1. 1 主要なテフラ層序と微化石層序	5
2. 1. 2 大磯丘陵地域	34
2. 1. 3 三浦半島北部・横浜地域	40
2. 1. 4 三浦半島中・南部地域	45
2. 1. 5 房総半島中・東部地域	49
2. 1. 6 房総半島南部地域	54
2. 1. 7 関東地方南部（房総－三浦半島）の第四系層序総括	58

2. 2	関東地方南部（房総－三浦半島）隆起・沈降運動に関する事例研究	61
2. 2. 1	房総－三浦半島における地形・地質学的手法に基づく事例研究	61
2. 2. 2	房総－三浦半島における測地学的手法に基づく事例研究	99
2. 3	関東地方南部（房総－三浦半島）の現地調査結果	108
2. 4	まとめ	240
2. 4. 1	研究対象の地層・地形面	240
2. 4. 2	研究対象地域	240
3.	第四紀における隆起・沈降運動の諸特徴	242
3. 1	最新（1991年以降）の日本列島の隆起・沈降運動に関する事例研究	242
3. 1. 1	G P Sによる研究	242
3. 1. 2	水準測量成果による研究	244
3. 2	まとめ	254
4.	第四紀年代の決定手法に関する研究	255
4. 1	第四紀における絶対年代決定手法	255
4. 1. 1	K - A r 法	255
4. 1. 2	$^{39}\text{Ar} - ^{40}\text{Ar}$ 法	260
4. 1. 3	フィッション・トラック（F T）法	268

4. 1. 4	$^{14}\text{C}$ 法	277
4. 1. 5	U系列法	285
4. 1. 6	TL法	297
4. 1. 7	ESR法	306
4. 1. 8	ラセミ化法	322
4. 1. 9	黒曜石水和法	328
4. 2	第四紀における層序時代決定手法	331
4. 2. 1	古(考古)磁気偏年法	331
4. 2. 2	テフクロロジー	341
4. 2. 3	微化石層序による偏年	347
4. 3	まとめ	355
4. 3. 1	望ましい第四紀年代決定法	355
4. 3. 2	使用に注意を要する第四紀年代決定法	356
5.	今後の研究計画	359



## 図 表 目 次

図 2. 1-1	大磯丘陵のローム層の総合柱状図 (その 1) (上杉, 1976)	-----	9
図 2. 1-1	大磯丘陵のローム層の総合柱状図 (その 2) (上杉, 1976)	-----	10
図 2. 1-1	大磯丘陵のローム層の総合柱状図 (その 3) (上杉, 1976)	-----	11
図 2. 1-1	大磯丘陵のローム層の総合柱状図 (その 4) (上杉, 1976)	-----	12
図 2. 1-1	大磯丘陵のローム層の総合柱状図 (その 5) (上杉, 1976)	-----	13
図 2. 1-1	大磯丘陵のローム層の総合柱状図 (その 6) (上杉, 1976)	-----	14
図 2. 1-1	大磯丘陵のローム層の総合柱状図 (その 7) (上杉, 1976)	-----	15
図 2. 1-1	大磯丘陵のローム層の総合柱状図 (その 8) (上杉, 1976)	-----	16
図 2. 1-2	大磯丘陵におけるテフラ層序と段丘構成層 (町田他, 1974)	---	17
図 2. 1-3	南関東各地のテフラ示標層の対比 (町田他, 1974)	-----	18
図 2. 1-4	下総層群の層序と示標テフラ層 (杉原他, 1978)	-----	19
図 2. 1-5	鬼界アカホヤテフラ (K-Ah) の <sup>14</sup> C年代測定値 (町田・新井, 1992)	-----	21
図 2. 1-6	始良Tnテフラ (AT) の <sup>14</sup> C年代測定値 (町田・新井, 1992)	---	21
図 2. 1-7	箱根東京テフラ (Hk-TP; 軽石流, Hk-T; 降下軽石) の 年代測定値	-----	22
図 2. 1-8	御岳第1テフラ (On-Pm1) の年代測定値	-----	22
図 2. 1-9	TAu-12の年代測定値	-----	23

図 2. 1-10	TB-1の年代測定値	-----	23
図 2. 1-11	TC1-4の年代測定値	-----	23
図 2. 1-12	ゴマシオ 1 (GoP <sub>1</sub> ) および八ヶ岳BBP (BBP) の年代測定値	-----	24
図 2. 1-13	多摩E-5テフラ (TE-5) の年代測定値	-----	24
図 2. 1-14	小林-笠森テフラ (Kb-Ks) の年代測定値	-----	25
図 2. 1-15	主な微化石層序と古地磁気層序	-----	26
図 2. 1-16	上総層群の石灰質ナノ化石層序, 古地磁気層序と 堆積速度曲線	-----	28
図 2. 1-17	赤道地域・房総半島の浮遊性有孔虫化石層序と古地磁気層序 (尾田, 1975)	---	30
図 2. 1-18	鈴木・杉原(1983)のフィッシュン・トラック年代値による 海成層の古地磁気層序と古地磁気編年のCox尺度との関係 (中川, 1988)	---	32
図 2. 1-19	主要テフラ層序	-----	33
図 2. 1-20	大磯丘陵地域の第四系層序	-----	38
図 2. 1-21	大磯丘陵の石灰質ナノ化石の層位的分布とナノ化石帯 (矢野, 1986)	---	39
図 2. 1-22	三浦半島北部・横浜地域の第四系層序	-----	43
図 2. 1-23	三浦半島中・南部地域の第四系層序	-----	47
図 2. 1-24	横浜および三浦半島の示標テフラの層序 (新井他, 1977)	---	48

図 2. 1 - 2 5	房総半島中・東部地域の第四系層序	53
図 2. 1 - 2 6	房総半島南部地域の第四系層序	56
図 2. 1 - 2 7	房総半島南部地域の上部新生界で確認された 主要浮遊性微化石の基準面 (小竹, 1988)	57
表 2. 1 - 1	房総・三浦半島および多摩丘陵地区の層序区分と対比表 (三梨他, 1979)	20
表 2. 1 - 2	推定されたテフラの年代値と既存の年代値との対比表	31
表 2. 1 - 3	三浦半島の三浦・上総層群から産する浮遊性有孔虫化石一覧表 (江藤他, 1987)	44
表 2. 1 - 4	三浦半島の三浦・上総層群から産する石灰質ナンノ化石一覧表 (江藤他, 1987)	44
表 2. 1 - 5	沿岸地域の第四系の層序型 (関東第四紀研究会, 1980)	60
図 2. 2 - 1	房総半島の新第三紀における地質構造区 (成瀬, 1971)	67
図 2. 2 - 2	埋没深度と孔隙率との関係図 (成瀬, 1971)	68
図 2. 2 - 3	地層の粒子堆積と埋没前の厚さとの関係図 (成瀬, 1971)	68
図 2. 2 - 4	第四紀後期の海面変化と年代 (町田・鈴木, 1971)	73
図 2. 2 - 5	多摩期諸地形面の形成年代の推定 (町田, 1973)	74
図 2. 2 - 6	南関東第四紀後期の地形面の分布 (町田, 1973)	75
図 2. 2 - 7	南関東のうち傾動の著大でない諸地域の地形面の古さと 高度との関係 (町田, 1973)	76

図 2. 2-8	完新世海進高頂期における旧汀線平均高度の推定 (茅根他, 1991)	80
図 2. 2-9	過去約40万年間の海面変動 (町田他, 1974)	84
図 2. 2-10	沼面の高度測定位置図 (Sugimura and Naruse, 1954)	87
図 2. 2-11	沼面の分布高度と関東大地震時の隆起量との関係 (Sugimura and Naruse, 1954)	87
図 2. 2-12	1980年以降に発表された完新統海面変化曲線 (太田他, 1990)	88
図 2. 2-13	房総-三浦半島の地殻変動総括図	95
図 2. 2-14	常総層上面の等高線図 (小玉他, 1981)	96
図 2. 2-15	三浦半島南部の完新世海進高頂期における海成層 上限高度分布 (松島, 1984)	97
図 2. 2-16	南関東の第四紀における地殻変動様式	98
図 2. 2-17	房総-三浦半島における関東地震後の地殻変動 (藤田, 1974)	104
図 2. 2-18	房総-三浦半島における1924~1965年間の地殻変動 (藤田, 1974)	104
図 2. 2-19	房総-三浦半島における1965~1973年間の地殻変動 (藤田, 1974)	104
図 2. 2-20	元禄地震による土地の隆起量 (松田, 1974)	105

図 2. 2 - 2 1	房総半島北部の内陸から太平洋岸における関東地震後の 地殻変動 (楡井他, 1981)	-----	106
図 2. 2 - 2 2	水準路線網及び主な検潮場位置図 (檀原, 1971)	-----	107
図 2. 2 - 2 3	最近70年間の等変動速度図 (檀原, 1971)	-----	107
表 2. 2 - 1	地形・地質学的手法に基づく地殻変動 (Sugimura, 1967)	-----	62
表 2. 2 - 2	地形・地質学的手法に基づく地殻変動 (成瀬, 1971)	-----	63
表 2. 2 - 3	房総半島地質層序表 (成瀬, 1971)	-----	67
表 2. 2 - 4	地形・地質学的手法に基づく地殻変動 (岡, 1971)	-----	69
表 2. 2 - 5	地形・地質学的手法に基づく地殻変動 (町田, 1973)	-----	70
表 2. 2 - 6	地形・地質学的手法に基づく地殻変動 (岡他, 1974)	-----	77
表 2. 2 - 7	地形・地質学的手法に基づく地殻変動 (茅根他, 1991)	-----	79
表 2. 2 - 8	最終間氷期の古海面高度 (菊地, 1987)	-----	85
表 2. 2 - 9	沼面の <sup>14</sup> C年代	-----	86
表 2. 2 - 1 0	完新世における低海面および高海面を示す時期と高度 (太田他, 1990)	-----	89
表 2. 2 - 1 1	測地学的手法に基づく地殻変動 (藤田, 1974)	-----	100
表 2. 2 - 1 2	測地学的手法に基づく地殻変動 (松田他, 1974)	-----	101
表 2. 2 - 1 3	測地学的手法に基づく地殻変動 (楡井他, 1974)	-----	103
図 2. 3 - 1	調査地点位置図 (Loc. 1, Loc. 2)	-----	110

図 2. 3 - 2	調査地点位置図 (Loc. 3, Loc. 4, Loc. 5)	-----	111
図 2. 3 - 3	調査地点位置図 (Loc. 6, Loc. 7)	-----	112
図 2. 3 - 4	調査地点位置図 (Loc. 8, Loc. 9)	-----	113
図 2. 3 - 5	調査地点位置図 (Loc. 10)	-----	114
図 2. 3 - 6	調査地点位置図 (Loc. 11, Loc. 12)	-----	115
図 2. 3 - 7	調査地点位置図 (Loc. 13, Loc. 14)	-----	116
図 2. 3 - 8	調査地点位置図 (Loc. 15)	-----	117
図 2. 3 - 9	調査地点位置図 (Loc. 16)	-----	118
図 2. 3 - 1 0	調査地点位置図 (Loc. 17, Loc. 18)	-----	119
図 2. 3 - 1 1	調査地点位置図 (Loc. 19, Loc. 20)	-----	120
図 2. 3 - 1 2	調査地点位置図 (Loc. 21, Loc. 22)	-----	121
図 2. 3 - 1 3	調査地点位置図 (Loc. 23, Loc. 24)	-----	122
図 2. 3 - 1 4	調査地点位置図 (Loc. 25)	-----	123
図 2. 3 - 1 5	調査地点位置図 (Loc. 26)	-----	124
図 2. 3 - 1 6	調査地点位置図 (Loc. 27, Loc. 28, Loc. 29)	-----	125
図 2. 3 - 1 7	調査地点位置図 (Loc. 30)	-----	126
図 2. 3 - 1 8	調査地点位置図 (Loc. 31, Loc. 32, Loc. 33, Loc. 34)	-----	127

図 2. 3 - 1 9	調査地点位置図 (Loc. 35)	-----	128
図 2. 3 - 2 0	調査地点位置図 (Loc. 36, Loc. 37, Loc. 38)	-----	129
図 2. 3 - 2 1	調査地点位置図 (Loc. 39, Loc. 40)	-----	130
図 2. 3 - 2 2	調査地点位置図 (Loc. 41, Loc. 42)	-----	131
図 2. 3 - 2 3	調査地点位置図 (Loc. 43, Loc. 44)	-----	132
図 2. 3 - 2 4	調査地点位置図 (Loc. 45, Loc. 46)	-----	133
図 2. 3 - 2 5	調査地点位置図 (Loc. 47, Loc. 48)	-----	134
図 2. 3 - 2 6	調査地点位置図 (Loc. 49)	-----	135
図 2. 3 - 2 7	柱状図凡例	-----	136
図 2. 3 - 2 8	露頭観察カード (Loc. 1)	-----	137
図 2. 3 - 2 9	露頭観察カード (Loc. 2)	-----	139
図 2. 3 - 3 0	露頭観察カード (Loc. 3)	-----	141
図 2. 3 - 3 1	露頭観察カード (Loc. 4)	-----	143
図 2. 3 - 3 2	露頭観察カード (Loc. 5)	-----	146
図 2. 3 - 3 3	露頭観察カード (Loc. 6)	-----	148
図 2. 3 - 3 4	露頭観察カード (Loc. 7)	-----	150
図 2. 3 - 3 5	露頭観察カード (Loc. 8)	-----	152
図 2. 3 - 3 6	露頭観察カード (Loc. 9)	-----	154

図 2. 3 - 3 7	露頭観察カード (Loc. 10)	-----	156
図 2. 3 - 3 8	露頭観察カード (Loc. 11)	-----	158
図 2. 3 - 3 9	露頭観察カード (Loc. 12)	-----	160
図 2. 3 - 4 0	露頭観察カード (Loc. 13)	-----	162
図 2. 3 - 4 1	露頭観察カード (Loc. 14)	-----	164
図 2. 3 - 4 2	露頭観察カード (Loc. 15)	-----	166
図 2. 3 - 4 3	露頭観察カード (Loc. 16)	-----	169
図 2. 3 - 4 4	露頭観察カード (Loc. 17)	-----	172
図 2. 3 - 4 5	露頭観察カード (Loc. 18)	-----	174
図 2. 3 - 4 6	露頭観察カード (Loc. 19)	-----	176
図 2. 3 - 4 7	露頭観察カード (Loc. 20)	-----	178
図 2. 3 - 4 8	露頭観察カード (Loc. 21)	-----	181
図 2. 3 - 4 9	露頭観察カード (Loc. 22)	-----	183
図 2. 3 - 5 0	露頭観察カード (Loc. 23)	-----	185
図 2. 3 - 5 1	露頭観察カード (Loc. 24)	-----	187
図 2. 3 - 5 2	露頭観察カード (Loc. 25)	-----	189
図 2. 3 - 5 3	露頭観察カード (Loc. 26)	-----	191



図 2. 3 - 5 4	露頭観察カード (Loc. 27)	-----	193
図 2. 3 - 5 5	露頭観察カード (Loc. 28)	-----	195
図 2. 3 - 5 6	露頭観察カード (Loc. 29)	-----	197
図 2. 3 - 5 7	露頭観察カード (Loc. 30)	-----	199
図 2. 3 - 5 8	露頭観察カード (Loc. 31)	-----	201
図 2. 3 - 5 9	露頭観察カード (Loc. 32)	-----	204
図 2. 3 - 6 0	露頭観察カード (Loc. 33)	-----	206
図 2. 3 - 6 1	露頭観察カード (Loc. 34)	-----	208
図 2. 3 - 6 2	露頭観察カード (Loc. 35)	-----	210
図 2. 3 - 6 3	露頭観察カード (Loc. 36)	-----	212
図 2. 3 - 6 4	露頭観察カード (Loc. 37)	-----	214
図 2. 3 - 6 5	露頭観察カード (Loc. 38)	-----	216
図 2. 3 - 6 6	露頭観察カード (Loc. 39)	-----	218
図 2. 3 - 6 7	露頭観察カード (Loc. 40)	-----	220
図 2. 3 - 6 8	露頭観察カード (Loc. 41)	-----	222
図 2. 3 - 6 9	露頭観察カード (Loc. 42)	-----	224
図 2. 3 - 7 0	露頭観察カード (Loc. 43)	-----	226
図 2. 3 - 7 1	露頭観察カード (Loc. 44)	-----	228

図 2. 3 - 7 2	露頭観察カード (Loc. 45)	-----	230
図 2. 3 - 7 3	露頭観察カード (Loc. 46)	-----	232
図 2. 3 - 7 4	露頭観察カード (Loc. 47)	-----	234
図 2. 3 - 7 5	露頭観察カード (Loc. 48)	-----	236
図 2. 3 - 7 6	露頭観察カード (Loc. 49)	-----	238
図 3. 1 - 1	解析に用いた G P S 観測点の配置 (藤田他, 1992)	-----	248
図 3. 1 - 2	下田, 本川根および初島観測点の塩山固定点に対する上下変動 (藤田他, 1992)	---	248
図 3. 1 - 3	伊豆半島東岸の時間的・空間的上下変動図 (石井, 1991)	-----	250
図 3. 1 - 4	四国地方の 1947-1983 年間に於ける時空間的地殻変動 (Minematsu, 1992)	-----	252
図 3. 1 - 5	四国地方の 1947-1983 年間に於ける時空間的地殻変動の グラフィック表示 (Minematsu, 1992)	-----	253
表 3. 1 - 1	推定された基線ベクトルの変化速度 (仙石他, 1992)	-----	242
表 3. 1 - 2	測地学的手法に基づく地殻変動 (仙石他, 1992)	-----	245
表 3. 1 - 3	測地学的手法に基づく地殻変動 (島田他, 1992)	-----	246
表 3. 1 - 4	測地学的手法に基づく地殻変動 (石井, 1991)	-----	249
表 3. 1 - 5	測地学的手法に基づく地殻変動 (Minematsu, 1992)	-----	251

図 4. 1 - 1	K - A r 年代測定における誤差と火山岩試料中の非放射起源 アルゴン量との関係 (板谷・長尾, 1988)	259
図 4. 1 - 2	$^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ 法により得られる年代パターン (兼岡, 1988a)	265
図 4. 1 - 3	イタリア, Roman 火山地域の第四紀凝灰岩より分離された リュースサイト及び黒雲母に対する $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ 年代 (兼岡, 1988b)	267
図 4. 1 - 4	Magic Ratio Graph (玉生, 1981)	275
図 4. 1 - 5	タンデム分析計による $^{14}\text{C} / ^{13}\text{C}$ 比の測定例 (中村・中井, 1988)	284
図 4. 1 - 6	生物硬組織中における死後の時間経過に伴う $^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$ 及び $^{231}\text{Pa} / ^{235}\text{U}$ 放射能比の変化 (大村, 1988a)	292
図 4. 1 - 7	$^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$ , $^{231}\text{Pa} / ^{235}\text{U}$ 放射能比のコンコーディア (Concordia; 年代一致曲線) (大村, 1988a)	293
図 4. 1 - 8	海洋底物質中における過剰アイオニウム (excess $^{230}\text{Th}$ ) 量の時間経過に伴う変化 (大村, 1988a)	294
図 4. 1 - 9	火成岩を構成する各鉱物相中の $^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$ 及び $^{238}\text{U} / ^{232}\text{Th}$ 放射能比の時間経過に伴う変化と, そ れによる内的等時線 (internal isochron) の勾配変化, 切片及び初生的 $^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$ 放射能比 (大村, 1988a)	295
図 4. 1 - 10	TL 発光過程のエネルギーレベル表示 (市川・平賀, 1988)	302
図 4. 1 - 11	TL 年代測定の基礎 (市川・平賀, 1988)	303
図 4. 1 - 12	広島原爆に被爆したタイル中の石英の TL グローカーブと プラトーテスト (市川・平賀, 1988)	304

図 4. 1 - 1 3	パレオドースを評価するための付加法及びスーパー リニアリティ補正のための二次グロークラブ (市川・平賀, 1988)	----- 305
図 4. 1 - 1 4	イオン結晶中に放射線損傷により生じる格子欠陥 (池谷, 1987)	----- 312
図 4. 1 - 1 5	E S R の原理 (栗田, 1975)	----- 313
図 4. 1 - 1 6	マイクロ波吸収による E S R スペクトルと光吸収による 光スペクトル (池谷, 1987)	----- 314
図 4. 1 - 1 7	E S R 分光装置と光吸収測定装置の図 (池谷, 1987)	----- 315
図 4. 1 - 1 8	放射線付加照射方式 (池谷, 1987)	----- 316
図 4. 1 - 1 9	総被曝線量の求め方 (今井・下川, 1988)	----- 317
図 4. 1 - 2 0	E S R 信号強度増加直線 (曲線) の $\gamma$ 線照射線量率依存性 (池谷, 1981)	--- 318
図 4. 1 - 2 1	試料の粒度と $\beta$ 線減衰率の関係 (今井・下川, 1990)	----- 320
図 4. 1 - 2 2	試料中の含水率の変化による E S R 年代値の変化 (Hennig & Grun, 1983)	----- 321
図 4. 1 - 2 3	幾つかのアミノ酸に対する 142°C におけるラセミ化速度と p H の関係 (秋山・下山, 1988)	----- 327
図 4. 1 - 2 4	北海道における黒曜石水和層の厚さ (2 乗) と年代の関係 (勝井・近堂, 1967)	--- 330
表 4. 1 - 1	中性子照射した岩石・鉱物中に含まれる A r 同位体 (兼岡, 1988a)	----- 266

表 4. 1 - 2	$^{238}\text{U}$ の自発核分裂壊変定数 (鈴木他, 1988)	276
表 4. 1 - 3	放射非平衡関係に基づいたウラン系列年代測定法の総括 (大村, 1988a)	291
表 4. 1 - 4	第四紀後期生物源炭酸塩の $\alpha$ 放射性核種による年代測定の 研究の一覧表 (小西, 1967)	296
表 4. 1 - 5	直径 $D$ の石英粒子に対する $\beta$ 線の吸収率 $\phi (D)$ 減衰率は $1 - \phi (D)$ (今井・下川, 1990)	319
表 4. 1 - 6	pH 7.6 の下で $0^\circ$ と $25^\circ\text{C}$ における幾つかのフリーアミノ酸の ラセミ化速度 (半減期, years) (秋山・下山, 1988)	326
図 4. 2 - 1	1965 年までに公表された, 日本での地磁気永年変化曲線 (渡辺, 1967)	337
図 4. 2 - 2	西南日本での伏角 (inclination) と偏角 (declination) の 永年変化 (Hirooka, 1971)	338
図 4. 2 - 3	偏角 - 伏角図 (広岡, 1977)	339
図 4. 2 - 4	西南日本での伏角と偏角の永年変化 (中島・夏原, 1981)	340
図 4. 2 - 5	種の出現及び生存期間を使って, 化石帯 (zone) を 設定する 3 つの例 (齊藤, 1978)	351
図 4. 2 - 6	暁新世から完新世までの生層序帯区分の対比 (Bolli et al., 1985)	352
図 4. 2 - 7	最上部新生界における石灰質ナンノ化石基準面及び 年代値 (佐藤他, 1988)	353
図 4. 2 - 8	浮遊性有孔虫種の遺骸の海底表面における分布 (齊藤, 1978)	354

表 4. 2 - 1	テフラの分類 (町田・新井, 1992)	-----	344
表 4. 2 - 2	日本列島とその周辺地域で過去約30万年間に堆積した 広域テフラのリスト (町田・新井, 1992)	-----	345
表 4. 2 - 3	テフラ層の同定法 (町田・新井, 1992)	-----	346
図 4. 3 - 1	年代測定法の種類と適用範囲	-----	358

## 写 真 目 次

写真1	下原層中のK-Ah	138
写真2	下原層の含礫粗粒砂	138
写真3	波食台堆積物と考えられる礫層と武蔵野ローム層	140
写真4	武蔵野ローム層中のHk-TとHk-TPの観察露頭	142
写真5	武蔵野ローム層中のHk-TとHk-TP (写真4の露頭の一部)	142
写真6	下末吉ローム層中のテフラ群 (Hk-K1P6~Hk-K1P13)	144
写真7	下末吉層の木片を含む砂層	145
写真8	下末吉層と早田ローム層	145
写真9	On-Pm1を含む下末吉ローム層	147
写真10	下末吉ローム層中のテフラ群 (Hk-K1P7~Hk-KmP11)	149
写真11	下末吉ローム層中のテフラ群 (Hk-K1P6~Hk-K1P7) と 下末吉埋没土層	149
写真12	武蔵野ローム層中のテフラ群 (Hk-AP、Hk-MP、Hk-TP)	151
写真13	相模野礫層とF-YPを含む武蔵野ローム層	151
写真14	土屋層とTu-23 (TAu-23)を含む土屋ローム層	153
写真15	善行礫層とHk-OP~Hk-TPを含む武蔵野ローム層	155
写真16	武蔵野ローム層中のHk-OP	155

写真 1 7	小柴層中のU6modoki	157
写真 1 8	小柴層中のU6d	157
写真 1 9	三浦層群返子層と横須賀層大津砂泥層の露頭	159
写真 2 0	横須賀層大津砂泥層中のTAu-12	159
写真 2 1	模式地における横須賀層走水砂礫層、小原台砂礫層および “ローム”層	161
写真 2 2	“ローム”層中のHk-OP、Hk-TP	161
写真 2 3	津久井層の粗～極粗粒砂	163
写真 2 4	津久井層の化石の産状	163
写真 2 5	三崎面を構成する三崎砂礫層と武蔵野ローム層	165
写真 2 6	武蔵野ローム層中のHk-TP、Hk-S	165
写真 2 7	木下層、常総粘土、および新期関東ローム層	167
写真 2 8	木下層中のHk-K1P群	168
写真 2 9	木下層中のヒメスナホリムシ生痕化石	168
写真 3 0	Hk-K1P群を含む木下層	170
写真 3 1	GoP <sub>1</sub> 、貝化石を含む藪層	171
写真 3 2	藪層中のGoP <sub>1</sub>	171
写真 3 3	姉崎層中のHk-KmP <sub>1</sub>	173



写真34	新期関東ローム層中のHk-TP	175
写真35	姉崎層と市原I段丘堆積層	175
写真36	木下層中のKo2	177
写真37	木下層中のKo1 (TAu-12)	177
写真38	姉崎層、常総粘土および新期関東ローム層	179
写真39	新期関東ローム層中のHk-TP	180
写真40	新期関東ローム層最下部のHk-OP	180
写真41	TAu-12、貝化石を含む木下層	182
写真42	木下層中のTAu-12	182
写真43	Hk-K1P群、貝化石を含む木下層	184
写真44	木下層およびそれを不整合に覆う市原II段丘堆積層と 新期関東ローム層	186
写真45	木下層中のシルト層と砂層	186
写真46	市原II段丘堆積層と新期関東ローム層	188
写真47	新期関東ローム層中のHk-MPとHk-TP	188
写真48	貝化石層を含む清川層	190
写真49	上泉層上部の貝化石層と清川層の基底部	190
写真50	Hk-OP~Hk-Sを含む新期関東ローム層	192

写真 5 1	上泉層とKy1~Ky3 (TB-8) を含む清川層基底部	194
写真 5 2	上泉層中のKm5	196
写真 5 3	上泉層中のKm3	196
写真 5 4	上泉層中のKm1	198
写真 5 5	地藏堂層中のTE-5	200
写真 5 6	藪層中のYb4	202
写真 5 7	藪層中のYb3	202
写真 5 8	藪層中のYb2	203
写真 5 9	地藏堂中のJ11	205
写真 6 0	地藏堂中のJ10	205
写真 6 1	地藏堂層中のJ4 (TE-5)	207
写真 6 2	地藏堂層中のJ3 (Kn-1)	207
写真 6 3	地藏堂層中のJ2	209
写真 6 4	地藏堂層の下部層	209
写真 6 5	笠森層中のKs11 (Kb-Ks)	211
写真 6 6	笠森層中のKs18	213
写真 6 7	笠森層中のKs22	215
写真 6 8	長南層のCh2 (Sg-Tg)	217

写真69	長南層中のCh3	219
写真70	柿ノ木台層中のKa1	221
写真71	国本層のKu1	223
写真72	国本層のKu6群	225
写真73	国本層のKu6c (Mg-Az)	225
写真74	黄和田層のKd16	227
写真75	黄和田層のKd18	229
写真76	沼層の化石産状	231
写真77	沼サンゴ化石の産状	233
写真78	岡瀬田層のシルト層	235
写真79	寺庭層の砂層	237
写真80	千倉IVb段丘面	239
写真81	ノッチ内のヤッコカンザシ群	239

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昨年度の成果をも踏まえてとりまとめたものである。

本研究は、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する根拠、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・沈降に関する検討を昨年度から引き続いて実施した。

昨年度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。その結果に基づいて、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行った。

今年度は、昨年度の研究成果を踏まえて次の3項目について調査を実施した。

- (1) 関東地方南部（房総－三浦半島）を対象にした隆起・沈降運動把握のための野外調査を含めた調査研究
- (2) 最新の研究成果に基づく第四紀における隆起・沈降運動に関する諸特徴の把握
- (3) 第四紀年代の決定手法に関する研究

これらについての既存文献による事例研究と概略的な現地調査の結果、および昨年度の成果から第四紀の隆起・沈降運動に関する諸特徴を把握し、年代決定手法についての整理を行うとともに、関東地方南部（房総－三浦半島）を対象にした隆起・沈降運動を把握するための具体的な研究計画を検討した。

## 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（Ⅱ）

### 1. 2 研究目的

日本列島は、アジア大陸と太平洋の間に位置する弧状列島で、世界でも有数の起伏の大きな地形を成している。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、地球上でも最も活動的な変動帯のひとつである。

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のうち、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一つであり、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。そこで、本研究を実施するに当たっては様々な研究事例を検討し、隆起・沈降の諸特徴把握のための基礎データを蓄積する必要がある。また、隆起・沈降運動が生じている地域を対象とした野外調査を実施し、地質学、地形学、測量学等の様々な分野における最新の研究手法を含めた調査研究によって、その研究手法の適用性を把握し、従来の研究手法によるデータのバラツキに関する知見を得るとともに、隆起・沈降運動の時間スケールを考慮した総合的な特徴を把握することが可能となると考えられる。

昨年度は、日本列島における隆起・沈降運動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事例について検討するとともに、将来的に実施する野外調査のための地域の選定のための情報の収集を行い、野外調査実施候補地を選定した。

本年度の実施内容としては、昨年度実施した研究事例の検討を引き続き実施するとともに、昨年度選定した野外調査実施候補地域のうち、最優先地域である関東地方南部（房総一三浦半島）について、詳細な地域地質・地形学的研究に関する文献調査を実施するとともに、必要に応じて野外調査を実施する。この研究を実施し、日本列島の隆起・沈降運動に関する特性把握のための基礎データを蓄積し、概括的な取りまとめを実施することとする。

### 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) 日本列島での第四紀における隆起・沈降運動把握のための野外調査を含めた調査研究
- (2) 第四紀における隆起・沈降運動に関する諸特徴の把握
- (3) 第四紀年代の決定手法に関する研究

#### 1. 4 研究内容

(1)日本列島での第四紀における隆起・沈降運動把握のための野外調査を含めた調査研究

本年度は、昨年度選定した6地域のうち、野外調査第一年目として関東地方南部（房総－三浦半島）を、野外調査実施優先地域として概査を実施した。

本年度の実施項目は以下のとおりである。

- ・関東地方南部（房総－三浦半島）の隆起・沈降運動に関する、詳細な地質学・地形学・測量結果等の地域地質に関する既存文献の整理・検討
- ・隆起・沈降運動を把握するための鍵層となる地層や地質事象の確認、および本研究における標準層序の確立
- ・隆起・沈降運動を把握するために必要な、鍵層となる地層や地質事象についての年代決定手法（ $^{14}\text{C}$ 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等）に関する、調査地域における地質状況に応じた精度およびその分解能を確認するための試料採取地・層準の選定
- ・調査地域における変動基準面・地層の形成時の環境（高度や深度）が精度良く推定できるかどうかの調査地域での確認
- ・現地調査地域の隆起・沈降運動の概略の把握

また、これらの検討結果に基づき次年度以降引き続き関東地方南部（房総－三浦半島）を対象に、隆起・沈降運動を把握するための詳細な研究実施計画を策定した。

(2)第四紀における隆起・沈降運動に関する諸特徴の把握

日本列島における隆起・沈降運動の特徴を把握するために、昨年度実施した研究事例の検討に引き続いて、昨年度収集できなかった研究事例の検討を実施した。

本年度の研究事例の検討に当たっては、1980年以前および最新（1991年以降）の研究成果について収集・検討を実施した。

- ・1980年以前の研究事例の検討では昨年度選定した6地域の野外調査候補地のうち、特に今年度野外調査を実施予定の関東地方南部（房総－三浦半島）について記載されているものについて収集し、データ取得に用いた手法・サンプルの種類等についての検討を行い、その信頼性を評価した。
- ・昨年度の検討以降に発表された最新（1991年以降）の研究事例について、主として我が国における研究事例について検討を実施した。検討対象として、特にGPSを用いた測量成果や、 $^{14}\text{C}$ 法などの同位体分析を用いた精度の高い年代決定手法を用いた研究例などを重点的に収集・検討した。

これらの研究事例の検討を実施することによって、隆起・沈降運動に関する信頼性の高いデータを収集・整理し、隆起・沈降に関する諸特徴を把握するとともに調査研究手法に関する情報を収集・整理した。

### (3) 第四紀年代の決定手法に関する研究

隆起・沈降運動の詳細な把握のための基礎データとなる，第四紀層の年代・時代決定手法について，以下の検討を実施した。

- ・新第三紀末～第四紀（約200万年前～現在）の期間に関する年代（絶対年代）決定手法および時代（層序時代）決定手法の抽出
- ・各手法の測定限界年代の把握
- ・各手法の測定誤差，分解能の把握
- ・各手法の測定に用いる岩石・試料の種類把握
- ・年代・時代決定を実施する上で対象とする地質による各手法の適用性の把握
- ・各手法を用いた年代・時代決定事例の収集，およびその問題点の抽出
- ・上記各手法を有機的に組み合わせて，我が国の第四紀層序を確立する上で，適当と思われる調査対象候補地の選定およびその地点に関する問題点の整理

#### 1. 5 研究期間

自 平成4年12月 1日 至 平成5年3月19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

地質部部长 佐々木 穰 （技術士；応用理学）

地質部主任 布施 圭介

環境部主任 福地 龍郎 （理学博士）

## 2. 日本列島での第四紀における隆起・沈降運動把握のための調査研究

本章では野外調査実施優先地域として選定された関東地方南部（房総－三浦半島）を対象に、隆起・沈降運動に関する特徴の検討、および隆起・沈降運動を把握するために必要な鍵層や地層の整理を既存文献に基づいて行った。また、それに並行して実施した現地調査結果について報告する。

本章の構成は最初の2. 1節で関東地方南部（房総－三浦半島）の第四紀層序について概説する。次に2. 2節ではこの地域の隆起・沈降運動に関する事例研究について整理検討した結果を、2. 3節では変動基準面・地層の確認等を行った野外調査の結果について述べる。最後の2. 4節では、前節での調査を踏まえて次年度以降の研究対象地域・地層等について考察する。

### 2. 1 関東地方南部（房総－三浦半島）における第四系層序

関東地方南部は、日本の第四系の模式地として層序区分や対比の基準とされてきた。それは第四系の発達がよく、全国に先駆けて第四系の研究が進められてきたことによると思われる。この地域の第四系は上位から大きく沖積層、新期関東ローム層・新期段丘堆積物、下総層群・相模層群および上総層群に区分される。これらの第四紀の同じ時代に形成された地層でも、地域ごとに地層の重なり方や堆積物の構成が異なっている。また、地層の区分・命名が地域ごとになされ、それらの相互関係は、研究が進められるに従って明確になり、その解釈が変化してきている。

ここでは、最近のテフラの対比や絶対年代測定結果および古地磁気層序や石灰質ナンノ化石などの微化石層序に基づいて、主な地域の層序区分ならびに各層序の関係を整理した結果を以下に説明する。

#### 2. 1. 1 主要なテフラ層序と微化石層序

本地域に分布する第四系中のテフラの区分や広域的な対比は、テフラの斜交関係をもとに区分した上杉(1976)（図2. 1-1参照）、テフラ中の鉱物の屈折率などによる対比を行った町田らの一連の研究（図2. 1-2～4参照）、および下総層群より下位の地層の対比を行った三梨らの一連の研究（表2. 1-1参照）によるところが多い。また、各テフラの年代値は数万年前までの場合には $^{14}\text{C}$ 法が、それ以前の場合には主にフィッシュン・トラック法に基づいた年代値がこれまでに報告されている。そこで、まず最初に多数の年代値が得られているテフラ（主として下総・相模層群を含めたそれより上位の地層中に



含まれるテフラ) についてその年代値を推定した。なお、テフラ記号は主として町田・新井(1992)で採用された方式に従ったが、記載されていない場合には従来より採用されている記号に従った。

(1) 鬼界アカホヤテフラ (K-Ah)

町田・新井(1992)は以前に報告された年代値を図2. 1-5のように整理し、その噴出年代を約6300年前と推定している。ここでもその年代値を採用した。

(2) 始良Tnテフラ (AT)

町田・新井(1992)は以前に報告された年代値を図2. 1-6のように整理し、その噴出年代を約2.2 (~2.5) 万年前と推定している。ここでは、テフラの噴出年代を限定するためにATの年代を約2.2万年前とした。

(3) 箱根東京テフラ (Hk-TP; 降下軽石, Hk-T; 軽石流)

町田・鈴木(1971)でフィッシュン・トラック年代値、富樫・松本(1988)および中村他(1992)で<sup>14</sup>C年代値が求められている(図2. 1-7)。町田・新井(1992)ではその噴出年代を4.9 (~6) 万年前と推定している。ここでは、テフラの噴出年代を限定するために、Hk-TPとHk-Tの噴出年代を同時とみなして、得られている年代値の単純平均をとって約5.0万年前とした。

(4) 御岳第1テフラ (On-Pm1)

町田・鈴木(1971)でフィッシュン・トラック年代値、大村他(1988)でウラン系列年代値が求められている(図2. 1-8)。町田・新井(1992)はその噴出年代を8 (~9.5) 万年前と推定している。ここでは、テフラの噴出年代を限定するために得られている年代値の単純平均をとってOn-Pm1の年代を約8.1万年前とした。

(5) 真鶴軽石 (TAu-12)

鈴木(1976)は図2. 1-9に示すようなフィッシュン・トラック年代値を報告している。ここでは、その噴出年代を限定するために、得られている年代値の単純平均をとって約14.5万年前とした。

(6) TB-1

鈴木(1976)は図2. 1-10に示すようなフィッシュン・トラック年代値を報告している。ここでは、その噴出年代を限定するために、得られている年代値の単純平均をとって約24万年前とした。

(7) TC1-4

鈴木(1976)および上杉(1976)によりフィッシュン・トラック年代値が報告されている(図2. 1-11)。ここでは、その噴出年代を限定するために、得られている年代値の単純平均をとって約25.9万年前とした。

(8) ゴマシオ1テフラ (GoP1) または八ヶ岳BBPテフラ (BBP)

八ヶ岳団体研究グループ(1988)および原・楡井(1988)によりフィッシュン・トラック年

代値が報告されている（図2. 1-12）。町田・新井(1992)はその噴出年代を29～30万年前と推定している。ここでは、その噴出年代を限定するために、得られている年代値の単純平均をとって約29万年前とした。

(9)多摩E-5テフラ (TE-5)

福岡(1988)および福岡・寺田(1984)によりウラン系列年代値、鈴木・杉原(1983)、福岡・寺田(1984)、徳橋他(1983)によりフィッシュン・トラック年代値が求められている（図2. 1-13）。町田・新井(1992)ではその噴出年代を38～40万年前と推定している。ここでは、その噴出年代を限定するために、得られているフィッシュン・トラック年代値の単純平均をとって約41万年前とした。なお、4章で述べるがこの年代値の範囲ではウラン系列法の適用範囲を超えているので上記のウラン系列年代値を除外した。

(10)小林-笠森テフラ (Kb-Ks)

野井(1987)、遠藤・鈴木(1986)、徳橋他(1983)、長峰(1987)によりフィッシュン・トラック年代値が求められている（図2. 1-14）。町田・新井(1992)はその噴出年代値を40～50万年前と推定している。ここでは、その噴出年代を限定するために、得られている年代値の単純平均をとって約51万年前とした。

次に、第四紀の年代値の割り振られた微化石層序をみると、関東地方南部（房総-三浦半島）でよく用いられているものは、石灰質ナンノ化石や浮遊性有孔虫化石に基づく微化石層序である。そこで、図2. 1-15に地磁気層序と合わせた石灰質ナンノ化石と浮遊性有孔虫化石の微化石層序を示す。石灰質ナンノ化石層序の基準面とその年代値はSato & Takayama (1992)によるものを、浮遊性有孔虫化石層序の基準面とその年代値はTsuchi (1984)によるものを採用した。佐藤他(1988)は房総半島に分布する上総層群で彼らの設定した基準面を見つけ、古地磁気層序との対応関係を新妻(1976)の結果を踏まえて設定した。そこで、佐藤他(1988)の基準面の年代値、古地磁気層序の境界の年代値、および前述した小林-笠森テフラ (Kb-Ks) の推定年代値を利用して地層境界や鍵層の年代値を推定した（図2. 1-16）。ただし、推定するにあたっては堆積速度を一定と仮定した。この図の見積りを妥当とする根拠は、①浪花層～黄和田層が主としてシルト質な岩相からなり、大田代層～笠森層が主として砂勝ち砂泥互層からなるという岩相の違いと図中の堆積速度の違いの間にほぼよい相関が認められること、②尾田(1975)（図2. 1-17参照）によれば浮遊性有孔虫化石の基準面 *Grt. truncatulinoides* の出現層準および *Pulleniatina DS* がそれぞれ大田代層中部および黄和田層の鍵層Kd38付近にあることなどがあげられる。さらに、このようにして推定した鍵層の年代値のうち、他の方法（フィッシュン・トラック法）で求められた年代値との対応関係について調べてみると、表2. 1-2のようにまとめることができる。この表から明らかなように、年代値には誤差内で一致するものと全く異なるものがある。大きく異なるものについてその原因を考察してみると、まず第一に町田・新井(1992)が引用したMg-Azのフィッシュン・トラック年代値のうち、100万年をこえる

ものは彼らが指摘するように捕獲結晶を測ったためと考えられる。また、徳橋他(1983)のCh3のフィッシュン・トラック年代値は、彼らが指摘するように異種粒子の混入が原因であると考えられる。他方、鈴木・杉原(1983)や原・楡井(1990)のフィッシュン・トラック年代値との相違、特に前者との相違については古地磁気層序の対比が根本的に異なることを意味し、さらにはそれに基づいた微化石層序の年代値の見直しが必要であることを示唆している。中川(1988)は、鈴木・杉原(1983)のフィッシュン・トラック年代値に基づいて、Coxとの古地磁気対応を図2. 1-18のように考えた。この図と従来の研究と比較すると、従来ジャラミロ事変に対比されていた層準がオールドバイ事変に、従来オールドバイ事変に対比されていた層準がガウス正常期に対比されているなどの違いがある。もし、この見解が正しければ、この古地磁気層序の対比の問題は海洋磁気異常の年代論にも及び、かなり大きな問題になるとされている(中川, 1988)。4章で詳しく述べるように、相対的な年代決定法に伴う問題点の一つがこの点にあると判断される。ここでは、海成層の古地磁気層序の対比やそれに基づく微化石層序の年代論に上記のような問題があることを言及するにとどめ、従来より採用されている微化石層序の年代値を採用することにした。

以上のような考察に基づいて、関東地方南部(房総-三浦半島)の主要テフラ層序を図2. 1-19のように作成した。この図には、上述したテフラ以外に年代値の求められているテフラ(例えば、Hk-KmP7など)を取り上げてある。なお、フィッシュン・トラック年代値が得られているが、この図には取り上げていないテフラ(Hk-K1P8; 13.2±1万年前)もある。この図と前掲の図2. 1-15(微化石層序)を使用して、関東地方南部(房総-三浦半島)の層序を既存の文献に基づいて整理した。



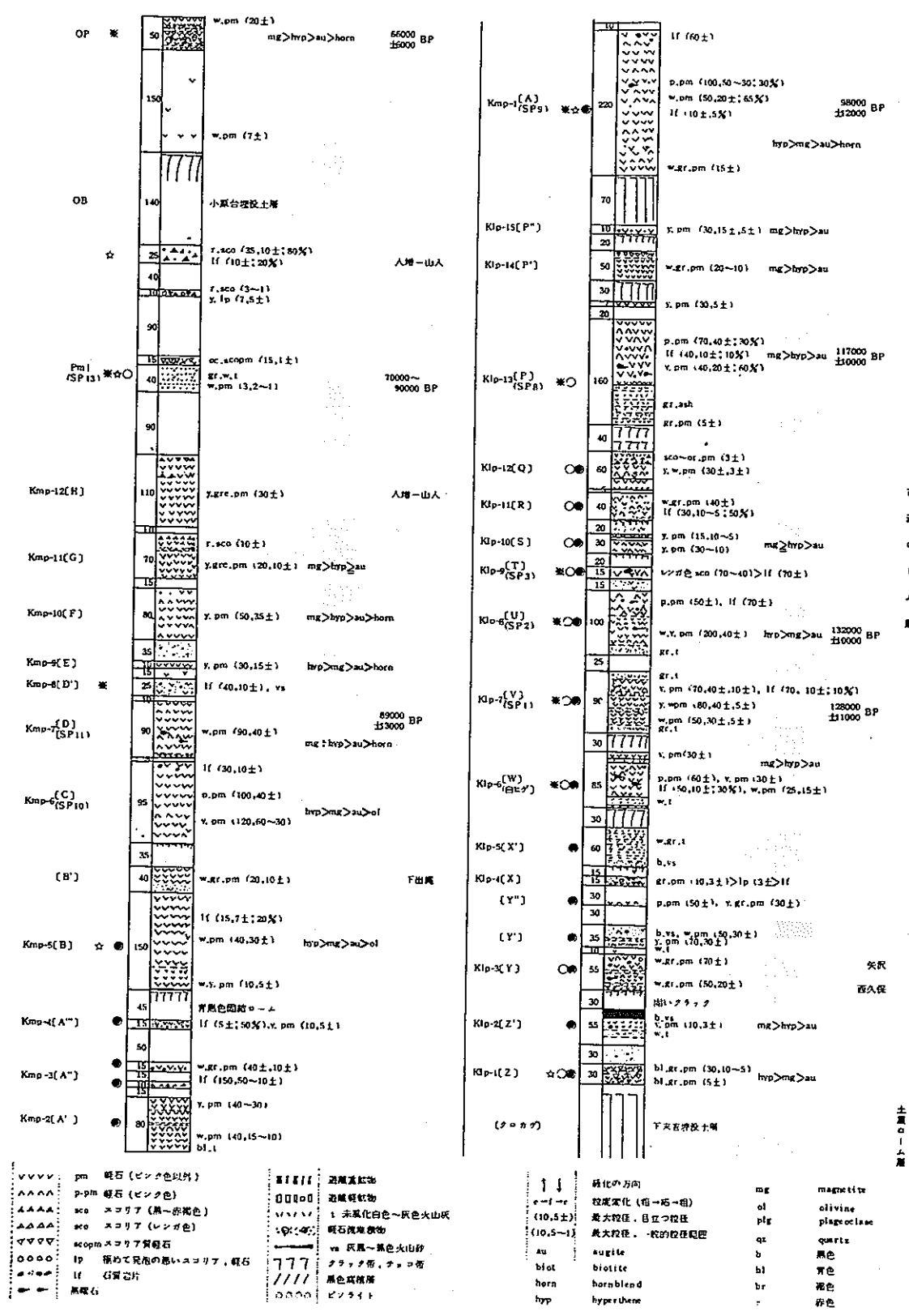


図2. 1-1 大磯丘陵のローマ層の総合柱状図 (その2)  
(上杉, 1976)

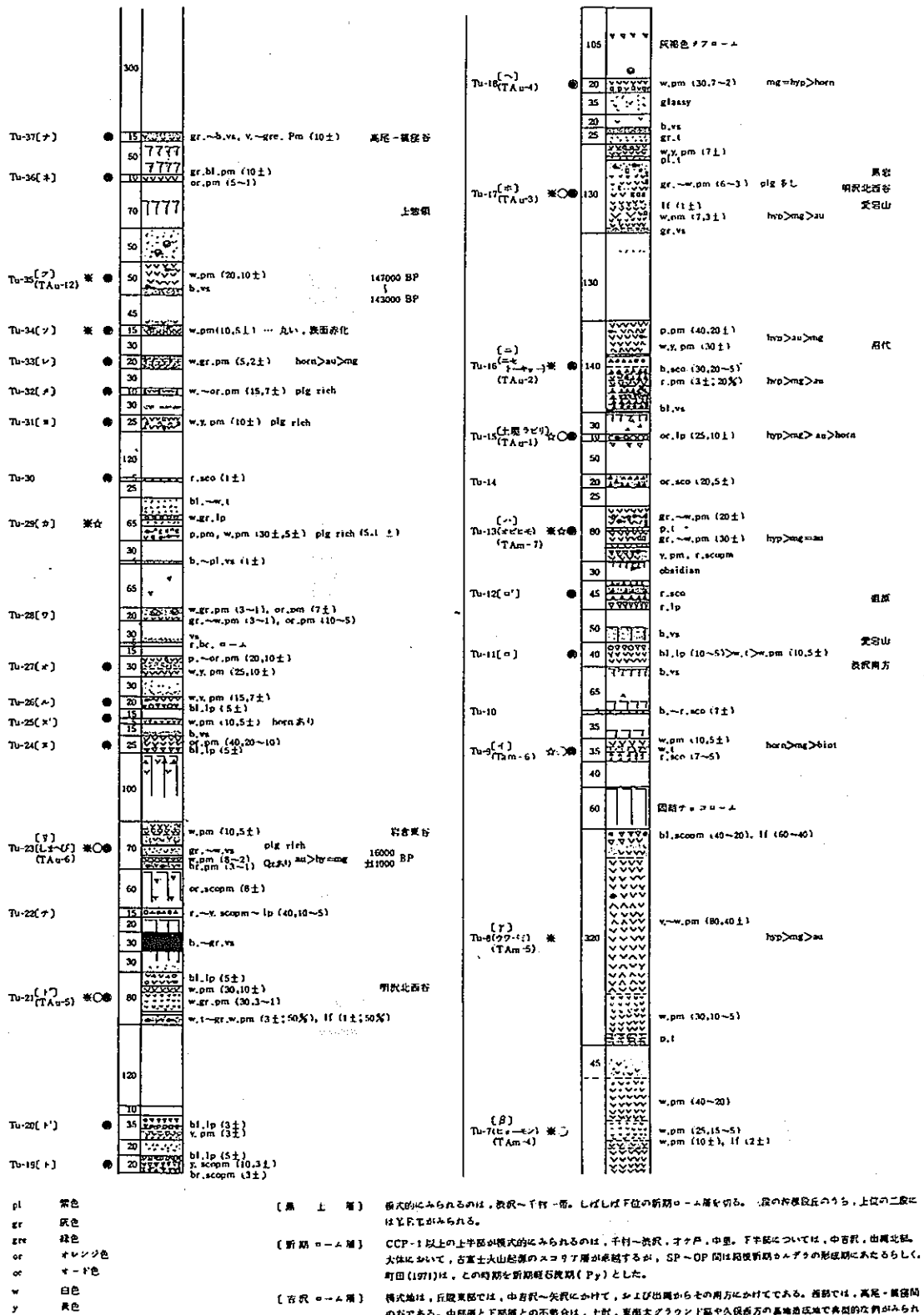
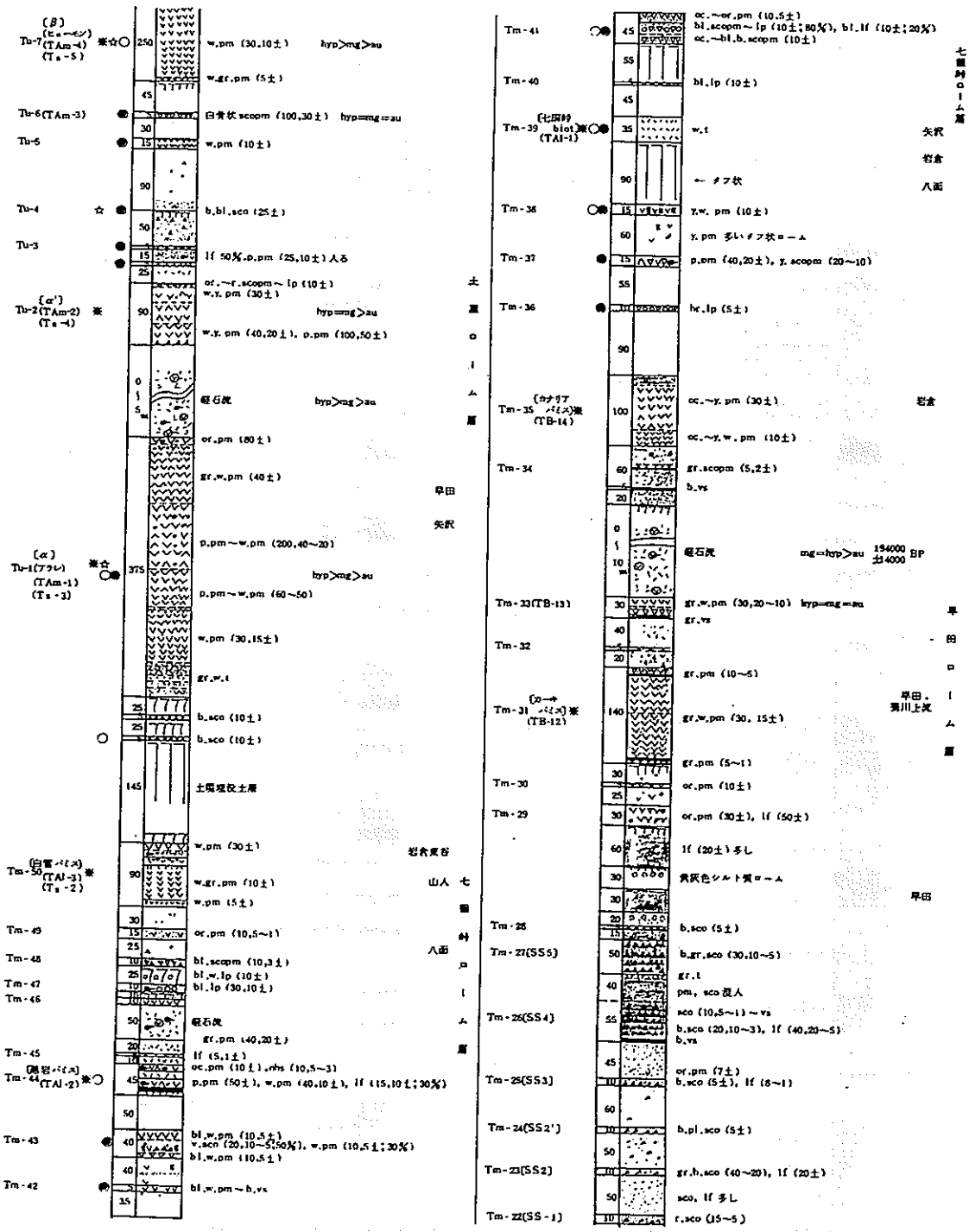


図2. 1-1 大磯丘陵のローム層の総合柱状図(その3)

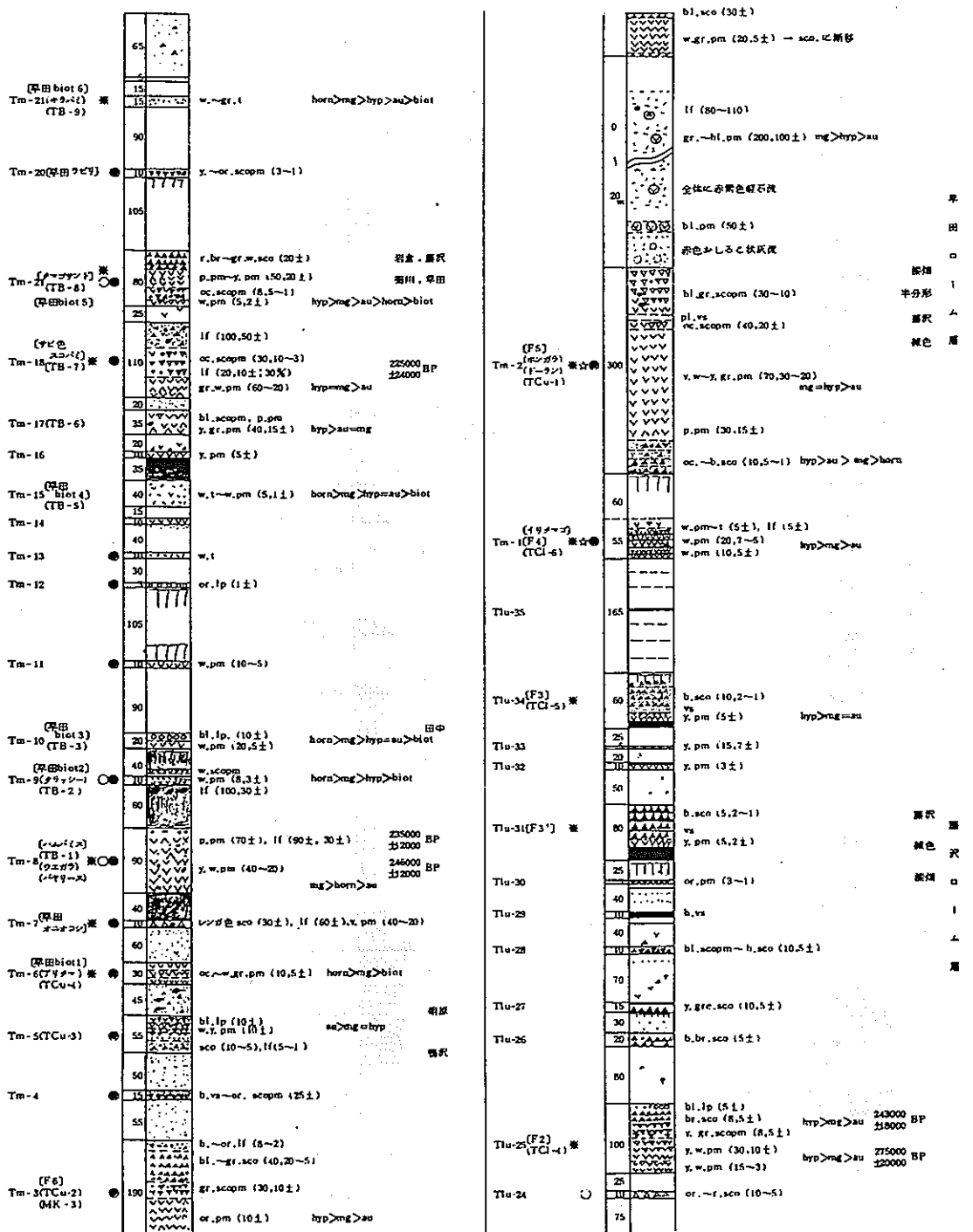
(上杉, 1976)



る。最下部が模式的にみられるのは、西久儀、高尾～養父間の谷など。赤瓦ローム層は全層厚 32m 程のうち、軽石層が約 60% を占め、スコリア層がほとんどないのが特徴である。町田 (1971) とよれば、所収新期沖積山の噴出物が大部分を占める。F 位の土層ローム層との不整合は、高尾～養父間の谷でみられる。水成の古沢層は、大半が古沢ローム層下位の同時異相である。

【Tu-ローム層】上、中、F の三層層に区分される。上部層は Tu-22 以上、中部層は Tu-22 以下 Tu-15 ~ 13 まで、下部層はそれ以下である。中、上部層の模式地は、高尾～養父間の谷、上池原、明沢西北方の谷。F 層層の模式地は、町田、矢沢。この時期の水成層としては、下部層直下の尾ノ前砂層層、下部層相当層の冠代層 (町田等 (1974) の冠代砂層)、上部層、中部層相当のものも明沢西北方の谷、高尾～養父間の谷にみられる。一応、高尾上部層、高尾中部層と呼んでおく。全層厚は 43 m で、下部層は厚い軽石層が多く、「α」「β」「γ」の三柱は合計 8.5 m に達する。中、上部層は、黒曜石を含む層層が多いのが第一の特徴で、上部又は下部に火山砂又は未炭化の火山灰を含む何れかの軽石層の存在が第二の特徴である。大部分が同様新期沖積山および古期カララ期のものであるらしい (町田等: 1974)。Tu-ローム層は、大磯丘陵にあっては土層ローム層と呼ばれ、横沢付近の土層ローム層

図 2. 1-1 大磯丘陵のローム層の総合柱状図 (その 4)  
(上杉, 1976)

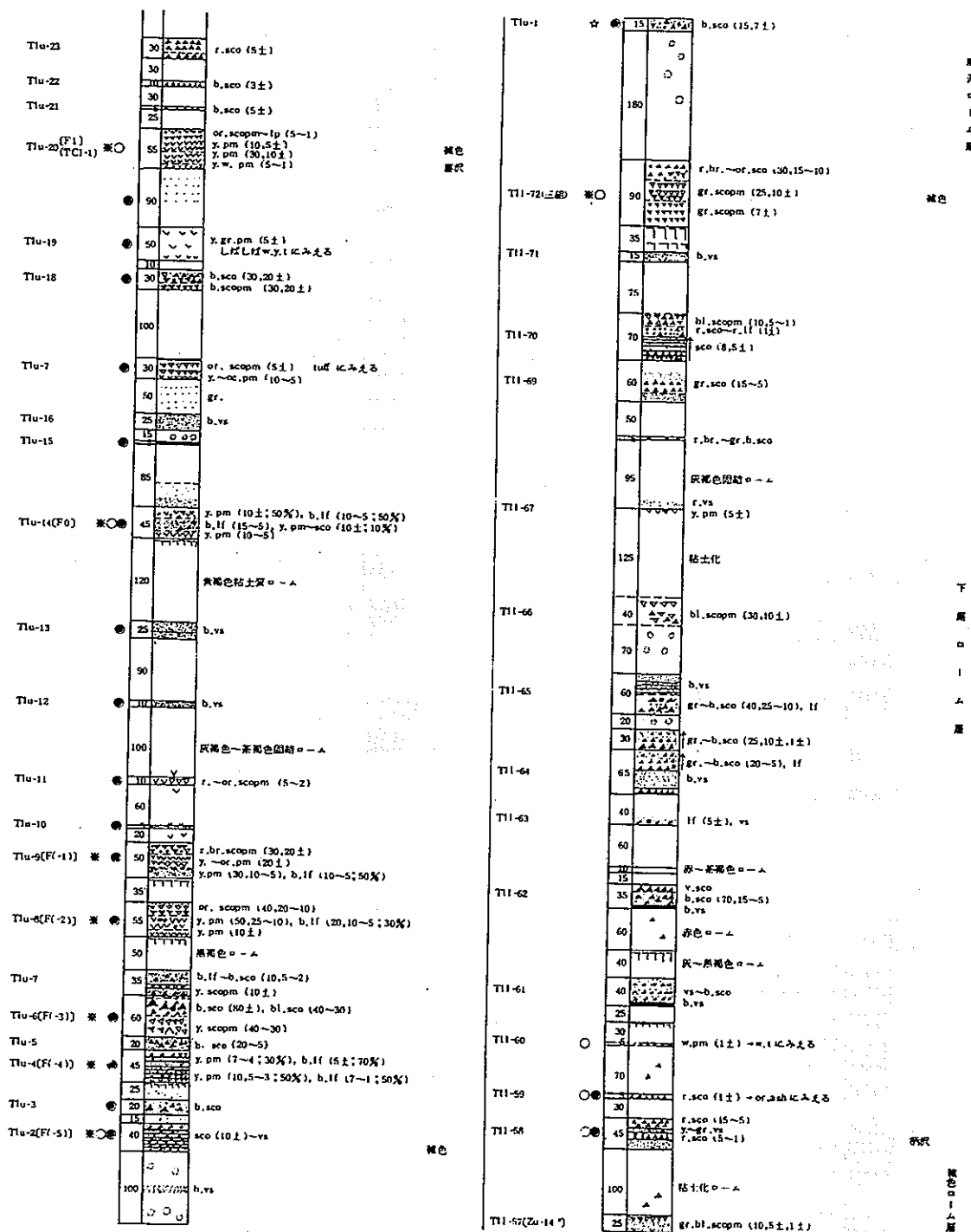


と呼ばれるもの大さがこれに相当している。特に重要なのは、最下部のTm-1(上層α)で、旧裾野遺跡地の全域で断面を獲い、一部では水中堆積となっている。即ち、Tm-1の下部のクラック帯の陥没に、陸上断面は広い地域にわたって安定し、Tm-1以下部にはすでに海進が開始されており、下部部で凹み谷が形成されはじめていたことになる。その陥没以降、何層か断面のずれがあるもの。Tu-2は全体として水中堆積のアラが多い。

(Tm = ローム層) Tm-39直下の約90mのクラック帯で上Fに二分する。上部層は、大磯丘陵では七田沖ローム層と呼ばれ、下部層は早田ローム層と呼ばれる。早田ローム層は横浜付近の舞岡ローム層中のM1-1(イリマツ)からM1-12(ニセアツシツ)の下部までの部分に相当する。また同じく、土壌ローム層中のTu-2以下の部分も七田沖ローム層に相当する。従って、速原・上杉(1972)において、(早田)ローム層を山丘ローム層に對比したものは誤りであり、町田等(1974)の主張の如く、(早田)ローム層=舞岡ローム層とする方が正しい。大磯丘陵の中央部を東西に走る舞岡山-七田沖-台山を隔る高まりより南側の地域で、Tmローム層は全層水中堆積となり判別がむづかしい。今のところ、横等(1976)の両層層の高底にあるM-1, M-2がそれぞれTm-1~2, Tm-3にあたるかと考えている。これは恐らく、明川(1975)の上ノ町層、明沢層中の青ガテ、ニセガテに相当するものであると考へて

図2. 1-1 大磯丘陵のローム層の総合柱状図(その5)  
(上杉, 1976)

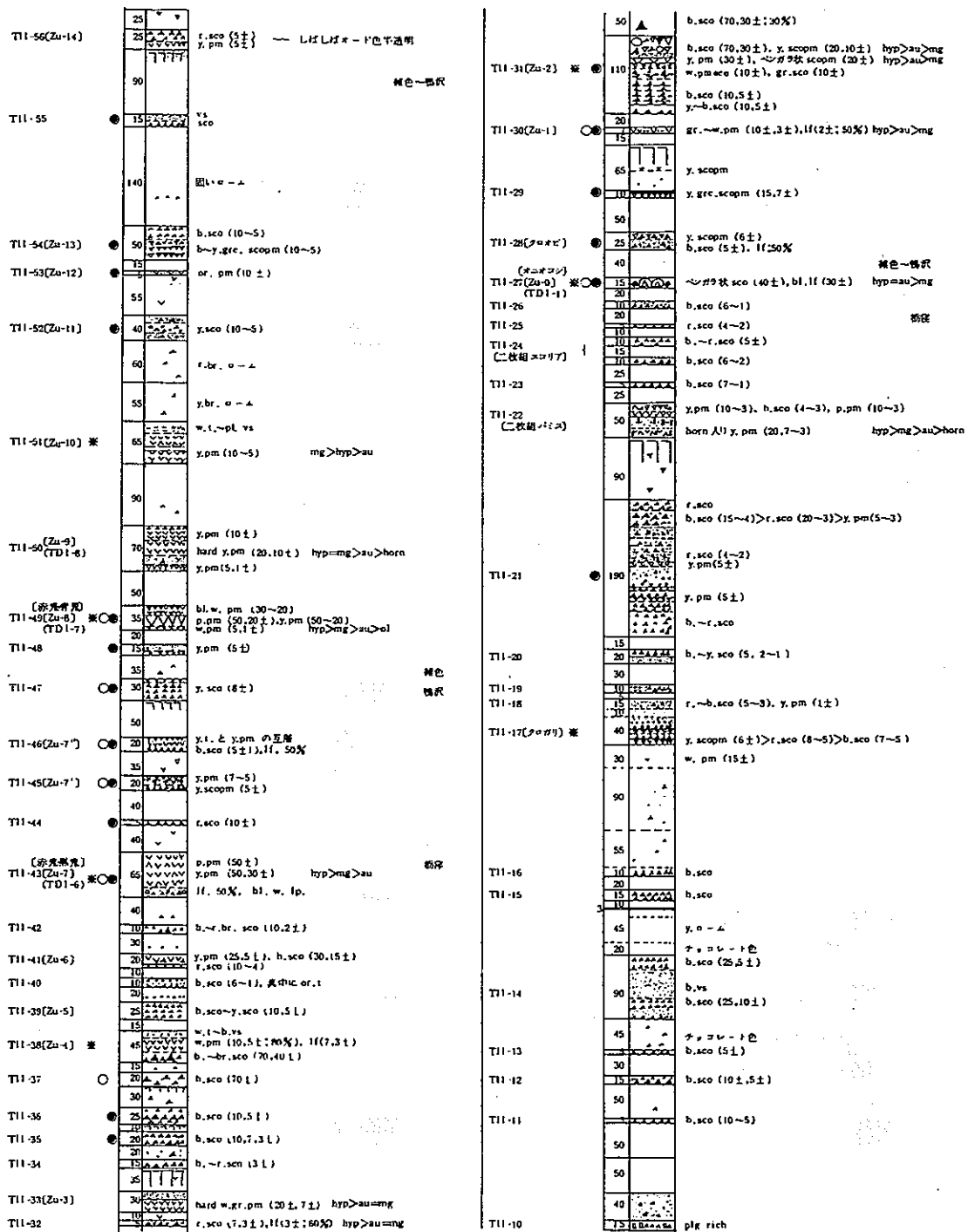




いるが、はっきりした層相がつかない。丘陵北平部では風成層部分が広く観察できる。東部の早田田路一帯、西部の石巻東谷が顕著となる。下位のTl-ローム層との関係が観察できるのは、新築原南方の採石場、祖原レイシボ-コントロールラップ周辺の他、新川上流、半形四方の谷等である。Tm-ローム層の第一の相違は、黒雲母を含む層が7枚もあることである。第二の相違は、Tu-ローム層より、よりスコリア質、ラピリ質で、スコリア層が多くなることである。しかし、Tl-ローム層に比べれば、はるかにスコリア層が少ない。軽石、スコリア、スコリアの比は、6.5:1.5:2となっており、Tu-ローム層の8.5:0.5:1およびTl-ローム層の2.5:1.5:6の中間値を示している。このことは、主たる供給源である箱根火山のマツの性格が、全体として新しい時代ほど玄武岩質から流紋岩質に変化したことを意味している。Tm-ローム層の基底部のTm-1および2は、Tu-1と同じく旧相模川流域の全域で広く斜面を覆っている。また、一部地域においては、水中堆積となっているので、Tm-1層F時には、すでに海進が開始されており、下流部ではそれが相違されはじめていたことがわかる。

(Tl-ローム層) Tl-ローム層は現在確認している風成層部分の厚さが概々余である。全体にスコリア質であり、采尾の柱状図で白ぬきで示した部分(いわゆるロ-ム部分)についても、数枚のx

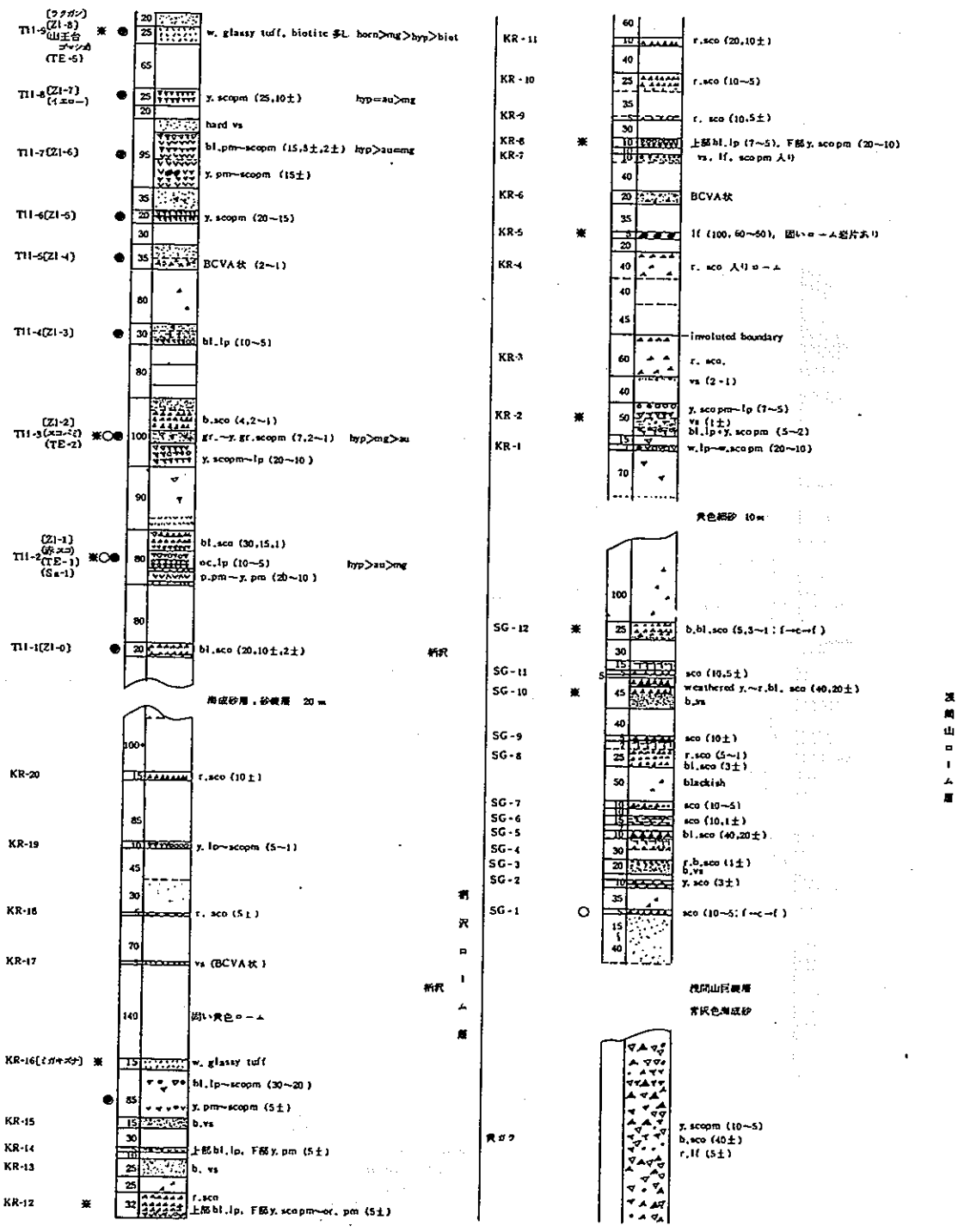
図2. 1-1 大磯丘陵のローム層の総合柱状図(その6)  
(上杉, 1976)



コリア層に細分できることが多く、不整合に依り、上部層(T11ローム層)と下部層(T11ローム層)とに区分し、下部層については、さらに下部ローム層、褐色ローム層に細分した。T11ローム層については、風成相を示す部分ほとんど丘陵西北限に限られており、黒曜区分の標本となるローム層間の不整合層が数少ないため、今後、区分については訂正される可能性がある。上部層は人間丘陵において黒曜ローム層と呼ばれ、厚さ 27 m 余である。黒曜砂層の黒曜ローム層と対比できる。水中堆積となりやすく、凹凸の激しい硬い岩相を示すので、見極めて古い地層に見える。倉林(1975)によれば、粘土鉱物中にモンモリロナイトが多いケララがみられ、その点でも古いローム層に類似しているという。模式地は、褐色地層から南西にのびる谷群間の大磯砂層で、下部ローム層との不整合関係もここで観察できる。その他に、黒曜地層一帯、丘陵西限の菊川上流、さらには丘陵東部の虎野にも分布する。下部層(T11ローム層)は、上段より下部ローム層、褐色ローム層に二分してあるが、褐色ローム層については野田(1974)の言う如く、さらに上下に二分すべきかもしれない。両層の不整合が確認できないので、今のところ区分していないが、将来、不整合が発見される可能性は大きい。

下部ローム層は、黒曜地層から南西にのびる地層、褐色地層の黒曜砂層、菊川上流で観察でき、厚さ 16 m である。褐色火山砂のうえにコリア層の多い組合せが多く、黒石

図 2. 1-1 大磯丘陵のローム層の総合柱状図(その7)  
(上杉, 1976)



層は一枚しか確認されていない。厚沢ローム層阿蘇ピソライト層堆積量が多いととも大きな特徴である。横浜地城との明確な対比はできていない。褐色ローム層については、確認されている風成相部分が45m余であり、最下部は水成層と推定関係となるため厚さが確認できない。横式地は新沢で、その他、新沢から褐色にかけて、さらには洪積層堆積域の範囲でも観察できる。上半部は下半部に比して礫石層部分が多い。なお、褐色ローム層は、横浜地城の山王台ローム層に對比できる。

〔新沢ローム層〕 新沢谷一帯でしか見られていない。層厚約14mで、褐色砂成層と傾斜不整合で築し、砂成層（新沢層と指称）上に整合的にのっている。青色のラピラが多く、白色網紋のガラス質の鏡層（イガキナ）がある。全体にかなり風化し固結している。倉林(1975)によれば、モンモリ化がもっとも進行しているという。

〔横山ローム層〕 丘陵西側の横山山の南西および北東側の緩傾斜の二ヶ所で発見されている約6mの風成ローム層で、上下ともに水成層に隣接する。下部の水成層は僅か1m余の安山岩質の巨礫を多量に含む。新沢ローム層との上下関係は直視には観察できない。

図2. 1-1 大磯丘陵のローム層の総合柱状図（その8）  
（上杉, 1976）

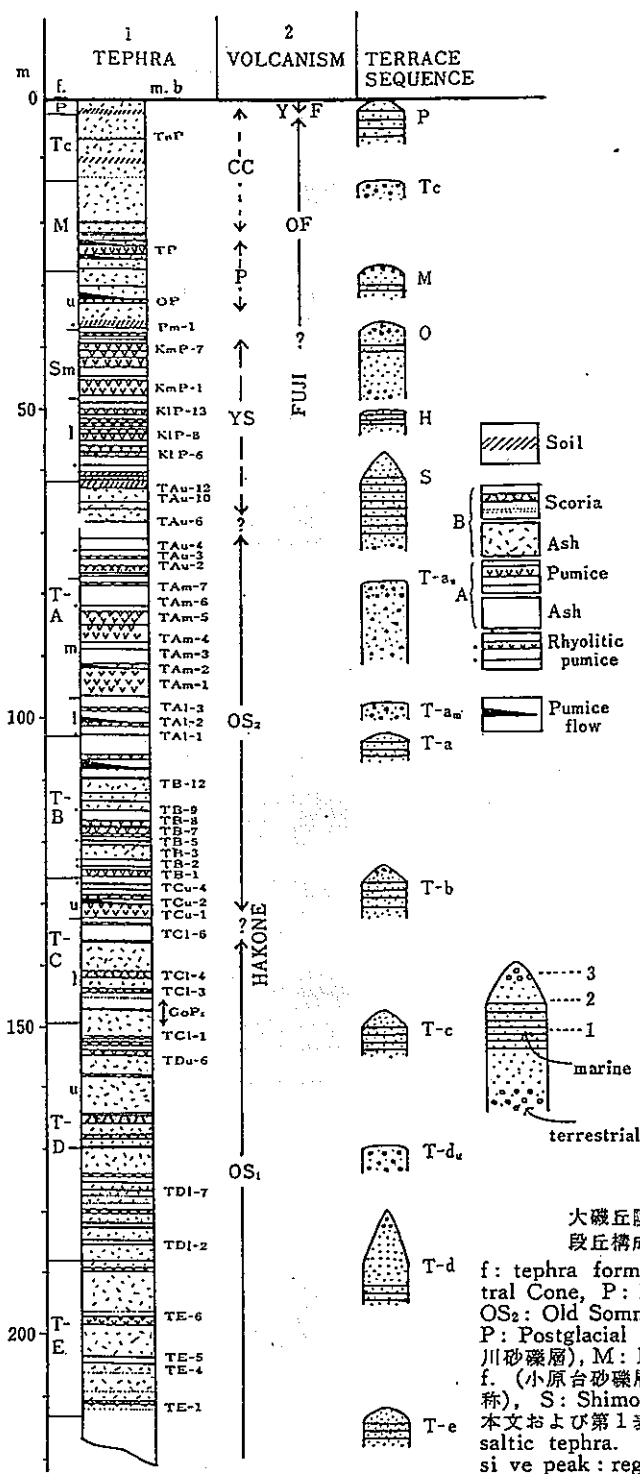
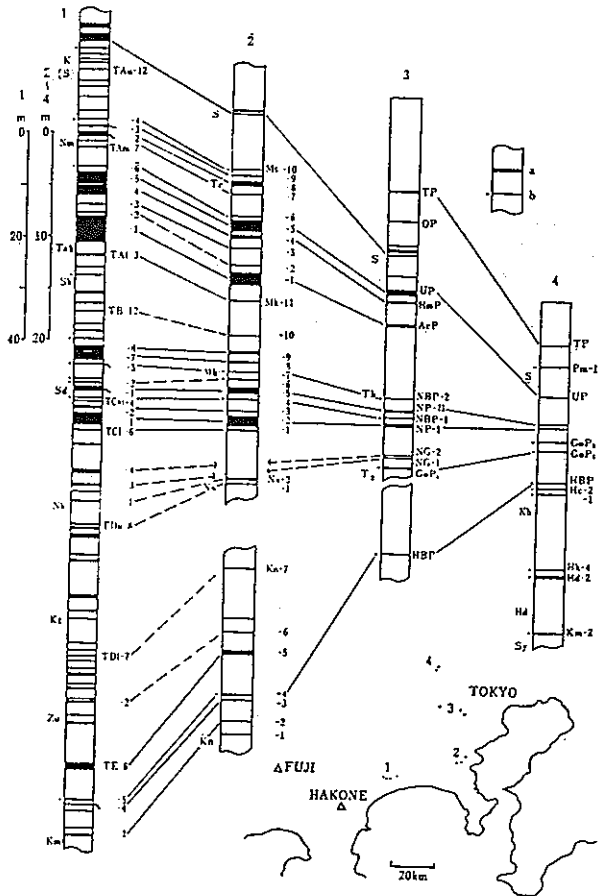


図2. 1-2 大磯丘陵におけるテフラ層序と段丘構成層 (町田他, 1974)

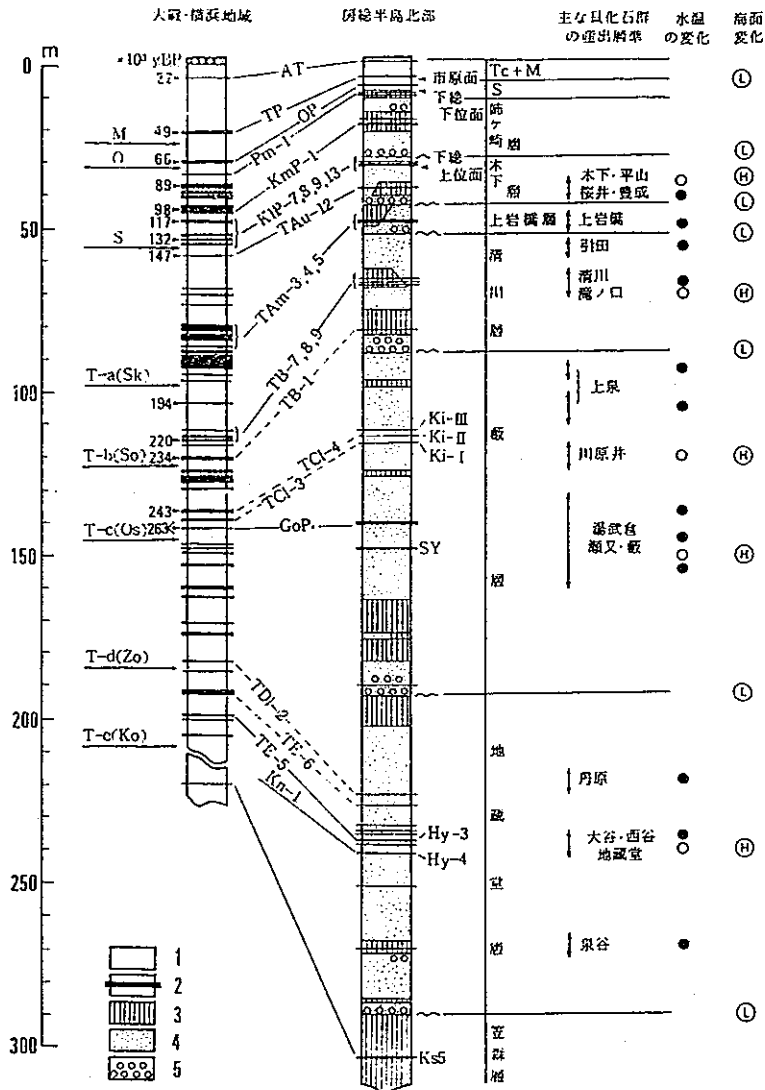


南関東各地のテフラ示標層の対比

1: 大磯丘陵, 2: 横浜西部, 3: 多摩丘陵, 4: 狭山丘陵, 各地域の総合柱状図。柱状図のスケールは1と2~4とで異なる。各柱状図左側の記号(イタリック)は各地形面(第6表)の層位を示す。K(S): 吉沢面, Nm: 沼代面, Tak: 滝ノ前面, Sk: 七国峠面, Sd: 早田面, Nk: 中井面, Kt: 古怒田面, Zo: 雑色面, Km: 鴨沢面, S: 下末吉面, Tr: 鶴見面, Mk: 舞岡面, Ns: 西根面, Kn: 港南面, Th: 土橋面, T<sub>2</sub>: T<sub>2</sub>面, Kb: 小比企面, Hd: 程久保面, Sy: 狭山面。

a: 両輝石型テフラ示標層,  
b: 角閃石型テフラ示標層。

図2. 1-3 南関東各地のテフラ示標層の対比 (町田他, 1974)



下総層群の層序と示標テフラ層.

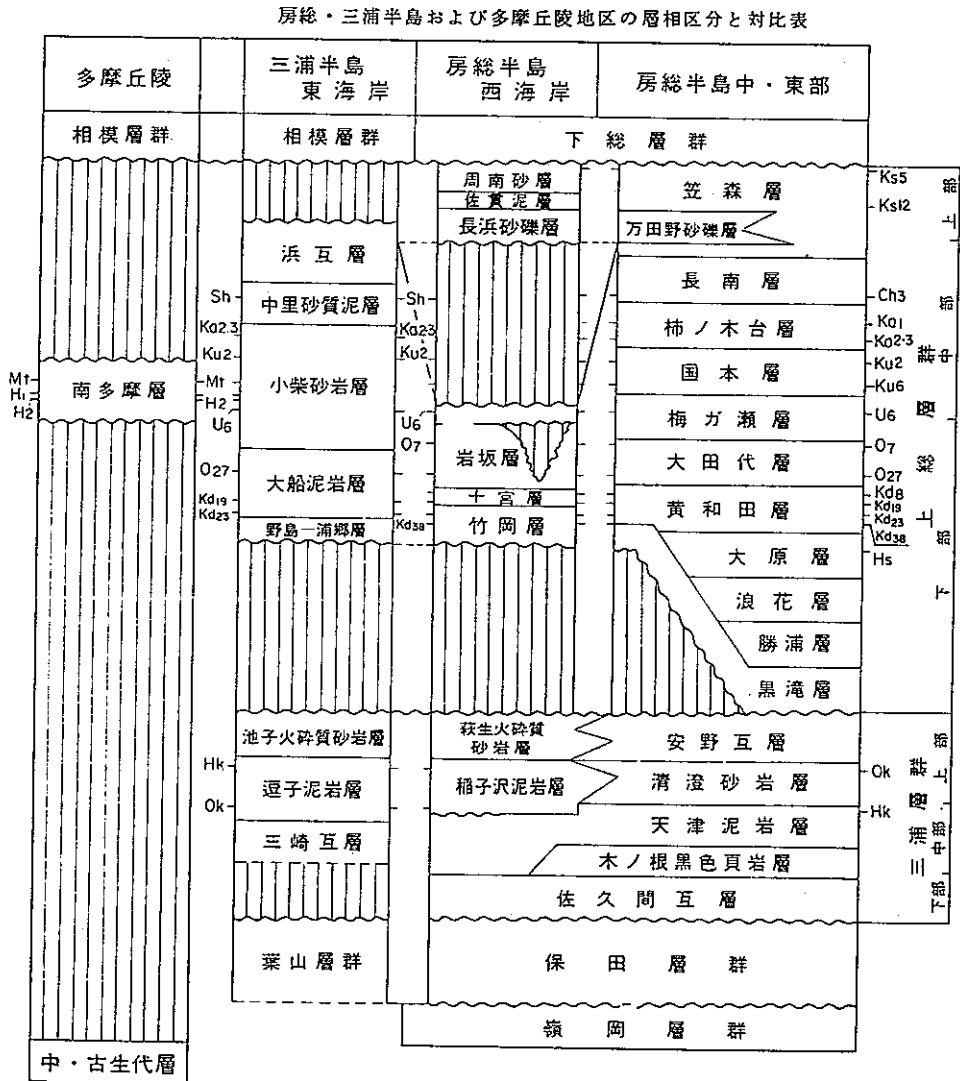
1: 陸上堆積の風化テフラ累層  
 2: 示標テフラ層  
 3: 泥層  
 4: 砂層  
 5: 礫層

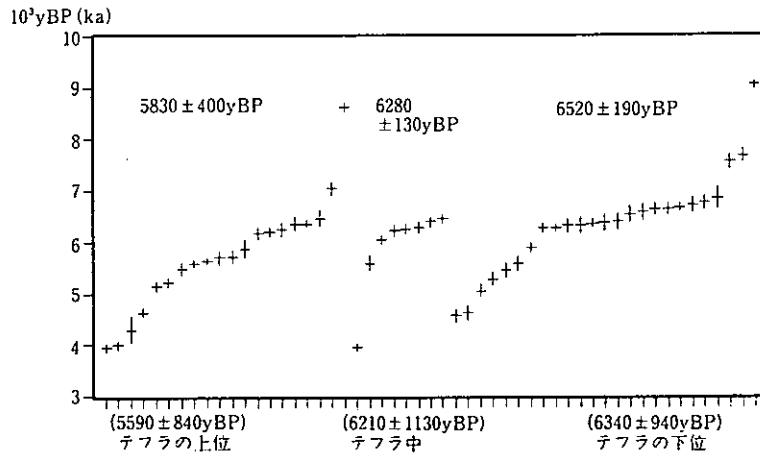
T-c~T-a および S, O, M は地形面の統一記号 (MACHIDA, 1975 参照). 示標テフラ層の年代は AT が  $^{14}C$  年代, それ以外がフィッシュン・トラック年代 (SUZUKI, 1978 のフィッシュン・トラック年代の中央値). 水温変化の欄の白丸は温暖な水温を示す, 黒丸は冷涼な水温を示す. 海面変化の欄の H は高海面期を, L は低海面期を示す.

図2. 1-4 下総層群の層序と示標テフラ層 (杉原他, 1978)

表2. 1-1 房総・三浦半島および多摩丘陵地区の層序区分と対比表  
(三梨他, 1979)

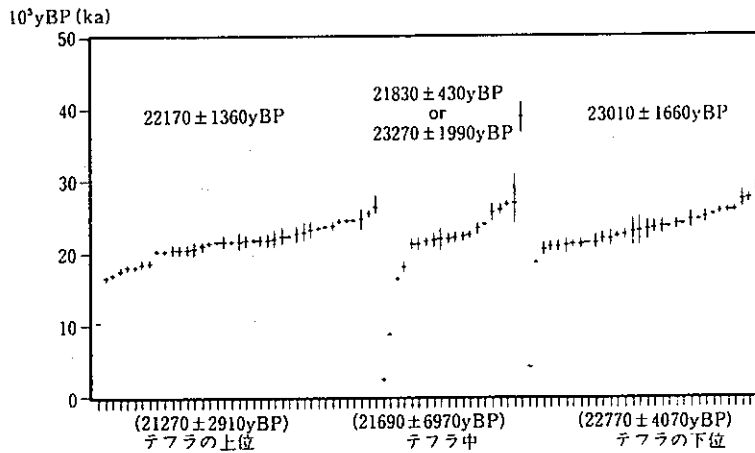
表中のKs5などの記号は鍵となるテフラ層を示す





鬼界アカホヤテフラ (K-Ah) の  $^{14}\text{C}$  年代測定値。  
 中央値と標準偏差の範囲を示す。下の括弧内の数値は値のばらつきを考慮せず機械的に求めたもの、上の数値は集中度のよいデータのみを取り出して求めたもの。[町田 (1991b) 補訂]

図 2. 1-5 鬼界アカホヤテフラ (K-Ah) の  $^{14}\text{C}$  年代測定値  
 (町田・新井, 1992)



始良 Tn テフラ (AT) の  $^{14}\text{C}$  年代測定値。  
 中央値と標準偏差の範囲を示す。下の括弧内の数値は値のばらつきを考慮せず機械的に求めたもの、上の数値は集中度のよいデータのみを取り出して求めたもの。[町田 (1991b) 補訂]

図 2. 1-6 始良 Tn テフラ (AT) の  $^{14}\text{C}$  年代測定値  
 (町田・新井, 1992)



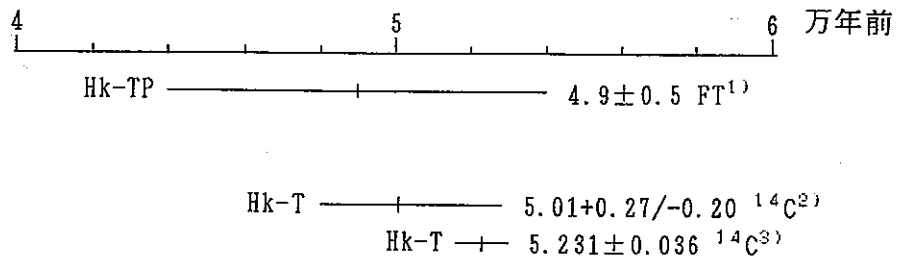


図2. 1-7 箱根東京テフラ (Hk-TP; 軽石流, Hk-T; 降下軽石) の年代測定値  
 1)は町田・鈴木(1971)のフィッシュン・トラック年代値  
 2)は富樫・松本(1988)の<sup>14</sup>C年代値  
 3)は中村他(1992)の<sup>14</sup>C年代値

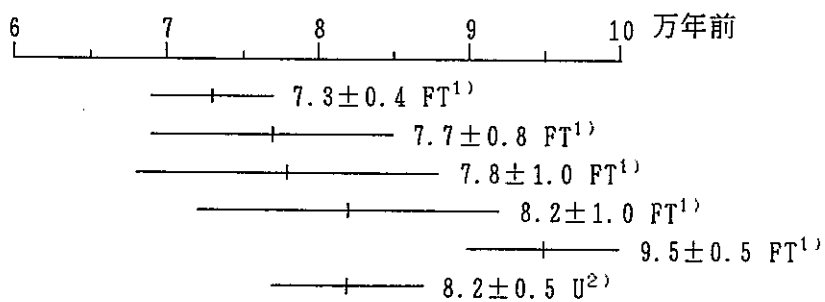


図2. 1-8 御岳第1テフラ (On-Pm1) の年代測定値  
 1)は町田・鈴木(1971)のフィッシュン・トラック年代値  
 2)は大村他(1988)のウラン系列年代値

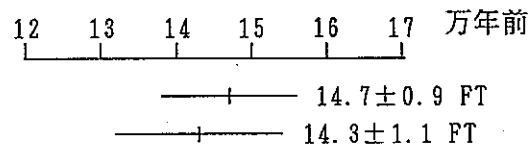


図 2. 1 - 9 TAU-12の年代測定値

年代値はいずれも鈴木(1976)のフィッシュン・トラック年代値

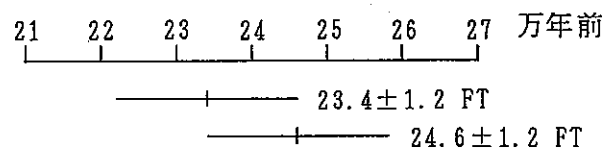


図 2. 1 - 1 0 TB-1の年代測定値

年代値はいずれも鈴木(1976)のフィッシュン・トラック年代値

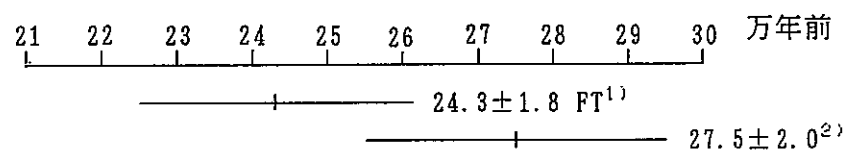


図 2. 1 - 1 1 TCI-4の年代測定値

1)は鈴木(1976)のフィッシュン・トラック年代値

2)は上杉(1976)の引用値(フィッシュン・トラック年代値)

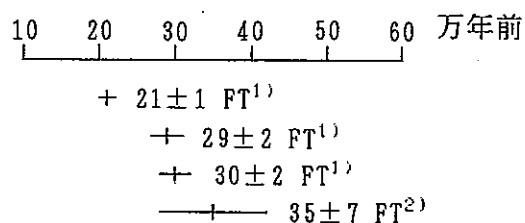


図2. 1-1.2 ゴマシオ1 (GoP1) および八ヶ岳BBP (BBP) の年代測定値

- 1)は町田・新井(1992)に掲載された八ヶ岳団体研究グループ(1988)のフィッシュン・トラック年代値  
 2)は原・楡井(1988)のフィッシュン・トラック年代値

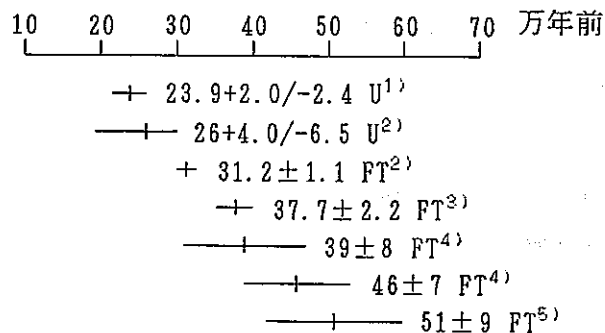


図2. 1-1.3 多摩E-5テフラ (TE-5) の年代測定値

- 1)は福岡(1991)に掲載された福岡(1988)のウラン系列年代値  
 2)は町田・新井(1992)に掲載された福岡・寺田(1984)のウラン系列年代値とフィッシュン・トラック年代値  
 3)は福岡(1991)に掲載された福岡・寺田(1984)のフィッシュン・トラック年代値  
 4)は鈴木・杉原(1983)のフィッシュン・トラック年代値  
 5)は徳橋他(1983)のフィッシュン・トラック年代値

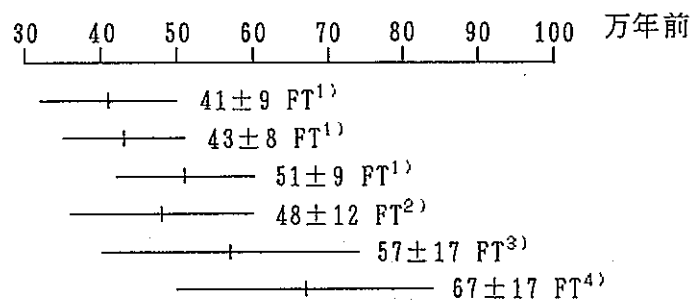


図2. 1-14 小林-笠森テフラ (Kb-Ks) の年代測定値

1)は町田・新井(1992)に掲載された野井(1987)のフィッシュン・トラック年代値

2)は町田・新井(1992)に掲載された遠藤・鈴木(1986)のフィッシュン・トラック年代値

3)は徳橋他(1983)のフィッシュン・トラック年代値

4)は町田・新井(1992)に掲載された長峰(1987)のフィッシュン・トラック年代値



図 2. 1 - 1 5 主な微化石層序と古地磁気層序

浮遊性有孔虫化石層序は Blow(1969) の番号と Tsuchi(1984) の基準面とその年代値を引用した。

石灰質ナノ化石層序は Okada&Burkry(1980) 番号と Sato&Takayama(1992)の基準面とその年代値を引用した。

LAD ; 消滅層準 FAD ; 出現層準 DS ; 右巻から左巻への変化

SD ; 左巻から右巻への変化

Gna. ; Globigerina Grt. ; Grobolotalia Gqa. ; Globoquadrina

H. ; Helicosphaera E. ; Emiliana P. ; Pseudoemiliana

R. ; Reticulofenestra G. ; Gephyrocapsa C. ; Calcidiscus

D. ; Discoaster

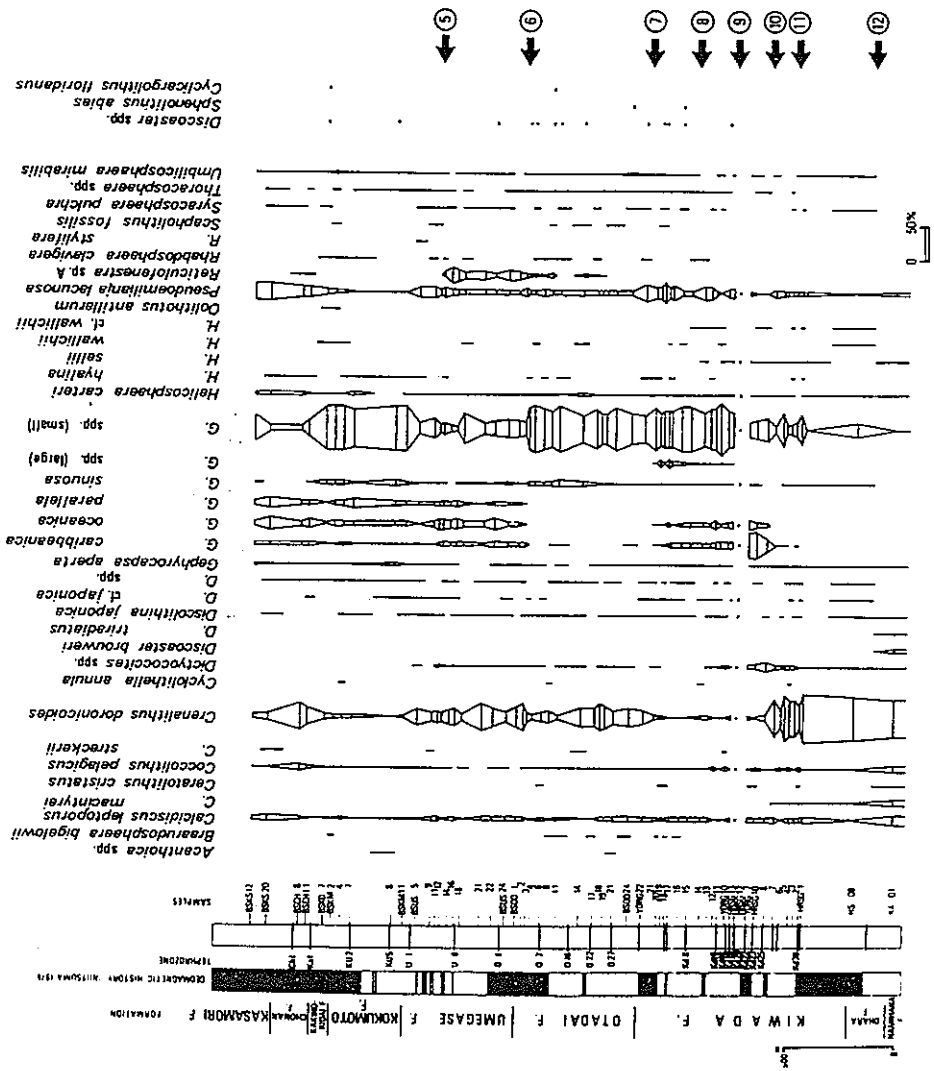
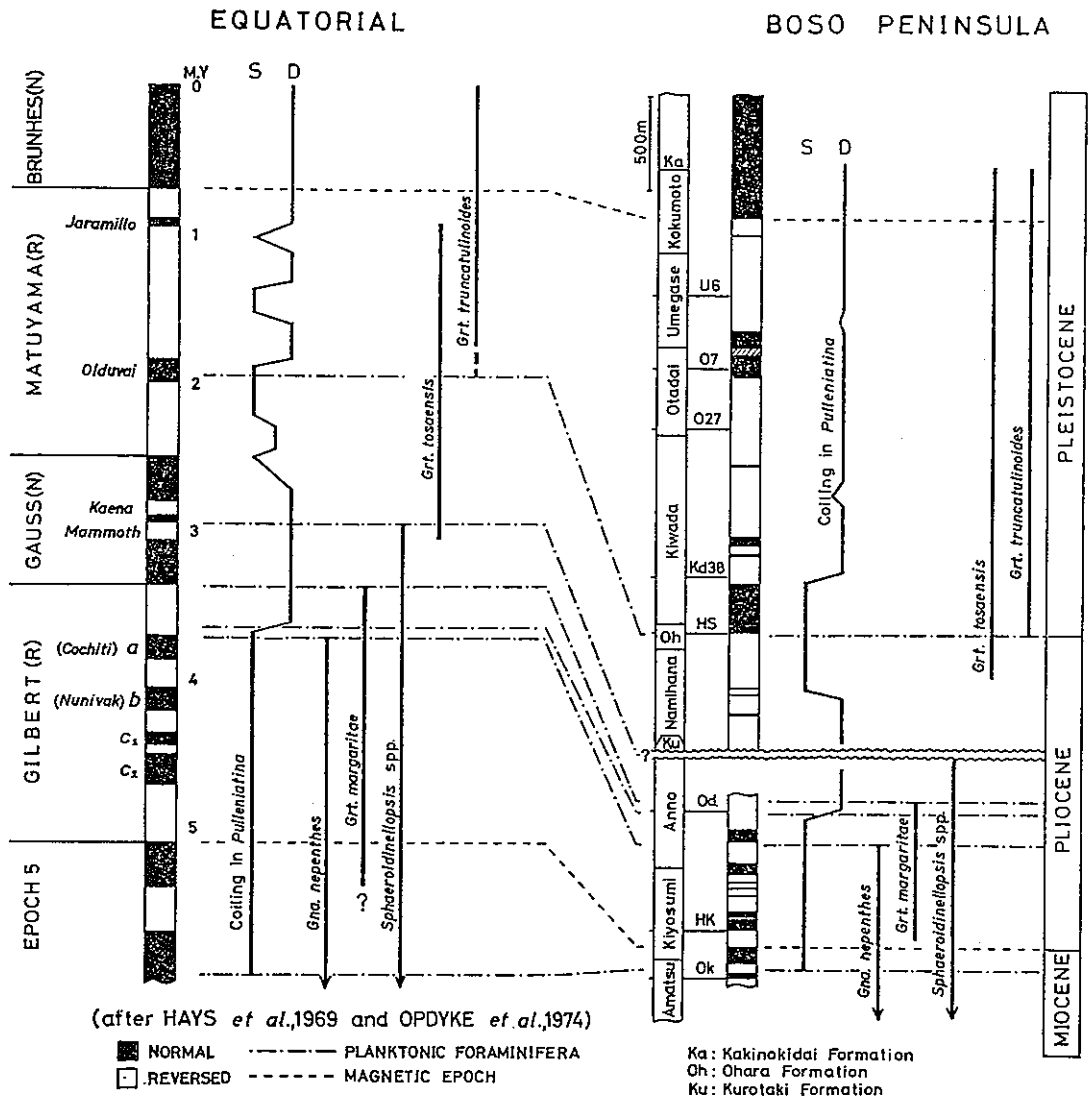


図2. 1-16 上総層群の石灰質ナノ化石層序, 古地磁気層序と堆積速度曲線  
 石灰質ナノ化石層序および古地磁気層序については佐藤他(1988)に基づく  
 ⑤Reticulofenestra asanoi消滅層準 ⑥Gephyrocapsa parallela出現層準  
 ⑦Gephyrocapsa (large)消滅層準 ⑧Helicosphaera sellii消滅層準  
 ⑨Gephyrocapsa (large)出現層準 ⑩Calcidiscus macintyreii消滅層準および  
 Gephyrocapsa oceanica出現層準 ⑪Gephyrocapsa caribbeanica出現層準  
 ⑫Discoaster brouweri 消滅層準





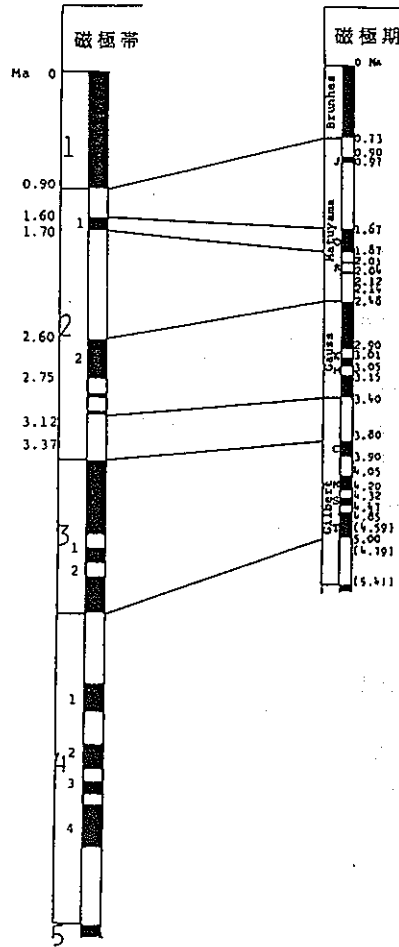
赤道地域および房総半島の浮遊性有孔虫化石層序と古地磁気層序との比較。U6, 07, 027, Kd38, HS, Od, HK, Ok は凝灰岩鋳層を示す。Pulleniatina 属の巻きの S と D は、それぞれ左巻きまたは右巻き殻優勢を示す。

図 2. 1-17 赤道地域・房総半島の浮遊性有孔虫化石層序と古地磁気層序 (尾田, 1975)

表2. 1-2 推定されたテフラの年代値と既存の年代値との対比表  
 図2. 2-16からの推定値と既存の年代値が大きく異なるものに~~~~~を引いた。  
 単位は万年で、文献の年代値はすべてFT法によるものである。

テフラ	推定値	鈴木・杉原(1983)	徳橋他(1983)	Kasuya(1990)	原・楡井(1990)	町田・新井(1992)の引用値
Ks17	約55	62±11				
Ks18	55~56		62±14			
Ks22	約56		49±7			
Sg-Tg	61~62					57±9
Ch3	約63	63±22	<u>91±21</u>			
Ku5	76~77	87±17				
Mg-Az	77~78					66±17, <u>87±2</u> , <u>130±20</u> <u>140±3</u> , <u>185±39</u>
U1	79~80	106±40				
U8	約85	<u>147±36</u>				
O16	約100	<u>190±29</u>				
O23	約105	<u>206±28</u>				
Kd16	129~130	<u>234±22</u>			163±31	
Kd18	134~135				<u>171±18</u>	
Kd23	149~150			160±20	<u>194±12</u> <u>195±29</u>	
Kd26	約156	<u>254±29</u>				
Kd38	168~169	<u>259±78</u>			<u>202±21</u>	

海成層の地磁気層序 Coxの地磁気編年尺度



海成層の地磁気層序と地磁気編年のCox尺度との関係 地磁気層序に付した年数は鈴木・杉原(1983)の上総層群のF.T.年代による。

図2. 1-18 鈴木・杉原(1983)のフィッシュン・トラック年代値による海成層の古地磁気層序と古地磁気編年のCox尺度との関係 (中川, 1988)

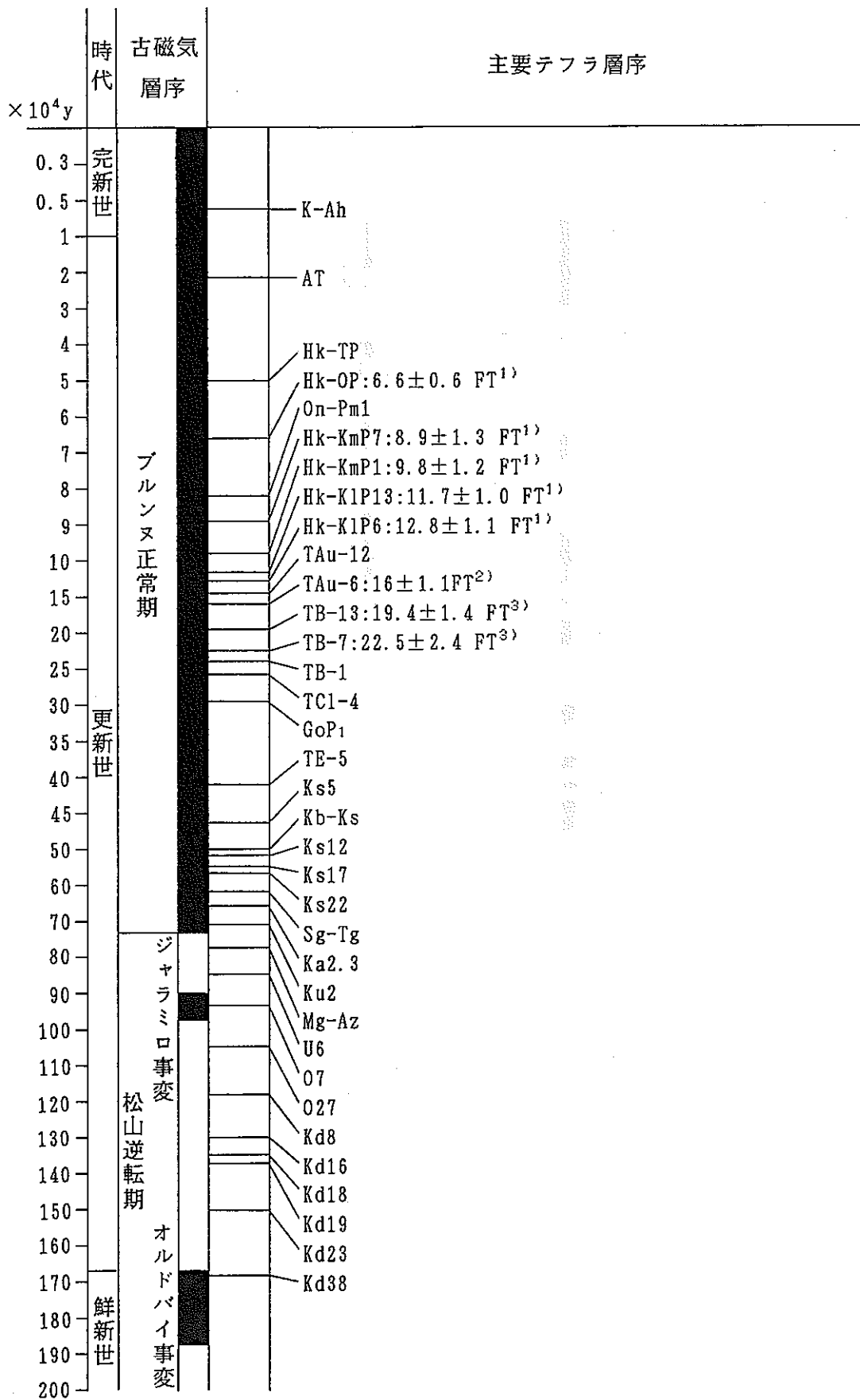


図2. 1-19 主要テフラ層序

- 1) 町田・鈴木(1971)のフィッション・トラック年代値
- 2) 上杉(1976)で引用されたフィッション・トラック年代値
- 3) 鈴木(1976)のフィッション・トラック年代値

## 2. 1. 2 大磯丘陵地域

南関東地域に分布する第四系の著しい特徴としては、西方の火山地域から供給された多量の火山噴出物があげられる。富士、箱根火山など火山地域に隣接する大磯丘陵では上・中部更新統の連続的な風成降下火山噴出物の層序が得られている。さらに東方に飛散した火山噴出物は台地、河床、海底などに堆積し、その結果として地層中に挟まれ、各地の地層の対比・編年を可能にしている（町田，1971，町田他，1974，上杉，1976など）。そこで、大磯丘陵の第四系の層序を、主として関東第四紀研究会(1987)に基づいて述べる。

最初に関東第四紀研究会(1987)で採用されているテフラ層と水成層の区分法について記述する。従来のテフラ層の区分は、段丘との関係を重視した段丘法とも呼ぶべき区分法で、下位の水成層とその上位に整合的に累重するテフラ層がセットで設定されている。例えば、立川礫層とその上位の立川ローム層という具合に設定されている。隆起の継続する段丘地帯では、このような方法で設定された地層区分が、時代区分にほぼ等しくなると考えられることから、その地域の地質発達史をそのような区分方法で推定しよう。しかしながら、隆起地域と沈降地域が交錯し、時代とともに変動傾向が変化する地域（例えば、大磯丘陵地域）では、こうした地層設定では正確な地質発達史を知り得ないと考えられる。そこで、第一にテフラの標準柱状図を作成し、第二に隆起域と沈降域の各層をテフラを鍵層として対比し、第三にテフラ層と水成層をそれぞれの斜交関係・不整合関係で区分した。この区分点で、累層単位や部層単位で一致する（例えば、吉沢ローム層と吉沢層は同時異相となる）ことから地層区分が時代区分にほぼ等しくなるとしている。

上述した区分法を用いた結果、この地域の第四系は下位より二宮層群（妙見層、前川層、下田下部層、下田上部層）、柄沢層・柄沢ローム層、雑色層・雑色ローム層、下庭層・下庭ローム層、藤沢層・藤沢ローム層、早田層・早田ローム層、七国峠層・七国峠ローム層、土屋層・土屋ローム層、吉沢層・吉沢ローム層、上部更新統段丘構成層（吾妻山面、岩倉面、才ヶ戸面、今泉面、尾尻面群構成層）・新期ローム層、沖積段丘構成層（下原層、前川面構成層、押切面構成層）に区分されている（図2. 1-20）。なお、土屋層より下位には、さらに数層の水成層が認識されているが、対比が不明確なため、ここでは、それらを省略した。

各地層の形成年代については、その多くが図2. 1-19に示すようなテフラに基づいて推定されるが、それに加えて矢野(1986)の石灰質ナンノ化石（図2. 1-21）、本間他(1985)および小山他(1986)の古地磁気層序学的考察も含めて総合的に推定した。

なお、テフラの対比や各層の層相などについて以下にまとめて記述する。

- (1)前川層は、主として砂質泥岩からなり、第三系の剣沢層を不整合に覆う（矢野，1986）。矢野(1986)は、産出した有孔虫化石に基づいて、前川層が大陸斜面上部（200～600m）に堆積したと推定した。一方、妙見層は、外洋浅海成細砂層からなり、鷹取山礫岩層あ

るいは大磯層を不整合に覆う。森・長田(1979)は、産出貝化石に基づいて、妙見層が正浅海帯～亜浅海帯(0~120m)で堆積したと推定した。前川層の時代についてはOkada and Burkry (1980)のCN14aのナンノ化石帯にあること(矢野, 1986; 図2. 1-21)および前川層の上部が正帯磁, 下部が逆帯磁にあること(小山他, 1986)から古地磁気層序のブルヌー松山境界付近の堆積物と推定した。一方, 妙見層と前川層の関係は不明ながらも本間他(1985)の古地磁気学的考察に基づいて前川層と同時期の堆積物と推定されている。

- (2) 下田下部層は、やや泥質の細砂岩を主体とし、下位の妙見層を不整合に覆う。下田下部層は、含有貝化石から、浅→深→浅の水深変化があったと推定されている(森・長田, 1979)。下田下部層に挟在する二枚組スコリアは、横浜地域の長沼層中の鍵層“タヤスコ”に対比されている。
- (3) 下田上部層は、主として凝灰質シルト岩層からなり、下位の下田下部層を不整合に覆う。下田上部層は、含有貝化石から、浅→深の水深変化があったと推定されている(森・長田, 1979)。下田上部層に挟在するNu-3(白オビ)およびNu-4(赤コロッケ)は、それぞれ、横浜地域の屏風ヶ浦層の下倉田ガラパミおよびコロッケに対比されている。このうち、下倉田ガラパミは町田他(1980)によりKs9に対比されている。また、Nu-2中の黒曜石を用いたフィッシュン・トラック年代値 $0.58 \pm 0.11$ Maが報告されている。
- (4) 柄沢層は、潮間帯～浅海帯を示唆する貝化石を含む砂礫層～泥層からなり、下位の基盤岩と不整合または断層関係で接する。一方、柄沢ローム層は、KR-1~KR-32のテフラ(図2. 1-1参照; その後の調査で、さらにKR-21~KR-32が追加された)を含む火山灰層からなり、柄沢層の上部と一部指交関係で累重する。岡(1991)によれば、水成から風成に移り変わる離水層準(柄沢層の上限)がKR-1付近にあるとされている。また、柄沢ローム層のKR-16は、Ks5に対比されている。
- (5) 雑色層は、海成の砂層・砂礫層からなり、下位の柄沢ローム層を不整合に覆う。雑色ローム層は、T11-1~T11-51のテフラ(図2. 1-1参照)を含む火山灰層からなり、雑色層と一部指交関係にある。岡(1991)によれば、T11-1からT11-31までのテフラが雑色層中に挟在する。雑色層・雑色ローム層のT11-9は、TE-5に対比されている。
- (6) 下庭層は、海成の砂層・砂礫層からなり、下位の雑色ローム層を不整合に覆う。下庭ローム層は、T11-51'~T11-72のテフラ(図2. 1-1参照; ただし、その後の調査でT11-51とT11-52の間にT11-51'が識別され、T11-51とT11-51'との間に斜交関係が確認されている)を含む火山灰層からなり、下庭層と一部指交関係にある。上杉他(1985)によれば、T11-51'からT11-57までのテフラが下庭層中に挟在する。下庭ローム層のT11-58 upは、町田・新井(1992)によれば、広域テフラの八田・和田火山灰=Ng-1に対比されている。この和田火山灰のフィッシュン・トラック年代値は鈴木(1988)により $34 \pm 9$ 万年前と求められている。

- (7) 藤沢層は、砂泥層～砂礫層からなり、下位の下庭層・下庭ローム層を不整合で覆う。藤沢ローム層は、Tlu-1～Tlu-35のテフラ（図2. 1-1参照）を含む火山灰層からなり、藤沢層と一部指交関係にある。すなわち、Tlu-1からTlu-25までのテフラが藤沢層中に挟在する。藤沢層・藤沢ローム層のTlu-25は、TC1-4に対比されている。
- (8) 早田層は、砂礫層・泥層からなり、下位の藤沢層・藤沢ローム層を不整合に覆う。早田ローム層は、Tm-1～Tm-31のテフラ（図2. 1-1参照；上限はまだ確定せず、Tm-31直下に斜交関係がみられることもあることから上限を定めている）を含む火山灰層からなり、早田層とは指交関係にある。早田層・早田ローム層には、最下部にTCu-1に対比されるTm-2、中部にTB-1に対比されるTm-8を挟む。なお、海成から風成に移り変わる離水層準の一つがTB-1付近にあるとされている。
- (9) 七国峠ローム層は、Tm-32～Tm-50のテフラ（図2. 1-1参照；上述したように下限は暫定的に設定されている）を含む火山灰層からなり、下位の早田層・早田ローム層と不整合関係にあると推定されている。七国峠層は、河成または海成の砂礫層からなり、七国峠ローム層の一部と指交関係にある。すなわち、Tm-36からTm-44までのテフラが七国峠層中に挟在する。七国峠ローム層には、最下部にTB-13に対応するTm-33が、最上部にTA1-3に対応するTm-50が挟在する。
- (10) 土屋層は、河成または海成の砂礫層からなり、下位の七国峠ローム層を不整合に覆うとされている。土屋ローム層は、Tu-1～Tu-34のテフラ（図2. 1-1参照）を含む火山灰層からなり、土屋層と指交関係にある。土屋層・土屋ローム層には、最下部にTAm-1に対応するTu-1が、最上部にTAu-11に対応するTu-34が挟在する。なお、Tu-23～Tu-34（=TAu-6～TAu-11）時期の土屋層は溺れ谷堆積物とされている。
- (11) 吉沢ローム層は、TAu-12～On-Pm1のテフラ（図2. 1-20参照；その上限については諸見解があるが、Hk-OP直下までとしている）を含む火山灰層で、下位の土屋ローム層を不整合に覆う。吉沢層は、下部が海成、中・上部が河成または湖水成の堆積物で、吉沢ローム層と指交関係にある。また、海成から風成に移り変わる離水層準は、地域ごとにずれがあるが、Hk-K1P6からHk-K1P13までの層準にあるとされている。なお、この海成層（吉沢層下部）が“下末吉層”に相当し、溺れ谷堆積物や波食台堆積物とみなされている。
- (12) 新期ローム層は、Hk-OP～ATのテフラ（図2. 1-20参照）を含む火山灰層で、下位の吉沢ローム層を不整合に覆う。このローム層堆積時の水成層はその上位に重なる風成テフラの違いにより下位から吾妻山面構成層、岩倉礫層、才ヶ戸礫層、今泉礫層、尾尻面群構成層に区分されている。これらの各地層は、砂礫層からなる。
- (13) 完新世の堆積物は、新富士火山起源の完新世のテフラからなる黒土層と、数層の段丘堆積物からなる。段丘堆積物は、下位から中村原面構成層（遠藤他(1979)の下原層）、前川面構成層、押切面構成層に区分される。中村原面構成層は、含有化石や堆積相に

よって2回の堆積サイクルを示す海成～汽水層とされている（遠藤他，1979）。また，その上部にK-Ahが挟まれている（松島，1980）。さらに，貝化石や木片の $^{14}\text{C}$ 年代値が多数報告されている（遠藤他，1979 など）。前川面構成層および押切面構成層は，海成～河成の礫層からなる。

大磯丘陵付近には，関東第四紀研究グループ(1987)および岡他(1979)によれば，雑色面から押切面まで多くの地形面が認識されている（図2. 1-20）。このうち，下庭面は，早田面と吉沢面にはさまれ，地形からは他の地形面と区別することが困難とされている（岡他，1979）。



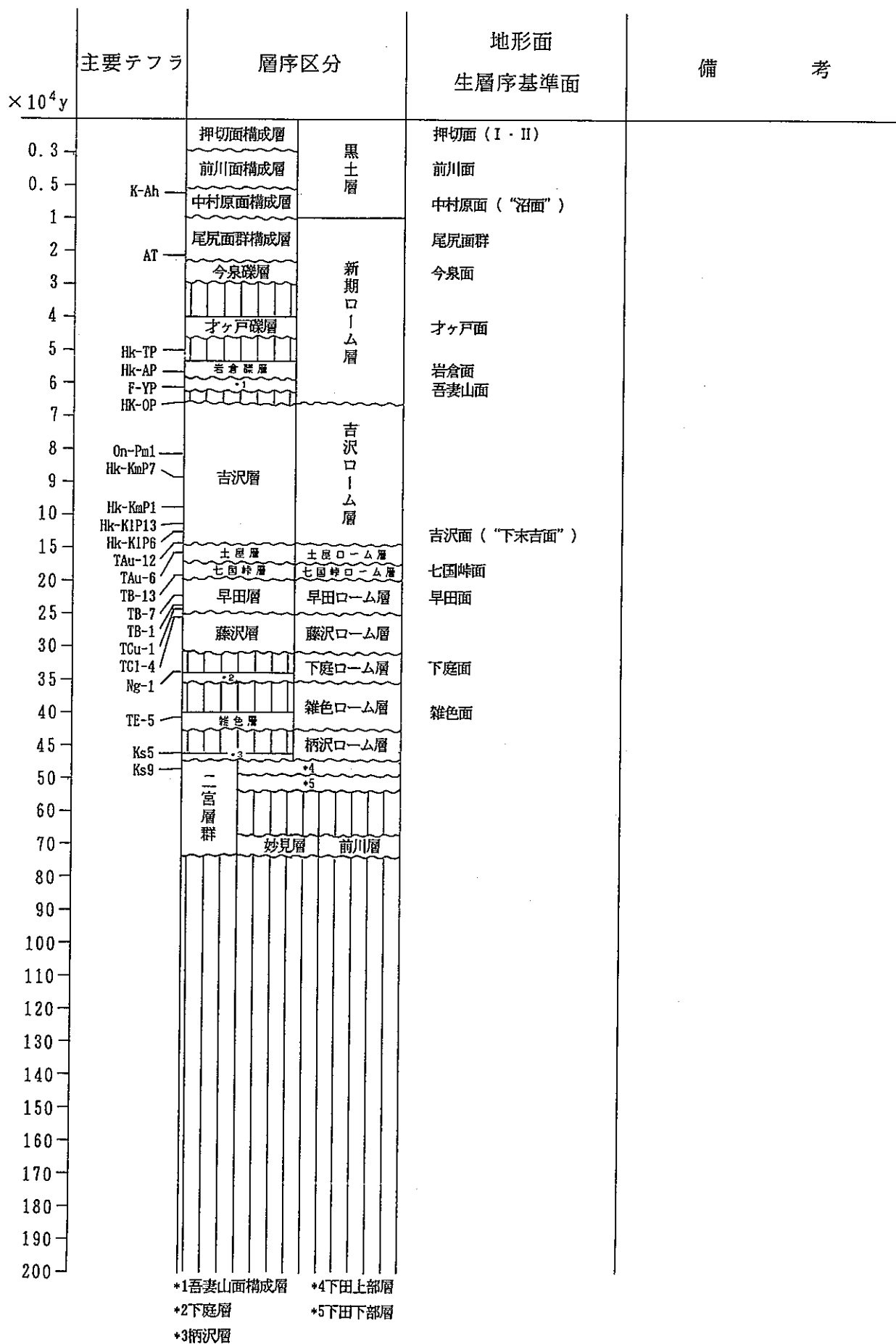
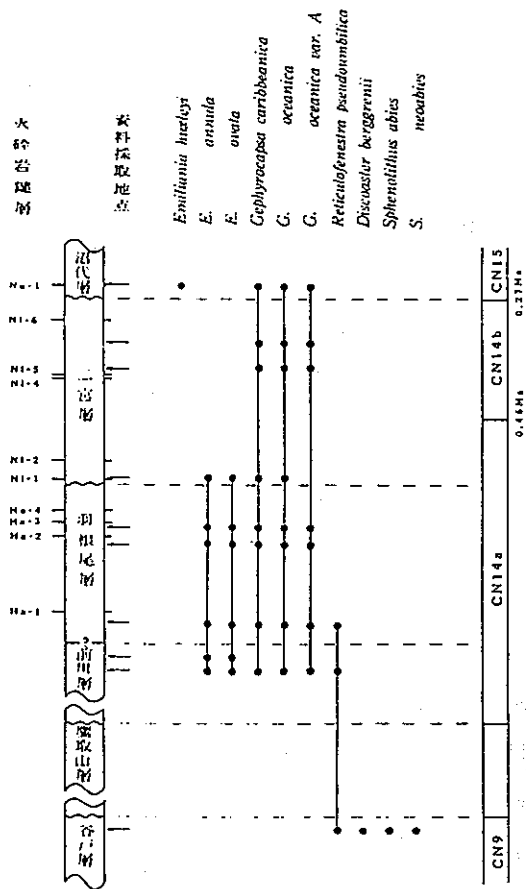


図2. 1 - 20 大磯丘陵地域の第四系層序



石灰質ナノ化石の層位的分布とナノ化石帯。  
Distribution of calcareous nannofossils and nanno-  
zone.

図2. 1-21 大磯丘陵の石灰質ナノ化石の層位的分布とナノ化石帯  
(矢野, 1986)

関東第四紀研究会(1987)によれば、羽根尾層は層準が未決定だが下田下部層～柄沢層に対比されるとしている。また、二宮層は下田下部層～早田層または妙見層～土屋層に沼代層は土屋層に対比されるとしている。

## 2. 1. 3 三浦半島北部・横浜地域

この地域の第四系の層序を主として三梨・菊地(1982)に基づいて述べる。この地域の第四系は、下位より上総層群(野島層, 大船層, 小柴層, 上星川層, 中里層, 浜層), 相模層群(長沼層, 屏風ヶ浦層・平戸ローム層, 上倉田層・山王台ローム層, 西根層・西根ローム層, 新沢層, 舞岡層・舞岡ローム層, 戸塚層・土橋ローム層, 下末吉層・下末吉ローム層, 善行礫層), 新期段丘堆積層・新期ローム層, 沖積層に区分されている(図2. 1-22)。上総層群中の各地層は一部同時異相の関係にあるが, 一般的に整合関係に累重している。一方, 相模層群およびその上位の水成層は, それぞれ下位の水成層とは不整合関係にあり, 一部指交関係でまたは整合関係でローム層に覆われる。

各地層の形成年代の多くは図2. 1-22中のテフラによって推定されるが, それに加えて江藤他(1987)の微化石資料(表2. 1-3, 4)も参考にした。

なお, それらのテフラ以外の基準面, テフラの対比, 各層の層相などについて以下にまとめて記述する。

- (1)野島層は, 凝灰質砂岩～同質泥質砂岩からなり, 野島層に整合に重なる大船層は主として塊状泥岩からなる。ともに海棲化石を含む。江藤他(1987)によれば, *Grobolotaria truncatulinoides* 出現層準が野島層中にあると推定されている(表2. 1-3参照)。また, 小柴層と大船層の間に石灰質ナンノ化石層序のCN12とCN13の境界があるとされている(表2. 1-4参照)が, むしろ, 両層のサンプル層準間に図2. 1-15のFAD *G. oceanica* と LAD *C. macintyreii* の基準面があると考えられる。また, 鍵層の027, Kd19, Kd23 が, 大船層中部に挟在する。
- (2)小柴層は, 海棲化石を含む凝灰質砂岩または細砂からなり, 下位の大船層を整合に覆う。三梨・菊地(1984)は小柴層の下部でU8, U6グループ(U6a～U6e, U6modoki)を認定したが, 杉原他(1991)は, 含有鉱物の屈折率からその対比の一部が異なると指摘し, 対比可能なテフラとしてU6A, U6C, U4.5Bをあげている。また, 小柴層上部には, Ku2が挟在する。なお, 小柴層中部に挟在するテフラMt, H1, H2は, 多摩丘陵方面に追跡できる重要なテフラとされている。
- (3)富岡向斜の北部に分布する上星川層は, 砂質泥岩および砂泥互層からなり, 小柴層の同時異相とされている。なお, 上星川層の下限が地下に没するため, 下位層との関係は不明である。
- (4)中里層は, 海棲化石を含む塊状砂質泥岩からなり, 下位の小柴層および上星川層を整合に覆う。なお, 小柴層および上星川層中部に挟在するKu2が中里層の最下部に挟まれることから, 中里層の中・下部は, 下位の小柴層および上星川層と側方移行の関係にある。また, 中里層の下部にKa2.3, Ka2.4が挟在する。
- (5)浜層は, 主部が砂泥細互層で, 上部が含礫砂からなり, 下位の中里層を整合に覆う。浅

海成～淡水成の地層と考えられている。

- (6)長沼層は、主として海棲化石を含む砂礫層～砂質泥層からなり、下位の上総層群を不整合で覆う。長沼層最下部の砂礫層は、谷埋め堆積物とされている。また、長沼層中部に挟在する黒色スコリア層（田谷スコリア）はよい鍵層となる。
- (7)屏風が浦層は、主として海棲化石を含む泥質泥炭層～砂層からなり、下位の長沼層を不整合に覆う。屏風が浦層の最下部は谷埋め堆積物とされている。町田他(1980)および町田・新井(1992)によれば、屏風が浦層の下部にはKb-Ks (=Ks11), Ks9 (=下倉田パミスまたは下倉田ガラパミ), およびKs5が挟在する。平戸ローム層は、屏風が浦層を整合に覆う。
- (8)上倉田層は、主として海棲化石を含む泥層～砂層からなり、下位の屏風が浦層を不整合に覆う。山王台ローム層は、Sa-1～Sa-13のテフラを含む火山灰層で、上倉田層と一部指交関係にある。すなわち、Sa-1からSa-5までのテフラが上倉田層中に挟在する。なお、海成から風成に移り変わる離水層準（上倉田層の上限）は地域によって異なる。山王台ローム層には、TE-5に対比されるSa-7が挟在する（町田他, 1974）。
- (9)西根層は、主として砂層からなり、下位の上倉田層を不整合に覆う。西根ローム層は、Ns-1～Ns-6のテフラを含む火山灰層で、西根層を整合に覆う。西根ローム層最下部のテフラは町田他(1974)によれば、西根ローム層最下部のテフラ（Ns-1）がTDu-8に同定されている。それと併に、その一部にGoP<sub>1</sub>に似た屈折率をもつ緑色角閃石斑晶が見いだされ、GoP<sub>1</sub>がこの層準付近におかれる可能性が強いと推定している。
- (10)新沢層は、主として砂質泥層～砂層からなる。下位層との関係は不明で、戸塚層に不整合に覆われる。
- (11)舞岡層は、主として砂礫層と泥層の互層からなり、下位の西根層を不整合に覆う。最下部には貝化石を含む。舞岡ローム層は、Mi-1～Mi-13のテフラを含む火山灰層で、舞岡層上部と指交関係にある。すなわち、Mi-1からMi-8までのテフラが舞岡層中に挟在する。舞岡層・舞岡ローム層には、TCu-1に対応されるMi-2, TB-7に対応されるMi-8が挟在する（町田他, 1974）。
- (12)戸塚層は、地域によって岩相に差があり、泥質砂層、泥炭層、礫層などからなる。下位の舞岡層との関係は、土橋ローム層が舞岡ローム層を不整合に覆うことから、不整合関係にあると推定されている。泥質層中には、貝化石を含むことがある。土橋ローム層は、Ts-1～Ts-11のテフラを含む火山灰層で、土橋ローム層の下部は戸塚層と同時異相の関係にある。土橋ローム層の下部には、TA1-3に対応されるTs-2, TAU-2に対応されるTs-9が挟在する（町田他, 1974）。
- (13)下末吉層は、泥質層～砂層を主とする谷埋め堆積物と砂礫層を主とする波食台堆積物からなり、下位の戸塚層を不整合に覆う。谷埋め堆積物中には内湾性の貝化石が含まれる。下末吉ローム層は、SP-1～SP-14のテフラを含む火山灰層で、下末吉層を整合に

覆う。なお、下末吉層の上限（離水層準）は地域によって異なる。下末吉ローム層には、Hk-K1P7（＝SP-1）、Hk-K1P8（＝SP-2）、Hk-K1P13（＝SP-8）、Hk-KmP1（＝SP-9）、Hk-KmP7（＝SP-11）、On-Pm1（＝SP-13）、Hk-OP（＝SP-14）が挟在する（町田、1971）。善行礫層は、下末吉層を不整合に覆い、下末吉ローム層の中部に相当する。すなわち、Hk-OPがこの礫層中に挟在するかまたはその直上を覆う。

(14)新期段丘堆積層は、地形的に低位の河成段丘をつくっている堆積層で、下末吉ローム層や善行礫層を不整合に覆う。新期ローム層は、Hk-AP～ATのテフラを含み、新期段丘堆積層を整合に、それより古い地層を不整合に覆う。

(15)沖積層は、谷底または海岸沿いの低地を埋積する未固結の地層である。

三浦半島北部・横浜地域には、三梨・菊地(1982)や岡(1991)によれば、上倉田面から立川面までの5面が発達している（図2. 1-22）。このうち、丘陵を構成する地層の堆積面（下末吉面よりも古い地形面）は、開析が進んで平坦面という形でほとんど保存されていないとされている（三梨・菊地、1982）。

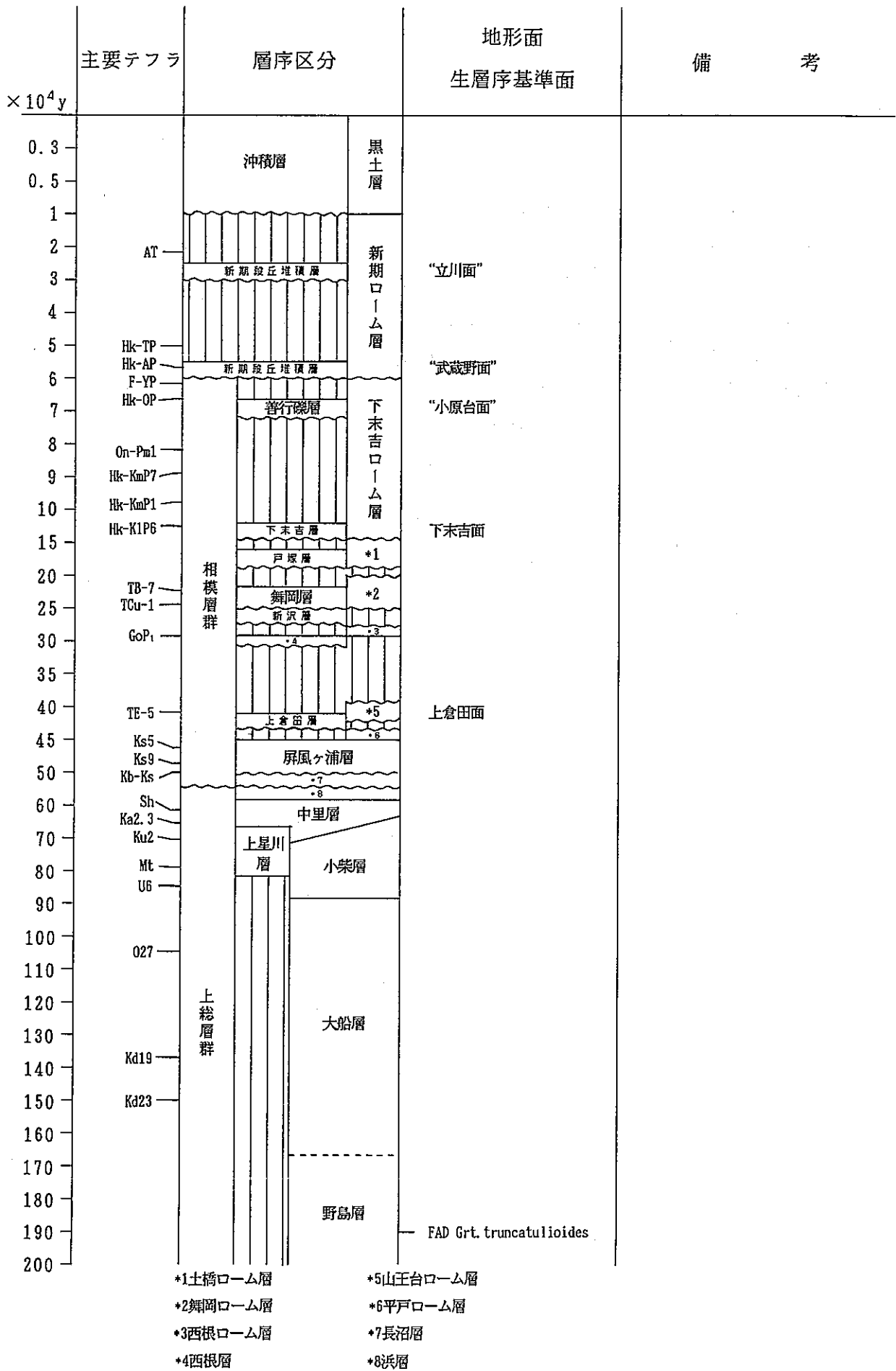


図2. 1-2 2 三浦半島北部・横浜地域の第四系層序

表2. 1-3 三浦半島の三浦・上総層群から産する浮遊性有孔虫化石一覧表  
(江藤他, 1987)

Stratigraphic distribution of planktonic foraminifera from the Miura and Kazusa Groups in the Miura Peninsula.

Zone by ZLOW(1969)	N.17			N.18			N.19-N.20			N.21										N.22										
Zone by CDAL(1977)	G.p.Z.			P.p.Z. /G.n.Z.			G.m.c. Zone			Globorotalia tosaensis Zone										G. truncatulinoides Z.										
Formation	Zuani Formation			Futago-yama r.			Mutsaura tunnel route			Ikego Formation					Urago Formation					Hojiasa F.		Koshiba F.								
Sampling route	South Area route			Futago-yama r.			Mutsaura tunnel route			Ashina-toge route					Mutsaura tunnel route					S. r.	H. r.	S. r.	H. r.							
	MS4	MS20	MS1	MF4	MF3	MF5	MF6	MF4	MF2	MF9	MA8	MA7	MA6	MA5	MA4	MA3	MA2	MA3	MA2	MA1	MA4	MA3	MA2	MA1	MA2	MA1	MA2	MA1	MA2	MA1
<i>Globiperina nepenthes</i>	+																													
<i>Globiperinella estrea</i>																														
<i>G. obliqua</i>																														
<i>Globorotalia tosaensis</i>																														
<i>G. hiranda</i>																														
<i>G. offiana</i>																														
<i>G. mitsuii conoides</i>																														
<i>G. tosaensis</i>																														
<i>G. truncatulinoides</i>																														
<i>G. suzuka</i>																														
<i>Neoglobobulimina asanoi</i>																														
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>																														
<i>P. primalis</i>																														
<i>Sphaerulitina delticata</i>																														
<i>Sphaerulitina delticata</i>																														
<i>S. subdelticata</i>																														

G.p.Z.: Globorotalia plesiotomida Zone, P.p.Z.: Pulleniatina primalis Zone, G.m.c.Z.: Globorotalia nepenthes Zone, G.m.c.: Globorotalia mitsuii conoides, G.F.: Ofuna Formation, S.r.: Segaisawa route, H.r.: Hitorisawa route, (+): occurrence of cf. species, D: Dental colling.

表2. 1-4 三浦半島の三浦・上総層群から産する石灰質ナンノ化石一覧表  
(江藤他, 1987)

Stratigraphic distribution of calcareous nannoplanktons from the Hayama, Miura and Kazusa Groups in the Miura Peninsula.

Zone by ZRADA and BURRY(1980)	CH 5b-6		CH 8-11		CH 9		CH10-11										CH12										CH 13-14a			
Formation	M. Yabe F.		Zuani Formation		Ikego Formation					Urago F.					Hojiasa F.					D. Koshiba F.										
Sampling route	South area route		Futago-yama route		Mutsaura tunnel route					Ashina-toge route					Mutsaura tunnel route															
Sample numbers	MR	MR2	MR3	MR4	MR5	MR6	MR7	MR8	MR9	MR10	MR11	MR12	MR13	MR14	MR15	MR16	MR17	MR18	MR19	MR20	MR21	MR22	MR23	MR24	MR25	MR26	MR27	MR28	MR29	MR30
Overall abundance	R	C	O	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	
Preservation state	VP	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	
<i>Calcidiscus leptoporus</i>																														
<i>C. macintyreii</i>																														
<i>Cenacolithus aristatus</i>																														
<i>C. ruysseri</i>																														
<i>Coccolithus pelagicus</i>																														
<i>Dicostanter adamanicus</i>																														
<i>E. asymmetricus</i>																														
<i>D. berggrenii</i>																														
<i>E. cf. bolivi</i>																														
<i>E. breviseri</i>																														
<i>E. challeperii</i>																														
<i>E. deflanderi</i>																														
<i>D. pentaradiatus</i>																														
<i>D. quinqueangulus</i>																														
<i>E. surculus</i>																														
<i>E. taranta</i>																														
<i>E. triadatus</i>																														
<i>E. variabilis</i>																														
<i>i. spp.</i>																														
<i>Dicostanterina japonica</i>																														
<i>E. multigera</i>																														
<i>Leptocarpus caribbeanus</i>																														
<i>L. rostratus</i>																														
<i>L. spp. small form</i>																														
<i>Meliosphaera cartieri</i>																														
<i>M. cellii</i>																														
<i>M. ussilibii</i>																														
<i>Pseudocostinella lacunosa</i>																														
<i>Reticulofenestra pseudumbilica</i>																														
<i>R. pseudumbilica (large form)</i>																														
<i>Rhabdosphaera elongata</i>																														
<i>Sphenolithus abies</i>																														
<i>S. naviferus</i>																														
<i>S. neobites</i>																														

M. F.: Miura Formation, S. F.: Ofuna Formation, M: Moderate, P: Poor, VP: Very Poor, A:  $\times 10^2$ /field, B:  $\times 10^3$ /field, F:  $\times 10^4$ /field, R:  $\times 10^5$ /field, R in species column: Reworked occurrence.

## 2. 1. 4 三浦半島中・南部地域

この地域の第四系の層序を小玉他(1980), 蟹江他(1977), 蟹江・大越(1981)などに基づいて述べる。この地域の第四系は, 下位より上総層群(林層), 相模層群(宮田層, 津久井層, 横須賀層, 引橋砂層, 小原台砂礫層・下末吉ローム層), 新期ローム層・三崎砂礫層, 沖積層に区分される(図2. 1-23)。これらの水成層のうち, 横須賀層と引橋砂層の関係が不明な以外は各地層は不整合関係にある。

各地層の形成年代については, 図2. 1-23に示すようなテフラ層に基づいて推定されるが, それに加えて山口他(1983)の石灰質ナンノ化石, 大村他(1984, 1991)や大村・桜本(1986)の年代測定値等も含めて総合的に推定した。

なお, テフラの対比や各層の層相などについて以下にまとめて記述する。

- (1)上総層群林層は, 凝灰質砂岩からなり, 基盤を不整合に覆うか, または断層関係で接する。江藤他(1987)は, 岩相から林層を小柴層に対比している。
- (2)宮田層は, 海棲化石を含むシルト層～砂層からなり, 下位の林層を不整合に覆う(蟹江・大越, 1981)。山口他(1983)は, 宮田層に含まれるテフラが地蔵堂層下部の泉谷火山灰層およびTE-6に似ていることおよびCN13b～CN14aを示唆するナンノ化石(*Gephyrocapsa caribbeanica*, *G. oceanica*, *Pseudoemilliania lacunosa*)を産することを報告している。
- (3)津久井層は, 細粒砂層～中礫層からなり, 下位の宮田層を不整合に覆う(蟹江・大越, 1981)。大村他(1991)は, ウラン系列法を用いて津久井層産のサンゴ化石の年代値 $287 \pm 26-21\text{ka} \sim 373 \pm 77-45\text{ka}$ を報告したが, 測定試料が宮田層からの二次化石である可能性が蟹江・大越(1981)などによって指摘されていることから, 大村他(1991)は, 求めた年代値が宮田層の年代値を示す可能性があるとしている。なお, 蟹江・大越(1981)は宮田層から産したナウマン象に基づいて, 宮田層および津久井層を“下末吉期”の堆積物に対比させている。ここでは, 津久井層の時代を大村他(1991)の測定値よりも若く, 後述する横須賀層よりも古いと見なした。
- (4)横須賀層は, 下位より, 砂層～泥層を主とする大津砂泥層と砂礫層を主とする走水砂礫層からなり, 第三系の三浦層群を不整合に覆う(蟹江他, 1977)。津久井層との関係は不明である。大津砂泥層基底付近のテフラ層はTAu-12に対比されている(新井他, 1977)。また, TAu-12直上の貝化石によるESR年代値13.8万年前(大村・桜本, 1986)やサンゴ化石によるウラン系列年代値 $10 \pm 0.3$ 万年前(大村他, 1984)が報告されている。新井他(1977)は, 小原台層の下部にHk-K1P15が挟在するとした(図2. 1-24参照)が, この結論は層準的に矛盾すると思われる。そこで, 彼らが小原台層とした地層が走水砂礫層に相当すると考え, 横須賀層の上限が少なくともHk-K1P15よりも上位にあると推定した。



- (5)引橋砂層は、引橋面を構成する砂層を指し、基盤の三浦層群を不整合に覆う（町田他、1974）。新井他(1977)によれば、引橋砂層は風成のHk-KmP1に覆われる。前述したように、横須賀層の上限がHk-K1P15よりも上位にあるとすれば引橋砂層との時間間隙はほとんどないものと考えられる。それゆえ、町田(1973)により引橋面とされている面は、小玉他(1980)が指摘するように下末吉面に対比可能であると考えられる。なお、引橋砂層は、小玉他(1980)では下末吉層とされている。
- (6)下末吉ローム層は、Hk-KmP1～0n-Pm1のテフラを含む火山灰層で、下位の引橋砂層を整合に覆う。小原台砂礫層は、波食台堆積物とみなされ、基盤の三浦層群を不整合に覆う（蟹江他、1977）。新井他(1977)によれば、小原台砂礫層は、上部に0n-Pm1を挟在し、0n-Pm1とHk-0Pの間層準以上のローム層に覆われる。
- (7)新期ローム層は、武蔵野ローム層と立川ローム層を合わせた火山灰層で、下位の下末吉ローム層を不整合に覆う。三崎砂礫層は、波食台堆積物と考えられ、基盤の三浦層群を不整合に覆う（町田、1973）。三崎砂礫層は、Hk-MP以上の新期ローム層に覆われる。
- (8)沖積層は、谷底または海岸沿いの低地を埋積する未固結の地層である。

この地域には引橋面、小原台面、三崎面および野比面（“沼面”）の各面が発達する。一般に各面は古い時代のものほど高い高度を示す傾向にある。

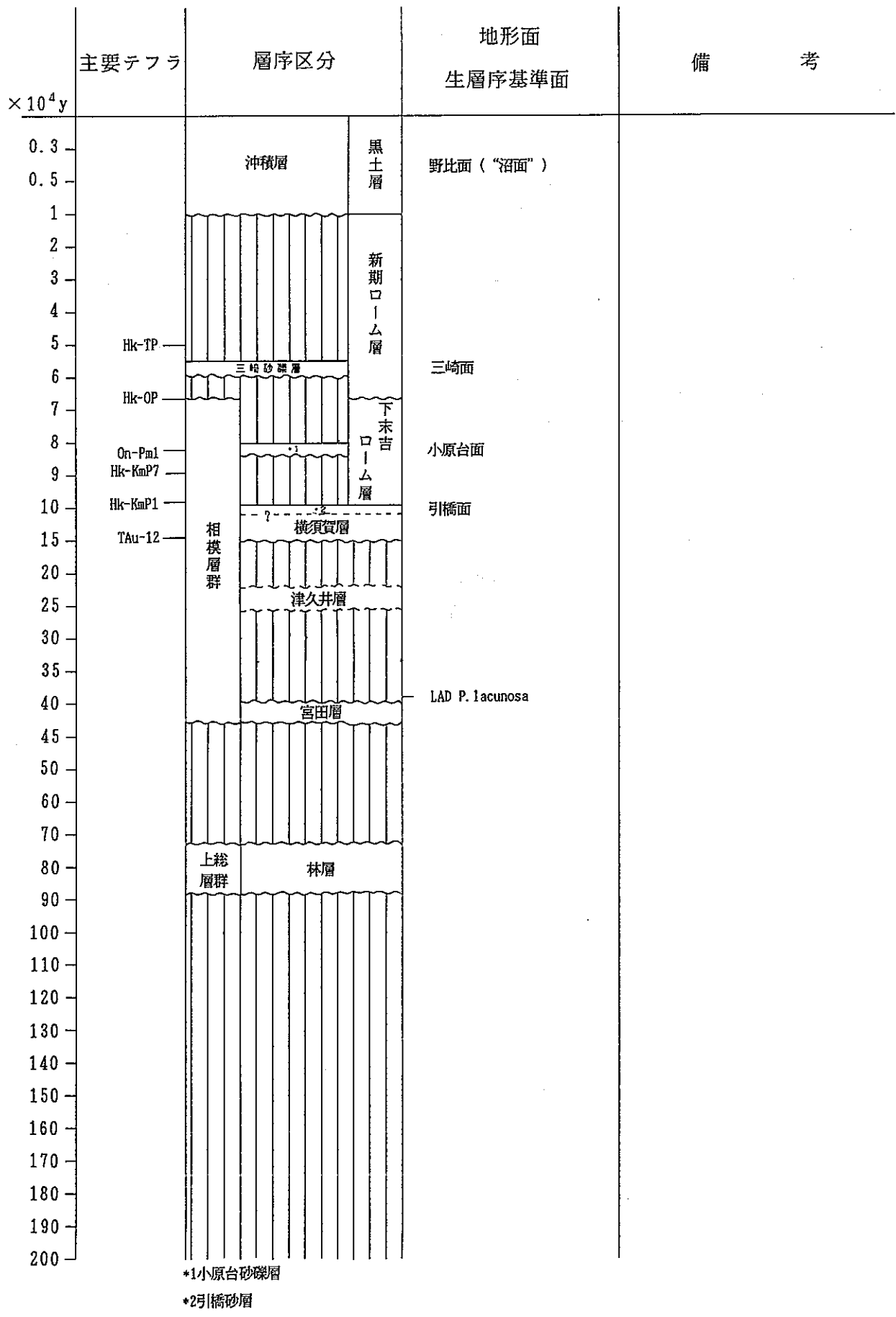
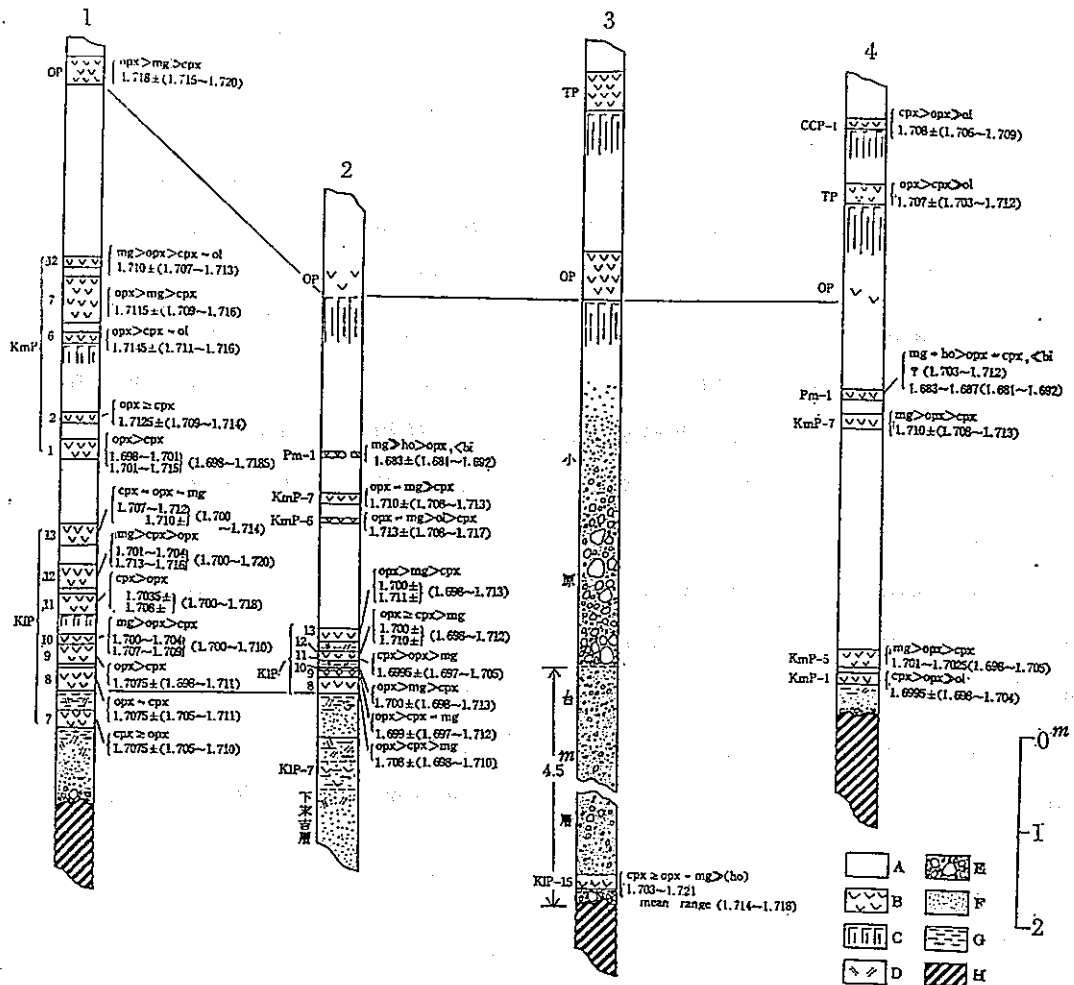


図2. 1-23 三浦半島中・南部地域の第四系層序



横浜および三浦半島の示標テフラの層序と岩石記載的特性  
 1 ; 横浜市南区堀ノ内町1丁目, 2 ; 横浜市鶴見区梶山(三ッ池公園), 3 ; 横須賀市荻野 26 番地先, 4 ; 三浦市南下浦町金田 1269 番地先 (引橋).  
 各柱状図右側に示標テフラの重鉱物組成 (記号は表1と同じ) と斜方輝石・角閃石の屈折率を示した。ただしゴシック体の数字は角閃石へき開片の最大屈折率 ( $n_2$ ), その他はすべて斜方輝石 ( $\gamma$ )。  
 A, 乾陸上に堆積した風化火山灰; B, 軽石; C, クラック帯; D, 水成の火山灰まじりの細粒堆積物; E, 砂礫; F, 砂; G, シルト・粘土; H, 基盤。

図2. 1-24 横浜および三浦半島の示標テフラの層序  
 (新井他, 1977)

## 2. 1. 5 房総半島中・東部地域

房総半島には、後期鮮新世から中期更新世にいたるまでの海成の地層がほとんど欠落することなく積み重なっている。そのため、この地域は日本の海成第四系の模式地域とされている。この地域の第四系層序について主として徳橋・遠藤(1984)、三梨他(1979)に基づいて述べる(ただし、主な層序区分は、徳橋・遠藤(1984)に基づく)。この地域の第四系は、下位より上総層群(浪花層、黄和田層、大田代層、梅が瀬層、国本層、柿ノ木台層、長南層、笠森層、金剛地層)、下総層群(地蔵堂層、藪層、上泉層、清川層、横田層、木下層、姉崎層、常総粘土)、市原段丘堆積層・南総段丘堆積層・新期関東ローム層、沖積層に区分される(図2. 1-25)。上総層群中の各地層は整合一連に堆積しているが、下総層群の地蔵堂層~清川層の各層は部分不整合の関係にある。また、横田層と清川層は整合関係、木下層と姉崎層は下位の地層と不整合関係にある。さらに、常総粘土と姉崎層および新期関東ローム層はそれぞれ部分的に同時異相の関係にあると推定されている。

各地層の形成年代は図2. 1-16に示す微化石基準面や図2. 1-19に示すテフラ層によって総合的に推定される。テフラの対比や各層の層相を以下にまとめて記述する。

(1)浪花層は、主として海成の泥岩からなり、下位の勝浦層を整合に覆う(三梨他, 1979)。

その形成年代は、図2. 1-16の結果を採用した。

(2)大原層は、海棲化石を産する海成層で、主として泥岩と数十cm以下の砂層との互層からなり、下位の浪花層を整合に覆う(三梨他, 1979)。Htなどのテフラ層を挟む。その形成年代は、図2. 1-16の結果を採用した。

(3)黄和田層は、海棲化石を産する泥岩を主とし、下位の大原層を整合に覆う(三梨他, 1979)。Kd38などのテフラ層を挟む。その形成年代は、図2. 1-16の結果を採用した。

(4)大田代層は、海棲化石を産する海成層で、砂勝互層と泥勝互層からなり、下位の黄和田層を整合に覆う(三梨他, 1979)。07などのテフラ層を挟む。その形成年代は、図2. 1-16の結果を採用した。

(5)梅が瀬層は、海棲化石を産する砂勝互層を主とし、下位の大田代層を整合に覆う(三梨他, 1979)。U6などのテフラ層を挟む。その形成年代は、図2. 1-16の結果を採用した。

(6)国本層は、海棲化石を産する海成層で、砂勝互層と塊状シルト岩からなり、下位の梅が瀬層を整合に覆う(三梨他, 1979)。Ku2やMg-Az (=Ku6C)などのテフラ層を挟む。その形成年代は、図2. 1-16の結果を採用した。なお、中里他(1990)は、Ku2の下位層準から産した貝化石を用いて、ESR年代値656ky.を報告している。

(7)柿ノ木台層は、海棲化石を産する砂質シルト岩~シルト質砂岩からなり、下位の国本層を整合に覆う(徳橋・遠藤, 1984)。Ka2.3などのテフラ層を挟む。その形成年代は、

図2. 1-16の結果を採用した。

- (8)長南層は、海棲化石を産する海成層で、塊状シルト岩を主とする下部、泥勝砂泥互層を主とする中部、砂勝砂泥互層を主とする上部からなり、下位の柿ノ木台層を整合に覆う（徳橋・遠藤，1984）。Ch3やSg-Tg（=Ch2）などのテフラ層を挟む。その形成年代は、図2. 1-16の結果を採用した。
- (9)笠森層は、海棲化石を産する海成層で、砂泥互層・砂礫層を伴う塊状砂質シルト岩～シルト質砂岩からなり、下位の長南層を整合に覆う（徳橋・遠藤，1984）。Ks22, Kb-Ks（=Ks11）, Ks5などのテフラ層を挟む。その形成年代は、図2. 1-16の結果を採用した。なお、中里他(1990)は、Ks22の下位層準から産した貝化石を用いて、ESR年代値 $533 \pm 65$ ky.を報告している。
- (10)金剛地層は、海棲化石を産する砂層を主とし、下位の笠森層と一部同時異相の関係にある（徳橋・遠藤，1984）。すなわち、金剛地層の下部に笠森層上部に挟まれるKs5・Ks6が挟在する。また、金剛地層上部には、潮間帯を示唆するヒメスナホリムシの生痕化石が観察される。
- (11)地蔵堂層は、泥質層を主体とし、一部基底にチャンネル状粗粒堆積物を伴う下部と浅海成細粒砂層を主とする上部からなる（徳橋・遠藤，1984）。基底にチャンネル性粗粒堆積物の発達するところ以外では、金剛地層に整合に重なる。杉原他(1978)によれば、地蔵堂層下部にはTE-5（徳橋・遠藤，1984のJ4）が挟在する。なお、秋山・氏家(1976)は、成田層（=木下層）の化石産出層準の年代を14万年と仮定して、地蔵堂層の年代をラセミ化法により33万年と計算した。また、中里他(1990)は、数層準から産した貝化石を用いて、ESR年代値 $435 \pm 12$ ky.～ $490 \pm 690$ ky.を報告している。
- (12)藪層は、泥質層および砂礫層（チャンネル状粗粒堆積物を含む）を主体とする下部と浅海成の砂層を主とする上部からなる（徳橋・遠藤，1984）。基底にチャンネル性粗粒堆積物の発達するところ以外では、地蔵堂層に整合に重なる。杉原他(1978)によれば、藪層中部にGoP<sub>1</sub>（徳橋・遠藤，1984のYb5）が挟在する。なお、秋山・氏家(1976)は、成田層（=木下層）の化石産出層準の年代を14万年と仮定して、藪層の年代をラセミ化法により26万年と計算した。また、中里他(1990)は、数層準から産した貝化石を用いて、ESR年代値 $345 \pm 9$ ky.～ $376 \pm 26$ ky.を報告している。
- (13)上泉層は、泥質層および砂礫層（チャンネル状粗粒堆積物を含む）を主体とする下部と塊状の細粒砂層を主とする上部からなる（徳橋・遠藤，1984）。基底にチャンネル性粗粒堆積物の発達するところ以外では、藪層に整合に重なる。杉原他(1978)によれば、上泉層にはTC1-3, TC1-4に対比可能なテフラが挟在するとされている（図2. 1-4参照；彼らの層序区分は徳橋・遠藤(1984)と異なるが、TC1-3, TC1-4は、徳橋・遠藤(1984)でそれぞれ上泉層の鍵層Km3, Km4に対応されている）。一方、中里・佐藤(1988)は、徳橋・遠藤(1984)のKm2をTCu-1に対比した。この2つの見解は層準的に矛

盾している。ここでは、杉原他(1978)のテフラの同定が可能性を言及しているにすぎないので、中里・佐藤(1988)の対比を採用した。なお、中里他(1990)は、数層準から産した貝化石を用いて、ESR年代値 $292 \pm 45 \text{ky.} \sim 315 \pm 82 \text{ky.}$ を報告している。

- (14)清川層は、泥質層および砂礫層(チャンネル状粗粒堆積物を含む)を主体とする下部と海棲化石を産する中～細粒砂層を主とする上部からなる(徳橋・遠藤, 1984)。基底にチャンネル性粗粒堆積物の発達するところ以外では、上泉層に整合に重なる。杉原他(1978)によれば、清川層にはTB-7, TB-8(徳橋・遠藤, 1984のKy3), TB-9の各テフラが認定されている(図2. 1-4参照)。なお、秋山・氏家(1976)は、成田層(=木下層)の化石産出層準の年代を14万年と仮定して、清川層の年代をラセミ化法により21万年と計算した。また、佐藤・下山(1992)は、貝化石を用いて、ESR年代値 $267 \pm 28 \text{Ka}$ を、さらに、中里他(1990)も数層準から産した貝化石を用いて、ESR年代値 $222 \pm 13 \text{ky.} \sim 269 \pm 32 \text{ky.}$ を報告している。
- (15)横田層は、泥質層からなり、下位の清川層を整合に覆う(徳橋・遠藤, 1984)。
- (16)木下層は、泥質層を主体とし基底部に砂礫層を伴う谷埋め状の堆積物と波食台上の堆積物と考えられる砂層からなる(徳橋・遠藤, 1984)。後者の堆積面が木下面を構成している。木下層は、下位の横田層を不整合に覆う。新井他(1977)によれば、木下層下部にTAu-12, 中部にHk-KIPグループ(三色アイスとも呼ばれる), 上部にHk-KmPが挟在する。なお、大村他(1984)は、サンゴ化石からU系列年代値 $120 \pm 4 \text{ka}$ を、大村・桜本(1986)は、それと同一地点から産した貝化石を用いて、ESR年代値 $149 \pm 10 \text{ka}$ を報告している(ただし、彼らの地層名は、桜井貝層とされている)。また、中里他(1990)は、数層準から産した貝化石を用いて、ESR年代値 $154 \pm 9 \text{ky.} \sim 182 \pm 18 \text{ky.}$ を報告している。
- (17)姉崎層は、陸水成層とされる中礫混じりの砂層と泥質層との互層からなる(徳橋・遠藤, 1984)。一部は、木下層の最上部と同時異相の関係にあると推定されているが、一般に、木下層を不整合に覆う。徳橋・遠藤(1984)によれば、姉崎層にはHk-KmP1, On-Pm1がそれぞれ含まれる。
- (18)常総粘土は、テフラを母材として著しく粘土化の進行したものと考えられている凝灰質粘土層で、木下層に整合に重なり、姉崎層と一部指交関係で整合に覆う(徳橋・遠藤, 1984)。徳橋・遠藤(1984)によれば、常総粘土はOn-Pm1を含み、Hk-OPを最下部に含む新期関東ローム層に覆われるとされている。しかし、菊地(1981)では、Hk-OPが常総粘土層の上部(徳橋・遠藤(1984)の常総粘土に対応する)に挟在するとしている。そこで、ここでは、菊地(1981)の結果も考慮して、新期関東ローム層下部と常総粘土上部を同時異相とした。
- (19)新期関東ローム層は、徳橋・遠藤(1984)によって、小原台埋没土直上から黒ボク土直下までとされたが、上述したようにその下部は常総粘土と同時異相の関係にあると考

えられる。この新期関東ローム層に整合に覆われる段丘堆積層は、大別すると市原段丘堆積層、南総段丘堆積層に区分される（徳橋・遠藤，1984）。前者は、Hk-MP以上のテフラを含むローム層（武蔵野ローム層）に覆われ、後者はATを含むローム層（立川ローム層）に覆われる。

(20)久留里段丘堆積層は、風成ローム層を欠く上総層群に対する侵食段丘の構成層であり、沖積層は、谷底または海岸沿いの低地を埋積する未固結の地層である（徳橋・遠藤，1984）。

徳橋・遠藤(1984)によれば、この地域には、木下面（“下末吉面”）、姉崎面、市原面、南総面、久留里面の各地形面が発達する。

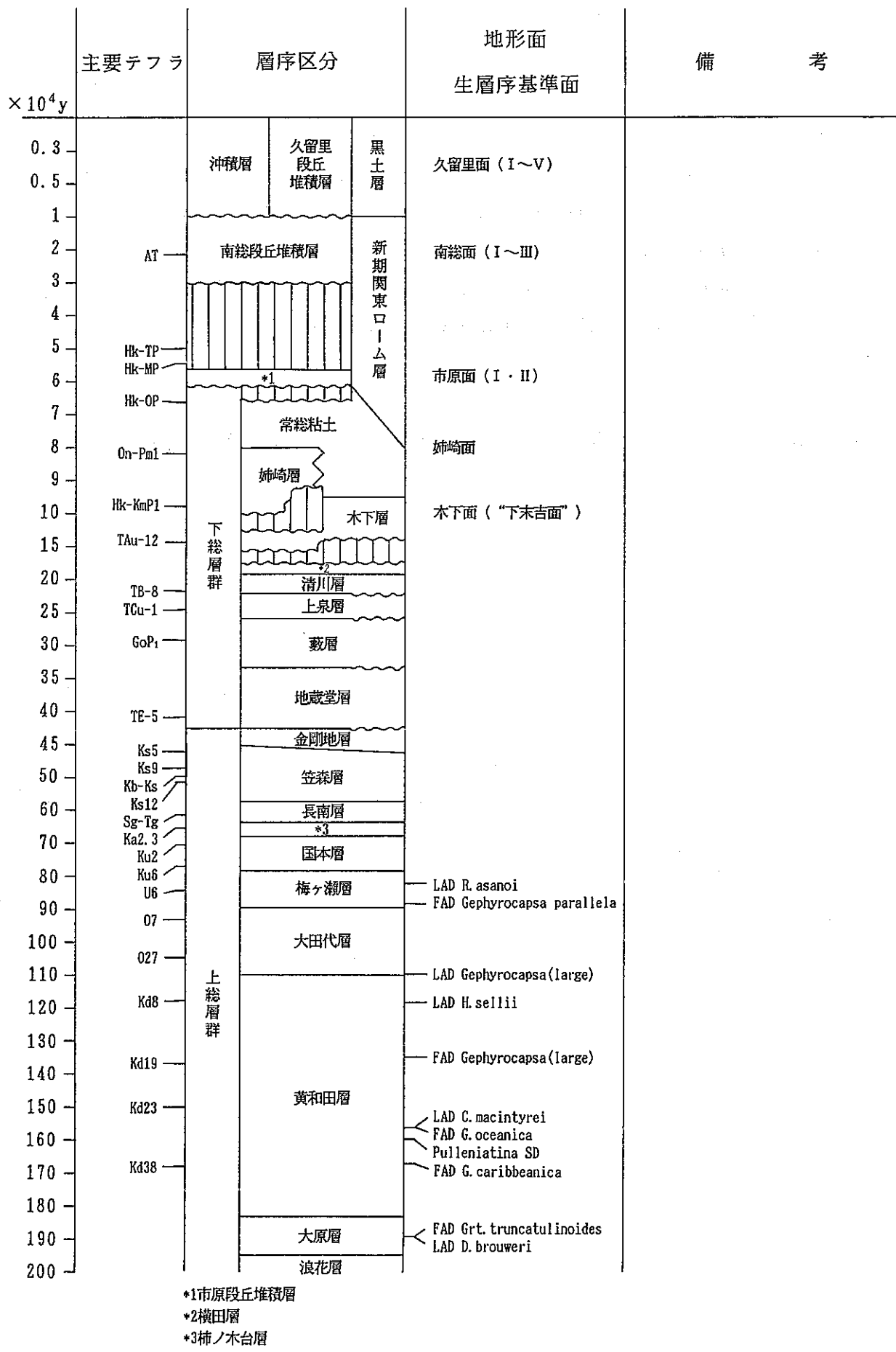


図2. 1-25 房総半島中・東部地域の第四系層序



## 2. 1. 6 房総半島南部地域

この地域の第四系層序を、更新統については小竹(1988)に、完新統については松島(1979)と横田(1978)に基づいて述べる。この地域の第四系は、下位より千倉層群(畑層, 神余層; 真野層; 嵯峨志層, 根方層), 豊房層群(加茂層, 神余畑層, 東長田層, 滝川礫岩), “関東ローム層”, 沼層, 岡瀬田層, 寺庭層, 河成段丘堆積層からなる(図2. 1-26)。地層の多くは不整合関係にあるとされている。

この地域にはテフラが地層中に挟在しているものの、広域対比されたテフラが少なく、おもに図2. 1-16に示す微化石層序の基準面や<sup>14</sup>Cの年代値により地層の年代が推定される。なお、各層の層相などを以下にまとめて記述する。

- (1) 畑層は、海棲化石を産する凝灰質砂岩とシルト岩の互層からなり、下位の南朝夷層を不整合に覆う。図2. 1-27に示すような微化石基準面が、小竹(1988)により報告されている。
- (2) 神余層は、海棲化石を産する凝灰質砂岩とシルト岩の互層からなり、下位の畑層を不整合に覆う。図2. 1-27に示すような微化石基準面が、小竹(1988)により報告されている。
- (3) 真野層は、海棲化石を産する海成層で、凝灰質粗粒砂岩と凝灰質シルト質砂岩の互層、シルト岩、凝灰質シルト質砂岩からなり、下位の石堂層群を不整合に覆う。神余層および畑層とは、断層関係にある。図2. 1-27に示すような微化石基準面が、小竹(1988)により報告されている。
- (4) 嵯峨志層は、海棲化石を産する海成層で、凝灰質粗粒砂岩、凝灰質シルト質砂岩、シルト岩からなり、下位の石堂層群を不整合に覆う。図2. 1-27に示すような微化石基準面が、小竹(1988)により報告されている。
- (5) 根方層は、礫岩、凝灰質砂岩、シルト岩の互層で、嵯峨志層の同時異相とされている。
- (6) 加茂層は、海棲化石を産する凝灰質粗粒砂岩～凝灰質シルト岩からなり、下位の真野層を不整合に覆う。
- (7) 神余畑層は、海棲化石を産する凝灰質砂岩とシルト岩の互層からなり、下位の千倉層群を不整合に覆う。加茂層との関係は不明である。
- (8) 東長田層は、海棲化石を産する海成層で、シルト岩または砂礫層・シルト岩の互層からなり、下位の神余畑層および加茂層を不整合に覆う。図2. 1-27に示すような微化石基準面が、小竹(1988)により報告されている。
- (9) 滝川礫岩は、海棲化石を産する海成層で、礫岩、シルト岩、シルト岩・凝灰質砂岩の互層からなり、東長田層を不整合に覆う。
- (10) 杉原他(1978)は、房総半島南部の平坦面(海成段丘)を調査し、Hk-TPを含むローム層を報告している。彼らは、地層名を与えていないので、ここではローム層を“関東ローム層”と記述する。

ーム層”とした。

(11)館山付近に発達する沼層は、下位より沼下部泥層、沼サンゴ層、沼上部泥層からなり、 $7,840 \pm 110$  y. B. P.  $\sim 4,440 \pm 110$  y. B. P. という $^{14}\text{C}$ 年代値が報告されている（松島, 1979）一方、太平洋側の千倉付近に発達する岡瀬田層・寺庭層は、 $16,420 \pm 360 \sim 3,610 \pm 120$  y. B. P. という $^{14}\text{C}$ 年代値が報告されている（横田, 1978）。なお、松島(1979)では太平洋側の千倉付近の地層も沼層としている。

この地域には、三崎面および沼面がみられる。中田(1980)は沼面をさらに I, II, III, IV に細分しており、それらはそれぞれ横田(1978)の岡瀬田面、寺庭面、平館面、瀬戸浜面に対応する。

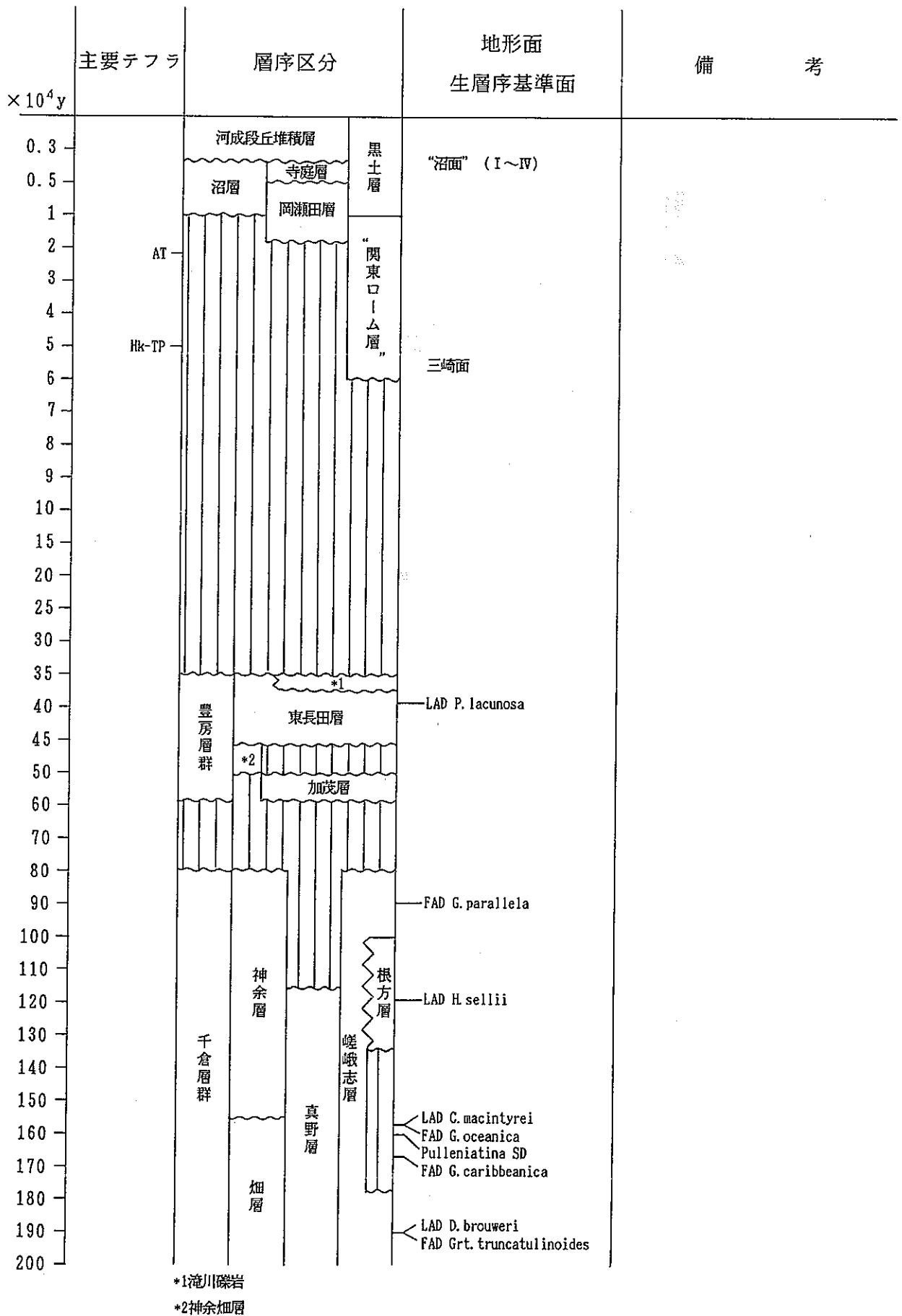
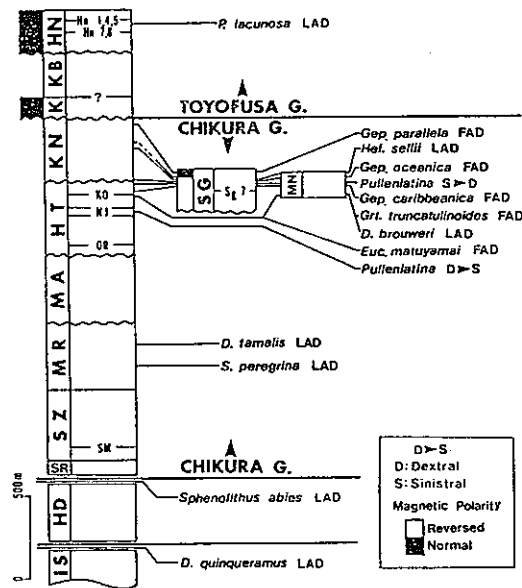


図2. 1-26 房総半島南部地域の第四系層序



房総南端地域の上部新生界で確認された主要浮遊性微化石のデータレベル。古地磁気データは、中尾ほか(1986)を引用。

図2. 1-27 房総半島南部地域の上部新生界で確認された主要浮遊性微化石の基準面 (小竹, 1988)

HN: 東長田層, KB: 神余畑層, K: 加茂層, KN: 神余層, HT: 畑層  
 MA: 南朝夷層, MR: 布良層, SZ: 白間津層, SR: 白浜層, HD: 平館層  
 IS: 石堂層群

## 2. 1. 7 関東地方南部（房総一三浦半島）の第四系層序総括


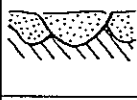

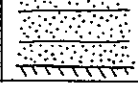
前項で述べた各地域（大磯丘陵地域，横浜・三浦半島北部地域，三浦半島中・南部，房総半島中・東部，房総半島南部）の第四系層序についての調査から，明らかになったことおよび地殻変動様式などを以下に述べる。なお，房総半島西部地域（表2. 1-1の房総半島西海岸に相当）の第四系については連続した層序についての資料（地層中のテフラの詳細な層準など）がそろわなかったため除外した。

- (1)房総一三浦半島に分布する第四系の層序を明らかにするためにテフラなどの鍵層が使われている。その際に用いられているテフラ層序は，上・中部更新統の場合には大磯丘陵でたてられたテフラ層序を，中・下部更新統の場合には房総半島の上総層群中のテフラ層序であることが多い。
- (2)海成層の場合には，微化石層序や古地磁気層序も利用されているが，用いられる微化石層序は浮遊性有孔虫と石灰質ナンノ化石に基づくものである。特に，後者の方が基準面が多く設定されており，分解能が高いと推定される。ただし，基準面の年代値に基づく地層の年代値とフィッシュン・トラックに基づく地層の年代値が異なることもあり，基準面の年代値を再考する必要があると思われる。
- (3)“ローム層”と水成層の区分法には，2つの方法がある。第1の方法は，段丘との関係を重視した段丘法とも呼ぶべき区分法で，下位の水成層とその上位に整合状に累重するテフラ層がセットで設定される方法である。隆起の継続する段丘地帯では，このような方法で設定された地層区分が，時代区分にほぼ等しくなると考えられることから，その地域の地質発達史をそのような区分方法で推定できると考えられている。一方，第2の方法は，テフラ層と水成層をそれぞれの斜交関係・不整合関係で区分する方法である。この区分点で，累層単位や部層単位で一致することから地層区分が時代区分にほぼ等しくなるとされている。この方法は，隆起地域と沈降地域が交錯し，時代とともに変動傾向が変化する地域（例えば，大磯丘陵地域）で有効と考えられている。
- (4)沿岸地域の地層中には地殻変動と海水準変動を反映した情報が蓄積されていると考えられている。そのような地殻変動と海面変動を加味した地層の堆積の様子を，関東第四紀研究会(1980)は概念的に表にまとめた(表2. 1-5)。それによれば，隆起の影響が大きい場合にはより高い位置に分布する段丘堆積物ほど古くなる段丘型の地層群，沈降運動の影響が大きい場合には累積型の地層群，地殻変動が比較的安定な場合には海水準変動の影響を受けた侵食・埋積型～侵食・累積型の地層群になるとされている。関東第四紀研究会(1980)は大磯丘陵の地層群を上記の区分を基に考察し，早田層および土屋層堆積時は相対的に変動のない安定期で，吉沢層以降に隆起に転じたと推定している。
- (5)横浜地域の相模層群の水成層の層相から，海退期には陸地地域において谷地形が形成され，続く海進期には溺れ谷となって，谷地形を内湾性の堆積物が埋積していくというサ

イクルが幾度か繰り返されたとみなされている（三梨・菊地，1982）。また，上倉田層およびその上位の地層については各地層の間の分布高度に大差がない（すなわち，表2. 1-5の侵食・埋積型の形態をとる）ことから，この地域が地殻変動に対して安定で，水河性海面変動の影響を直接的に受けることになったと推定されている（三梨・菊地，1982）。

- (6)三浦半島中・南部地域の引橋砂層およびその上位の第四系は，表2. 1-5の段丘型の形態をとり，少なくとも，引橋砂層形成以降この地域が隆起傾向にあることが推定される。なお，段丘面の分布・高度および変形形態から，引橋断層などの活断層の運動に規制されたブロック状の運動が考えられている（小玉他，1980）。
- (7)房総半島中・東部の上総層群は，有孔虫化石によって，半深海域下部の堆積環境から上方へ向かって順次浅海化する中で形成された一連の堆積盆埋積型の堆積物と考えられている（Aoki, 1968）。一方，淡水成の堆積物のみからなる最上位の姉崎層を除いた下総層群は，淡水-汽水成の泥質層と浅海成の砂層が周期的に繰り返す堆積サイクルから構成されている（徳橋・遠藤，1984）。中・後期更新世の海面変動の大きさがほぼ同じ大きさと仮定できることから，同じ様な堆積サイクルが何回も整合に重なり保存されるのは，全体が沈降しているためであると推定されている（徳橋・近藤，1989）。さらに，下総層群上部の木下層や姉崎層が下位の様々な地層と不整合関係で重なることから，木下層堆積前（横田層堆積後）からは，全般的な隆起運動に転化した可能性が大きいと推定され，この隆起運動が，現在まで継続しているとされている（徳橋・遠藤，1989）。
- (8)房総半島南部では，有孔虫化石から推定される千倉層群・豊房層群の地層堆積時の水深の層位学的変化と地層の厚さから，東長田層堆積前に，安定または隆起→顕著な隆起に転じた地域と，沈降→安定に転じた地域があると推定されている（小竹，1988）。一方，沼層堆積後，地震に伴う隆起運動によって段丘面が形成されたと推定されている（中田他，1980）。

表2. 1-5 沿岸地域の第四系の層序型 (関東第四紀研究会, 1980)

層序型	地質断面	層相	地形面、不整合、化石、他
段丘型		風成層, 河成層 (礫・砂礫), 海成層 (砂・砂礫)	平坦面 (堆積面 浸食面) を形成. 薄い河成段丘堆積物, 薄い海成段丘堆積物. 潮間帯・浅海の化石.
浸食・埋積型		風成層, 河成層 (礫・砂礫), 潟成層 (泥炭), 海成層 (砂・泥・砂礫)	起伏のある不整合面を形成. 1輪廻の谷埋め浅海堆積物, 潟・強内湾・内湾性の化石.
浸食・累積型		潟成層 (泥炭), 海成層 (砂・泥・砂礫)	比較的平坦な不整合面を形成. やや厚い浅海堆積物. 内湾性の化石.
累積型		海成層 (砂・泥・砂泥互層)	平坦な不整合面, または整合. 比較的厚い浅海堆積物. 内湾ないし外洋性の化石.

## 2. 2 関東地方南部（房総－三浦半島）の隆起・沈降運動に関する事例研究

関東地方南部，すなわち房総－三浦半島の第四紀地殻変動に係わる事例研究の多くは，地形・地質学的手法に基づく研究であり，測地学的手法に基づく研究は極めて限られている。これらの研究のうち，主として1980年以降の事例研究については「隆起・沈降に関する研究（I），1992」で報告したが，ここでは，主に1980年以前の事例研究について整理するとともに，1980年以降の事例研究も含めて，房総－三浦半島における第四紀地殻変動の諸特徴および同半島の第四紀地殻変動を推定するために用いられた手法について説明する。

### 2. 2. 1 房総－三浦半島における地形・地質学的手法に基づく事例研究

この地域は，0.5Ma前後に沈降域から隆起域に転じ，現在まで一貫して隆起傾向にあると推定される地域（貝塚，1987）の代表地である。また，第四系が広く分布する地域に相当しており，2. 1で説明したように，日本の第四系の模式地となっている。さらに，第四紀の地殻変動（隆起・沈降運動）様式を考える上で極めて重要な要素である変動基準面ないしは基準層の年代および環境を推定するための指標（例えば広域テフラ，化石，旧汀線アングル等）が豊富な地域である。

このような地域において，新第三紀から現在に至る地殻変動の様式を考察した研究は，1980年以前・以降の研究を問わず成瀬(1971)にみるだけである。その他の研究は，第四紀更新世後期から完新世に形成された個々の地形面（地層），とくに下末吉面，小原台面，三崎面および沼面等を対象としたものがほとんどであり，そのうち1980年以前の研究（一部1980年以降の研究を含む）としては，「隆起・沈降に関する研究（I），1992」で引用した研究の外にSugimura(1967)，岡(1971)，町田(1973)，岡他(1974)および茅根他(1991)の5研究等が挙げられる。

これらの研究の多くは，第四紀地殻変動の実態を知る方法の一つとして，主に海成段丘（一部には地層中のデータから当時の高海面位置を推定）の高度から，段丘（地層）形成時の古海面高度を差し引いて変動量を算出し，その値を段丘（地層）形成年代で割って平均変動速度を求めている。各研究の内容および成果の中から，第四紀地殻変動速度とその推定方法に関する項目を抽出すると，表2. 2-1～表2. 2-7（説明文を含む）および図2. 2-1～図2. 2-8のようにまとめることができる。

前回と今回の事例研究をまとめて以下の（1）では房総－三浦半島における第四紀地殻変動の推定方法，（2）では同半島における第四紀地殻変動の諸特徴について記述する。



表2. 2-1 地形・地質学的手法に基づく地殻変動 (Sugimura, 1967)

文献	地域・変動基準	期間・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
Sugimura (1967)	千葉-久留里						変動量・速度は、 千葉に対する久留里 の相対的変動量 ・速度である。 下線部は、基準の 変動期間を示す。
	地震隆起	<u>140</u>	0.12	0.9			
	下町面	6200	7	1.1			
	下末吉面	$9 \times 10^4$	120	1.3			
	梅ガ瀬層上限	$1.2 \sim 1.3 \times 10^5$		0.9~1.0			
		$1 \times 10^6$	1000	1.0			

<年代推定方法>

- (1) 南関東における大地震の再来間隔を140年とした。
- (2) 下町面の年代は、木越・宮崎(1966)の<sup>14</sup>C年代値に基づいて6200年前とした。
- (3) 下末吉面をRiss-Wurm間氷期の海成段丘面とし、Emiliani(1964)の年代値90000年前を採用した。なお、Broecker(1966)の年代値 $1.2 \sim 1.3 \times 10^5$ 年前の値も併記した。
- (4) 梅ガ瀬層の上限の年代値については、不明である。

<解析方法>

千葉-久留里間(35km)における時代の異なった地形面の傾動量を調べた。

- (1) 地震間の変動量は、Sugimura(1964)の式；(1923年の地震隆起)×0.2に千葉および久留里の1923年の地震隆起量0mおよび0.6mを代入して求めた。
- (2) 千葉および久留里における下町面の高度はそれぞれ4m(Sugimura, 1962), 11m(海岸部の下町面を延長することにより求めた)とし、その差を求めた。
- (3) 千葉および久留里における下末吉面の高度はNaruse(1966)のデータに基づき、それぞれ20m, 140mとし、その差を求めた。
- (4) 梅ガ瀬層の上限が水深200mにほぼ水平に堆積したとみなし、Kawai(1965)のデータから千葉および久留里における梅ガ瀬層の上限高度をそれぞれ-1200m, -200mとしてその差を求めた。

表2. 2-2 地形・地質学的手法に基づく地殻変動（成瀬, 1971）

文献	地域・変動基準	期間・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(1971)	嶺岡帯						下線部は変動基準の年代値を示す
	豊岡層群	$5 \times 10^6$	1000	0.20			
	房南帯						
	千倉層	$1 \times 10^7$	-2400	-0.24			
	豊房層	$5 \times 10^6$	-1200	-0.24			
	豊房層下部	$5 \times 10^6$	-600	-0.12			
	豊房層上部	$17 \times 10^5$	-600	-0.35			
	沼段丘面	<u>6000</u>	20	3.3			
	地震隆起	140	2.0	3.0			
	関東構造盆地						
	上総層群下部	$5 \times 10^6$	-2200	-0.44			
	上総層群上部	$(16 \sim 17) \times 10^5$	-500 ~ -700	-0.30 ~ -0.44			
	成田層以外の成田層群	$(15 \sim 25) \times 10^4$	-550	-2.2 ~ -3.7			
	成田層	$(3 \sim 5) \times 10^4$	-60 ~ -70	-1.2 ~ -2.3			
下総下位面	<u><math>8 \times 10^4</math></u>	130	1.6				
下町面	<u>6200</u>	7.0	1.1				

\* 成田層の基底から下末吉海進期までの期間

### <年代推定方法>

房総半島の地質層序を、新第三紀に分化したと考えられる3つの構造単元、すなわち関東構造盆地・嶺岡帯・房南帯(図2.2-1)に分けて表2.2-3に示す。この中で、豊房層と上総層群との対比が不完全なので、豊房層が上総層群下部に対比される場合(表2.2-3の点線)と上総層群全体に対比される場(表2.2-3の波線)を併記した。

基準面・基準層の絶対年代値を、次のように設定した。

- (1) 豊岡層群の基底(千畑・千倉層)および黒滝層の基底は、鎮西(1967)の年代値およびIkebe and Chiji(1969)の微化石帯年代値を考慮して、それぞれ-1800万年ないし-1600万年および-700万年とした。
- (2) 鮮新世・更新世の境界は-200万年とした。
- (3) 上総層群の上限の年代値は、中川・新妻・早坂(1969)の古地磁気編年およびFission Track年代値が得られている大阪層群との対比から-30~-40万年とした。
- (4) 成田層基底の年代(下末吉海進開始の時期)は、-12万年頃をピークとする海進が-14万年頃に始まったとする岡(1970)の見解と、-12万年海進が下末吉海進に対比されることから約-15万年とした。
- (5) 下末吉面の年代は、Sugimura(1967)の-12万年~-13万年および町田(1969)の-12万年内外(-10万年よりは古い)から-10~-12万年とした。
- (6) 下総下位面の年代は、岡(1970)の研究を参考にして-8万年とした。
- (7) 沼面および下町面の年代は、約6000年前とした。ただし、下町面の年代値はSugimura(1967)の値をそのまま採用した。
- (8) 1地震周期は、Sugimura(1964)に従い140年とした。

次に変動の期間については、上述の年代値に基づいて以下の様に設定した。

- (a) 豊岡層群の堆積期間は、(1)から1000万年間とした。
- (b) 嶺岡帯の豊岡層群は、沈降→隆起という地殻変動を経ているので、ここではそれぞれの運動が等期間続いたものとして隆起期間を500万年間とした。
- (c) 豊房層を上総層群下部(黒滝層~梅ガ瀬層中部)に対比した場合、(1)と(2)から豊房層の堆積期間を500万年間とした。他方、豊房層下部を上総層群下部に、豊房層上部を上総層群上部(梅ガ瀬層中部~笠森層)に対比した場合、豊房層下部および上部の堆積期間を(1)~(3)からそれぞれ500万年間、170万年間とした。ただし、上総層群の上限を-30万年とした。
- (d) 上総層群下部および上部の堆積期間は、(1)~(3)に基づき、それぞれ500万年間および160万~170万年間とした。
- (e) 成田層を除く成田層群の堆積期間は、(3)と(4)から15万~25万年間とした。
- (f) 成田層の堆積期間は、(4)と(5)から3万~5万年間とした。

### <解析方法>

沈降量は以下のようにして求めた。

地層の堆積開始時の深度を $a_1$ 、堆積終了時の深度を $a_2$ とし、地層の厚さを $b$ とすると

$$\text{沈降量} = (a_1 - a_2) + b$$

ここで、地層の厚さ $b$ は元の厚さを表すため、圧密を受けた現在の地層の厚さから元の厚さを、宮崎(1965)の埋没深度-孔隙率(密度)曲線と地層の粒子堆積が埋没前後で変化しないという仮定に基づいた関係式： $T^{-1}$

$(1 - \phi_a) = T(1 - \phi_b)$  とから算定した。ただし、 $T$  は現在の地層の厚さ、 $T'$  は埋没前の厚さ、 $\phi_a$  は現在の地層の平均孔隙率、 $\phi_b$  は埋没前の平均孔隙率を表す。なお、 $\phi_a$  は実際には得難いので現在の地層の基底部の孔隙率  $\phi_b$  で代用した。

嶺岡帯および房南帯の泥質岩については宮崎(1965)の図表を用いて  $T'$  を、一方関東構造盆地の上総層群の泥質岩については河井(1961)の資料も参考にして  $T'$  を算定した(図2.2-2, 図2.2-3)。

- (1) 嶺岡帯の豊岡層群(全層厚700m)の千畑層と稲子沢層(層厚400m)の堆積深度を化石からそれぞれ-200m, -600mと推定した。また、泥質岩を主体とする稲子沢層の現在の厚さが400mであることから、埋没前の地層の厚さを宮崎(1965)から約600mと推定した。さらに、黒滝不整合下の削剝量を房総団体研究グループ(1964)に基づいて約500mとした。  
 豊岡層群基底の沈降水量 =  $\{(-200) - (-600)\} + 600 = 1000\text{m}$   
 豊岡層群基底の隆起量 = 最深の基底の深さ - 削剝後の基底の深さ =  $(600 + 600) - (700 - 500) = 1000\text{m}$  [700m; 豊岡層群の厚さ]
- (2) 千倉層の堆積深度が変化しなかったと仮定した。千倉層(約2000m)のうち1650mが泥岩がち互層なので、圧密補正を行って元の厚さを2100mと推定した。  
 千倉層基底の沈降水量 =  $(約2000 - 1650) + 2100 = 約2400\text{m}$
- (3) 豊房層(1200m+)は砂質層のため圧密補正をしていない。豊房層の堆積深度が変化しなかったと仮定している。  
 豊房層の沈降水量 = 1200m(下部の沈降水量 = 600m, 上部の沈降水量 = 600m)
- (4) 上総層群下部; 黒滝層~梅ガ瀬層下部(2000m)のうち1400mが泥質岩なので、圧密補正を行って元の厚さを約2200mと推定した。堆積深度はほぼ一定と仮定した。  
 上総層群下部の沈降水量 = 2200m
- (5) 上総層群上部; 梅ガ瀬層中部~笠森層(800m)の泥質岩に対して圧密補正を行って元の厚さを約1100mと推定した。梅ガ瀬層中部および笠森層の堆積深度を化石からそれぞれ-500~-700m, -100mとした。  
 上総層群上部の沈降水量 =  $\{(-100) - (-500 \sim -700)\} + 1100 = 700 \sim 500\text{m}$
- (6) 成田層以外の成田層群の厚さ(約550m) [Kawai(1965)と成瀬・新堀・羽鳥(1969)から推定] を沈降水量とした。
- (7) 千葉付近の成田層の厚さ80mから氷河性海面変化量10~20m(基盤の沈降の少なかった東京・横浜付近の下末吉層の厚さ)を差し引いて成田層の沈降水量とした。
- (8) 下総下位面の変動量は下総台地北西部の栗橋付近の高度約10mと木更津台地南部および三舟山の高度約140mの差異として求めた。
- (9) 沼面の変動量はSugimura and Naruse(1954, 1956)に基づき、富崎における沼段丘面の高度26mからその後の海面低下量6mを差し引いて求めた。
- (10) 下町面の変動量および地震隆起量は、それぞれSugimura(1967, 1964)に基づいた。

#### <地殻変動様式>

成瀬(1971)は、房総半島における新第三紀から現在に至る地殻変動を表2.2-2にまとめ、さらに、つぎのようにその変動様式について説明している。

- ① 全般的にみて第三紀よりも第四紀の方が変動速度が大きいことが注目される。
- ② その中で一番資料が多い関東盆地について、年代的により詳しくみると、上総層群堆積終了までの盆地(上総積成盆地)の沈降速度は、

房南帯や嶺岡帯の中新世後期～鮮新世の変動速度とあまり変わらないが、成田層群の時代になると急に1桁大きくなる。

- ③ そして成田層群堆積の後期からは次第に速度を減じて現在にいたっているように見える。
- ④ 隆起と沈降についても、新第三紀における嶺岡帯の隆起速度と房南帯の沈降速度とはほぼつり合っているが、完新世における房南帯の隆起速度は、それらよりも1桁大きい。
- ⑤ 房南帯ではおそらく、豊房層の堆積後、更新世のある時期から、隆起に転じ、大きい速度で上昇を続けているのであろう。そしてこの地域は現在地震隆起が活発におこなわれており、その隆起速度は $3.0\text{m}/10^3\text{年}$ と衰えを見せていないと結論づけている。

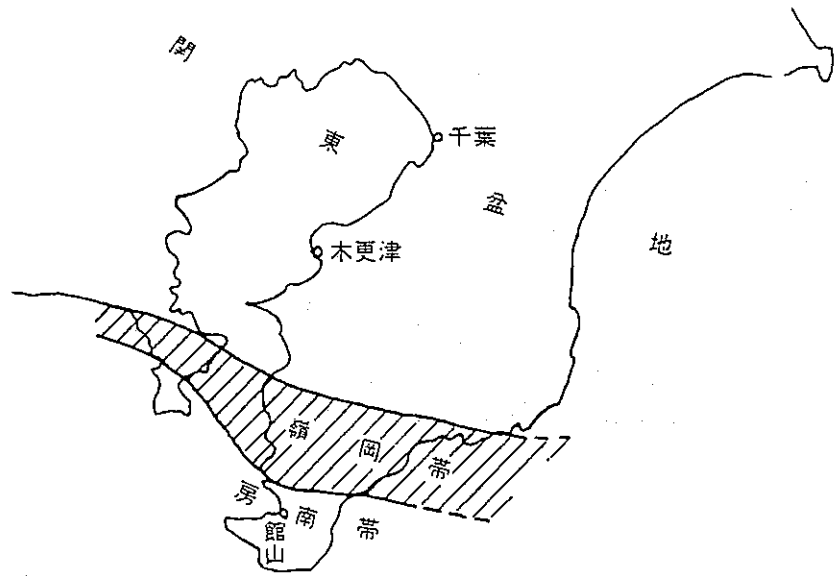


図 2. 2 - 1 房総半島の新第三紀における地質構造区 (成瀬, 1971)

表 2. 2 - 3 房総半島地質層序表 (成瀬, 1971)

年代	時代	層群	関東構造盆地	嶺岡帯	房南帯			
-1万年	更新世	成田	立川~ 下末吉ローム					
-10			成田層 (姉ガ崎層)					
			瀬又層					
			飯層					
			地蔵堂層					
-30		前期	上			東谷層		?
						笠森層		
						長南層		
						柿ノ木台層		
-200		鮮新世	総			國本層		↑
	梅ガ瀬層							
	大田代層							
-700	中新世	豊岡	黄和田層	竹岡層	豊房層			
			黒滝層					
		安野層	萩生層					
		清澄層	稲子沢層					
-1600	中新世	中前期	天津層	千畑層	千倉層			
			佐久間	天津層	中原層	西岬層		
		保田		保田層群				

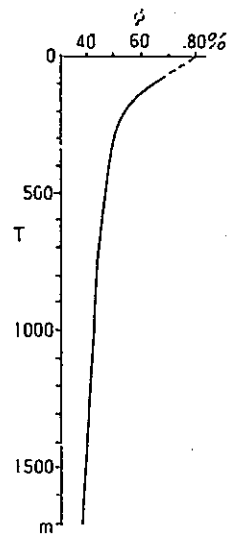


図 2. 2 - 2 埋没深度と孔隙率  
との関係図 (成瀬, 1971)  
T; 埋没深度, φ; 孔隙率

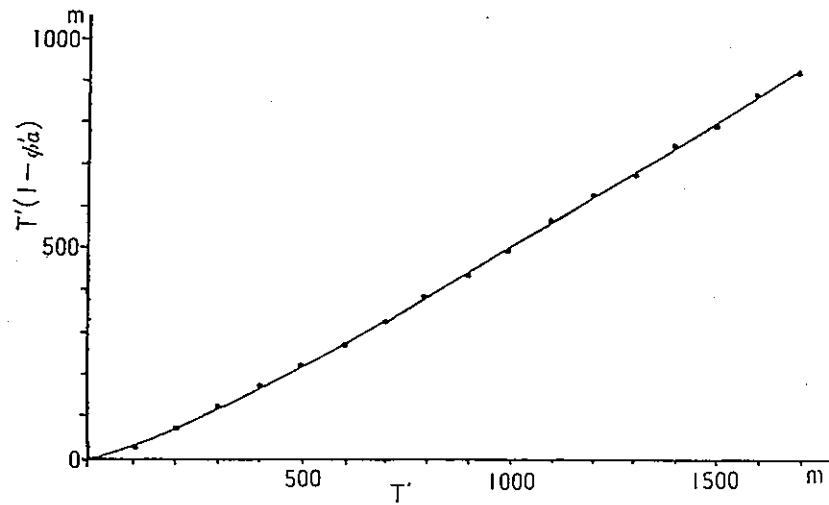


図 2. 2 - 3 地層の粒子体積と埋没前の厚さとの関係 (成瀬, 1971)  
T; 埋没前の厚さ, φa; 埋没前の平均孔隙率,  
T'(1-φa); 地層の粒子堆積

表2. 2-4 地形・地質学的手法に基づく地殻変動(岡, 1971)

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
岡(1971)	三浦半島中部～南部						Sugimura and Naruse(1954)
	沼面	6,000	12	2.0			
	三崎面	60,000	18+	0.3			
	小原台面	80,000	41	0.51			

<年代推定方法>

小原台面および三崎面の形成年代は、町田・鈴木(1971)のフィッシュトラック年代値、沼面の形成年代は Sugimura and Naruse (1954)の<sup>14</sup>C年代値を引用した。

<解析方法>

地形面区分は、地形学および火山灰層序学的(火山灰の降った順序やその時代を明らかにしながら地史を組み立てる)手法を用いて行った。また、地形面の高度は「ハンドレベル」で測定した。

上記の調査より求めた各地形面の高度から、当時の海水準高度を差し引いて変動速度を推定した。

①各地形面の高度

沼面 ; 調査地域で認定できなかつたため、Sugimura and Naruse(1954)のグラフより18mとした。

三崎面 ; 高度測定から35m+

小原台面 ; 高度測定から65m

②各地形面の旧海水準高度

沼面 ; Sugimura and Naruse(1954)の6mを引用

三崎面・小原台面 ; 町田・鈴木(1971)の海面変化曲線図から、三崎面を17m、小原台面を24mと読み取った。なお、町田・鈴木(1971)は、海面変化曲線図を示しているにすぎず、海水準高度を数字では明示していない。



表 2. 2 - 5 ( 1 ) 地形・地質学的手法に基づく地殻変動 (町田, 1973)

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
町田(1973)	大磯丘陵 早田面 下末吉面	28×10 <sup>4</sup> 13×10 <sup>4</sup>			102×10 <sup>-3</sup> 58×10 <sup>-3</sup>	3.6×10 <sup>-7</sup> 4.4×10 <sup>-7</sup>	
	高座丘陵 下末吉面 三崎面	13×10 <sup>4</sup> 6×10 <sup>4</sup>			4.1×10 <sup>-3</sup> 3.6×10 <sup>-3</sup>	0.3×10 <sup>-7</sup> 0.6×10 <sup>-7</sup>	
	高座丘陵～ 江ノ島間 下末吉面 三崎面	13×10 <sup>4</sup> 6×10 <sup>4</sup>			6.0×10 <sup>-3</sup> 2.0×10 <sup>-3</sup>	0.33×10 <sup>-7</sup> 0.46×10 <sup>-7</sup>	
	横浜西部 港南面 下末吉面	40×10 <sup>4</sup> 13×10 <sup>4</sup>			31.2×10 <sup>-3</sup> 10.2×10 <sup>-3</sup>	0.8×10 <sup>-7</sup> 0.8×10 <sup>-7</sup>	
	多摩丘陵東部 おし沼面 下末吉面	33×10 <sup>4</sup> 13×10 <sup>4</sup>			0.24×10 <sup>-3</sup> 0.18×10 <sup>-3</sup>	0.007×10 <sup>-7</sup> 0.014×10 <sup>-7</sup>	
	下末吉台地～ 大宮台地 下末吉面 沖積面	13×10 <sup>4</sup> 0.6×10 <sup>4</sup>			0.54×10 <sup>-3</sup> 0.038×10 <sup>-3</sup>	0.04×10 <sup>-7</sup> 0.06×10 <sup>-7</sup>	

表 2. 2 - 5 ( 2 ) 地形・地質学的手法に基づく地殻変動 ( 町田, 1973 )

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
町田(1973)	房総半島北部 土気付近 下末吉面	$13 \times 10^4$			約 $6 \times 10^{-3}$	$0.46 \times 10^{-7}$	町田・鈴木(1971)
	房総半島北部 養老川下流 小原台面 沖積面	$8 \times 10^4$ $0.6 \times 10^4$			$11.9 \times 10^{-3}$ $2.04 \times 10^{-3}$	$1.5 \times 10^{-7}$ $3.4 \times 10^{-7}$	
	房総半島北部 小櫃川下流 小原台面 三崎面 沖積面	$8 \times 10^4$ $6 \times 10^4$ $0.6 \times 10^4$			$9.4 \times 10^{-3}$ $5.7 \times 10^{-3}$ $1.3 \times 10^{-3}$	$1.2 \times 10^{-7}$ $0.95 \times 10^{-7}$ $1.9 \times 10^{-7}$	

### <年代推定方法>

<sup>14</sup> C法やフィッシュン・トラック法による諸鍵テフラの年代値のある下末吉面以降の地形面の形成年代は、町田・鈴木(1971)に従い、下末吉面を12~13万年前、小原台面を約8万年前、三崎面を約6万年前、立川I面を約3万年前とした。ただし、傾動速度を求める際に下末吉面の年代値を13万年前としている。

一方、下末吉面以前の地形面の形成年代は、下末吉面以降のテフラの堆積速度がほぼ一定と見なせる(図2.2-4)ことから、テフラ堆積の等速性を仮定して、七国峠面を20~25万年前、早田面(土橋面)を25~31万年前、おし沼面を30~37万年前、鴨沢面(港南面)を36~44万年前と推定した(図2.2-5)。ただし、傾動速度を求める際にこの推定値の中間値を採用して早田面(土橋面)、おし沼面、港南面の年代値をそれぞれ28, 33, 40万年前としている。

### <解析方法>

地殻変動の経過について、旧汀線高度や地形面高度を比較する研究があるが、著しい傾動地域では比較すべき地点の選び方等に難点があると考えた。そのため、時代の異なる平坦地形面の傾きを比較して変動の推移を考察した。

そこで、海水準の位置にはほぼ平坦につくられたとみなせる海成または河口成の地形面を主としてテフラに基づいて分類した。その結果、調査地域に沖積面、立川I面、三崎面、小原台面、下末吉面、多摩-a面(七国峠面)、多摩-b面(早田面、土橋面)、多摩-c面(雑色面、西根面、おし沼面)、多摩-d面(鴨沢面、港南面)の地形面を認定した。そして、立川I面を除く各面の海成頂面高度(海成層の上限高度)を求め、図2.2-6の分布図を作成した。ただし、三崎面と小原台面については河成面も含めた。この高度分布図に基づいて各地域で傾動量を求めた。ただし、傾動量を求めるに際しての詳細な測線は不明である。

他方、傾動の小さな地域では高度による比較が可能なので、時代の異なる地形面高度がごく狭い範囲で適用できる例について高度と年代の関係を調べた(図2.2-7)。

### <地殻変動様式>

町田(1973)は、表2.2-5(1),(2)に示す結果から、南関東における第四紀の地殻変動様式をつぎのように説明している。

- ① 秦野-横浜をむすびその延長に想定されるhinge lineを境として、南側の海岸域では著大な北下がりの傾動がみられるが、北側の内陸域にいくと傾動量が僅少になること、さらに前者の地域では西部(大磯丘陵側)ほど傾動量が大きいというパターンをとることは、この地域の第一次のオーダーの変動現象といえるであろう。
- ② こうした第四紀地形面の変動は、関東地震の際に測られた地殻変動と大体において合致するところからみると、相模構造線沿いに発生する地震時の変動が積算された結果なのだとみることが出来る。
- ③ ただし、関東地震時の地殻変動のhinge lineは房総半島で木更津から南東へ曲がり、大原へ抜けるようだが、下末吉面のそれは図2.2-6のように、千葉から八街へ東北東方向にのびる点が食いちがう。
- ④ 地殻変動の定常性については、時代の異なる地形面の傾きを比較し、著しい隆起地域であると否とを問わず、かなり一定の速さで進行してきたと考えられる資料がえられた。

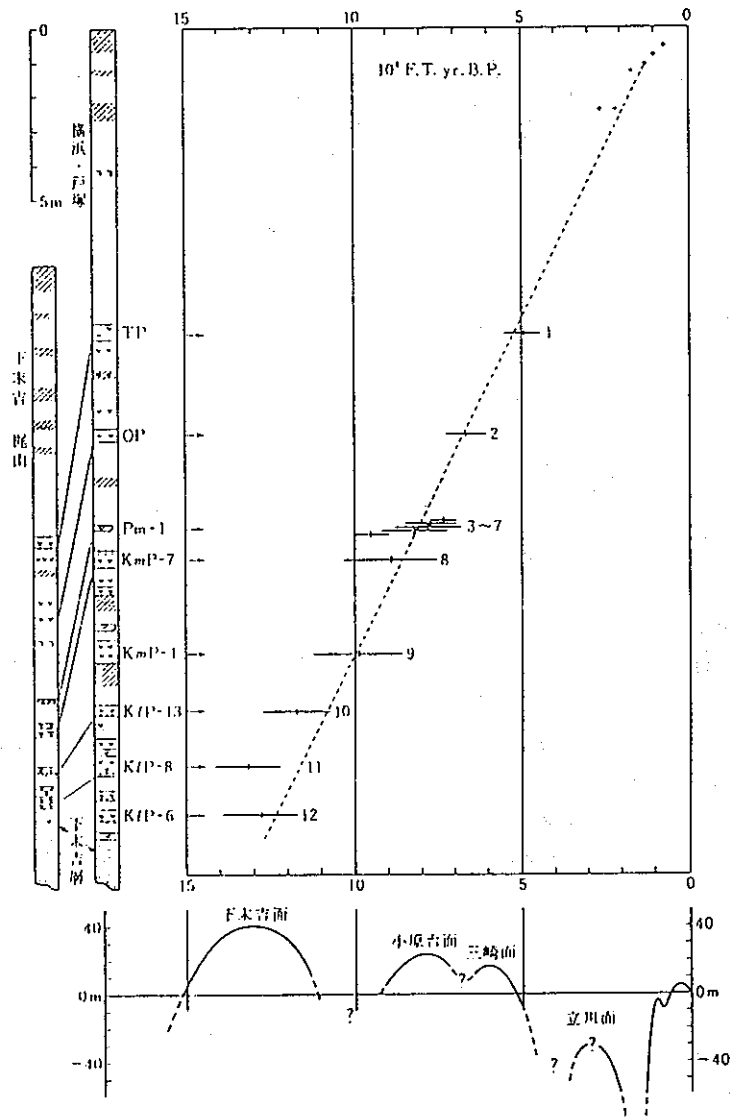
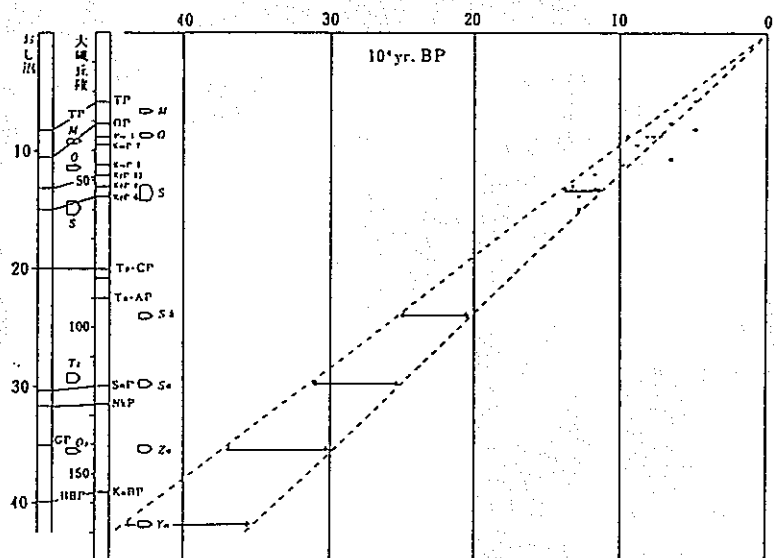


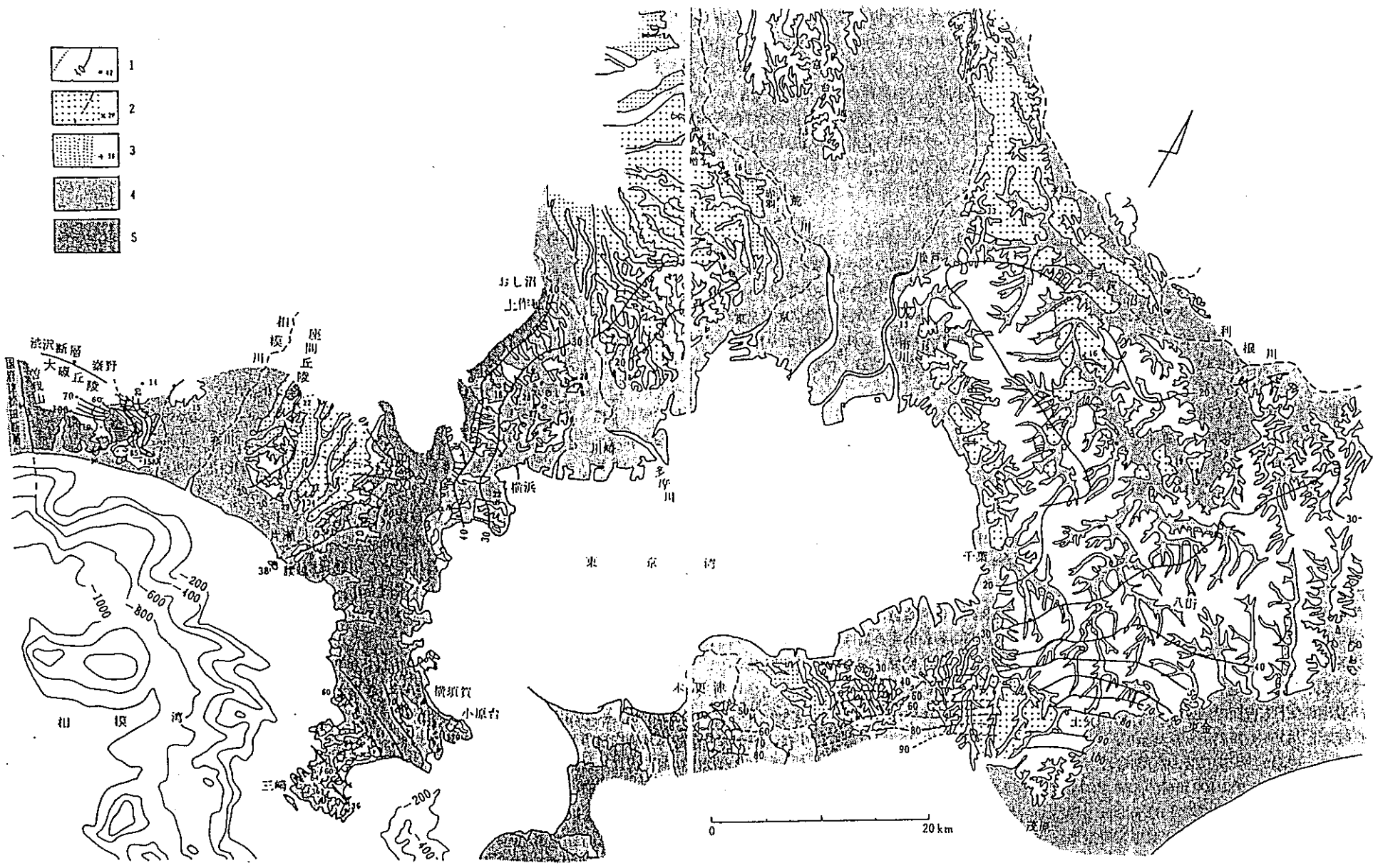
図2. 2-4 第四紀後期の海面変化と年代(町田・鈴木, 1971)



下末吉ローム以下のテフラがそれ以上とほぼ等速で堆積したと仮定し、下末吉ローム以上の堆積直線を外挿した。黒点は大磯丘陵、白点はおし沼の各柱状図について、測定された軽石のフィックション・トラック年代(中央値)である。年代の推定範囲を示す矢印は大磯丘陵の柱状図による。

M; 三崎面, O; 小原台面, S; 下末吉面, S<sub>4</sub>; 七国峠面, T<sub>s</sub>; 土橋面, S<sub>o</sub>; 早田面, O<sub>s</sub>; おし沼面, Z<sub>s</sub>; 雑色面. K<sub>a</sub>; 鴨沢面 (図中 Y<sub>a</sub> は K<sub>a</sub> の誤り)

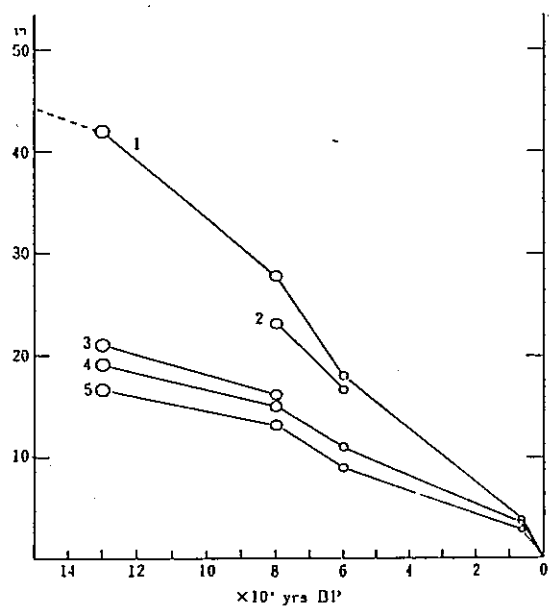
図2. 2-5 多摩期諸地形面の形成年代の推定(町田, 1973)



南関東第四紀後期の地形面の分布と海成下末吉面の高さ  
 1: 下末吉面, 点線は旧打線, 実線は復元された地形面の等高線。  
 数値は等高線で表わされていない地域の地形面高度  
 (代表的なもののみを記す。以下同様)

2: 小原台面, 太い破線は復元された地形面の等高線 (木更津一市原地域), 数値は地形面高度  
 3: 三崎面, 数値は地形面高度      4: 沖積面      5: おもに丘陵, 山地などの斜面

図2. 2-6 南関東第四紀後期の地形面の分布 (町田, 1973)



南関東のうち傾動の著大でない諸地域の地形面の古さ(横軸)と高度(縦軸)との関係

1: 多摩丘陵東縁部 2: 武蔵野台地東北部 (成増～赤羽ふきん) 3: 手賀沼ふきん 4: 千葉市ふきん 5: 市川市ふきん

図 2. 2-7 南関東のうち傾動の著大でない諸地域の地形面の古さと高度との関係 (町田, 1973)

表 2. 2 - 6 地形・地質学的手法に基づく地殻変動 (岡他, 1974)

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
岡他(1974)	三浦半島南部 沼面 (沖積段丘面)	$6 \times 10^3$	5~6	0.83~1.0			町田・鈴木(1971) 成瀬(1968) Sugimura and Naruse(1954)
	三崎面	$6 \times 10^4$	$13 \pm 5$	$0.22 \pm 0.08$			
	小原台面	$8 \times 10^4$	$26 \pm 15$	$0.33 \pm 0.19$			



### <年代推定方法>

区分した地形面の構成層を調べた結果、小原台砂礫層とそれを整合に覆う小原台ローム層（小原台浮石層；Opを含む）によって小原台面を、三崎砂礫層とそれを整合状に覆う武蔵野ローム層（東京浮石層；Tpを含む）によって三崎面を認定した。

この小原台面と三崎面の年代は、町田・鈴木(1971)によるフィッシュトラック年代値を引用した。すなわち、小原台面は火山灰KmP中の黒曜石および火山灰Pm1中のジルコンのフィッシュトラック年代から8万年前に、三崎面は、火山灰OpおよびTp中の黒曜石のフィッシュトラック年代から推して6万年前に形成されたと推定されている。

沼面(沖積段丘面)の年代値は、Sugimura and Naruse(1954)による $^{14}\text{C}$ 法による年代値を引用した。

### <解析方法>

各面の平均旧汀線高度または推定高度から当時の海水準高度を差し引いて変動量を求めた。

#### ①小原台面、三崎面および沼面の旧汀線高度

調査にあたっては、関係市町村で作成した1/3,000, 1/2,500(等高線2mごと)地形面を使用し、露頭調査では縮尺1/100の柱状図を作り、ローム層の区分と段丘面構成層を明らかにした。露頭の標高は「ハンドレベル」を用いて測定した。また、ボーリング資料については、地形図より位置図と高さを求め、ローム層の下限高度(砂・礫層の上限高度)を求めた。

このような調査結果に基づいて、上記の3地形面のうち、小原台面の旧汀線高度を35~65m、三崎面の旧汀線高度を26~35mとし、それらの平均旧汀線高度をそれぞれ $50 \pm 15\text{m}$ 、 $30 \pm 5\text{m}$ と推定した。

沼面は、調査地域で認定できなかったため、成瀬(1968)による沼段丘面の海拔高度分布から11~12mと推定した。

#### ②第四紀後期の海水準変動

小原台面および三崎面形成時の海水準については、町田・鈴木(1971)を引用している。町田・鈴木(1971)は、第四紀後期の海水準変動を考える上で、南関東において各地形面がそろって発達し、かつ比較的地殻変動が定常的で傾動も著しくない、いわば標準的な地域として横浜北部~川崎を挙げ、この地域で測定した各地形面の旧汀線高度をもって当時の海水準としている(図2.2-4参照)。岡他(1974)は、この図から小原台面および三崎面形成時の海水準を+24mおよび+17mとした。ただし、町田・鈴木(1971)では、第四紀後期の海水準変動を図示しているにすぎず、各地形面形成時の海水準高度を数字では示していない。

また、沼面形成時の海水準をSugimura and Naruse(1954)に基づき+6mとした。

#### ③小原台面、三崎面および沼面の変動量

①の各地形面の旧汀線高度から②の海水準を差し引いて、各地形面の変動量を求めた。その結果は次の通りである。

沼面 ;  $(11 \sim 12)\text{m} - 6\text{m} = 5 \sim 6\text{m}$

三崎面 ;  $(30 \pm 5)\text{m} - 17\text{m} = 13 \pm 5\text{m}$

小原台面 ;  $(50 \pm 15)\text{m} - 24\text{m} = 26 \pm 15\text{m}$

表2. 2-7 地形・地質学的手法に基づく地殻変動(茅根他, 1991)

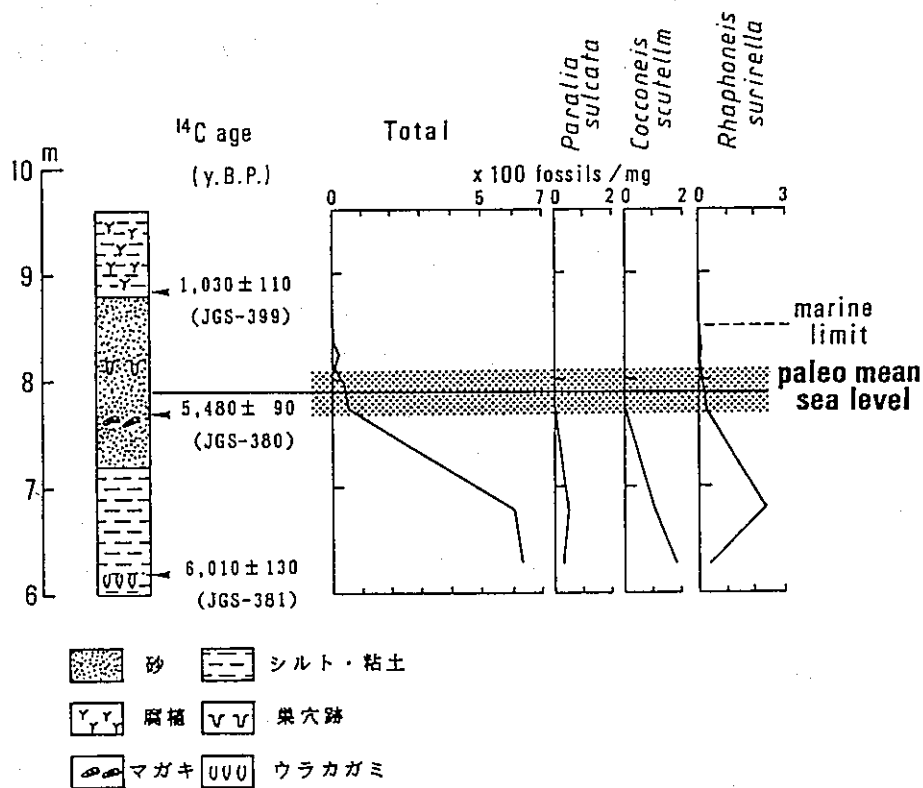
文献	地域・変動基準	年代 (y)	変動量 (m)	変動速度 (mm/y)	傾動量	傾動速度 ( /y)	備考・参考文献
茅根他 (1991)	房総半島富津市 岩瀬川・完新世 海進高頂期の海 成沖積層	$5.5 \times 10^3$	3~6	0.5~1			太田他(1990)

## &lt;年代推定方法&gt;

房総半島富津市岩瀬川左岸に位置する海成沖積層の露頭より採取した1点の腐植と2点の貝化石の $^{14}\text{C}$ 年代測定(液体シンチレーション法)から求めた。

## &lt;解析方法&gt;

上記の海成完新統露頭において、貝化石・生痕化石・珪藻分析によって完新世高海面高度約8mを見積り(図2.2-8)、この高度から地殻変動の影響を差し引いた完新世最高面の高度2~5m(太田他, 1990)を除いて平均隆起量3~6mを求めた。



露頭柱状図、<sup>14</sup>C年代測定結果、珪藻分析結果と過去の平均海面高度  
(ハッチは平均海面の存在した可能性のある範囲を示す)

図 2. 2 - 8 完新世海進高頂期における旧汀線平均高度の推定 (茅根他, 1991)

## (1) 房総-三浦半島における第四紀地殻変動の推定方法

房総-三浦半島の第四紀地殻変動を論ずる上で、その研究対象となっている基準面(基準層)は、主として更新世後期の下末吉面、小原台面、三崎面および完新世の沼面である。これらの海成段丘面の高度から段丘形成時の古海面高度を差し引いて変動量を算出し、その値を段丘形成年代で割って平均変動速度を求めている研究事例がほとんどであることは前述したとおりであるが、ここでは、各段丘の形成年代および段丘形成時の古海面高度をどのような手法を用いて推定しているかについて各段丘面ごとに説明する。

### (a) 下末吉面

#### 〈形成年代〉

下末吉面の形成年代としては、1971年以前は下末吉面を Riss-Wurm間氷期の海成段丘面として、Emiliani(1964)の年代値9万年前、あるいはBroecker(1966)の年代値12万~13万年前の値を引用している場合が多かった(Sugimura, 1967; 成瀬, 1971)が、1971年には町田・鈴木により、下末吉面の形成年代を火山灰のフィッシュン・トラック年代測定から直接的に推定しようとする研究がなされた。

すなわち、町田・鈴木(1971)は火山灰Hk-K1P6, Hk-K1P8およびHk-K1P13中の黒曜石のフィッシュン・トラック年代値(前掲の図2. 1-19参照)から下末吉面の形成年代をおよそ13万~12万F. T.年B. P.と推定した。

この13万~12万F. T.年B. P.が下末吉面形成年代の基本となっているが、近年、サンゴのU系列年代測定や火山灰のフィッシュン・トラック年代測定などによるデータが蓄積され、下末吉面の形成年代は、ほぼ125,000(±5,000)年前とされるようになった(菊池, 1987)とされている。

#### 〈古海面高度〉

下末吉面の旧汀線高度を用いて最大隆起速度を推定したOta and Yoshikawa(1978)および増田・中里(1988)は、下末吉面形成時の古海面高度を5mとしているが、その根拠については明記されていない。

また、町田他(1974)およびMachida(1975)は、「南関東の海面変動曲線は現実の旧汀線や海成層の高度などから描けるものを、下末吉期隆起速度一定と仮定し、下末吉海進ピーク時の海面高度7m、後氷期のそれを2mとして」過去約40万年間の海面変動を図2. 2-9のように示した。しかし、この中で、下末吉海進ピーク時の海面高度および後氷期の海面高度をそれぞれ7m、2mとした根拠については明記されていない。

上記の3文献以外の資料をみても、最終間氷期の古海面高度は、研究者によって、5, 6, 7, 10, 12mあるいは数mと様々な値が用いられており(根拠はいずれも不明)、現在のところ定説はない。また、外国の研究者がこの時代の海面高度をどのように推定しているのかをまとめたのが表2. 2-8(菊池, 1987)である。この表からも最終間氷期の海面高

度にはかなりバラツキがあることがわかる。これらの原因として、菊池(1987)は、①地盤運動がなかったかほとんど無視できるとされている安定な地域とはいえ、わずかな造陸運動やハイドロアイソスタシーによる変形が存在すること、②旧汀線地形やサンゴ礁の生息環境から推定される古海面の位置の認定上の問題、③地形の高度測定は潮位をも考慮しているかなど測定の精度の問題等の3点を挙げている。こうした観点から、菊池(1987)は、表2. 2-8の地点のうち変位があった疑いがある地域や堆積地域を除くとともに、同表には示していないVeeh(1966)など1968年以前に出された資料を考慮した上で、最終間氷期の海面高度が2~8mの高度に集中しているようにみえると述べている。さらに、菊池(1987)は、最終間氷期の古海面高度については、確実と思われる新たな情報が得られるまで、 $5\pm 3\text{m}$ のように誤差を含めた値をとっておく方が無難でないと結論づけている。

#### (b) 小原台面

##### 〈形成年代〉

小原台面の形成年代は8万年前とされている。

町田・鈴木(1971)は、「Hk-KmPの最上部層や0n-Pm1は、小原台層の最上部に挟まれていることがあるので、離水の直前に降下したもの」と判断し、火山灰Hk-KmP中の黒曜石のフィッシュン・トラック年代値(前掲の図2. 1-19参照)と0n-Pm1中のジルコンのフィッシュン・トラック年代値( $73,000\pm 4,000\sim 95,000\pm 5,000$ 年B.P.)とから小原台面の形成年代を8万年前と推定した。この推定年代値は、房総-三浦半島の第四紀地殻変動を論じた岡(1971)、町田(1973)、岡他(1974)、Kumaki(1985)など多くの研究者により引用されている。

一方、岡(1970)は、世界各地の海岸段丘堆積物の年代資料をまとめて、更新世後期の海進を-12万年海進、-8万年海進、-3万年海進に区分した。成瀬(1971)は、この研究を参考にして、小原台面を-8万年海進に対比し、関東構造盆地の地殻変動について論じている。

##### 〈古海面高度〉

小原台面形成期の古海面高度を推定する方法として、町田・鈴木(1971)の方法と町田(1974)およびMachida(1975)の方法とが挙げられる。

町田・鈴木(1971)は、第四紀後期の海水準変動を考える上で、南関東において各地形面がそろって発達し、かつ比較的地殻変動が定常的で傾動も著しくない、いわば標準的な地域として横浜北部~川崎間を挙げ、この地域で測定した各地形面の旧汀線高度をもって、海面変化曲線を描いている(図2. 2-4参照)。この変化曲線を参考にして、岡(1971)および岡他(1974)は、小原台面形成時の古海面高度を+24mとしている。

町田他(1974)およびMachida(1975)は、前述したように、図2. 2-9に示す過去約40万年間の海面変動を推定し、小原台面形成期の古海面を-3~-9mと考えている。Kumaki(1985)は、この値(-3~-9m)を引用して三浦半島武山断層の南側に分布する小原台面の変

動速度を求めている。

このように、2つの異なる方法から求められた小原台面形成期の古海面高度には大きな差があり、どの値を採用するかによって変動速度にも大きな差が生じる。

現時点では、小原台面形成期の古海面高度を考える上で、確度の高い情報を用いて推定された研究が皆無に等しい状況にあるため、上述のどの値を採用すべきか結論づけられないが、日本を含めて世界の全体的な傾向をみると、少なくとも0mよりは低い高度を示しているように思われる。

### (c) 三崎面

#### 〈形成年代〉

三崎面の形成年代は6万年前とされている。

町田・鈴木(1971)は、火山灰Hk-0P中の黒曜石のフィッシュン・トラック年代値  $66,000 \pm 6,000$ 年B.P. (前掲の図2. 1-19参照) とHk-TP中の黒曜石のフィッシュン・トラック年代値 ( $49,000 \pm 5,000$ 年B.P.) とから三崎面の形成年代をおよそ6万F.T.年B.P.と推定した。この推定年代値は三崎面形成年代の基本となっており、三崎面を対象にして地殻変動を論じた岡(1971)、町田(1973)、岡他(1974)およびKumaki(1985)等の多くの研究者によって採用されている年代値である。

#### 〈古海面高度〉

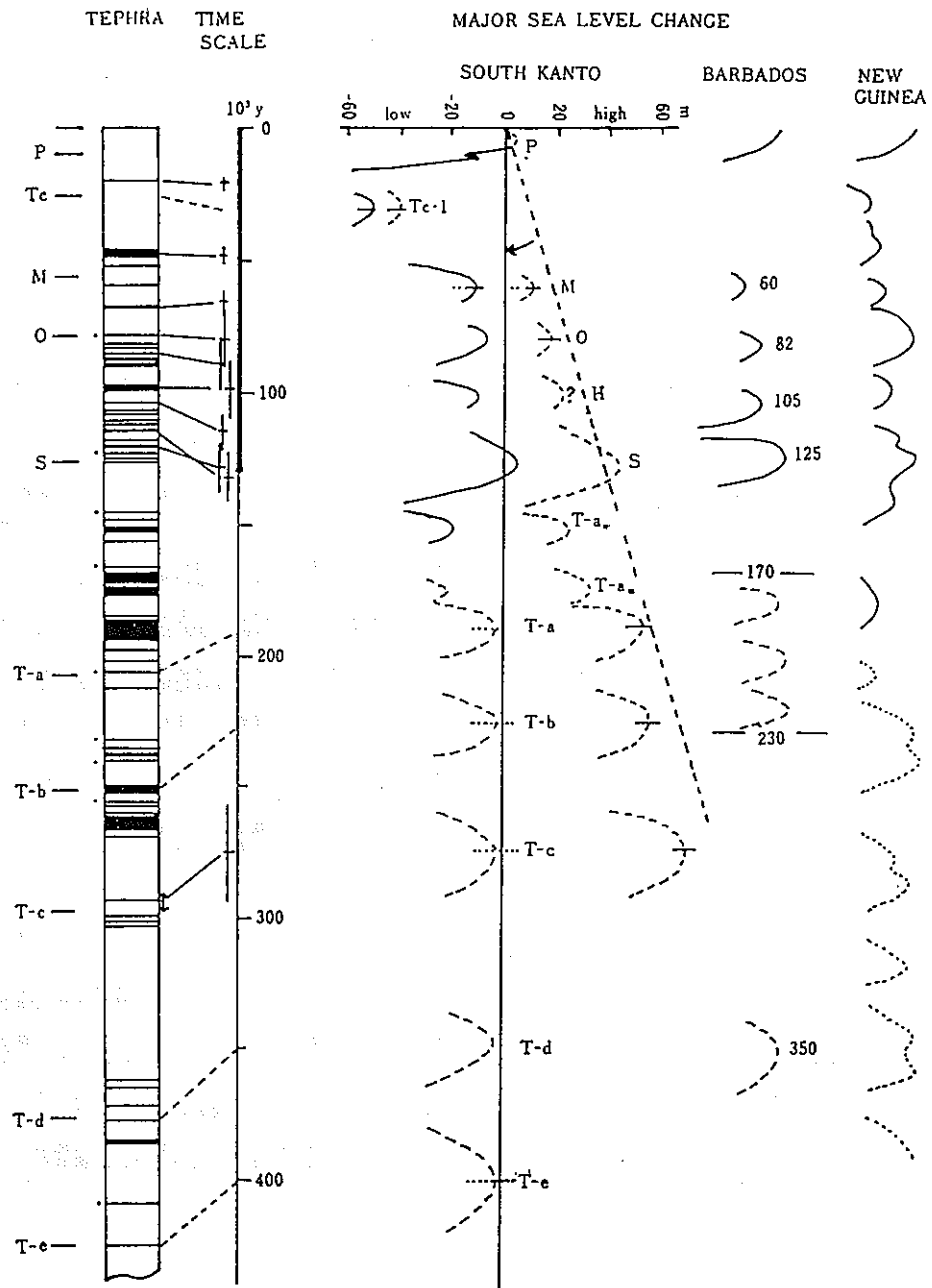
三崎面形成期の古海面高度を推定する方法としては、前述した小原台面のそれと同様に、町田・鈴木(1971)と町田(1974)およびMachida(1975)との2つの方法が挙げられる。この異なる2つの推定方法に関する内容については前述したとおりであり、現時点では、小原台面同様に三崎面の古海面高度を結論づける有力な資料はみあたらない状況にあるが、全体的な傾向としては、少なくとも0mより低い高度を示すものと思われる。

なお、町田・鈴木(1971)の海面変化曲線(図2. 2-4)を参考にした岡(1971)および岡他(1974)は、三崎面の古海面高度を+17mと、町田他(1974)およびMachida(1975)の海面変動を参考にしたKumaki(1985)は-6mと推定した。

### (d) 沼面

#### 〈形成年代〉

沼面の形成年代は、化石(貝化石や材化石など)の $^{14}\text{C}$ 年代測定により6,000年B.P.前後の値が用いられている。房総-三浦半島の地殻変動を論じた研究の中で用いられた主な年代値をまとめて表2. 2-9に示す。



南関東の海面変動曲線は現実の旧汀線や海成層の高度などから描けるもの（破線の曲線）を，下末吉期以後隆起速度一定（破線の直線）と仮定し，下末吉海進ピーク時の海面高度7m，後氷期（P）のそれを2mとして描いたもの。下末吉期以前の曲線（破線）は年代，高度ともに精度が低い。

図2. 2-9 過去約40万年間の海面変動（町田他，1974）

表 2. 2 - 8 最終間氷期の古海面高度 (菊地, 1987)

\*安定地域から得られた12.5万年前の古海面高度 (1963年以降)

文 献	古海面高度	年 代	地 域	年代測定・対比の根拠・その他
Guilcher(1969)	0~3m		マダガスカル島	エエム期に対比されるカリンボリアン段丘の高度
Guilcher(1969)	12~18m		フランス西部海岸	エエム期に対比される上位ノルマニアン段丘の高度。変位の可能性がある
Vard et al.(1971)	4.5m	90~100ka	クック諸島, マンガイア島	M15段丘をギブスランド G37段丘に対比。年代は Veeh(1966)による
Butzer and Helgren (1972)	5~12m		南アフリカ海岸	エエム海進時の汀線の証拠。ただし, 7-10m の高さの資料は礫浜・沿岸州など
Thomson and Walton (1972)	8m	127 ±9ka	インド洋, アルダブラ諸島	珊瑚の堆積物。貝化石のイオニウム年代
Hopkins(1973)	10m >		アラスカ, セワード半島	サンガモン期のベルキアン1段丘の高度。後氷期のアイソスタシーにより隆起の可能性あり
Ku et al.(1974)	7.6 ±2m (5.7 ±2m)	120ka	ハワイ, オアフ島	離水サンゴ礁の高度。( )内は鮮新世以降の隆起があった場合
Neumann and Moore (1975)	5.6m	125ka	フロリダ, バハマ諸島	サンゴのイオニウム年代。ノッチの高さ
Marshall and Thom (1976)	4~6m	112 ~ 127ka	オーストラリア 南東海岸	貝化石のイオニウム年代。離水浜堤の高さ
Hollin(1977)	7m	125ka	イングランド テームズ入江	イプスイッチ間氷期の旧汀線高度。ただし 115ka にはアイスサージにより+16mまで上昇
Harmon et al.(1978); Harmon et al.(1981)	4~6m	124 ±9ka	バーミューダ島	サンゴのイオニウム年代。離水サンゴ礁の高さ。Land et al.(1967) のデータは否定
Woods(1980)	7 ±1m	120 ±20ka	カリフォルニア半島, エルマロン	貝化石のラセミ化年代。トマタル段丘の汀線高度で、隆起の証拠はないとされるが不明
王・汪(1980)	5~7m	110 ~ 70ka	中国, 長江・黄河の河口	ボーリング資料の古地磁気 (ブレイクイベント) 高度は海洋平野の汀線地形



表 2. 2 - 9 沼面の<sup>14</sup>C年代

文 献	沼面の <sup>14</sup> C年代値	備 考
Sugimura(1967)	6,200B.P	木越・宮崎(1966)の <sup>14</sup> C年代値を参考
成瀬(1971)	6,000B.P.	Sugimura and Naruse(1954,1956)の <sup>14</sup> C年代値を引用
岡他(1971,1974)	6,000B.P.	同 上
Kumaki(1985)	6,000B.P.	杉原(1978)の <sup>14</sup> C年代値を引用
茅根他(1991)	5,500B.P.	測 定 値

〈古海面高度〉

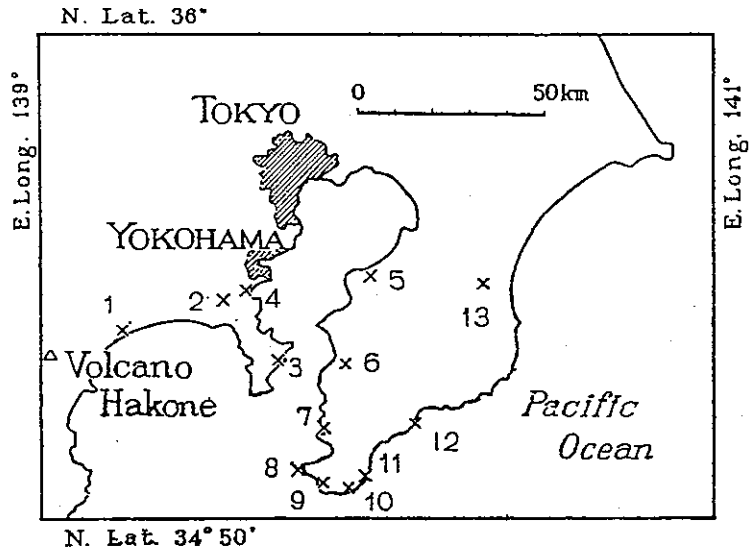
房総-三浦半島における完新世海進最高頂期の段丘面, すなわち沼面を対象にして地殻変動を扱った事例研究をみると, 沼面の古海面高度は, 以下に示すSugimura and Naruse(1954), 太田・成瀬(1977)および太田他(1990)の研究資料から引用されているのがほとんどである。

Sugimura and Naruse(1954,1956)は, 南関東の各地における沼段丘の高度が関東大地震の隆起量とよく対応していることに着目して, 図2. 2 - 1 0 に示す13地点の沼面の高度を測定し, その高度と各地点における関東大地震時の隆起量との関係を図2. 2 - 1 1 にまとめ, 両者の関係を  $y = 6 + 11x$  で示した。ここに,  $y$  は沼面の現在の高度 (m),  $x$  は地震時の隆起量を示しており,  $x = 0$  すなわち地震の影響がない時の高度6mが沼面の古海面高度であると推定している。ただし, 図2. 2 - 1 1 の関係式  $y = 6 + 11x$  をどのような根拠(方法)で求めたかについては明記されていない。この6mを沼面の古海面高度として扱った文献は成瀬(1971)および岡他(1974)等がある。

太田・成瀬(1977)は, 日本各地の更新世後期における平均隆起速度の最大値を求める上で, 沼面の古海面高度を2mとして計算している。ただし, この2mの根拠については明記されていない。なお, この値を引用した文献としてはKumaki(1985)等がある。

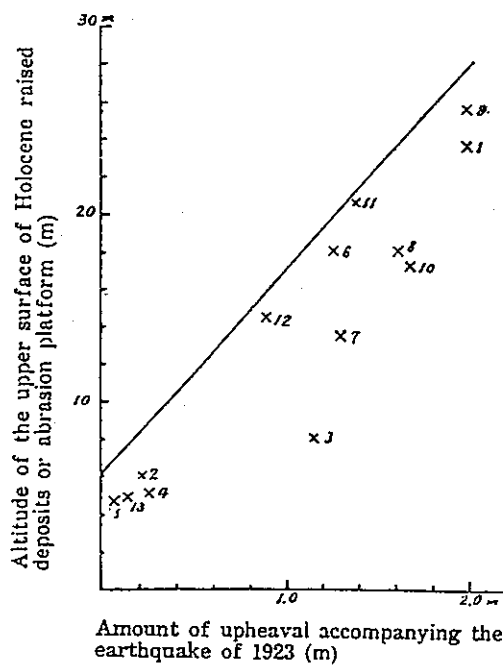
太田他(1990)は, 1980年以降に発表された海面変化曲線を5つの地域にまとめ(図2. 2 - 1 2), これらの曲線によって示された完新世の高海面および低海面の高さと年代を表2. 2 - 1 0 のように整理した。太田他(1990)は, これらの図および表から, 完新世の海面高頂期の高度に関しては, 地殻変動の大きな地域を除くと, 多くの地域では+2~+5m程度の範囲にあり, とくに顕著な地域性は認められないとしている。なお, 茅根他(1991)は, 沼面の古海面高度として上記の+2~+5mを引用している。

以上のように, 沼面の古海面高度についても定説はないが, 現時点では, 太田他(1990)の値+2~+5mを採用するのが妥当であると思われる。



Locality map in the southern Kantô region.

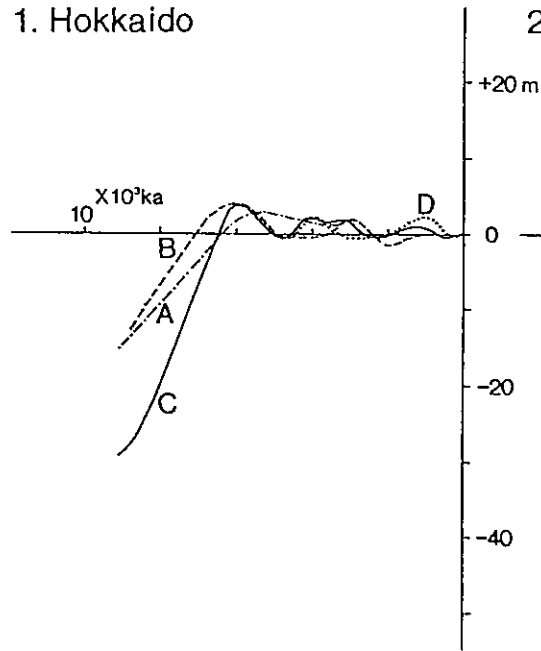
図 2. 2-10 沼面の高度測定位置図  
(Sugimura and Naruse, 1954)



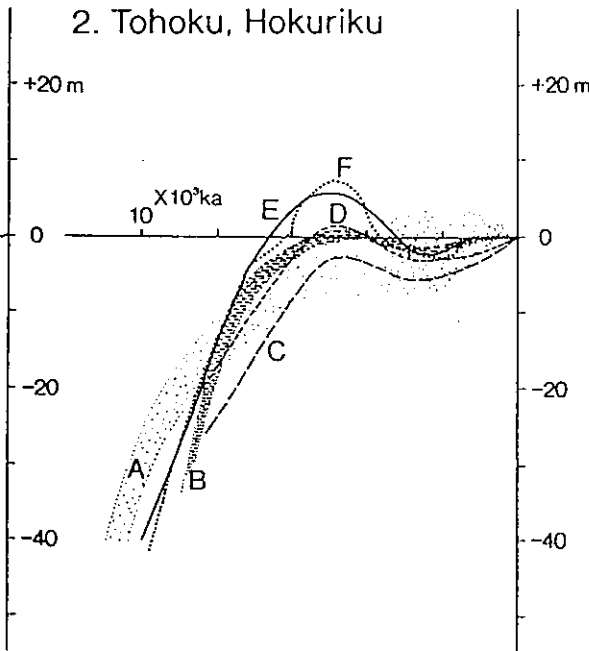
Correlation between the deformation of the earth's surface accompanying the Kantô destructive earthquake in 1923 (abscissa) and the distribution of the uppermost altitudes of Holocene terrace surfaces (ordinate) in 13 localities. Figures by the crosses are the locality numbers same as in figure 1 and table 1. Regarding the meaning of the straight line, see the text.

図 2. 2-11 沼面の分布高度と関東大震災時の隆起量との関係  
(Sugimura and Naruse, 1954)

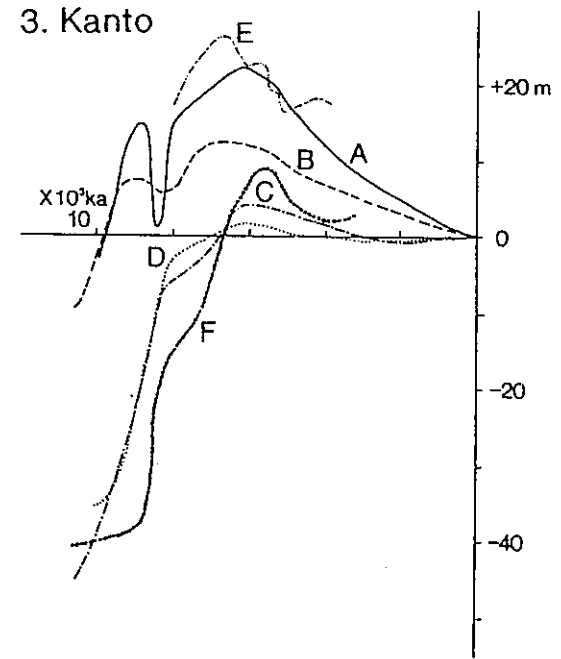
1. Hokkaido



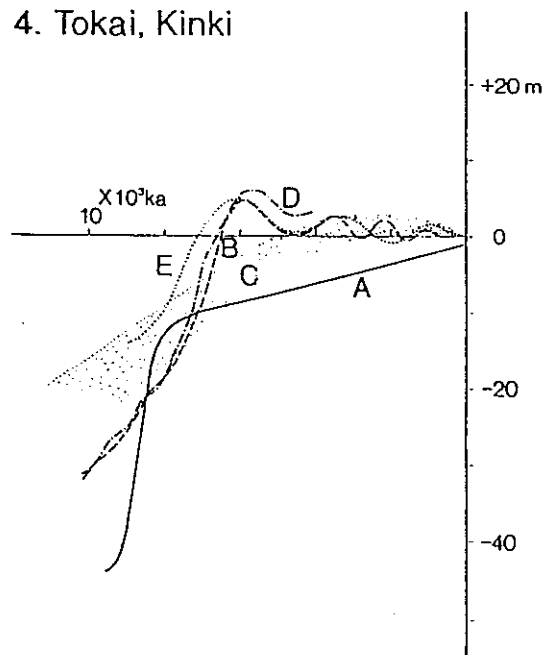
2. Tohoku, Hokuriku



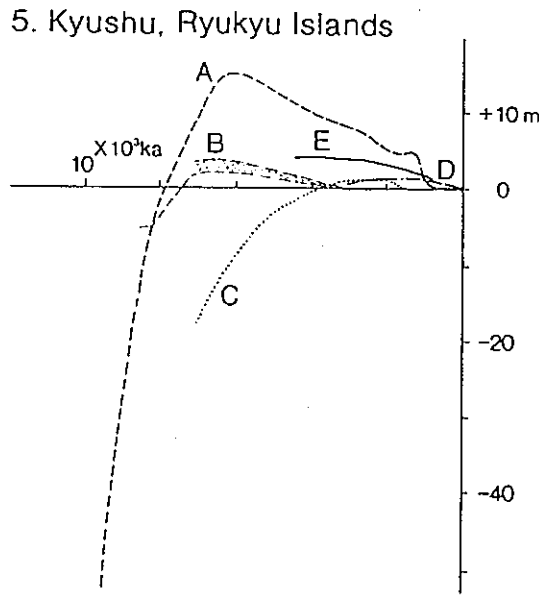
3. Kanto



4. Tokai, Kinki



5. Kyushu, Ryukyu Islands



- [1. 北海道] A: 松島 (1982a), B: 前田 (1984), C: SAKAGUCHI *et al.* (1985), D: 平井 (1987)
- [2. 東北, 北陸] A: 石賀 (1984), B: 松本 (1984), C: 千田ほか (1984), D: 千田ほか (1984, 補正版), E: 藤井・藤 (1982), F: 藤井 (1987)
- [3. 関東] A~D: ENDO *et al.* (1982); A: 吉野切湾, B: 吉野崎湾, C: 東京低地, D: 古鬼怒湾; E: PRYM (1982), F: 松島 (1987)
- [4. 東海および近畿] A: 井関ほか (1982), B: 前田ほか (1983), C: 太田ほか (1986), D: 前田 (1980), E: 成瀬ほか (1984)
- [5. 九州および琉球] A: 森脇ほか (1986), B: 千田 (1987), C: KOBA and DELIBRIAS (1982), D: DELIBRIAS and PIRAZZOLI (1983), E: PIRAZZOLI and DELIBRIAS (1983)

Fig. 3 Relative Holocene sea level curves from various areas

- 1. Hokkaido, 2. northern Honshu and Japan Sea side of northern and central Honshu, 3. Kanto,
- 4. Pacific side of central Japan and Seto Inland Sea area, 5. Kyushu and Ryukyu Islands

図 2. 2-12 1980年以降に発表された完新統海面変化曲線 (太田他, 1990)

表2. 2-10 完新世における低海面および高海面を示す時期と高度 (太田他, 1990)

	研究地域	期間	<sup>14</sup> C測定数	海面最頂期						完新世における海面低下期				
				時期	高度	時期	高度	時期	高度	時期	高度	時期	高度	
松島 (1982a)	オホーツク海沿岸北部	9.5-3	6	5.5	(3)									
前田 (1984)	オホーツク海沿岸	9 ~0	12	6	(3.8)	2.8	(2)			4.2	(-0.5)	2?	(-1.8?)	
SAKAGUCHI <i>et al.</i> (1985)	〃	10 ~0	14	5.8	(4)	4	(2.1)	1.2	(0.8)	4.8	(-0.6)	2.2	(-0.4)	
平井 (1987)	サロマ湖	6.5-0	14	6?	(3.8)	3.8?	(2.2?)	1	(2.2)	4.5	(-0.5)	0.4	(-0.3)	
松本 (1984)	東北地方5平野	10 ~0	41	4.5	(0.8-0.2)					2.5	(-1.2~-2.2)	0.2	(-0.2)	
千田ほか (1984)	三陸	8.5-0	4	5	(1.5)					3	(-2.5)		(-5.5*)	
有賀 (1984)	庄内平野	13 ~0	22	2	(3~-8)									
森井・藤 (1982)	北陸	10 ~0	15	5.5-4.5	(6)					2.5	(-2.5)			
FUJI (1987)	北陸	10 ~0	33	5.5-4.5	(7.5)					3.5-1.5	(-3)			
松島 (1987)	多摩川	11 ~3	88	5.6	(4)									
ENDO <i>et al.</i> (1982)	関東古押切湾	10 ~0	20	6.2	(22.5)					3.8	(1.5)			
〃	関東古奥隅湾	11 ~0	20	6.5-7	(12.5)									
〃	関東古奥怒湾	10 ~0	17	6	(2)					2.5?	(-1.5?)			
〃	関東東京低地	11 ~0	24	6.3	(4)					2?	(-2?)			
FRYDL (1982)	房総	9 ~0	68	6.7	(26)					5.2	(17)			
井関ほか (1982)	名古屋港	9.5-0	10											
太田ほか (1986)	伊豆半島	15 ~0	32	2.5	(2.6-0)									
前田ほか (1983)	知多半島	9 ~0	5	6.2	(5)	3.3	(2.3)	1.1?	(1.8?)	4.5	(+0.7)	2?	(-1?)	
前田 (1980)	大阪湾	10 ~4	53	5.8-5.5	(3)					4.5?	(1.5?)			
成瀬ほか (1985)	播磨灘	6 ~0	1	6	(3.5-5)	3.5	(2.3-3.1)	2.2	(1-2)	4.5	(0?)	1.7	(-1?)	
千田 (1987)	大分平野	9 ~0	8	6-7	(+1.8-3.5)					3	-0.4			
森脇ほか (1986)	鹿児島湾	19 ~0	3	6-6.3	(15)									
KOBA <i>et al.</i> (1982)	琉球	7 ~0	132	3-2	(1)									
DELIBRIAS and PIRAZZOLI (1983)	琉球	3 ~0	3	2-1	(1.6)									
PIRAZZOLI and DELIBRIAS (1983)	久米島	4.5-0	13	4.0?	(+?)									

\* : 補正值

下末吉面より古い基準面（基準層）を対象にして房総—三浦半島の地殻変動を論じた研究のうち、平均地殻変動速度を求め、かつその推定根拠が明記されている研究は、成瀬(1971)と町田(1973)の2研究に限られる。以下に、この2つの研究内容について説明する。

(e) 成瀬(1971)の研究(表2. 2-2)

成瀬(1971)は、房総半島における新第三紀から現在に至る地殻変動様式を考察する上で、新第三系中新統に属する豊岡層群および千倉層、新第三系鮮新統に属する豊房層および上総層群、第四系更新統に属する成田層群の外、小原台面に相当する下総下位面、沼面および沼面相当の下町面等を基準層・基準面として、各地形面から変動速度を推定した。

ここでは、上記の成田層群を含めて、それより古い地層から変動速度を求めた方法について記述する。なお、成田層群の成田層（下末吉相当層）より新しい時代の地層および地形面から変動速度を求めた方法については、前述したとおりである。

(嶺岡帯に位置する豊岡層群)

- ① 豊岡層群の年代を推定するために、豊岡層群の基底および鮮新統に属する黒滝層（表2. 2-3参照）の基底を、鎮西(1967)の年代値および Ikebe and Chiji(1969)の微化石帯年代値から、それぞれ-1800万年ないし-1600万年および-700万年とした。このことから、豊岡層群の堆積期間を、-1800万年と-1600万年の中間年代値の1700万年から700万年を差し引いて1000万年と推定した。
- ② 嶺岡帯の豊岡層群は、沈降→隆起という地殻変動を経ているので、仮にそれぞれの運動が等期間続いたものとして、隆起期間を①の堆積期間1000万年の半分、すなわち500万年間とした。
- ③ 豊岡層群の圧密補正は、宮崎(1965)が秋田油田地域で行った研究、すなわち秋田油田地域の坑井コア（中新統～鮮新統）の泥岩の自然密度と深度の資料に基づいて作成した埋没深度—密度（孔隙率）曲線図（図2. 2-2）を利用して行った。また、現在の地層の厚さを $T$ 、埋没前の厚さを $T'$ 、現在の地層の平均孔隙率を $\phi_a$ 、埋没前の平均孔隙率を $\phi'_a$ とすると、地層の粒子体積（粒子だけの厚さ）は埋没前後で変化しないと仮定して  $T'(1-\phi'_a) = T(1-\phi_a)$  の関係式が成立し、 $T'$  と  $T'(1-\phi'_a)$  の関係図（図2. 2-3）を描くことができる。このようにして、成瀬(1971)は図2. 2-2と図2. 2-3から $T'$ 、すなわち埋没前の厚さを推定した。
- ④ 豊岡層群の変動量は以下のようにして計算した。同層群を構成する千畑層と稲子沢層の堆積深度を化石からそれぞれ-200m、-600mとした。泥岩を主体とする稲子沢層の現在の層厚が400mであることから、埋没前の地層の厚さを③の圧密補正により600mと推定し、さらに黒滝不整合の削剝量を房総団体研究グループ(1964)に基づき約500mとした。

・豊岡層群基底の沈降量 =  $\{ (-200) - (-600) \} + 600 = 1,000\text{m}$

・豊岡層群基底の隆起量 = 最深の基底の深さ - 削剝後の基底の深さ

$$= (600+600) - (700-500) = 1,000\text{m}$$

ここで、700mは豊岡層群の全層厚である。

以上の①～④から豊岡層群の変動速度を求めた。

〈千倉層〉

- ① 千倉層の堆積期間は、豊岡層群のそれと同様に、1,000万年とした。
- ② 千倉総の変動量については、同層の堆積深度は変化しなかったとする仮定と、千倉層（全層厚約2,000m）のうち、1,650mが泥岩がち互層なので、前述の圧密補正を行って、もとの厚さを2,100mと推定したことから、千倉層基底の沈降量を（約2,000-1,650）+2,100=約2,400mとした。

以上の①と②から千倉層の沈降速度を求めた。

〈豊房層〉

豊房層は、表2. 2-3の層序表に示すように、上総層群下半部に対比されるか、あるいは上総層群全体に対比されるかによって、変動速度は異なってくる。

豊房層が上総層群下半部に対比されるものとするれば、豊房層の堆積期間は鮮新世の期間に相当することから、前述した黒滝層の基底の年代700万年から鮮新世・更新世の境界200万年（仮定値）を差し引いて500万年と推定した。また、豊房層の沈降速度については、堆積深度が変化しなかったと仮定して、同層の厚さ1,200m（豊房層は砂質な地層から構成されているので圧密補正を行っていない）を沈降量とみなし、この沈降量と上記の500万年とから沈降速度を推定した。

次に、豊房層が上総層群全体に対比されるものとするれば、豊房層中部に鮮新世・更新世の境界が考えられ、下半部が鮮新統、上半部が下部更新統となるので、下半部については沈降速度=600m÷500万年、上半部については沈降速度=600m÷（200万年-30万年）と推定される。なお、30万年は後述する上総層群上限の年代値である。

〈上総層群〉

- ① 上総層群の下部の堆積期間は前述したように鮮新世の期間500万年、また同層群の上限年代値は、上総層群を大阪層群に対比し、かつ大阪層群上部のカスリ凝灰岩の示すフィッシュ・トラック年代値（西村・笹嶋，1970）を参考にして-30万～-40万年と推定した。
- ② 上総層群の変動量は、同層群下部では、黒滝層～梅ガ瀬層下部の層厚2,000mのうち、1,400mが泥質岩からなるので、前述した圧密補正を行ってもとの厚さを約2,200mとし、この値をもって沈降量とした（堆積深度はほぼ一定と仮定）。上総層群上部の沈降量については、梅ガ瀬層中部から笠森層にかけての層厚800mの泥質岩に対して圧密補正を行ない、もとの厚さを約1,100mと推定した。また、梅ガ瀬層中部および笠森層の堆積深度を化石から、それぞれ-500～-700m、-100mと推定した。これらにより、上総層群上部の沈降量 { (-100) - (500～700) } +1,100=700～500mを求めた。

以上の①と②から、上総層群の沈降速度を求めた。

〈成田層群〉

- ① 成田層は、下末吉海進により形成された地層と考えられる。-12万年頃をピークとする海進が-14万年頃に始まったとする見解（岡，1970）と，-12万年海進が下末吉海進に対比されることから，成田層基底の年代（下末吉海進開始の時期）を約-15万年と推定した。したがって，成田層を除いた成田層群の堆積期間については，上総層群の上限年代値，すなわち成田層群の下限年代値が前述したように-30万～-40万年と考えられるので，この値から成田層基底の年代-15万年を差し引いて15万～25万年と推定した。
- ② 成田層を除いた成田層群の変動量については，成田層群基底の深さを Kawai(1965)から600m，成田層の基底の深さを 成瀬他(1969)の資料から50mと推定し，成田層群の厚さ=600-50=550mをもって沈降量とした。なお，成田層群は，大部分が浅海上部の堆積物からなるので，層厚をそのまま沈降量とみなしている。

以上の①と②から成田層群の沈降速度を求めた。

(f) 町田(1973)の研究(表2. 2-5)

町田(1973)は、「従来は旧汀線高度や地形面そのものの高さを比較することが多かったが，傾動の著大なところでは，同一地点についての比較が困難なことが多い」という観点から，第四紀地殻変動の経過をより詳細に知るため，時代の異なる平坦地形面の傾きを比較するとともに，なるべく数多くの時代の地形面（主に海成，河口成のもの）を対象として変動量を求めることに力点をおいた。

〈傾動量の求め方〉

表2. 2-5に示す各地域での海成または河口成の地形面を主としてテフラに基づいて分類し，上位より沖積面，立川I面，三崎面，小原台面，下末吉面，多摩-a面（七国峠面），多摩-b面（早田面，土橋面），多摩-c面（雑色面，西根面，おし沼面）および多摩-d面（鴨沢面，港南面）の9つの地形面を認定した。

つぎに，立川I面を除く各面の海成頂面高度（海成層の上限高度）を測定し，その測定値（高度）に基づいて傾動量を求めた。なお，面の構成層から陸成テフラおよび海成層から陸成テフラへの漸移帯にある湿地性堆積物をとり除いて海成頂面とし，その高度をハンドレベルで測定して求めた。また，平坦面の良く保存されている地域では，地形面の高さから露頭や試錐で知られるテフラの厚さを差し引いて求めた。ただし，このような方法を用いて海成頂面高度を求めたと明記されている地形面は下末吉面，小原台面および三崎面の3面だけであり，その他の地形面における海成頂面高度の求め方については言及されていない。

〈地形面の年代の求め方〉

上記の各地域面の年代のうち，下末吉面を含めてそれより新しい地形面の年代の決定方

法については前述したとおりであるが、ここでは、下末吉面より古い地形面の年代測定方法について説明する。

図2. 2-4に示したように、下末吉面以降のテフラの堆積速度がほぼ一定とみなせることから、テフラの等速性を仮定して、七国峠面を20~25万年前、早田面（土橋面）を25~31万年前、おし沼面を30~37万年前、鴨沢面（港南面）を36~44万年前と推定した（図2. 2-5参照）。ただし、傾動速度を求めるにあたっては、上記の各年代値の中間値をとり、早田面、おし沼面、および鴨沢面をそれぞれ28万年前、33万年前、40万年前とした。以上の①と②各地域における傾動速度を求めた。

## （2）房総-三浦半島における第四紀地殻変動の諸特徴

前述した方法により求められた房総-三浦半島における各基準面（基準層）の変動速度は、表2. 2-1、表2. 2-2および表2. 2-4~7に示したとおりであるが、これらの各基準面（基準層）の変動速度に前回報告した同半島の変動速度（大和地質研究所、1992）を加えて地質年代との関係についてまとめると図2. 2-13のようになる。

図2. 2-13から、房総-三浦半島における第四紀地殻変動様式をつぎのように整理することができる。

- ① 房総-三浦半島は、新第三紀中新世から第四紀更新世中期にかけて、嶺岡帯の豊岡層群を除くと、全体に沈降しており、その沈降速度は中新世から鮮新世にかけては約0.1~0.4mm/yとあまり変わらないが、更新世中期（成田層群の時代）になると、急に1桁大きくなる。
- ② そして、少なくとも成田層群形成後に房総-三浦半島は隆起に転じ、現在に至っているようにみえる。
- ③ 下末吉面、小原台面、三崎面および完新世海進高頂期（沼面）の隆起速度を比較してみると、全体的には、古い面よりも新しい面の方が隆起速度が大きくなる傾向を示し、約6,000年前の完新世海進高頂期（沼面）の隆起速度と現在（地震隆起）のそれとは最大値で比較すると約3mm/y前後とほぼ同様な上昇率を示していると思われる。なお、図中の地震隆起の速度値は成瀬(1971)によるものであるが、その求め方についてはSugimura(1964)の考え方、すなわち「南関東においては1地震周期（約140年）の間に地震隆起量4/5は回復し、1/5が残る」に基づいて1923年の富崎の地震隆起量2mから求めている（ $2\text{m} \times 0.2 / 140\text{年} = 3.0\text{mm}/\text{年}$ ）。

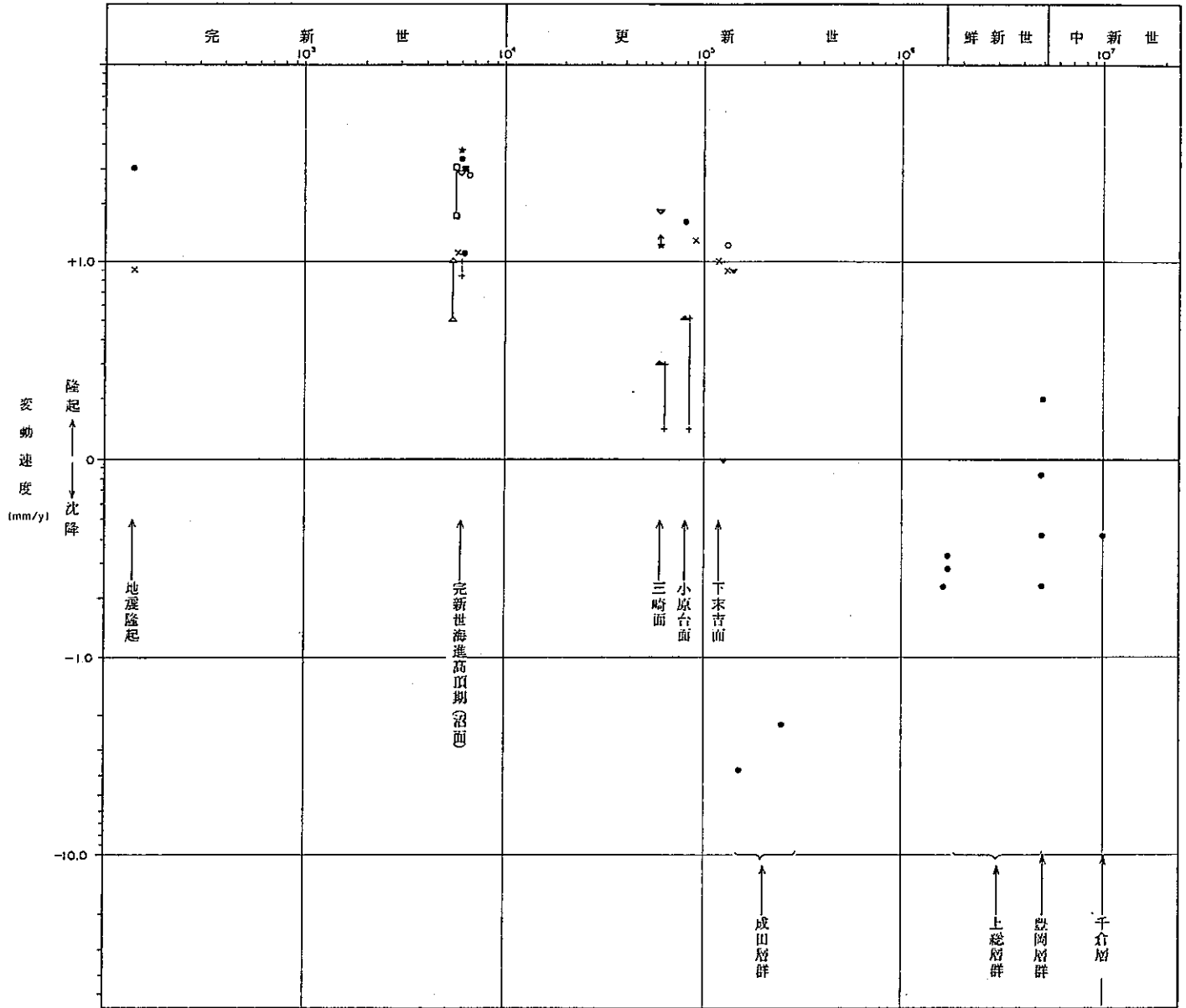
以上に述べた房総-三浦半島の全体的な変動様式については、図2. 2-13に示した地殻変動速度値がそれぞれ妥当性の高いものであると仮定した場合に言えることである。各研究者が推定した各変動速度値の妥当性について、前回（大和地質研究所、1992）および今回の調査結果から評価することは困難である。ここでは、地殻変動量を求める上でのいくつかの問題点を提示することにとどめる。



- ③ 小原台面、三崎面および沼面の隆起速度をみると、値の大きいグループと小さなグループとに分けられる。これは、前述したように、上記3地形面の古海面高度をいくらに見積るかによって隆起速度に差が生じたものである。すなわち、小原台面の古海面高度を+24mとする研究者と-3~-9mとする研究者との差によるものであり、三崎面の古海面については+17mと-6m、沼面の古海面高度については+6mと+2~+5mとする研究者の差によるものである。
- ④ 各基準面（基準層）の高度測定地点により、変動量の絶対値がかなり変化すると考えられる。すなわち、下末吉面高度分布（図2. 2-6）、小原台面~三崎面に相当する常総層上面の高度分布（図2. 2-14）および完新世海進高頂期における海成層の上限の高度分布（図2. 2-15）をみると、場所によってかなりの高度差が認められる。したがって、傾動の著大な所では測定地点の選定を吟味し、同一地形面の全体的地殻変動量が把握できるような工夫（例えば同一地形面の最大高度と最小高度から変動量を幅で示すなど）が必要であると考えられる。
- ⑤ さらに、④で述べた変動量あるいは変動速度が場所（地域）によってかなりの差があることは、各地域で求められた時代の異なる海成段丘面の傾動速度（表2. 2-5；町田，1973）と地質年代との関係図（図2. 2-16）をみても容易に理解することができる。

このように、房総-三浦半島の変動様式を概観し、おおまかな傾向を把握する意味では、前掲の図2. 2-13は重要な資料といえるが、変動速度（隆起速度や沈降速度）の絶対値をもって論ずる時にはかなり問題があると判断される。

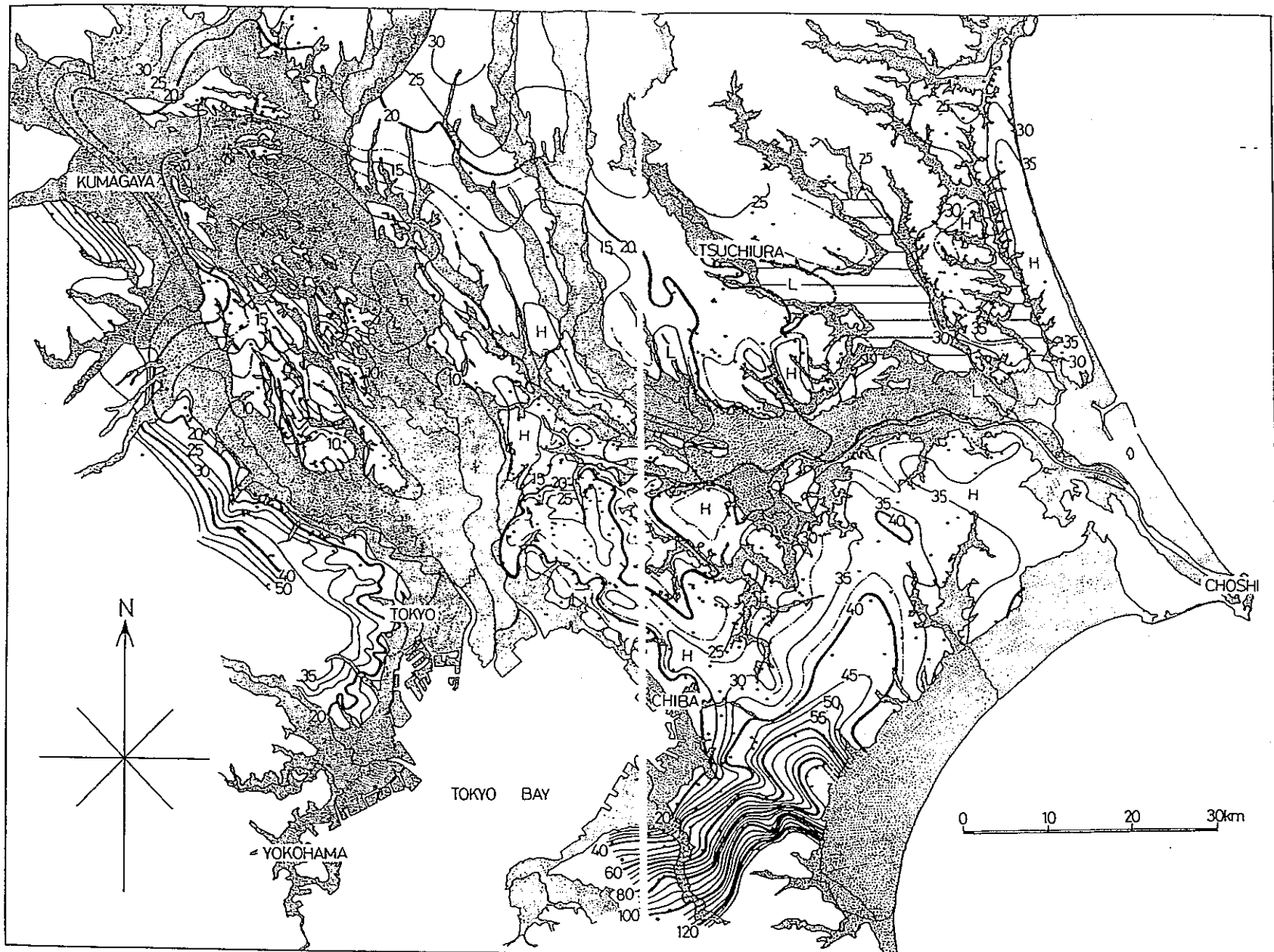
地質年代 (y)



凡例

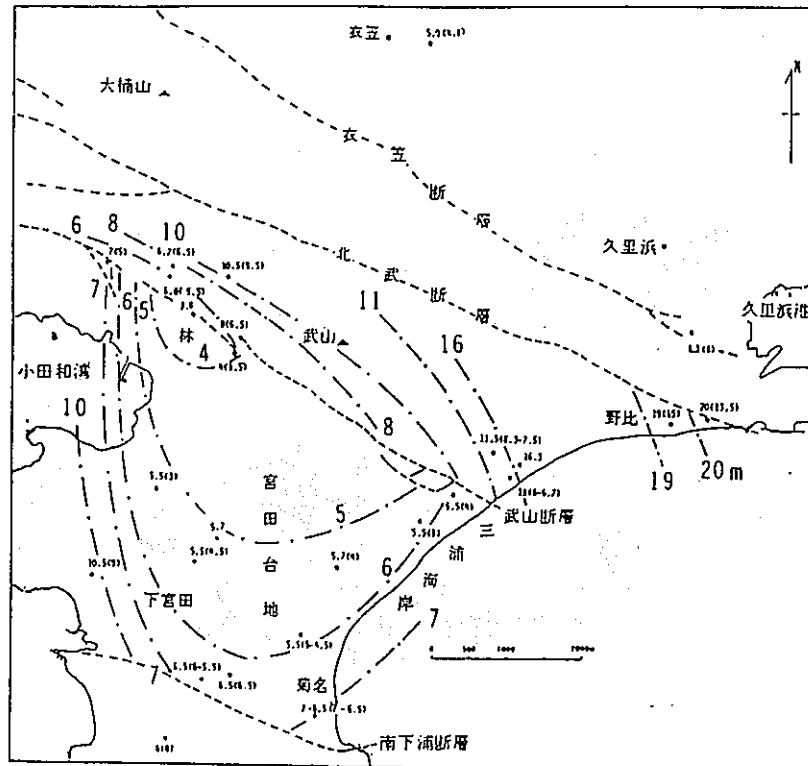
図 2. 2 - 1 3 房総 - 三浦半島の地殻変動総括図

- △ 茅根地 (1991)
- ▽ 増田・中里 (1988)
- ★ Kumaki (1985)
- ▽ 山崎 (1985)
- 熊本・市川 (1981)
- 熊本 (1981)
- 中川他 (1980)
- + 岡 (1974)
- 成瀬 (1971)
- ▲ 岡 (1971)
- x Sugimuro (1967)



常総層上面の構造等高線図 (海拔 m)。黒丸：露頭における測量点 (竜ヶ崎地域は伊藤桂二氏の未公表資料による)、白丸：ボーリング資料による測定点

図 2. 2-14 常総層上面の等高線図 (小玉他, 1981)



三浦半島南部の縄文海進最高期における海成層の上限高度分布（松島，1980 に菅沼 1981MS の資料を追加）

• 5.5 (4.5)：海成層上限高度 m（貝殻の含まれる上限高度 m）

図 2. 2 - 1 5 三浦半島南部の完新世海進高頂期における海成層の上限高度分布（松島，1984）

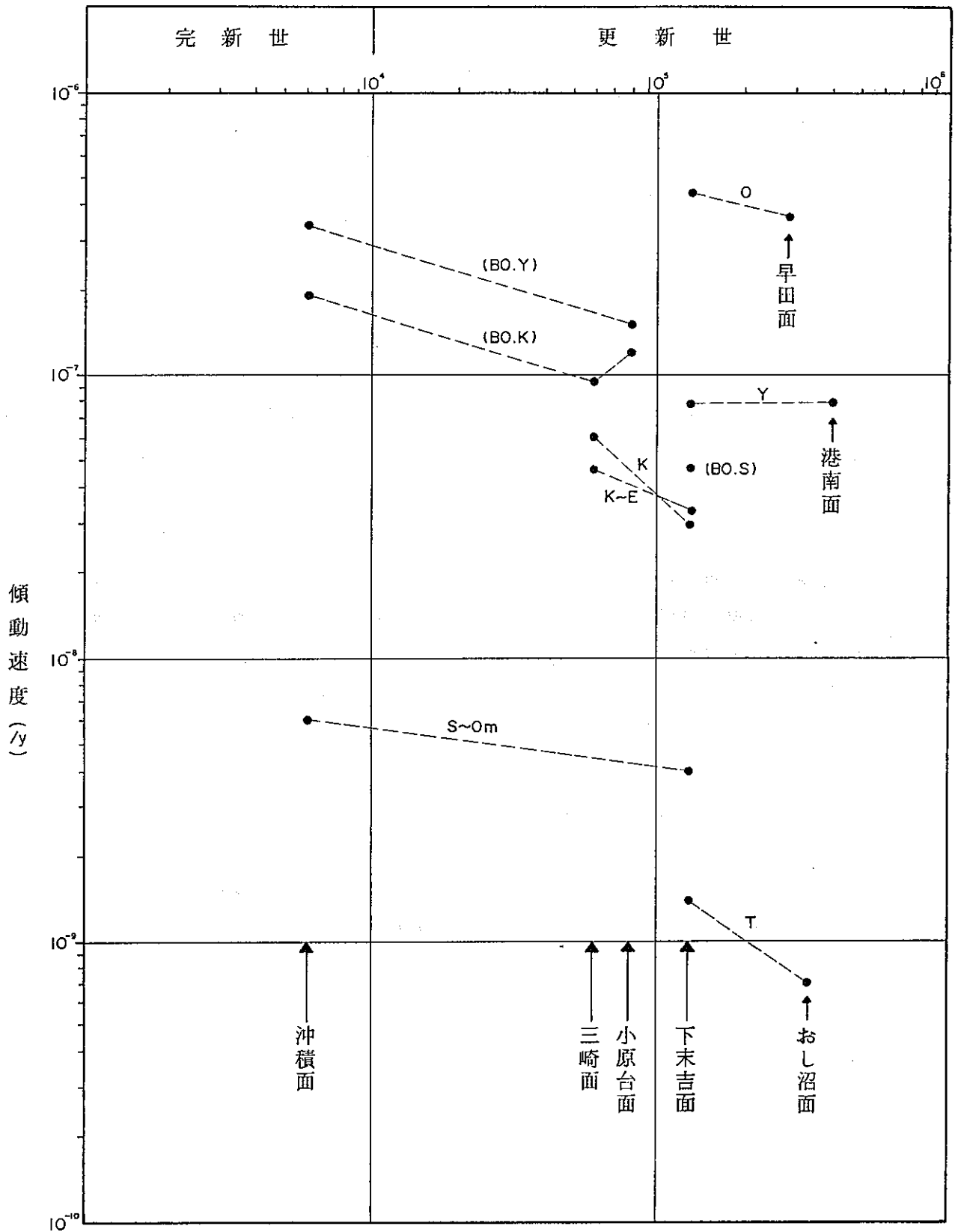


図 2. 2 - 1 6 南関東の第四紀における地殻変動様式 凡 例

- O : 大磯丘陵
- K : 高座丘陵
- K~E : 高座丘陵~江ノ島間
- Y : 横浜西部
- S~O : 下末吉台地~大宮台地
- BO.S : 房総半島北部土気付近
- BO.Y : 房総半島北部養老川下流
- BO.K : 房総半島北部小櫃川下流
- T : 多摩丘陵東部

## 2. 2. 2 房総-三浦半島における測地学的手法に基づく事例研究

房総-三浦半島を対象にして測地学的手法により上下変動を求めた研究事例は極めて少なく、前回報告（大和地質研究所，1992）した藤田・海津（1985）の研究の外には、表2. 2-11に示す藤田（1974）、表2. 2-12に示す松田他（1974）および表2. 2-13に示す楡井他（1981）の3研究が挙げられるにすぎない。しかし、これらの研究のうち藤田（1974）および楡井他（1981）は、関東大地震時前後の地盤の上下変動について、松田他（1974）は元禄地震時地盤隆起量について研究したものであり、房総-三浦半島全体の最近における上下変動を扱ったものではない。

前回報告したように、日本列島のほぼ全域を対象にして測地学的上下変動を求めた研究のうち、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、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として檀原（1971）と加藤・津村（1979）の研究を挙げた。ただし、加藤・津村（1979）の研究は海岸近傍に限られるが、檀原（1971）は内陸までかなり広範な地域を対象にした研究である。

今回収集された文献は上記したように、房総-三浦半島の第四紀における最近の地殻変動様式を考える目的で行われた研究とは異なるので、ここでは、再び檀原（1971）の研究のうち、房総-三浦半島の上下変動に限って要約する。

檀原（1971）は、変動量を求める上での解析期間を、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。したがって、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. 2-22、-23にまとめて示す。

図2. 2-23から房総-三浦半島は隆起域に相当しており、隆起速度は $0\sim+2\text{mm}/\text{年}$ 以上と推定される。

表 2. 2 - 1 1 測地学的手法に基づく地殻変動 (藤田, 1974)

文 献	地 域	解析期間	変動量 (cm)	年平均変動速度 (mm/y)	備 考
藤田(1974)	関東南部	1898~1924年の約 25年間	関東大地震時の 最大隆起量約 150		
		1924~1965年の約 41年間	関東大地震後の 最大沈下量約15		
	房総・三浦 半島	1965~1973年の約 7.5年間	-2~-3	-4~-6	

<解析方法>

関東南部における陸地測量部の行った水準測量の結果 (陸地測量部, 1930) から, 関東大地震後の上下変動 (図2.2-17) を, また大地震直後から最近まで(1924~1965)の関東南部の地殻変動 (図2.2-18) を簡略化した。さらに, 地殻活動調査室(1973)の調査結果 (図2.2-19) から1965~1973年の約7.5年間における房総・三浦半島の平均変動速度を求めた。

<測地学的地殻変動 (10~10<sup>2</sup>年) と地形・地質学的変動 (10~10<sup>6</sup>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。

表 2. 2 - 1 2 測地学的手法に基づく地殻変動 (松田他, 1974)

文 献	地 域	解析期間	変動量 (m)	年平均変動速度 (mm/y)	備 考
松田他 (1974)	房総・三浦 半島	元禄地震時 (1703 年)	最大+4以上		



### <解析方法>

元禄地震による土地の隆起量を知るために、元禄地震によって生じた海成段丘(「元禄段丘」)を南関東沿岸の各地域で見出し、その旧汀線高度(当時の海岸線の高度)を測定した。なお、元禄地震以後の問題を扱うときには、海水面の高さの変動は無視できる。

#### ①元禄段丘であることの認定

元禄地震で生じたことが古文書の記述から明らかにされている房総半島南端の相浜及び白浜における段丘地形を模式地として、空中写真(2万分の1)により適地を予察した。すなわち、海拔高度5~6mで、比較的広く平坦な段丘面をもち、その背後にある通常比高数mの明瞭な崖地形を有している段丘を追跡した。

#### ②元禄汀線の高度測量

旧汀線の高度測定は測定時における海水面を基準として行い、潮位補正は気象庁発行の潮位表によった。房総半島沿岸での測定値に対しては横須賀での干満時とその値を用いて補正した。現地においてすぐに補正值がわかるように潮位の時間変化を正弦曲線とみなして、10分ごとの潮位をあらかじめ計算して現地に持参した。高度測定にはオートレベル(ニコンAp-2)またはハンドレベルを用いた。

#### ③元禄地震時の沿岸の隆起量推定

元禄段丘の高度分布から、元禄地震時の沿岸隆起量を求めるには、元禄汀線の高度から元禄地震以後の地殻変動量を差し引く必要がある。すなわち、隆起方向を正とすれば、

$$[\text{元禄地震時の垂直変動量}] = [\text{元禄汀線の現在高度}] - [\text{大正地震による垂直変動量}] - [\text{非地震時の垂直変動量}]$$

この地域の大正地震時における垂直変動量は、水準点および三角点の改測等によって明らかになっているので、右辺の第二項は一応既知と考えられることができる。実際には測定点に最も近い水準点または三角点の改測結果(陸地測量部, 1926)を用いた。右辺の第三項は元禄地震後大正地震までの間および大正地震以後に生じた緩慢な地殻変動量の総計であるが、その量(沈降量)は、僅少(地震時の隆起量の30%以下)であると思われる。

以上の考え方に基づいて求めた変動量を図2.2-20に示す。

### <測地的地殻変動( $10^{-10}$ ~ $10^{-2}$ )と地形・地質学的地殻変動( $10^3$ ~ $10^6$ )との関連性>

① 元禄地震あるいは[元禄+大正]地震は、房総半島南部での6000年間の総隆起量との比較・元禄段丘の規模・歴史上の地震記録などから考えて、その発生周期はおおよそ1000年、逆戻り率は約40%程度であるとえられる。

しかし、大磯丘陵周辺ではさらに別の型の地震が関与している可能性が大きい。

② 元禄地震は大正地震よりも沖合までの相模トラフの断層が関与したもので、その規模もより大きかったと考えられる。しかし、両地震とも巨視的には陸のプレートと海のプレートの境界(相模トラフ)にある断層の活動によるものであり、海側のプレートは、これらの地震に伴って相対的に過去少なくとも数千年以降に年平均約1~2cmの速さで北進していると考えられる。

表 2. 2 - 1 3 測地学的手法に基づく地殻変動（楡井他, 1981）

文 献	地 域	解析期間	変動量 (m)	年平均変動速度 (mm/y)	備 考
楡井他(1981)	房総半島	関東地震(1923年)を挟んで1923年から1924年にかけての1年間	関東地震における最大隆起量 1.5		最大値を示す地域は館山であり, その変動量は図2.2-22から判読した。

<解析方法>

関東地震における垂直変動量は, 関東地震を挟んで1923年から1924年にかけての水準測量の観測比高より求めたものである。その結果を図2.2-21に示す。

<測地学的地殻変動(10~10<sup>2</sup>年)と地形・地質学的地殻変動(10<sup>3</sup>~10<sup>6</sup>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。



関東地震前後の上下変動 (1898~1924)  
 単位はcm (陸地測量部, 1930による).

図 2. 2 - 1 7 房総 - 三浦半島における関東地震後の地殻変動 (藤田, 1974)



上下変動 (1924~1965) 単位はcm,  
 (DAMBARA and HIROBE, 1964; 藤田,  
 1970; 地殻活動調査室, 1969 をまとめ  
 たもの).

図 2. 2 - 1 8 房総 - 三浦半島における1924~1965年間の地殻変動 (藤田, 1974)

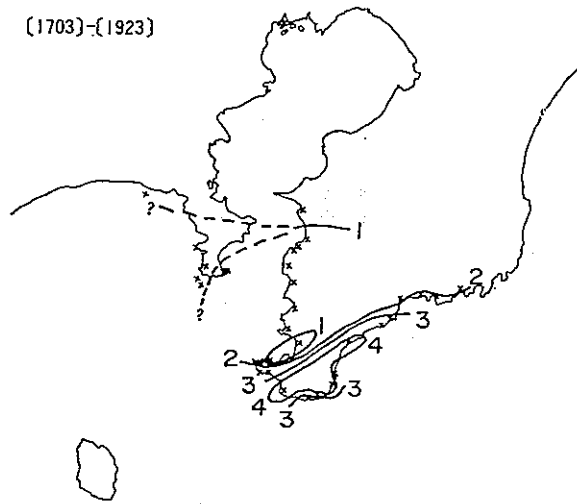


上下変動 (1965~1973) 単位はcm  
 (地殻活動調査室, 1973による).

図 2. 2 - 1 9 房総半島における1965~1973年間の地殻変動 (藤田, 1974)

182

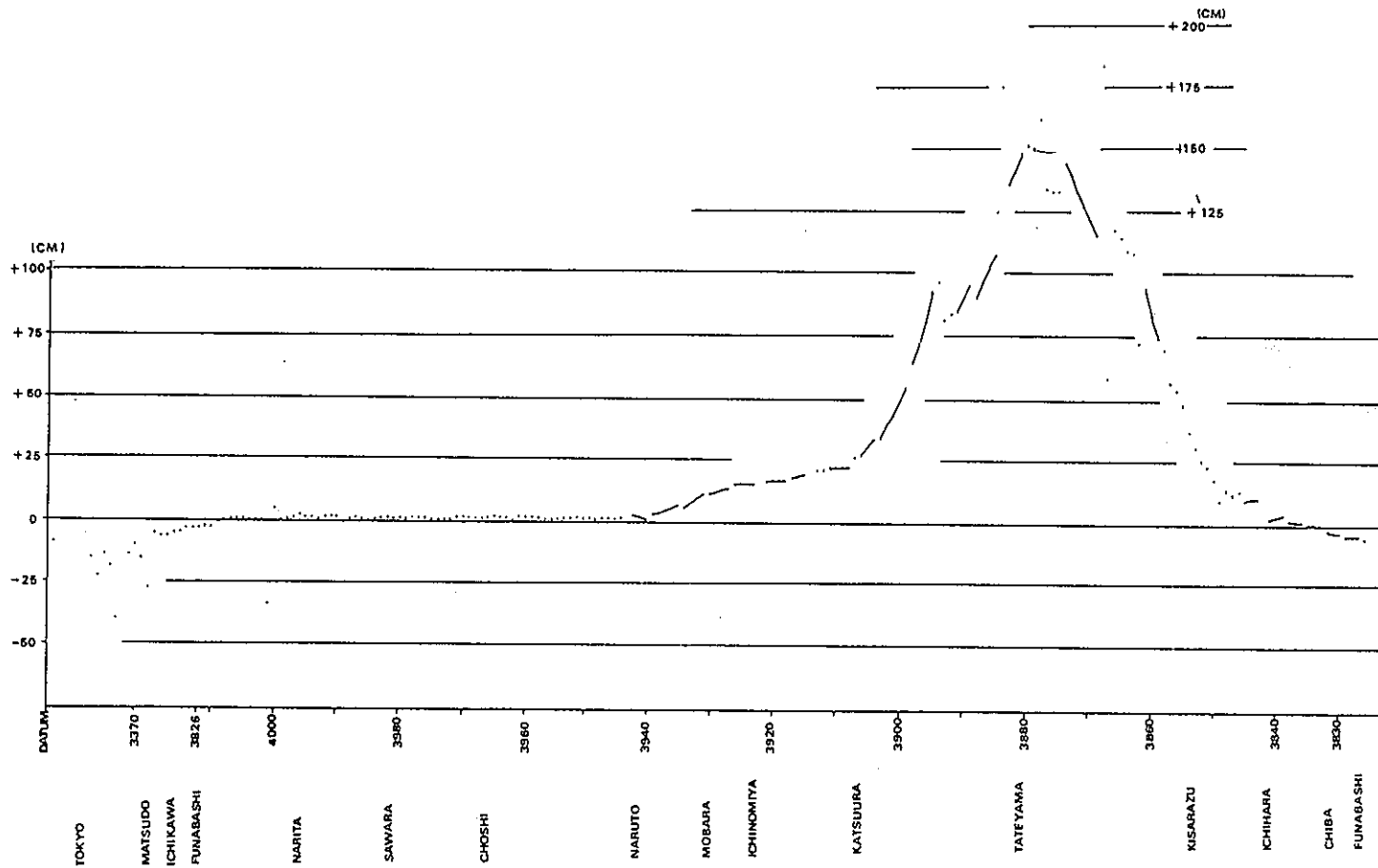
(1703)-(1923)



元禄地震による土地の隆起量

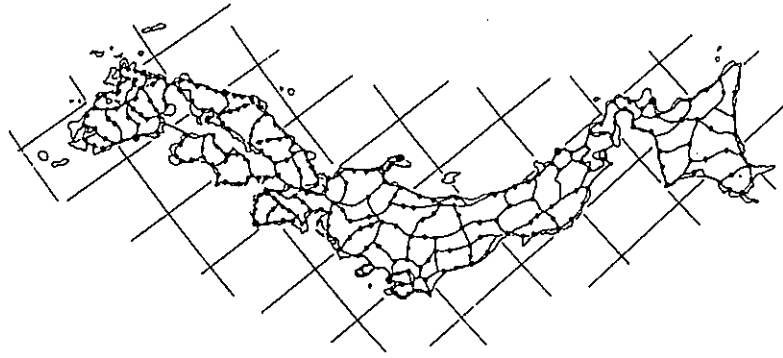
图中的数字(单位m)は、元禄地震後の逆戻り量(隆起量の30%以下)を無視してあるので、当時の隆起量はこれ以上である(最大1.5倍、本文参照)。

図2. 2-20 元禄地震による土地の隆起量(松田他, 1974)



関東地震前後における房総半島北部の内陸から太平洋岸における垂直変動量 (1898年から1924年まで)

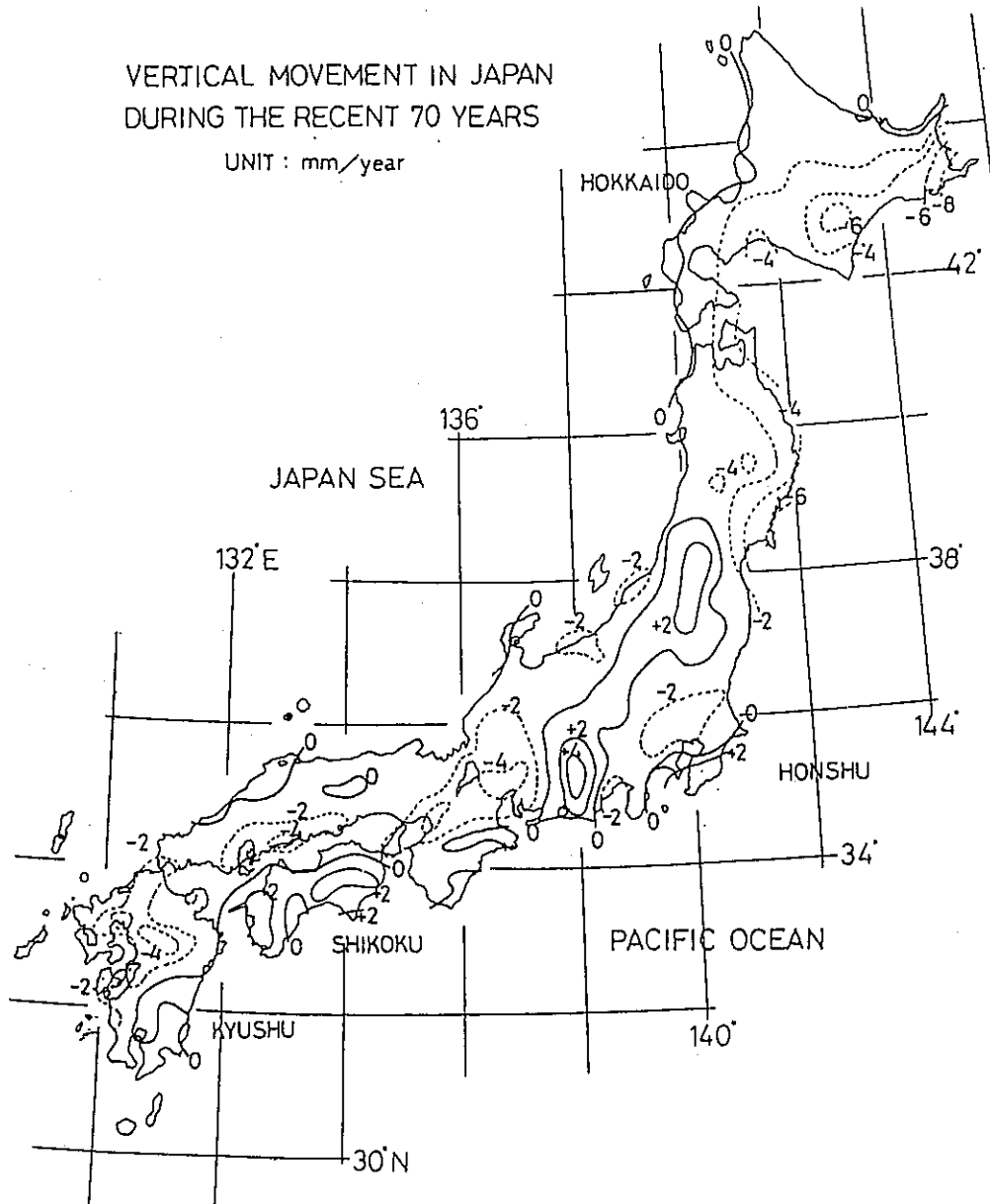
図 2. 2 - 2 1 房総半島北部の内陸から太平洋における関東地震前後の地殻変動 (楡井他, 1981)



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

図 2. 2 - 2 2 水準路線網及び主な検潮場位置図

(檀原, 1971)



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

図 2. 2 - 2 3 最近70年間の等変動速度図

(檀原, 1971)

## 2. 3 関東地方南部（房総－三浦半島）の現地調査結果

2. 1節、2. 2節の検討結果を考慮して関東地方南部（房総－三浦半島）の第四系の層序を編む上で重要となる鍵層や露頭が現在も存在しているか否か、絶対年代値が報告されている露頭が現在も存在しているか否か、また露頭においては変動基準面・地層形成時の環境（高度や深度）が精度よく推定できるか否かを現地で調査した。なお、2. 1節で述べたように関東地方南部の第四系の鍵層は大磯丘陵地域で確立されたテフラ層序に基づいているため、大磯丘陵地域も同時に調査した。

なお、確認された露頭位置図は図2. 3-1～図2. 3-26に、その調査結果は図2. 3-28～図2. 3-76、写真1～81に示した。

個々の調査結果の詳細は、図2. 3-28～図2. 3-76の各露頭観察カードに示したが、以下では現地調査の結果をまとめて記述する。

- (1) 露頭状況一般について概括すると、房総半島では以前に報告されている露頭が存在していることが多いのに対して、横浜・三浦半島地域－特に横浜地域－はコンクリートなどの吹き付けにより以前に報告されている露頭が消滅していることが多い。
- (2) 横浜のような大都市の近辺では、丘陵地の宅地化などの大規模な開発、土地造成が進められ、原地形が保存されていないことが多く、地形面認定がむずかしい状況にある。それに対して房総－三浦半島は比較的原地形が保存され、地形面を容易に認定できる傾向にある。
- (3) 鍵層となるテフラは、挟在する地層、噴出源からの方向や距離によって層相を大きく異にする。一般に、噴出源に近く、噴出源の東方域（特に大磯丘陵地域）の風成ローム層中では、テフラの保存がよいのに対して、浅海成の砂層中のテフラはレンズ状に挟在し、連続性に乏しい傾向にある。
- (4) テフラの野外での状態は挟在する層相に依存して変化することが多いため、テフラの同定には野外での観察ばかりではなく、鉱物組成や含有鉱物の屈折率・化学組成を調べる必要があると思われる。
- (5) 上総層群中のテフラ層の場合、ジルコンを用いたフィッシュン・トラック年代値が報告されている地点（徳橋他，1983 など）であっても、ジルコンの量が少ない。従って、テフラ層中から多数のジルコンを採取するためには、多量のテフラを処理しなければならないと思われる。
- (6) 化石を伴う海成層の場合、年代測定法の適用範囲にも依存するが、貝化石を用いた $^{14}\text{C}$ 法・ESR法・TL法、サンゴ化石を用いた $^{14}\text{C}$ 法・ウラン系列法など様々な方法が利用できると思われる。特に、三浦半島の横須賀層大津砂泥層や房総半島中・東部の姉崎層を除く下総層群や沼層には、サンゴ化石や貝化石を含み、容易に採取できる好条件にある。他方、三浦半島の小原台砂礫層、三崎砂礫層には、年代測定試料となるような化

石が含まれていない。

- (7)地層の堆積環境は、堆積物の種類、堆積構造、粒度などによる堆積学的方法と地層中の生痕化石、貝化石、微化石などの古生物学的方法を併用することによって、より精度良く推定できると思われる。両方法が適用できる地層は、三浦半島の横須賀層・大津砂泥層や房総半島中・東部の姉崎層を除く下総層群や沼層と考えられる。
- (8)地層の堆積環境を古生物学的方法で推定する場合には、産出する化石が現地性か異地性か（すなわち、化石となった生物が生息圏をはみ出していないか否か）を考慮する必要がある。貝化石のような大型化石の場合には、化石の産状を露頭で観察でき、そのような考慮をするための情報をうることができる。特に、今回調査した地層中の貝化石の多くは、二枚貝の場合、離弁して層理面や葉理面に平行に配列して産し、異地性の産状を呈するので、化石種の種構成だけから古環境を論ずることは危険であると推定される。



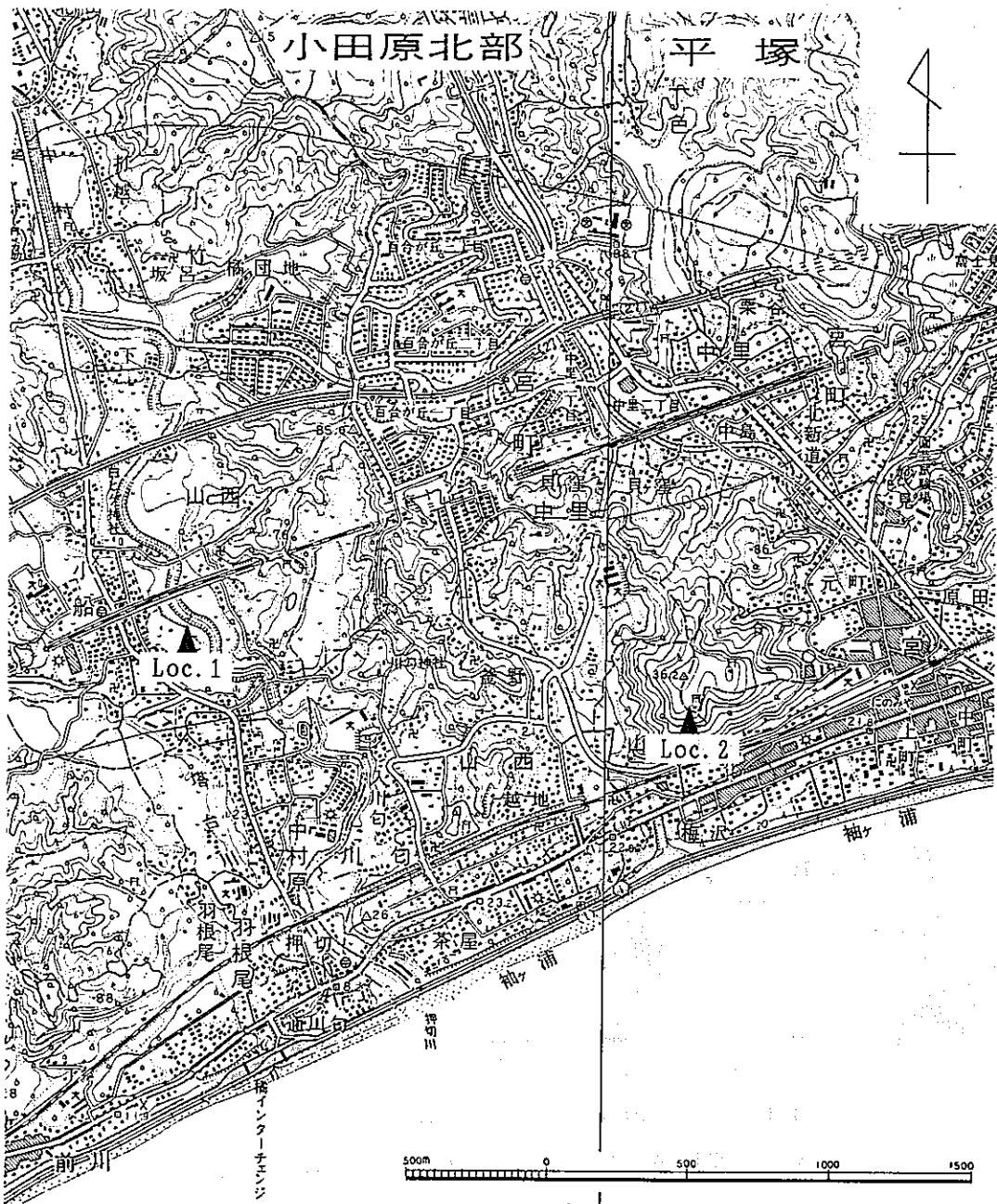


図 2. 3 - 1 調査地点位置図 (Loc. 1, Loc. 2)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「小田原北部」「平塚」使用

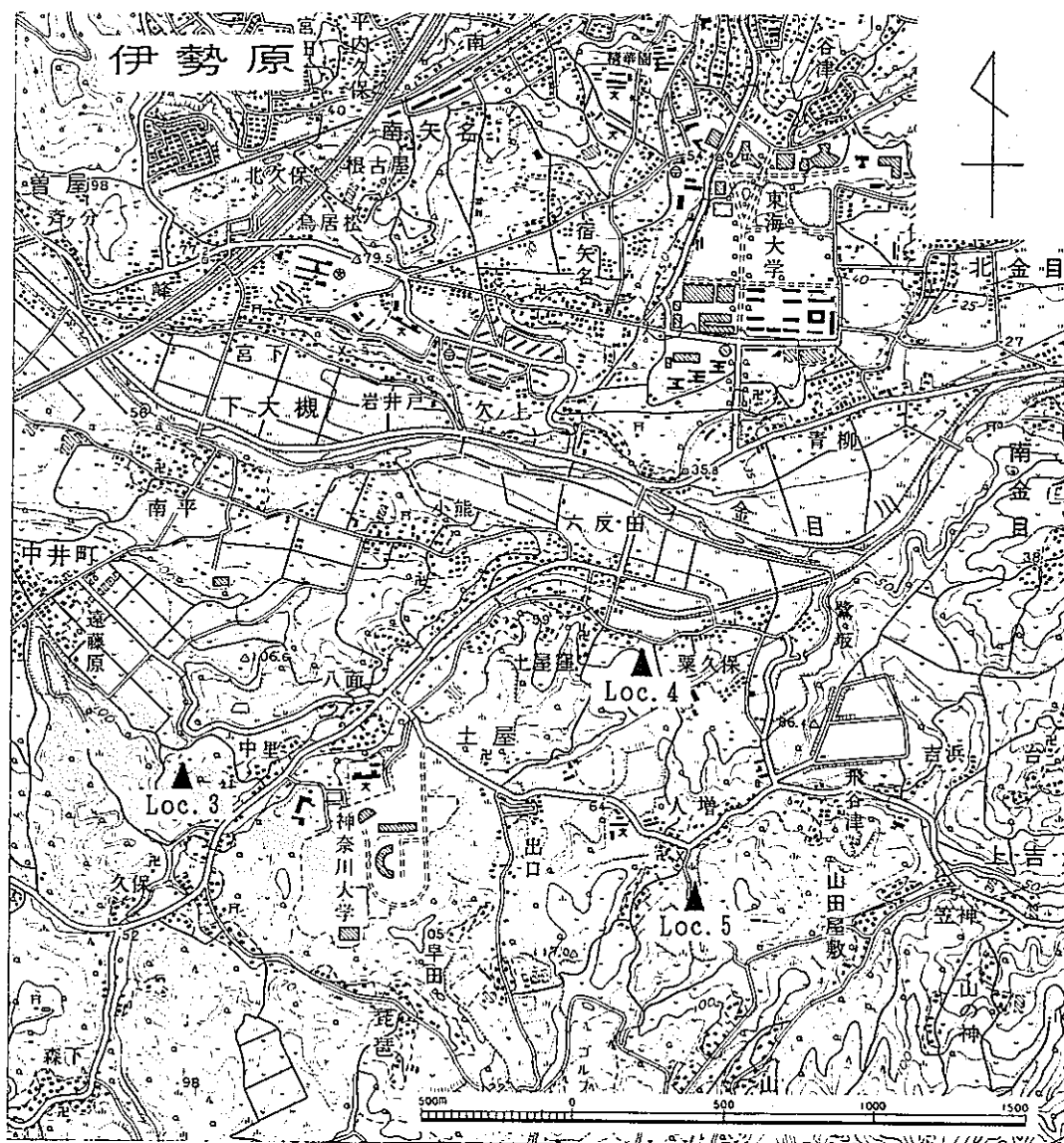


図 2. 3 - 2 調査地点位置図 (Loc. 3, Loc. 4, Loc. 5)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「伊勢原」使用

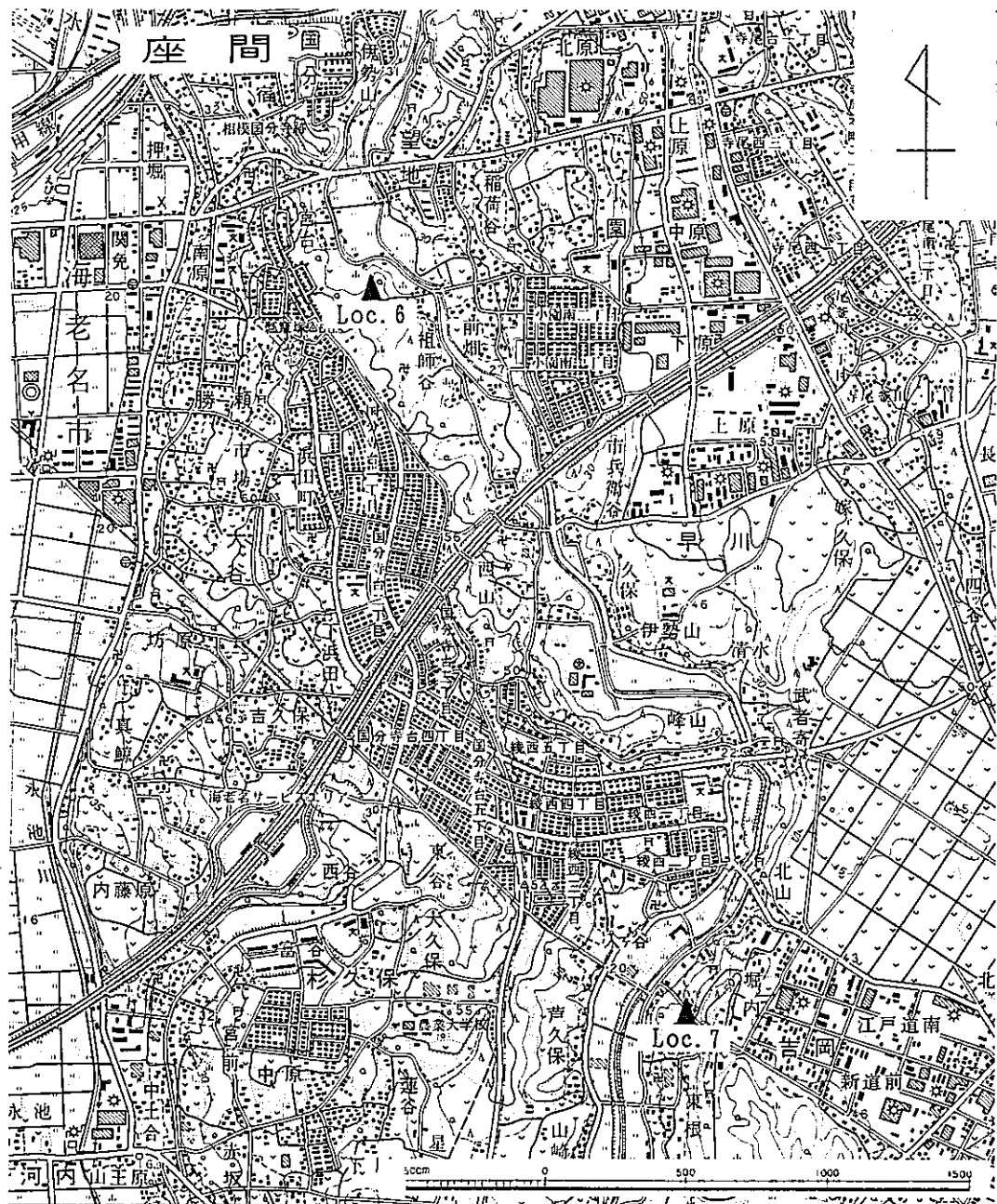


図 2. 3 - 3 調査地点位置図 (Loc. 6, Loc. 7)  
 国土地理院発行2万5千分の1地形図「座間」使用

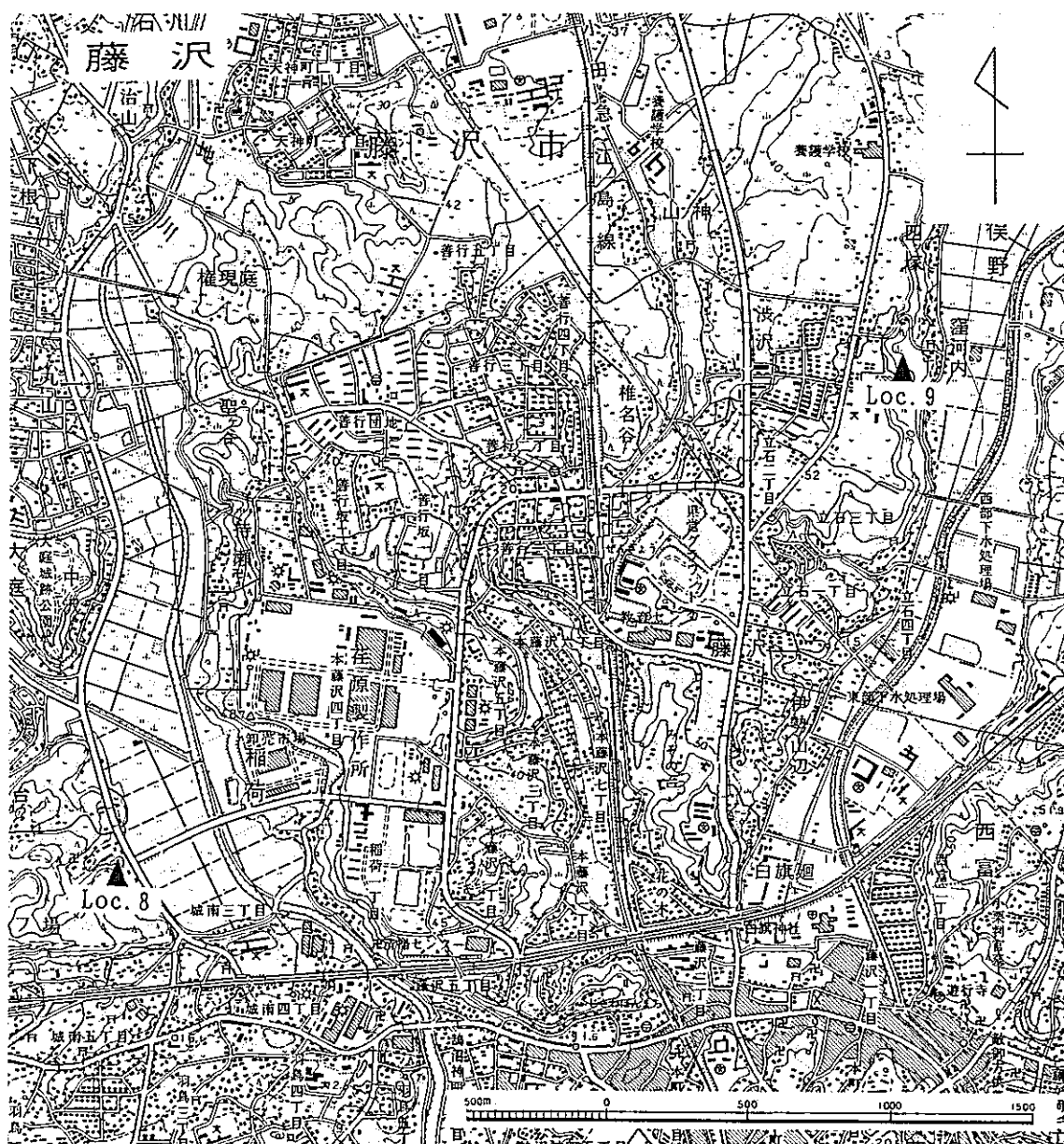


図 2. 3 - 4 調査地点位置図 (Loc. 8, Loc. 9)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「藤沢」使用



図2. 3-5 調査地点位置図 (Loc. 10)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「戸塚」使用

# 横須賀

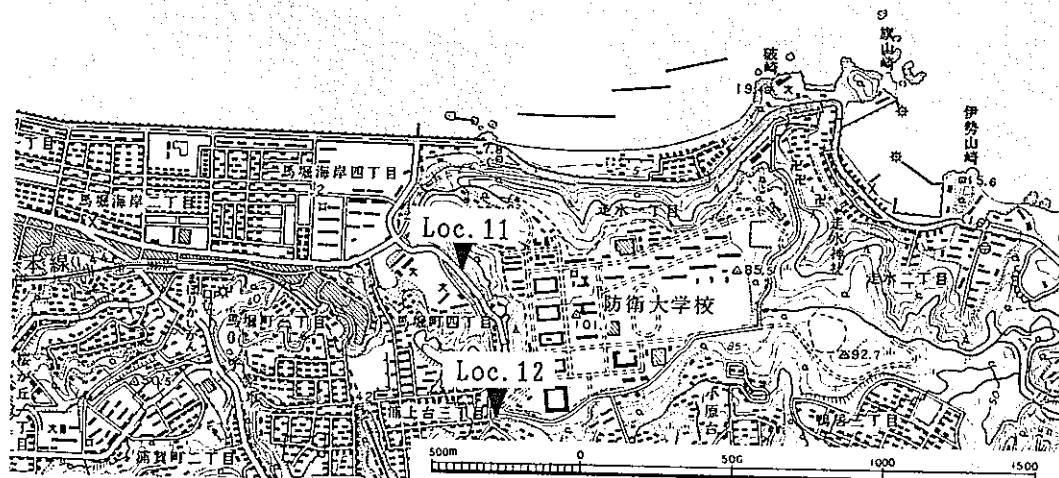
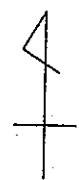


図 2. 3 - 6 調査地点位置図 (Loc. 11, Loc. 12)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「横須賀」使用

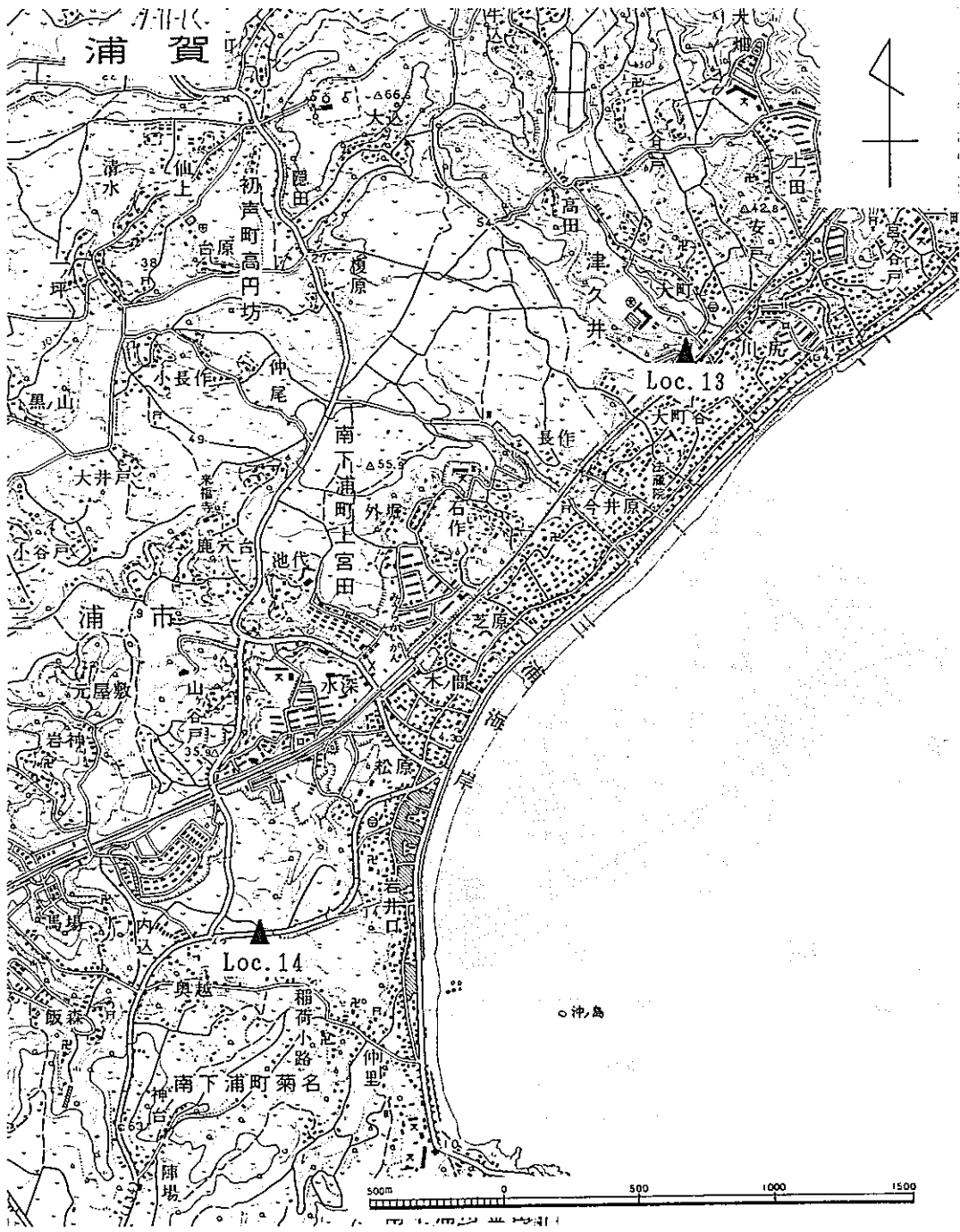


図2. 3-7 調査地点位置図 (Loc. 13, Loc. 14)  
 国土地理院発行2万5千分の1地形図「浦賀」使用

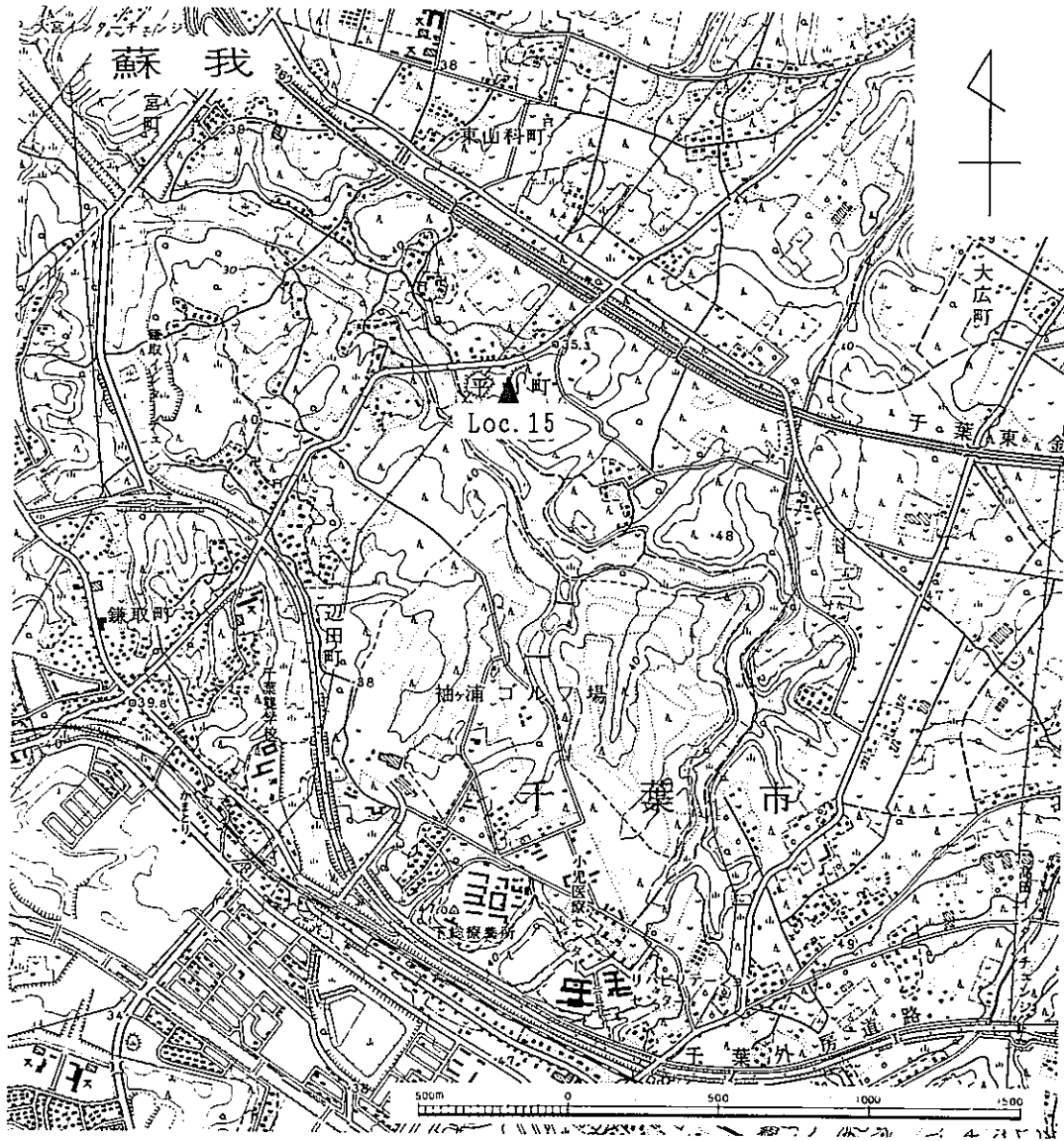


図2. 3-8 調査地点位置図 (Loc. 15)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「蘇我」使用



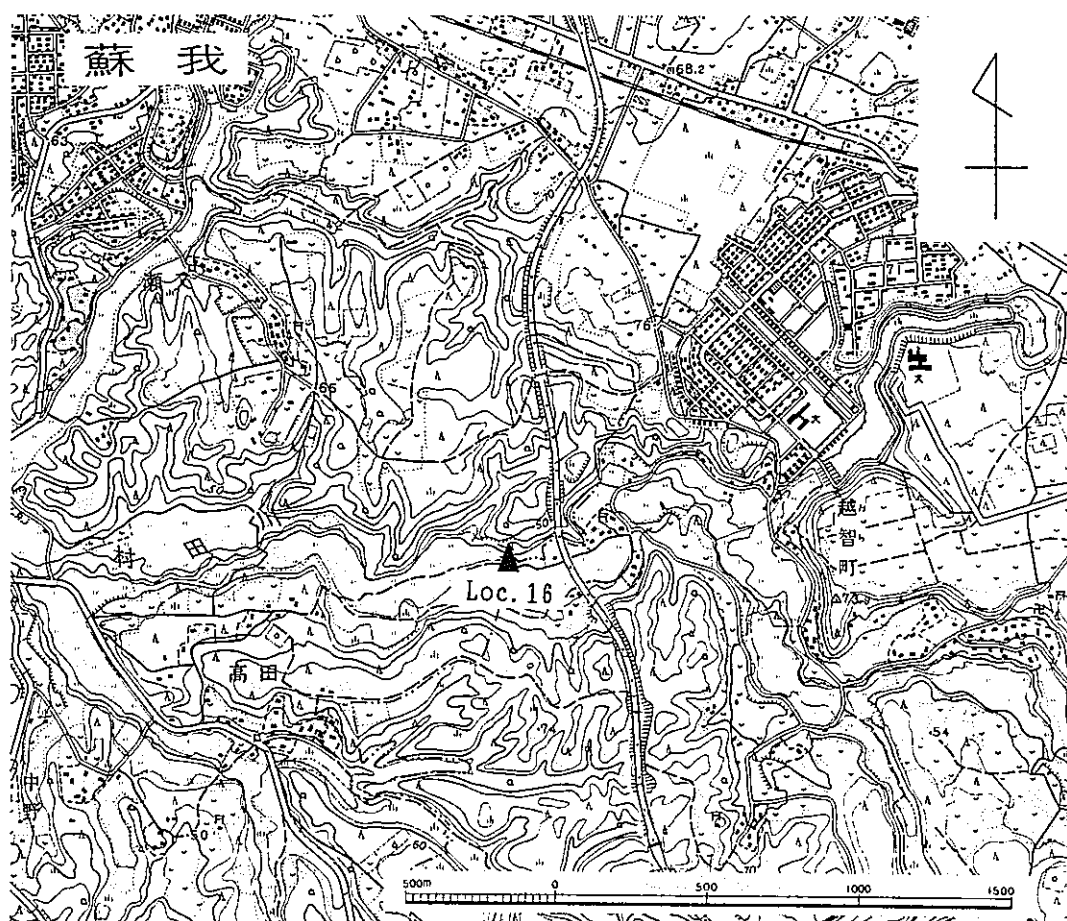


図 2. 3 - 9 調査地点位置図 (Loc. 16)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「蘇我」使用

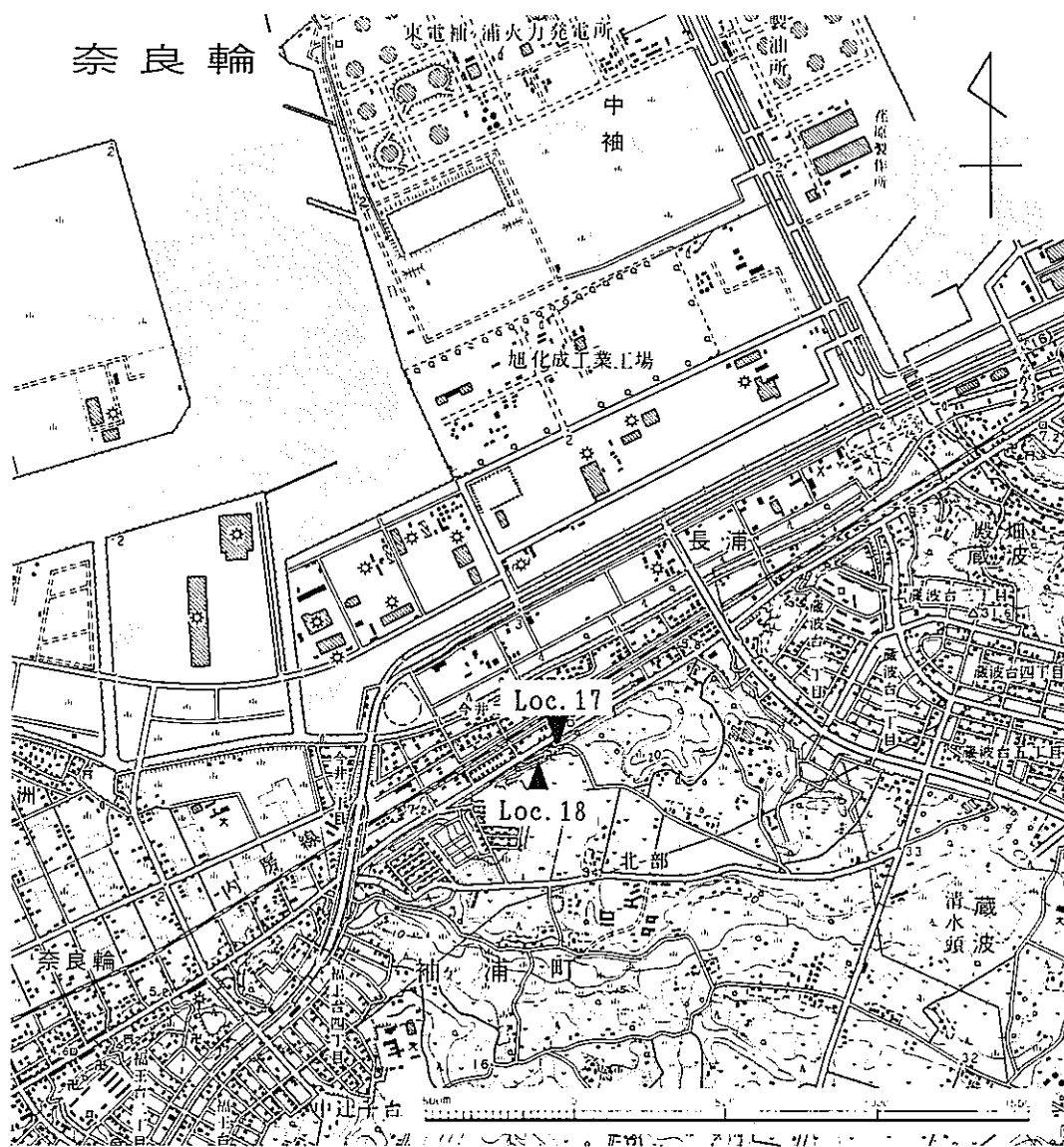


図 2. 3 - 1 0 調査地点位置図 (Loc. 17, Loc. 18)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「奈良輪」使用



図 2. 3 - 1 1 調査地点位置図 (Loc. 19, Loc. 20)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「姉崎」使用

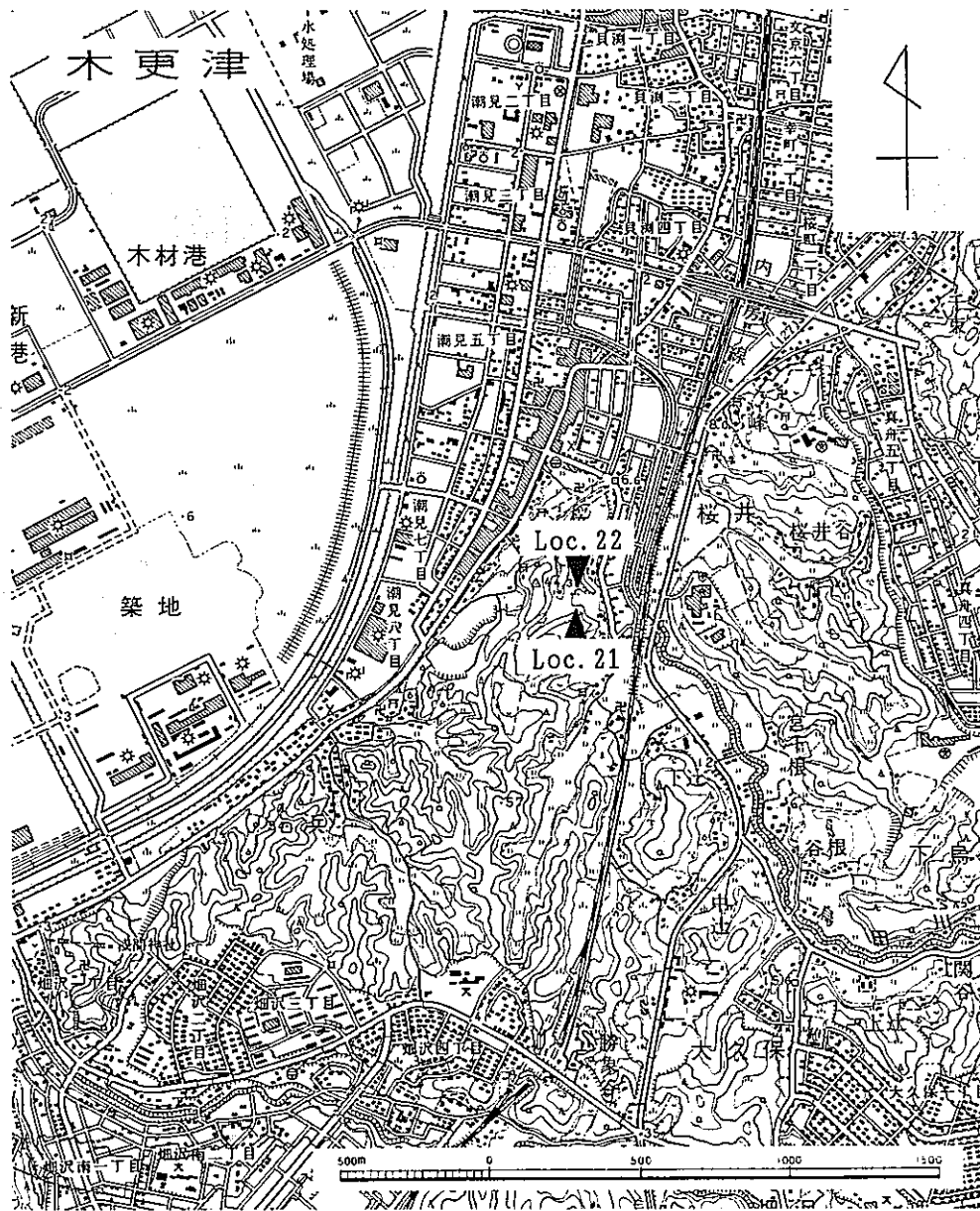


図2. 3-12 調査地点位置図 (Loc. 21, Loc. 22)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「木更津」使用

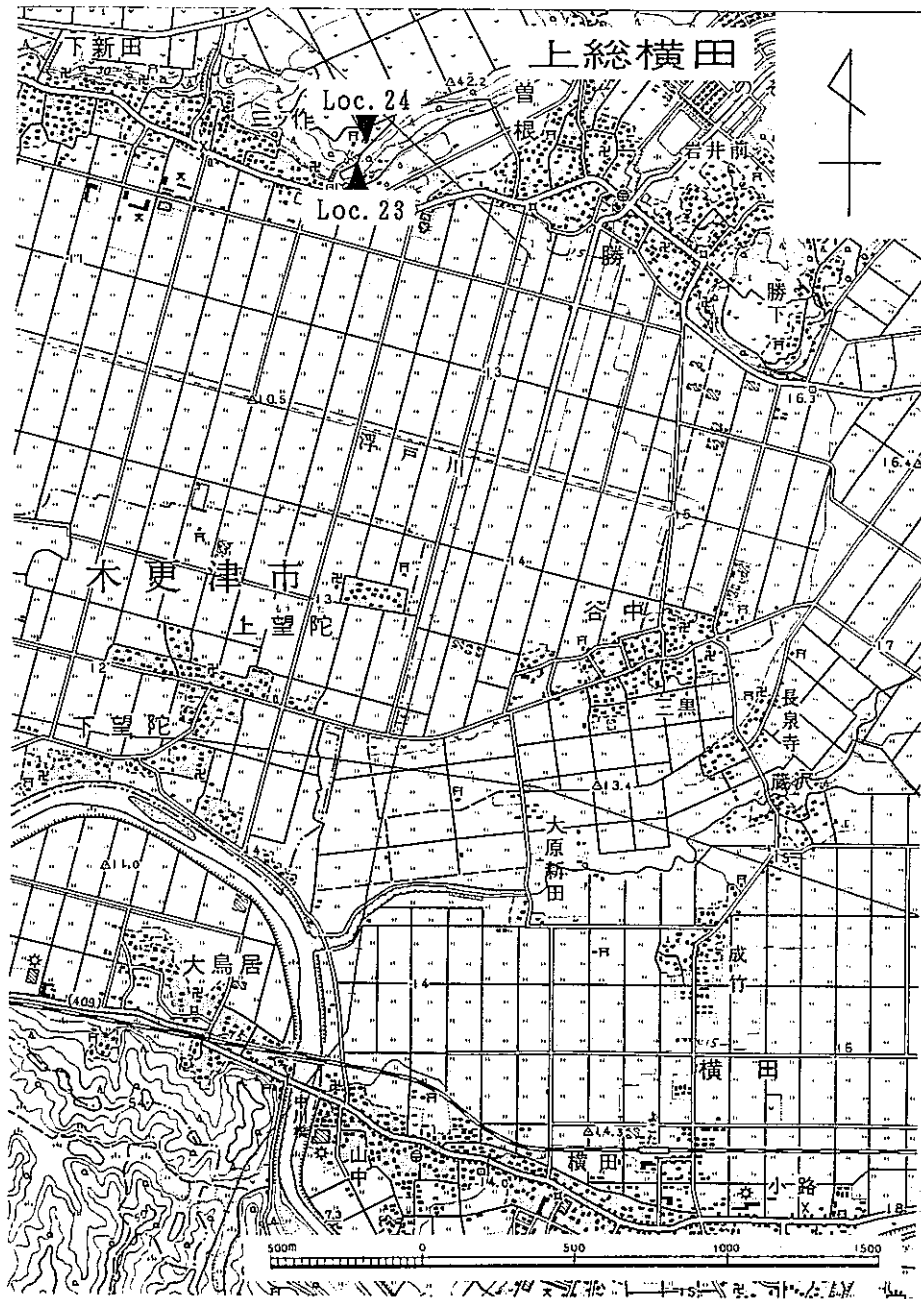


図2. 3-13 調査地点位置図 (Loc. 23, Loc. 24)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「上総横田」使用

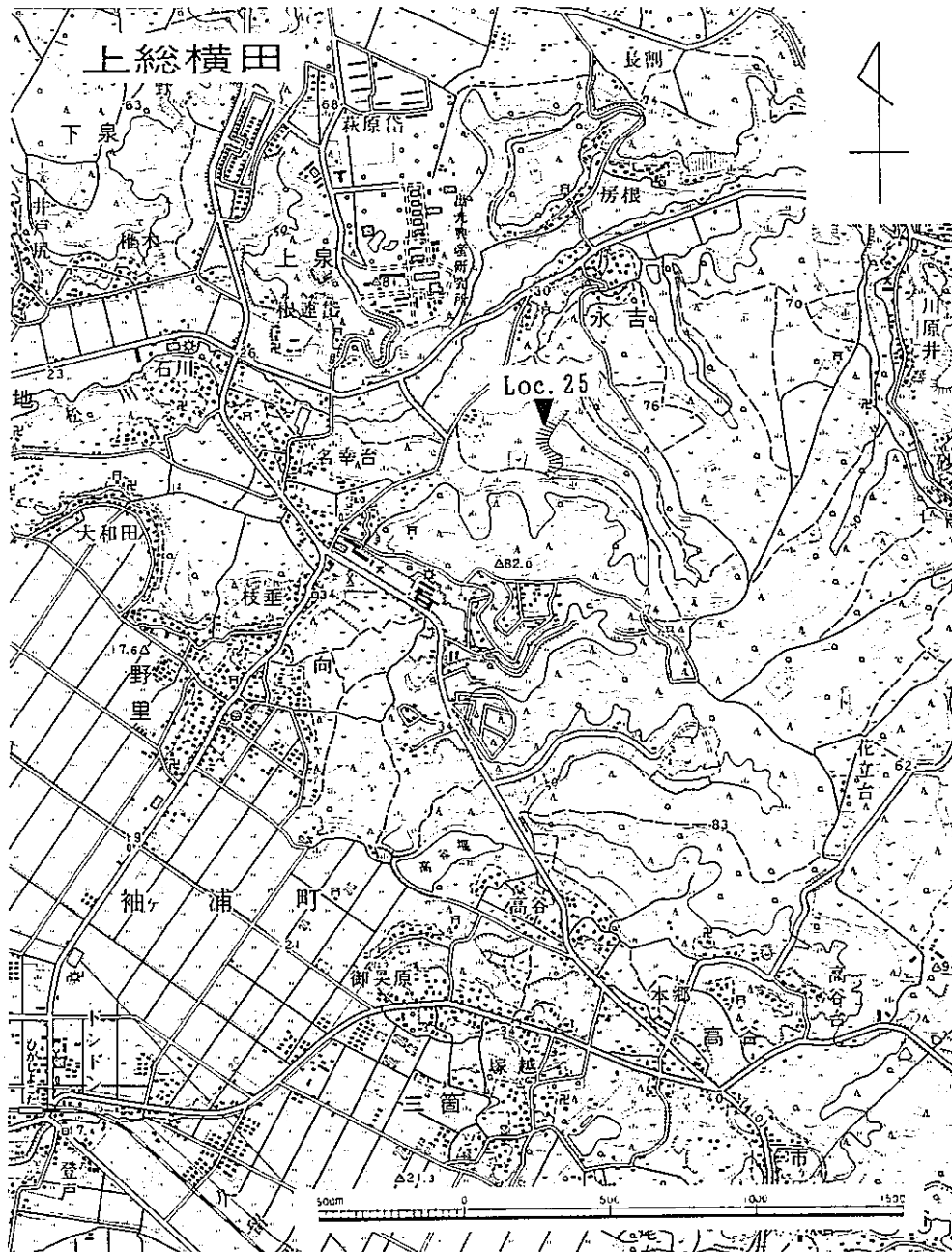


図2. 3-14 調査地点位置図 (Loc. 25)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「上総横田」使用



図2. 3-15 調査地点位置図 (Loc. 26)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「木更津」使用

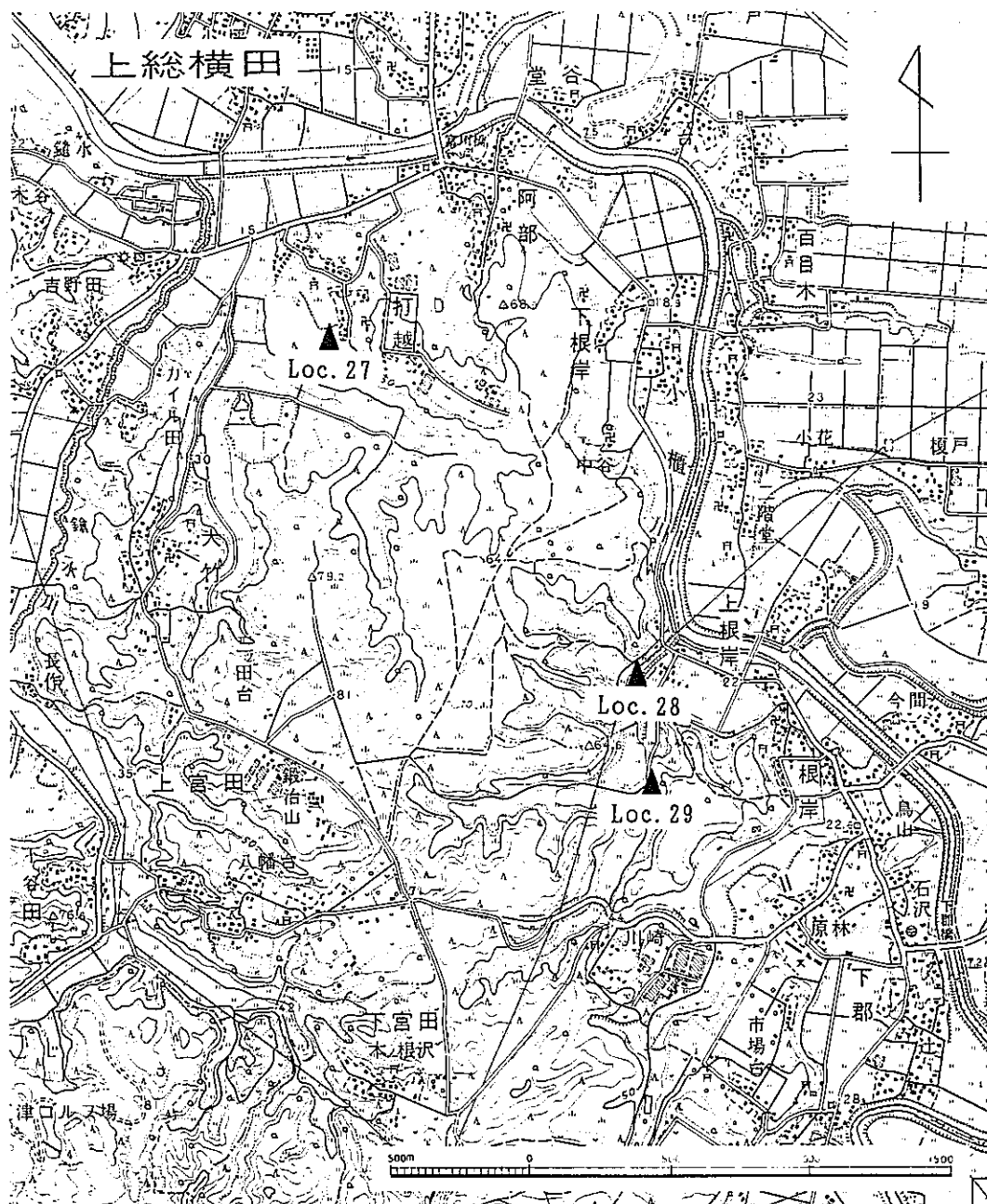


図2. 3-16 調査地点位置図 (Loc. 27, Loc. 28, Loc. 29)  
 国土地理院発行2万5千分の1地形図「上総横田」使用



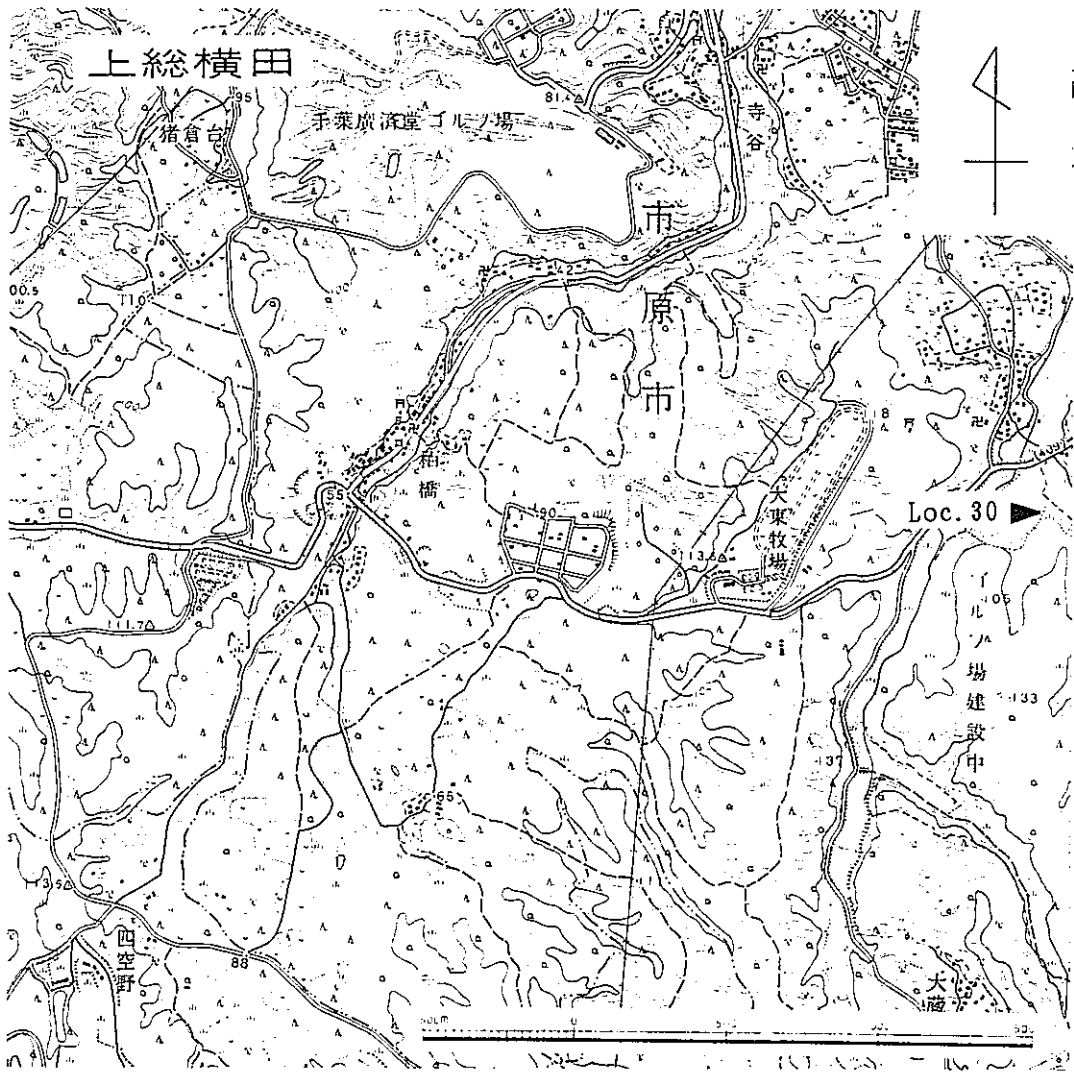


図 2. 3 - 1 7 調査地点位置図 (Loc. 30)  
 国土地理院発行2万5千分の1地形図「上総横田」使用

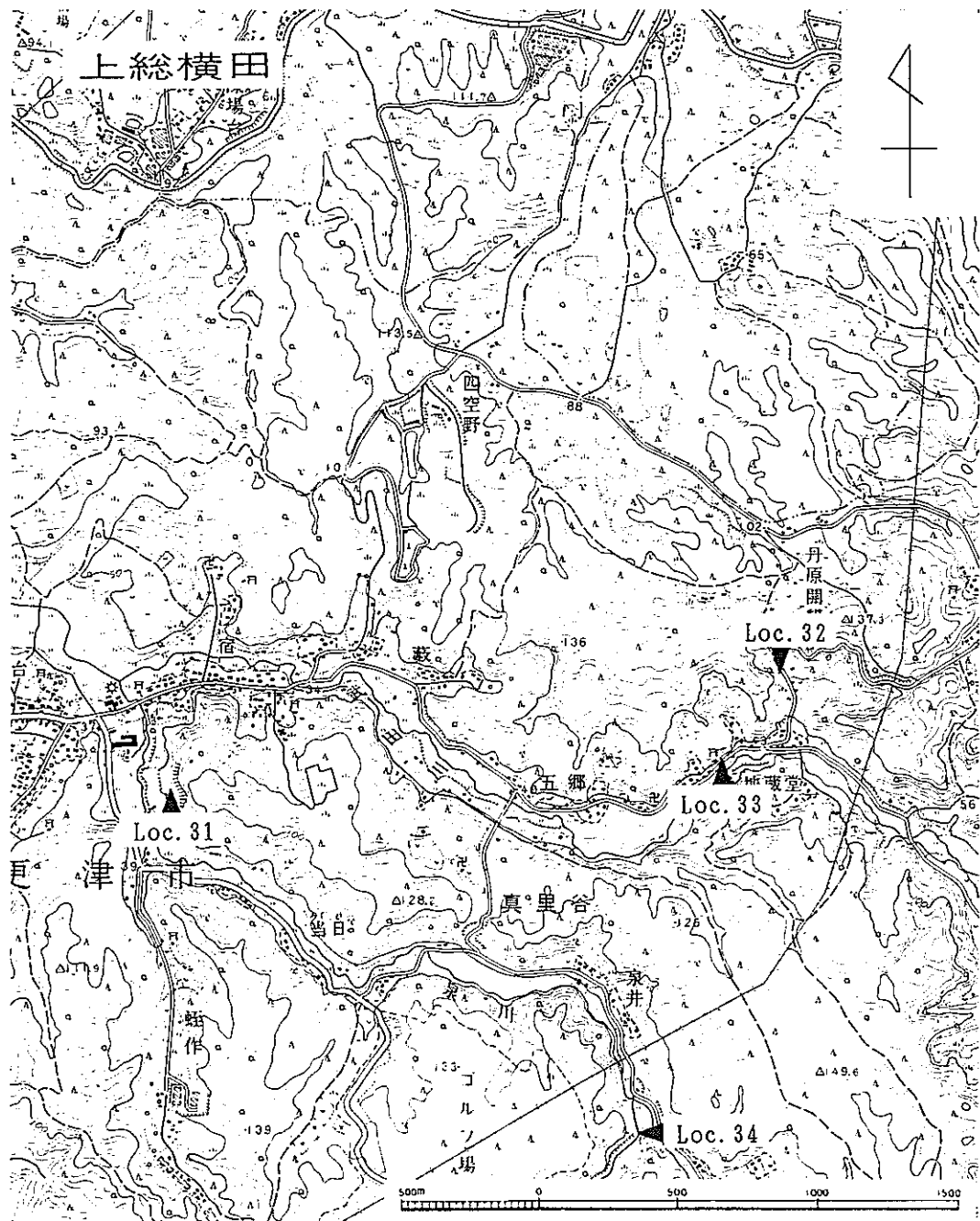


図2. 3-18 調査地点位置図 (Loc. 31, Loc. 32, Loc. 33, Loc. 34)  
 国土地理院発行2万5千分の1地形図「上総横田」使用

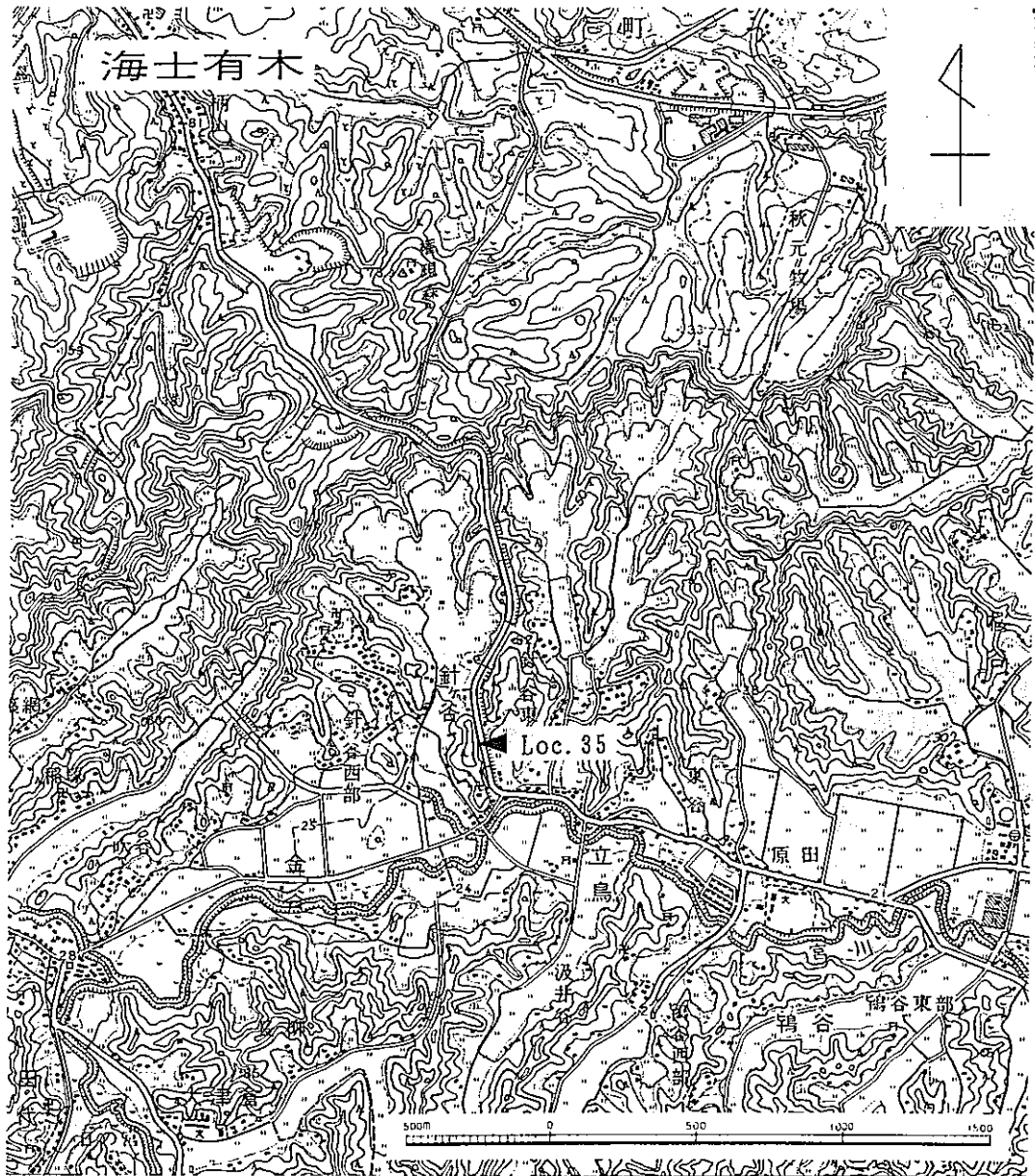


図 2. 3 - 1 9 調査地点位置図 (Loc. 35)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「海士有木」使用

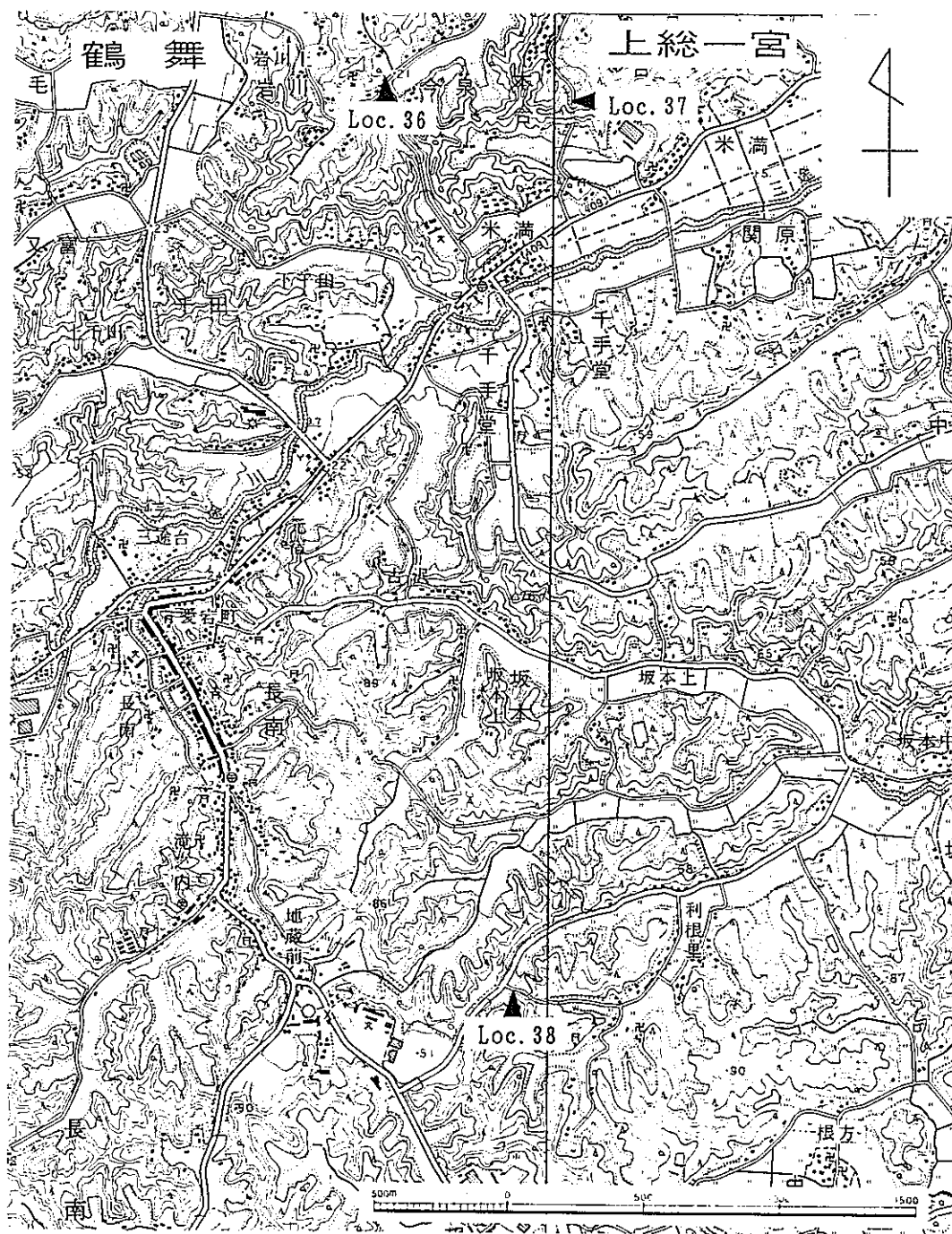


図2. 3-20 調査地点位置図 (Loc. 36, Loc. 37, Loc. 38)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「鶴舞」「上総一宮」使用

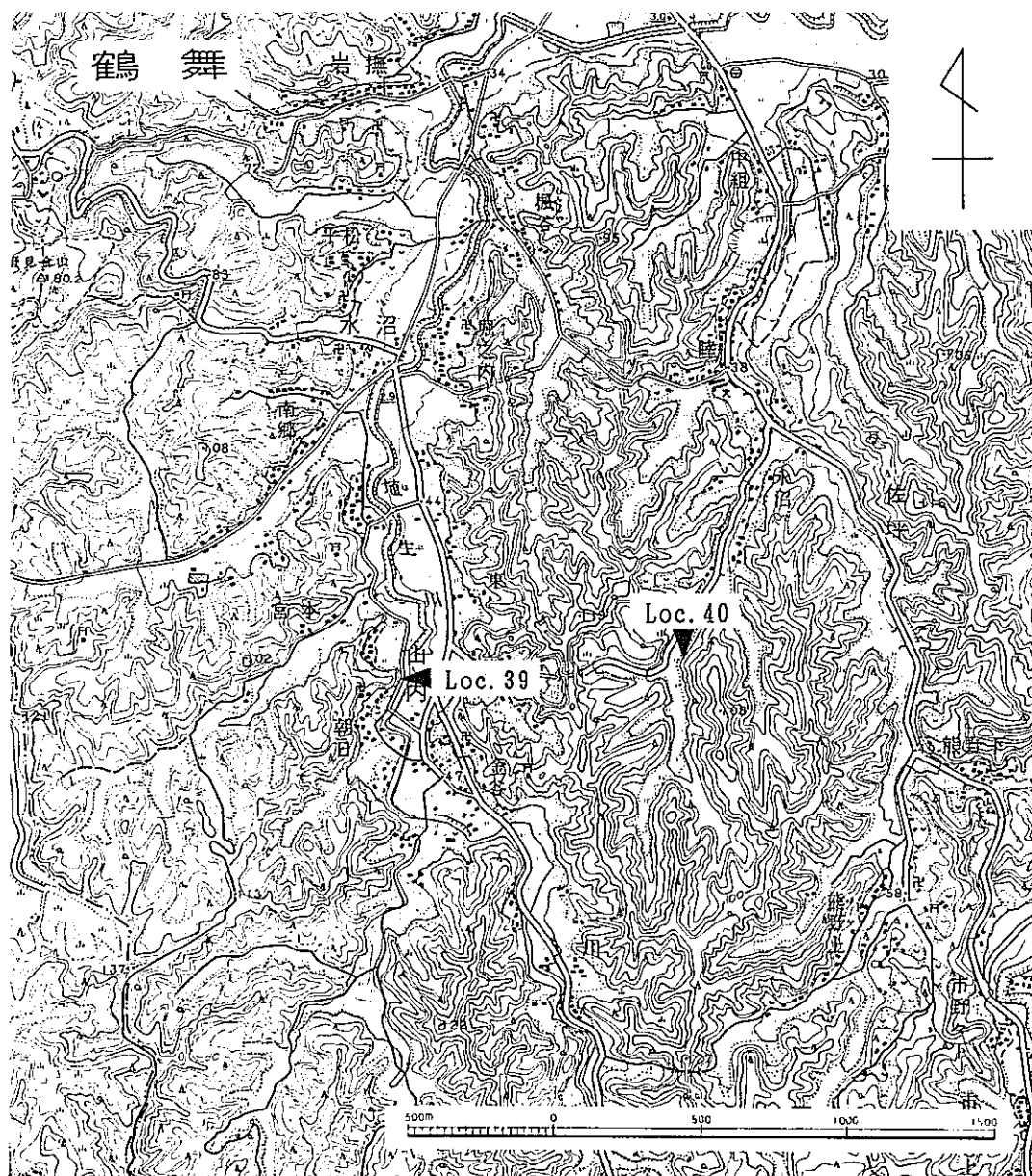


図 2. 3 - 2 1 調査地点位置図 (Loc. 39, Loc. 40)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「鶴舞」使用

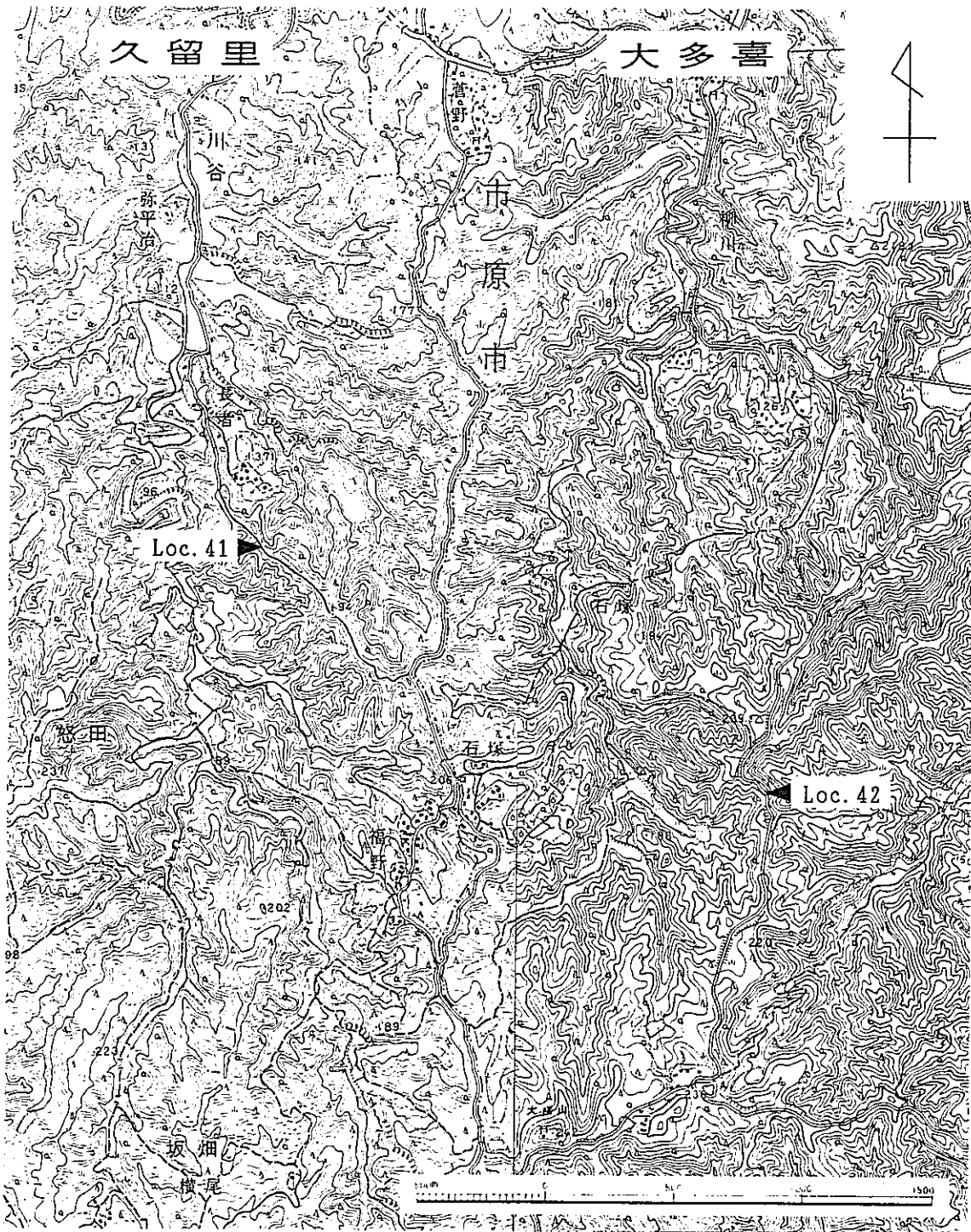


図 2. 3 - 2 2 調査地点位置図 (Loc. 41, Loc. 42)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「久留里」「大多喜」使用



図2. 3-23 調査地点位置図 (Loc. 43, Loc. 44)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「上総中野」使用

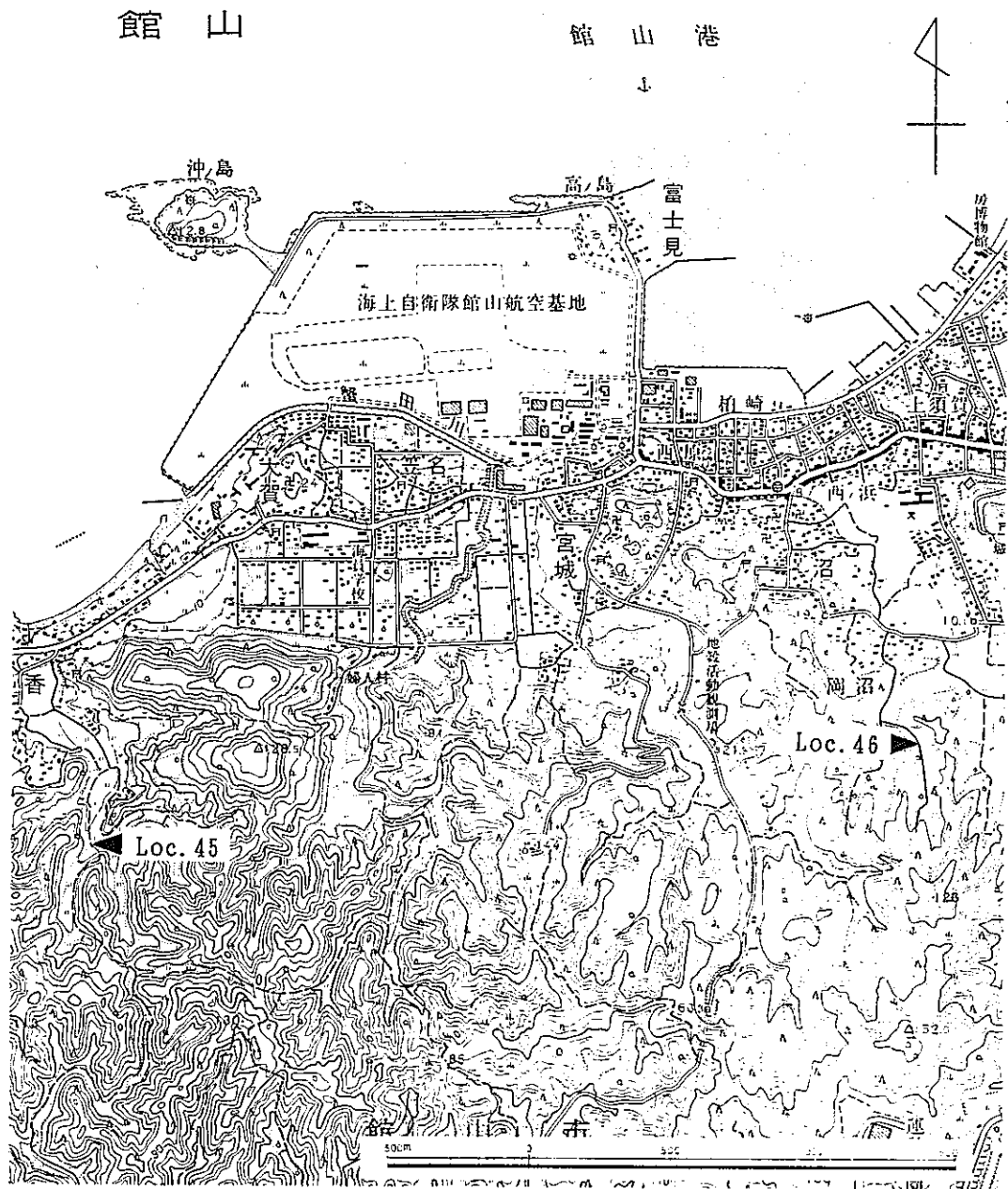


図2. 3-24 調査地点位置図 (Loc. 45, Loc. 46)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「館山」使用





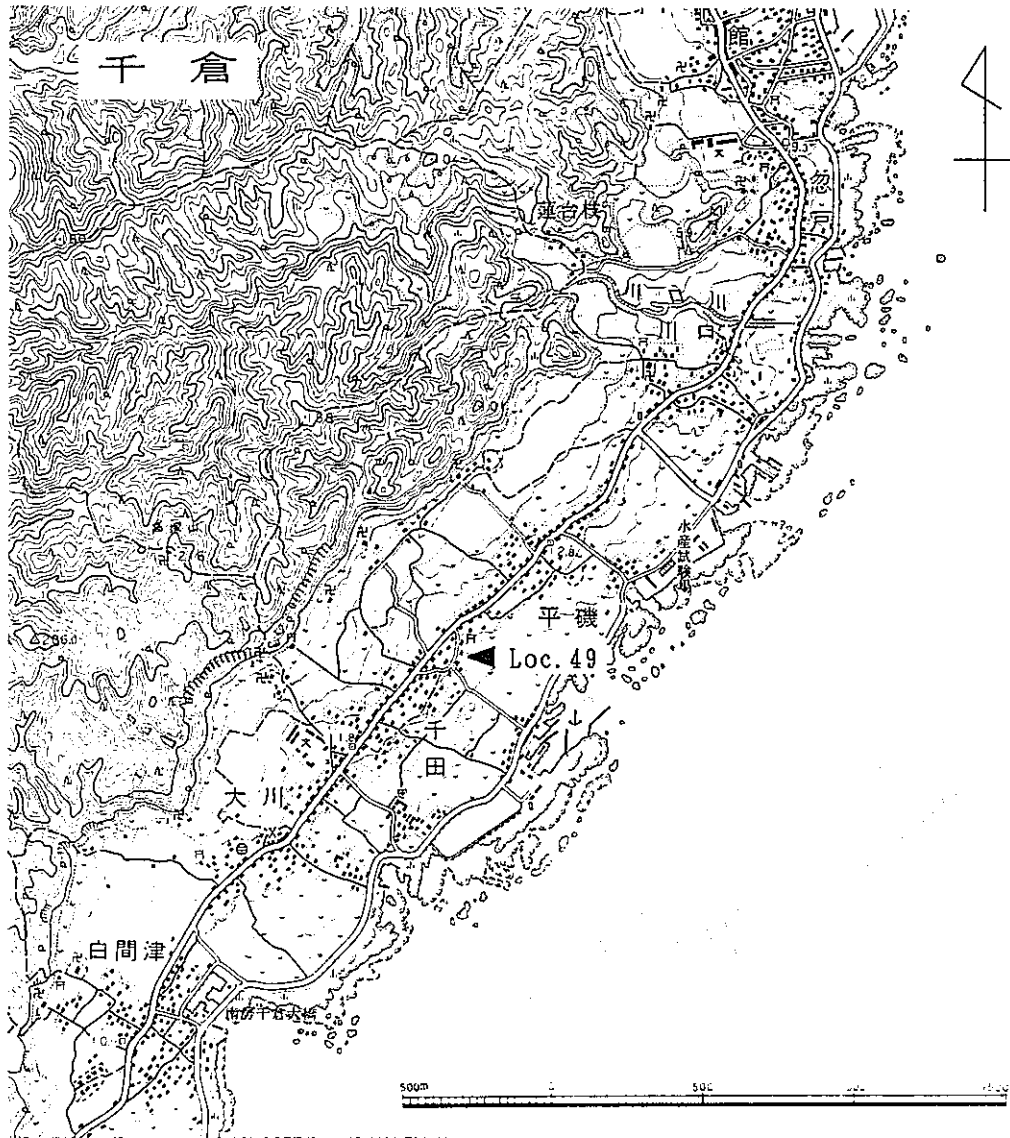


図2. 3-26 調査地点位置図 (Loc. 49)

国土地理院発行2万5千分の1地形図「千倉」使用





















	土壤または“ローム”
	細粒火山灰または細粒凝灰岩
	砂質火山灰または砂質凝灰岩
	軽石
	軽石流堆積物
	スコリア
	粘土・シルトまたは粘土岩・シルト岩
	含礫泥または含礫泥岩
	砂または砂岩
	含礫砂または含礫砂岩
	礫または礫岩
	AとBの互層
	AとBの側方変化
	斜交葉理・平行葉理
	生痕化石
	貝化石
	サンゴ化石
	木片・材化石
	泥炭
	凝灰質

図2. 3-27 柱状図凡例





写真1 下原層中のK-Ah

K-Ahは、下原層のシルト層中に挟在する。ねじり鎌の前後5cmの灰白色に風化した火山灰層がK-Ahである。



写真2 下原層の含礫粗粒砂

標尺の60cm付近に泥炭の薄層をはさみ、径5～30mmの白色軽石および貝化石を伴う。潮間帯を示唆する現地性の貝化石がこの泥炭層の近傍層準に密集して産する。

地点番号：Loc. 2（図2. 3-1参照） 写真番号：写真-3





地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
武蔵野 ローム層  cm 100 50 0	 Hk-TP	軽石層を伴う褐色シルト質火山灰 淡黄褐～淡黄灰色軽石層	<ul style="list-style-type: none"> <li>・“ローム層”がHk-AP以上のテフラにより構成されていることから三崎面相当の構成層である。</li> </ul>
	 Hk-MP	黄灰～淡黄灰色軽石層	<ul style="list-style-type: none"> <li>・テフラ記号は町田・新井(1992)に従った。</li> </ul>
	 Hk-AP	径1mmの白色軽石の点在部分	<ul style="list-style-type: none"> <li>・武蔵野ローム層の下位の礫層中には示相化石が含まれていないため、その形成環境は堆積学的方法で推定しなければならない。</li> </ul>
		径1～10cmの円礫からなる礫層 偏平な礫はほぼ水平に重なる 基質は粗粒砂からなる	

図2. 3-29 露頭観察カード (Loc. 2)

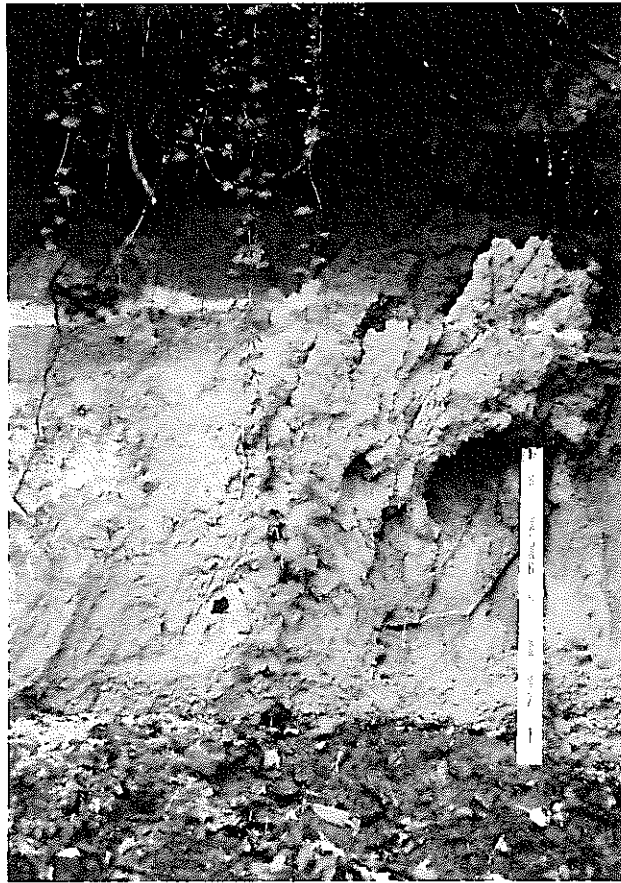


写真3 波食台堆積物と考えられる礫層と武蔵野ローム層

標尺の約30cmのところまでが礫層，標尺から約30cm上にある黄灰～淡黄灰色火山灰層がHk-MP，さらに約60cmその上にある淡黄褐～淡黄灰色火山灰層がHk-TPである。

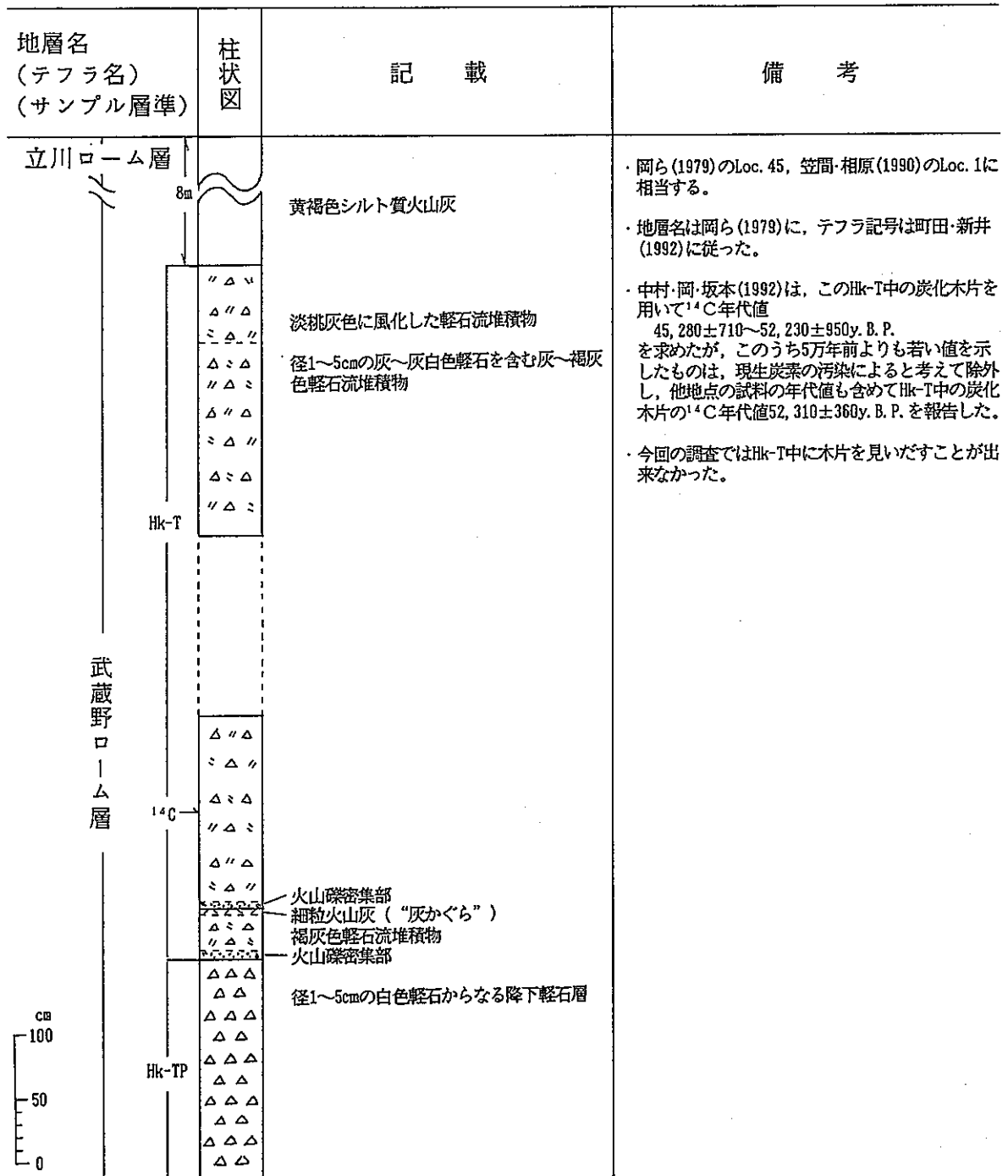


図2. 3-30 露頭観察カード (Loc. 3)





写真4 武蔵野ローム層中のHk-TとHk-TPの観察露頭



写真5 武蔵野ローム層中のHk-TとHk-TP  
(写真4の露頭の一部)

標尺の30cmよりも下の部分が径1~5cmの白色降下軽石から成るHk-TPで、その上に軽石流堆積物のHk-Tが重なる。この地点においてHk-Tは厚さ約40cmの第1回目の軽石流堆積物と厚さ約5mの第2回目の軽石流堆積物に区分できる。

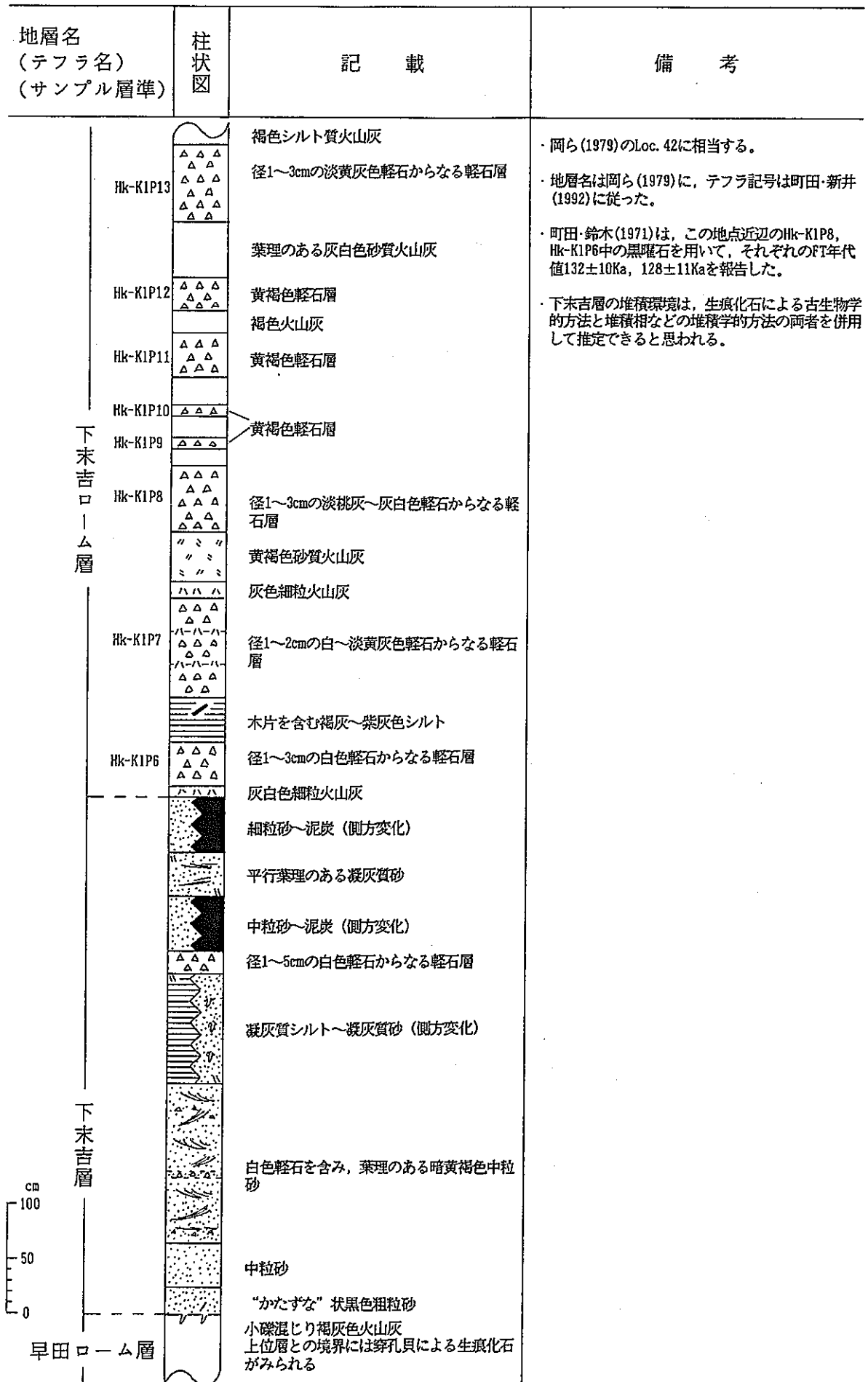


図2. 3-3 1 露頭観察カード (Loc. 4)

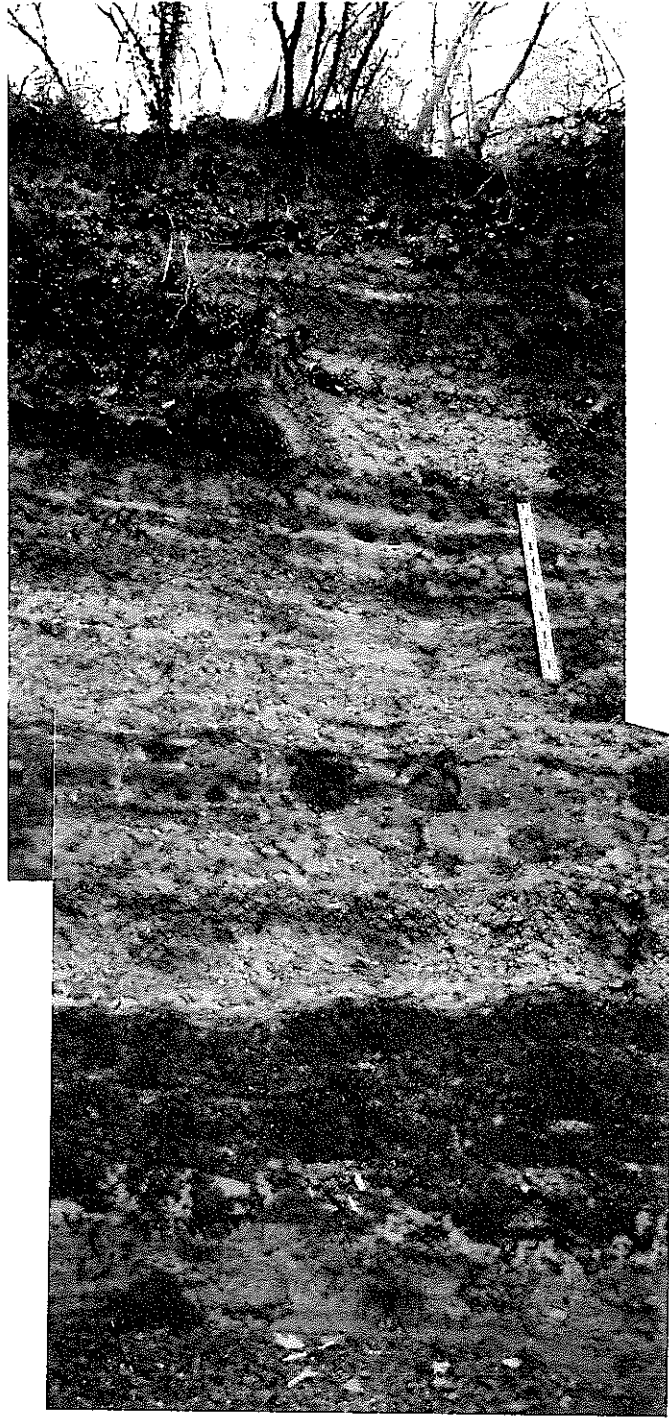


写真6 下末吉ローム層中のテフラ群 (Hk-K1P6~Hk-K1P13)  
黒色泥炭層の直上にあるのがHk-K1P6, 標尺の50cmよりも下にあるのがHk-K1P7,  
標尺の直上にあるのがHk-K1P8である。いずれも径1~3cmの軽石からなる。



写真7 下末吉層の木片を含む砂層  
下末吉層上部は岩相の側方変化  
が著しく，写真の材化石を含む  
細～中粒砂は泥炭へと変化する。



写真8 下末吉層と早田ローム層

標尺のおいてある黒色砂層よりも下位が早田ローム層で，黒色砂層から上位が下末吉層である。黒色砂層は“かたずな”状を呈する粗粒砂からなり，境界部の早田ローム層にはこの黒色砂で充填された生痕化石（穿孔貝によるもの）が多数見られる。

地点番号：Loc. 5（図2. 3-2参照） 写真番号：写真-9

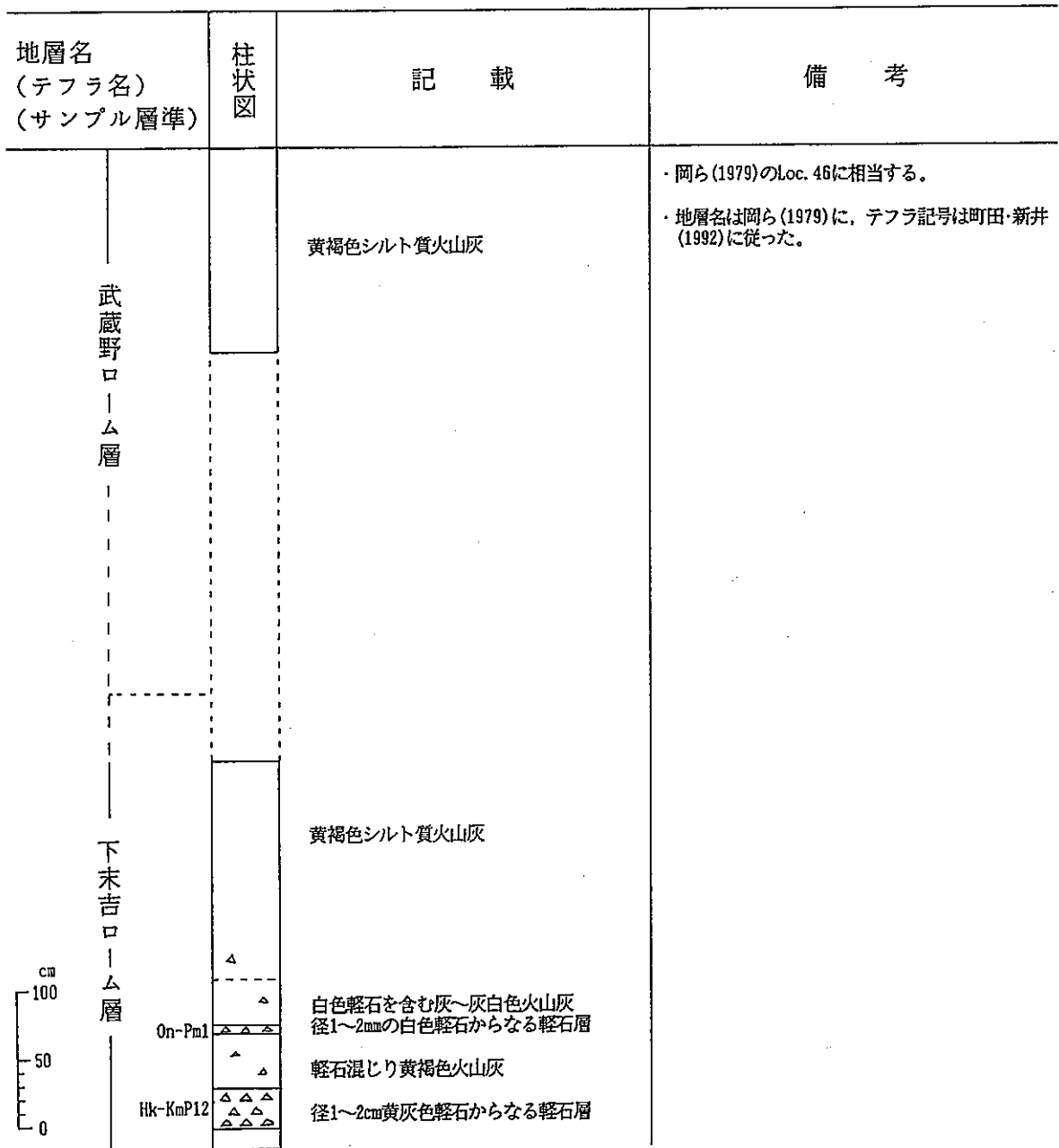


図2. 3-32 露頭観察カード (Loc. 5)



写真9 0n-Pm1を含む下末吉ローム層

標尺の25cm～30cm間の白色軽石層が0n-Pm1で、径1～2mmの白色軽石から成る

地点番号：Loc. 6（図 2. 3 - 3 参照） 写真番号：写真 - 1 0, 1 1

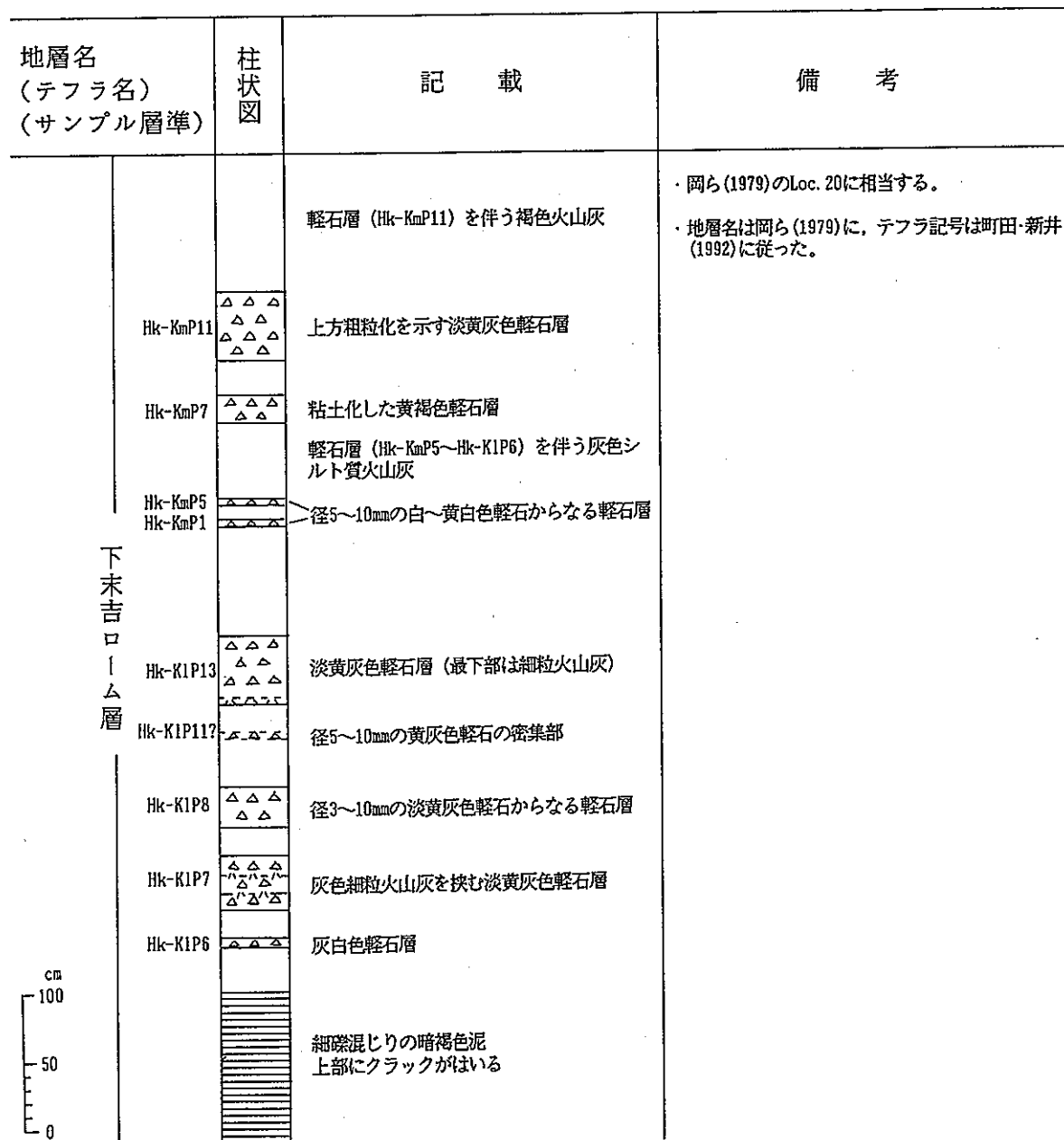


図 2. 3 - 3 3 露頭観察カード (Loc. 6)



写真10 下末吉ローム層中のテフラ群  
 (Hk-K1P7~Hk-KmP11)  
 写真の大半を占める灰色火山  
 灰層中の黄白~黄灰色軽石層  
 は、下位からHk-K1P7,  
 Hk-K1P8, Hk-K1P11? (薄層),  
 Hk-K1P13, Hk-KmP1, および  
 Hk-KmP5である。写真上方の  
 褐色火山灰層中の黄灰~黄褐  
 色軽石層が下位よりHk-KmP7,  
 Hk-KmP11である。

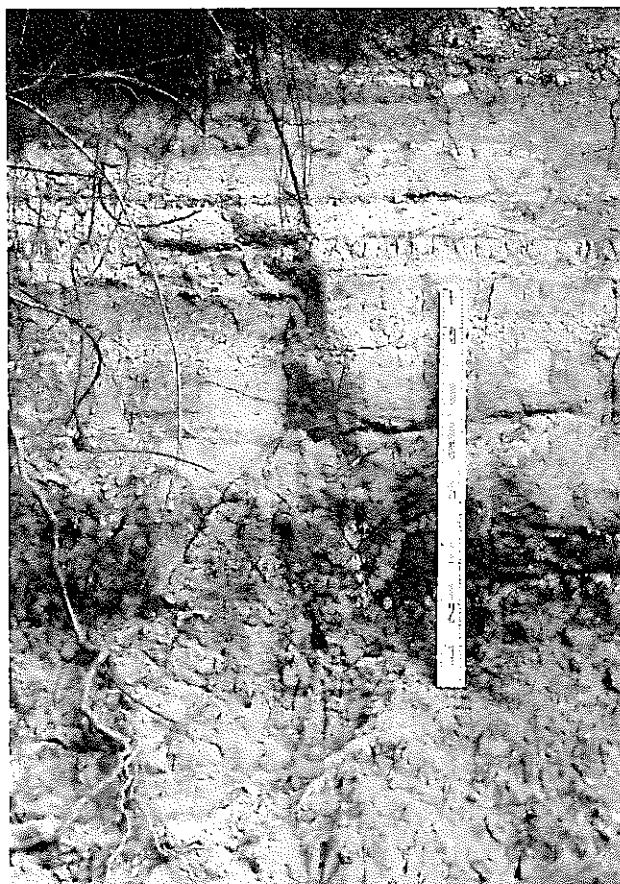


写真11 下末吉ローム層中のテフラ群  
 (Hk-K1P6~Hk-K1P7)と下末  
 吉埋没土層  
 標尺の50cmよりも下位のクラ  
 ックの多い暗灰色泥層が下末  
 吉埋没土で、標尺の約90cm付  
 近に灰白色軽石層Hk-K1P6,  
 標尺の直上に淡黄灰色軽石層  
 Hk-K1P7がある。



地点番号：Loc. 7（図 2. 3-3 参照） 写真番号：写真-12, 13

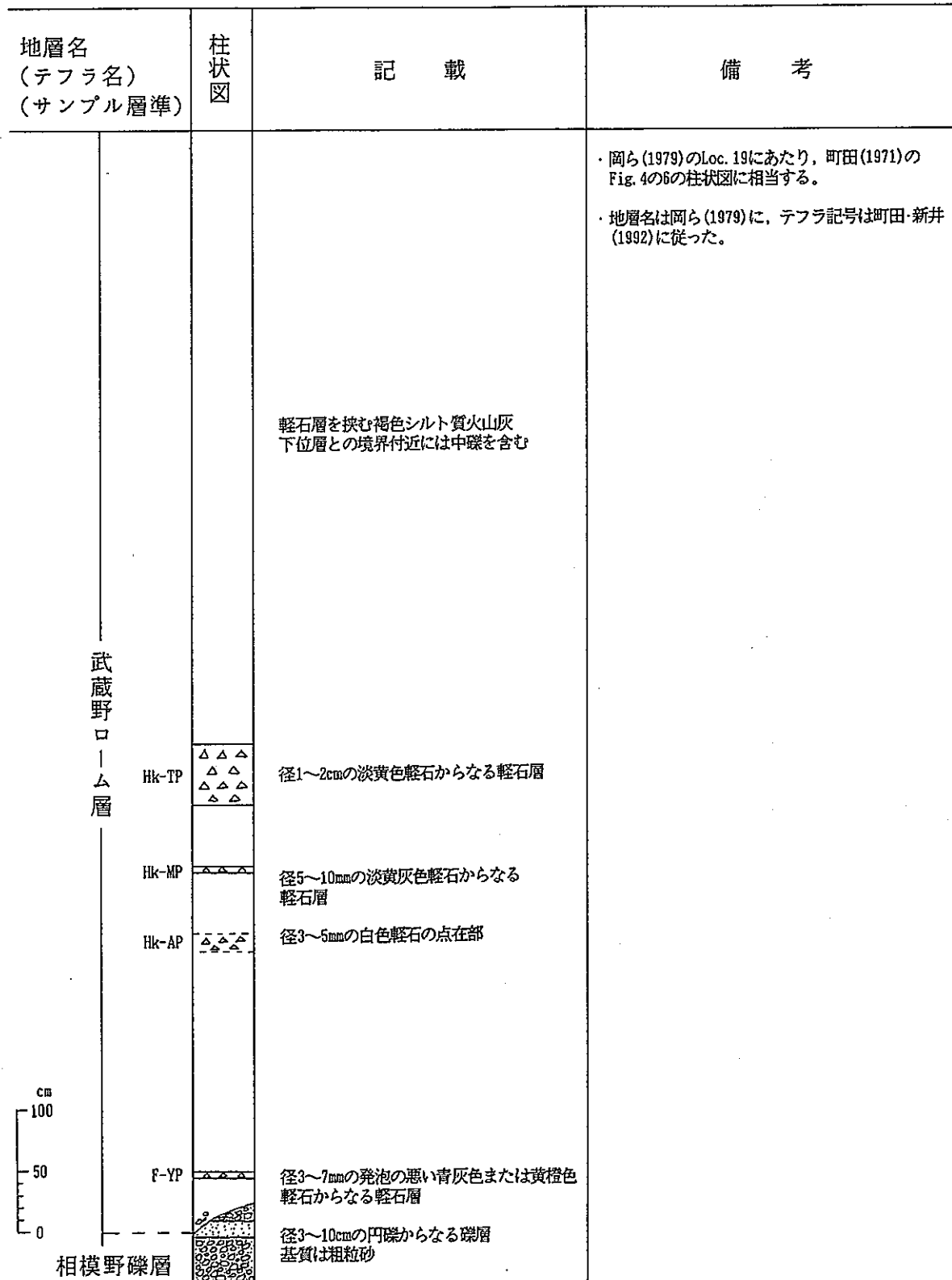


図 2. 3-3.4 露頭観察カード (Loc. 7)

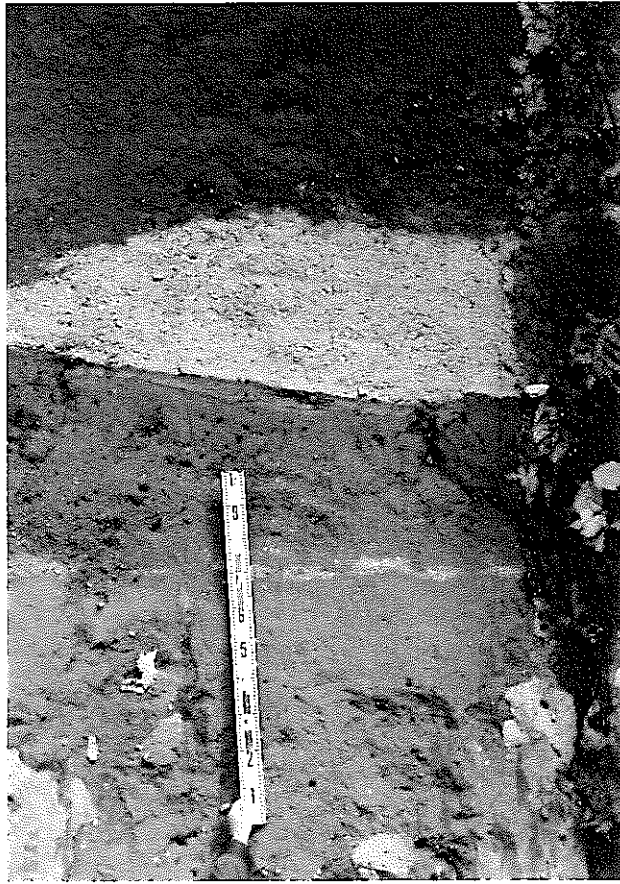


写真12 武蔵野ローム層中のテフラ群  
 (Hk-AP, Hk-MP, Hk-TP)  
 標尺をもつ手の付近に散在する  
 白色軽石粒がHk-AP, 標尺  
 の70cm付近の淡黄白色軽石層  
 がHk-MP, 最上部の淡黄灰色  
 軽石層がHk-TPである。

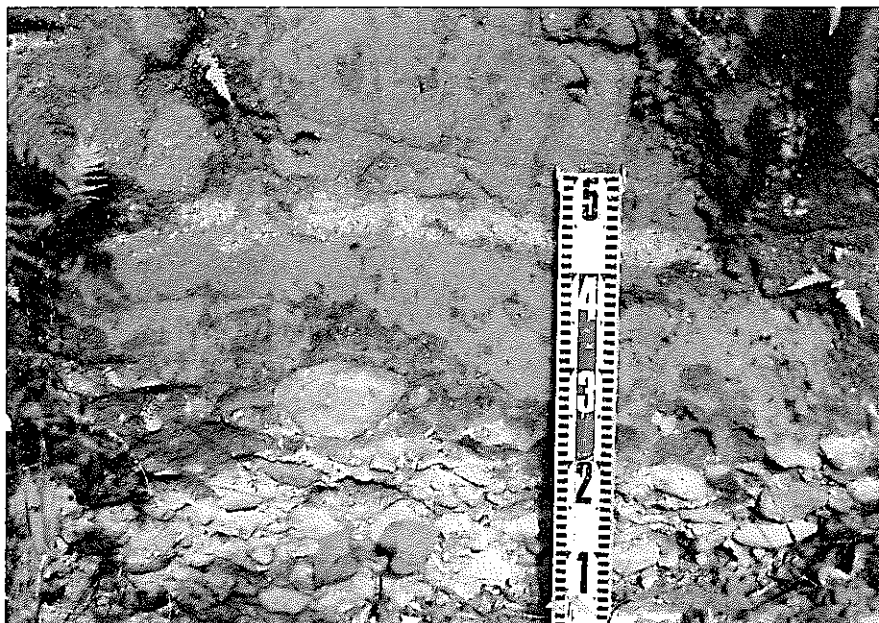


写真13 相模野礫層とF-YPを含む武蔵野ローム層  
 F-YPは、発泡の悪い青灰色ないし黄橙色軽石からなる。

地点番号：Loc. 8（図2. 3-4参照） 写真番号：写真-14

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
<p style="text-align: center;">土屋 ローム層</p> <p style="text-align: center;">土屋層</p> <p style="text-align: right;">cm 100 50 0</p>		<p>軽石層を挟む褐灰～褐色シルト質火山灰</p> <p>黄橙色軽石層</p> <p>白色軽石と黒色火山礫の互層部</p> <p>径1cm程度の白色～淡黄灰色軽石からなる軽石層</p> <p>黒色火山礫～凝灰質粗粒砂からなる火山灰層</p> <p>褐灰色砂質火山灰</p>	<p>・岡ら(1979)のLoc. 8に相当する。</p> <p>・地層名およびテフラ記号は岡ら(1979)に従った。なお、( )中に町田ら(1974)のテフラ記号を併記した。</p>

図2. 3-35 露頭観察カード (Loc. 8)



写真14 土屋層とTu-23(TAu-23)を含む土屋ローム層

標尺の40cmより下位が土屋層で、その上位がTu-23である。Tu-23は、白色軽石の密集部と黒色火山礫の密集部が繰り返されることから“しまへび”と呼ばれることもある。

地点番号：Loc. 9（図2. 3-4参照） 写真番号：写真-15, 16

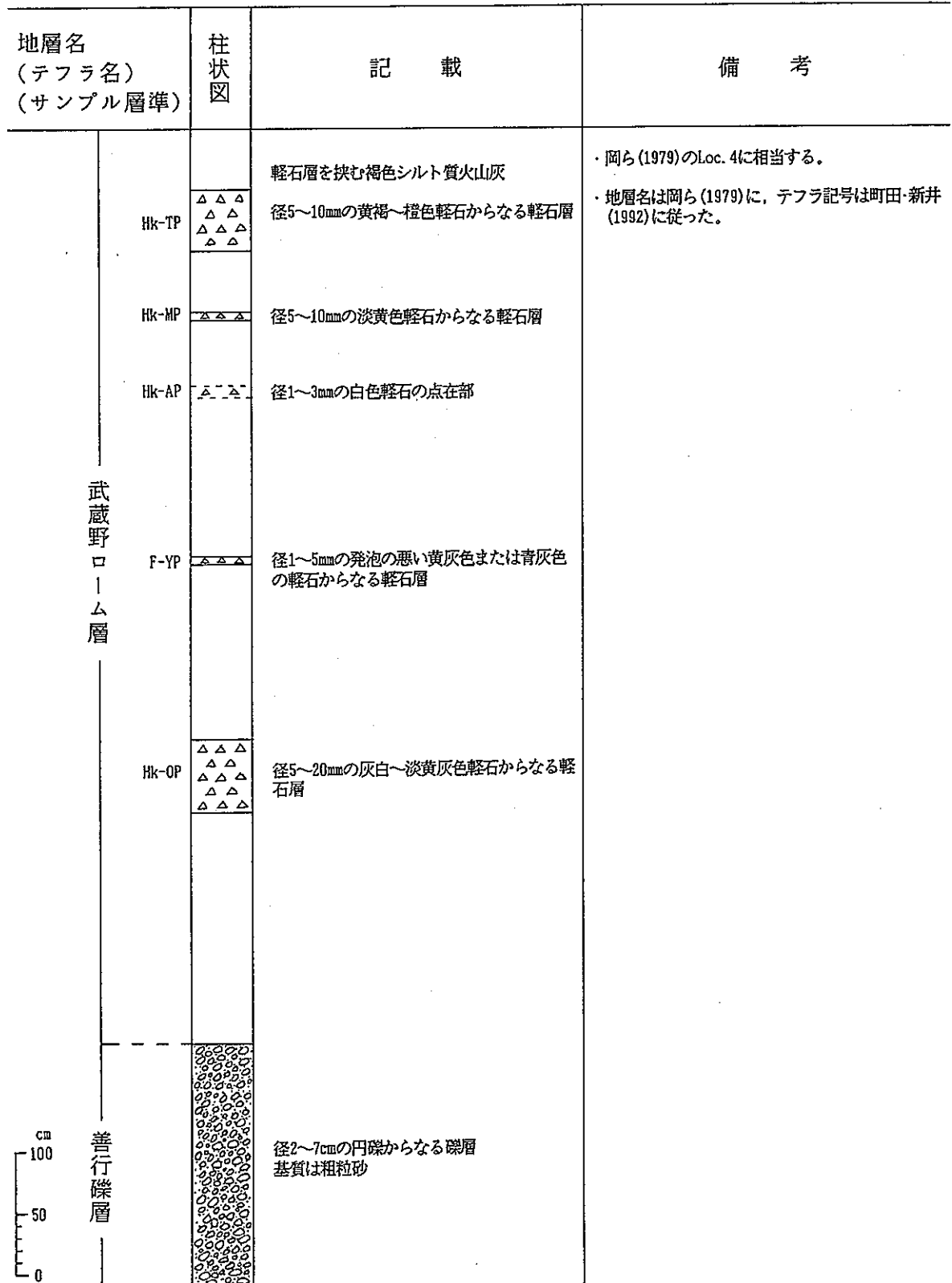


図2. 3-36 露頭観察カード (Loc. 9)



写真15 善行礫層とHk-0P~Hk-TPを含む武蔵野ローム層  
 ねじり鎌の先端が善行礫層と武蔵野ローム層との境界である。写真中央の灰白~淡黄灰色軽石層がHk-0Pで、写真右上の2枚の淡黄灰~橙色軽石層が下位から順にHk-MP、Hk-TPである。

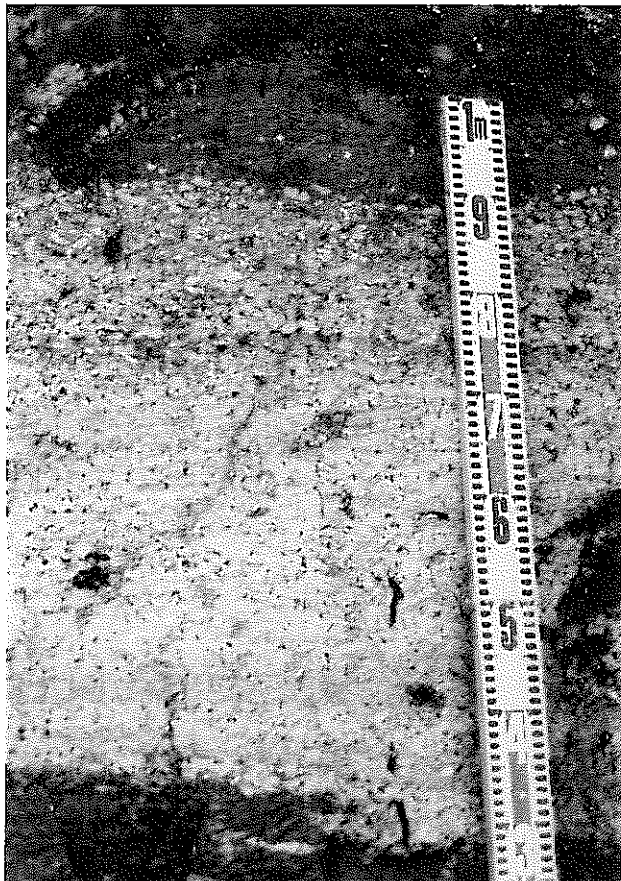


写真16 武蔵野ローム層中のHk-0P  
 写真15のHk-0Pの接写で、Hk-0Pは径5~20mmの灰白~淡黄灰色軽石からなる。

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
小柴層	U6a	径1~3cmの灰白色軽石からなる軽石凝灰岩	三梨・菊池(1982)の第9図①の柱状図および杉原・加藤・新井(1991)の図3の一部に相当する。
		含礫中~粗粒砂岩 貝化石, 生痕化石を伴う	地層名・テフラ記号は三梨・菊池(1982)に従ったが, 房総半島のテフラとの対比に問題があることを杉原ら(1991)は指摘している。杉原ら(1991)によれば, U6modokiはU4.5bに対比される可能性があり, また, この地域のU6bは火山ガラスの屈折率特性から房総半島のそれに対比できないとしている。
		含礫細~中粒砂岩	地層の堆積環境は含有化石を用いた古生物学的な方法と堆積相などに基づいた堆積学的方法の両者を併用して推定できると考えられる。
	U6 modoki	径1mm白色軽石と黒色岩片からなるゴマシオ状凝灰岩	
		含礫細~中粒砂岩 貝化石, 生痕化石を伴う	
		径1mm白色軽石と黒色岩片からなるゴマシオ状凝灰岩	
		径0.5~5mmの白色軽石からなる軽石凝灰岩	
cm 200 100 0	U6a~e	径1mm白色軽石と黒色岩片からなるゴマシオ状凝灰岩	
		径1~5mmの白色軽石からなる軽石凝灰岩	
		径1mmの白色軽石と黒色岩片からなるゴマシオ状凝灰岩	
	U6c	白色細粒凝灰岩	
	径1mmの白色軽石と黒色岩片からなるゴマシオ状凝灰岩		
	径1~5mmの白色軽石からなる軽石凝灰岩		
	径1mmの白色軽石と黒色岩片からなるゴマシオ状凝灰岩		
	白色細粒凝灰岩		
	白色細粒凝灰岩		
U6d	白色細粒凝灰岩		

図2. 3-37. 露頭観察カード (Loc.10)

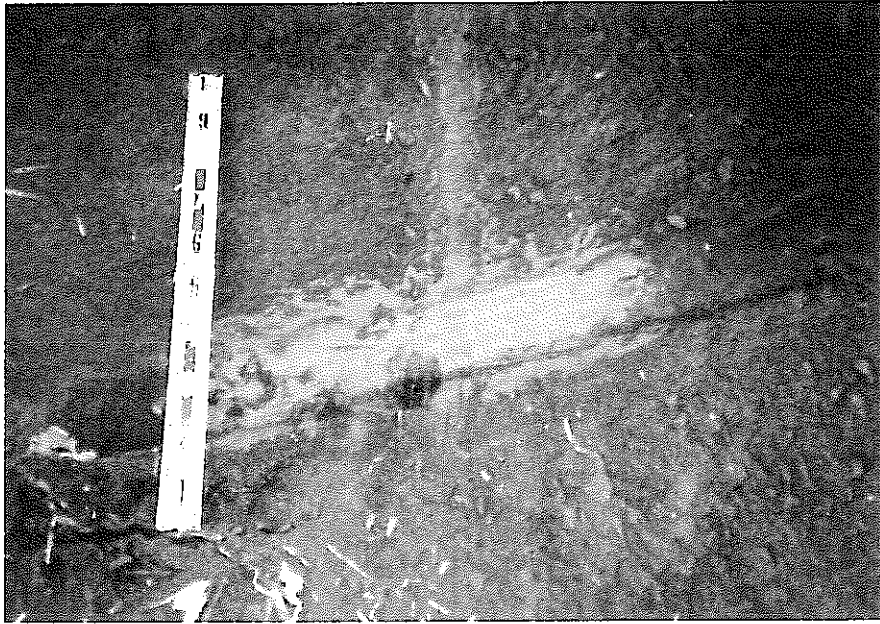


写真17 小柴層中のU6modoki

U6modokiは小柴層の含礫細～中粒砂岩に挟在し，径1mmの白色軽石と黒色岩片からなるゴマシオ状の凝灰岩である。



写真18 小柴層中のU6d

U6dは小柴層の含礫細～中粒砂岩に挟在する白色細粒凝灰岩で，生物擾乱によって乱されている。



地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
<p>横須賀層</p> <p>大津砂泥層</p> <p>逗子層</p> <p>cm 100 50 0</p>		<p>貝化石を含む中～粗粒砂</p> <p>貝化石, サング化石, 径0.5~3cmの白色軽石, 径1cmのシルト円礫を含む極細粒砂</p> <p>褐灰色シルト岩</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・蟹江ら(1977)Loc.23, 走水団研グループ(1965)のLoc.13に相当する。</li> <li>・地層名は蟹江ら(1977)に, テフラ記号は町田ら(1974)に従った。</li> <li>・大村ら(1984)はサング化石を用いてTh/U年代値100±3Kaを求め, 大村・桜本(1986)は貝化石を用いてESR年代値138Kaを求めた。彼らは, 下位に含まれるTAU-12のFT年代値143±11Kaまたは147±9Kaと矛盾しないとしている。</li> <li>・年代測定用の試料は比較的容易に採取可能である</li> <li>・横須賀層の堆積環境は, 含有化石に基づいた古生物学的方法と, 堆積相などによる堆積学的方法の両者を用いて推定できると考えられる。</li> </ul>

図2.3-38 露頭観察カード (Loc.11)



写真19 三浦層群逗子層と横須賀層大津砂泥層の露頭  
左下の褐灰色シルト岩が逗子層で，それを極粗粒砂からなる大津砂泥層が不整合で覆う。大津砂泥層には貝化石やサンゴ化石が含まれると同時に基底部にTAu-12を伴う。

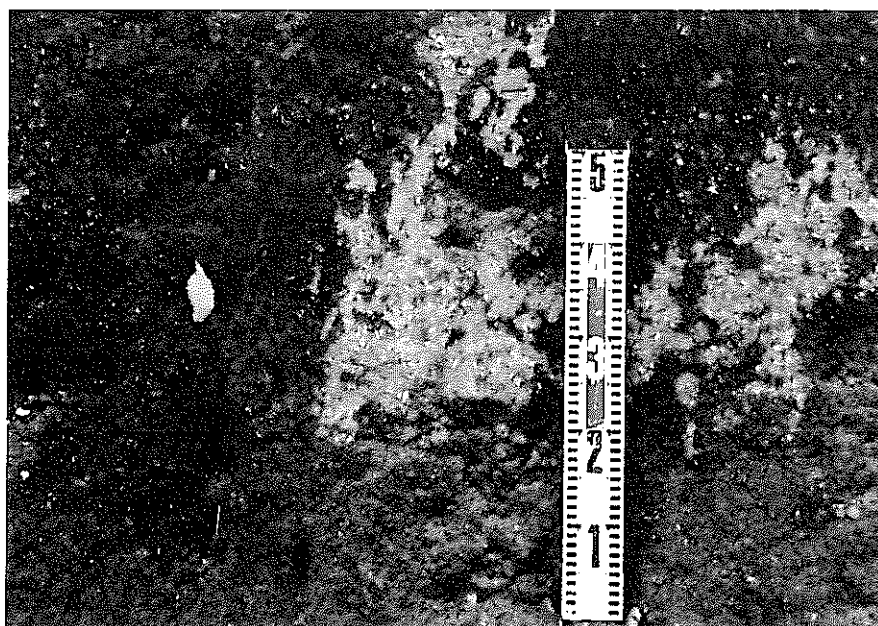






写真20 横須賀層大津砂泥層中のTAu-12  
写真中の径0.5~3cmの白色軽石粒がTAu-12である。

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
新期 ローム層 Hk-TP		軽石層を挟む褐色シルト質火山灰  径1~3mmの白~淡黄白色軽石の密集部	<ul style="list-style-type: none"> <li>・蟹江ら(1977)のLoc. 30で、走水砂礫層と小原台砂礫層の模式地とされている地点である。</li> <li>・地層名は蟹江ら(1977)に、テフラ記号は町田・新井(1992)に従った。</li> </ul>
小原台 ローム層 Hk-OP		径5~10mmの橙色軽石からなる軽石層	<ul style="list-style-type: none"> <li>・小原台砂礫層および走水砂礫層の堆積環境は、層中に示相化石を含まないことから、堆積学的方法のみで推定しなければならないと思われる。</li> </ul>
小原台砂礫層		径1~5cmの円礫からなる礫層	
横須賀層 走水砂礫層		径1~5cmの円礫からなる礫層とその基質の中~粗粒砂の互層 上部は斜交成層する	

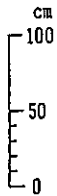


図2. 3-39 露頭観察カード (Loc. 12)

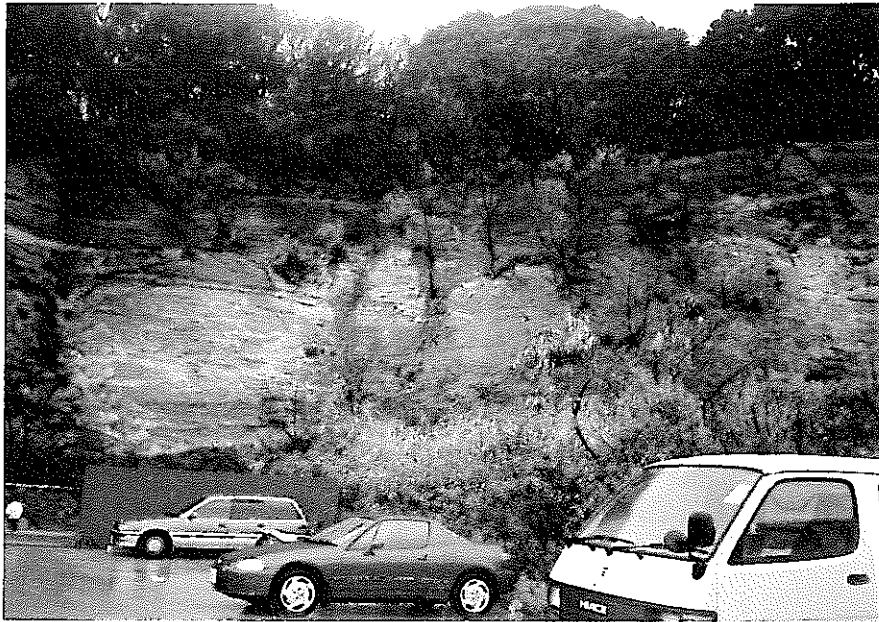


写真21 模式地における横須賀層走水砂礫層，小原台砂礫層および“ローム”層  
 この露頭の大半を占めるのが走水砂礫層で，斜交成層している。その上位に平行葉理のある小原台砂礫層，Hk-OPを含む小原台ローム層，Hk-TPを含む新期ローム層が順次重なる。写真右上の橙色の層が、Hk-OPである。



写真22 “ローム”層中のHk-OP，  
 Hk-TP  
 標尺の50cmよりも下位にある  
 橙色軽石層がHk-OPで，標尺  
 の1m付近がHk-TPの層準である。

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
津久井層		<p>径1~3cmの白色軽石を含む粗~極粗粒砂 斜交葉理がよく発達する</p> <p>径3~5cmに円礫からなる礫層 基質は粗粒砂である</p> <p>貝化石は摩耗したものが多く、ほぼ層理面に 水平に凸部を上にして配列している</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・蟹江・大越(1981)のLoc. 43に相当し、彼らの地層名に従った。</li> <li>・大村・小林・澤(1991)はサンゴ化石を用いてTh/U年代値287±26-21Ka~373±77-45Kaを求めた。ただし、“津久井化石床”は宮田層からの2次化石である可能性があるため、彼らは求めた年代が宮田層の年代を示す可能性があるとしている。</li> <li>・堀越・小管(1971)は含有貝化石から“津久井化石床”は下部浅海帯で形成されたと考えたが、大越(1974)や蟹江・大越(1981)によって“津久井化石床”を形成する化石は宮田層からの2次化石である可能性が指摘されている。よって、地層の形成環境を指定するには、古生物学的考察ばかりでなく堆積学的・地史学的考察を加えたより広い視野を必要とすると思われる。</li> </ul>

図2.3-40 露頭観察カード (Loc. 13)



写真23 津久井層の粗～極粗粒砂  
径1～3cmの白色軽石を含み，斜交葉理が発達する。

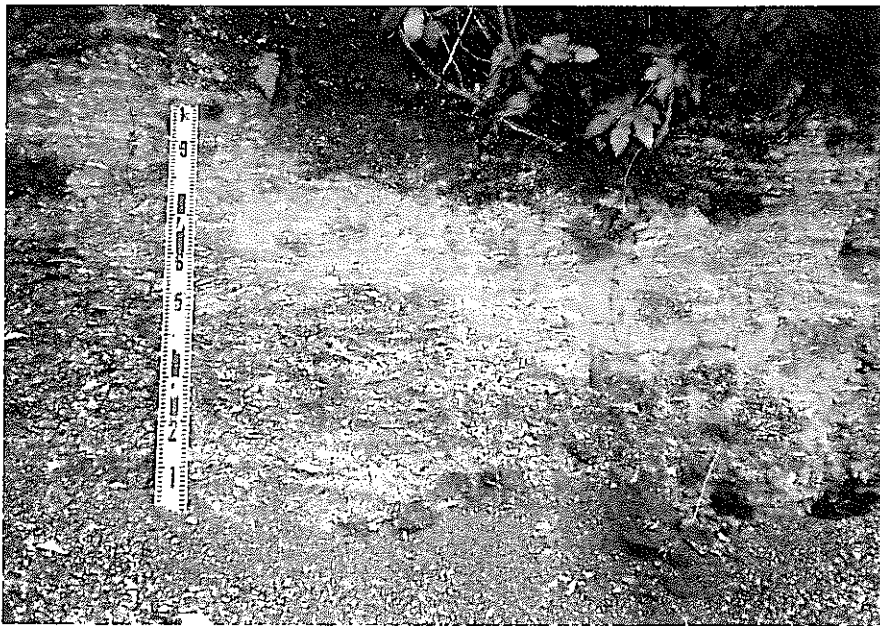


写真24 津久井層の化石の産状  
“津久井化石床”にあたる。貝化石は破片が多く，そのほとんどが摩耗し葉理面にほぼ水平に凸部を上にして堆積している。

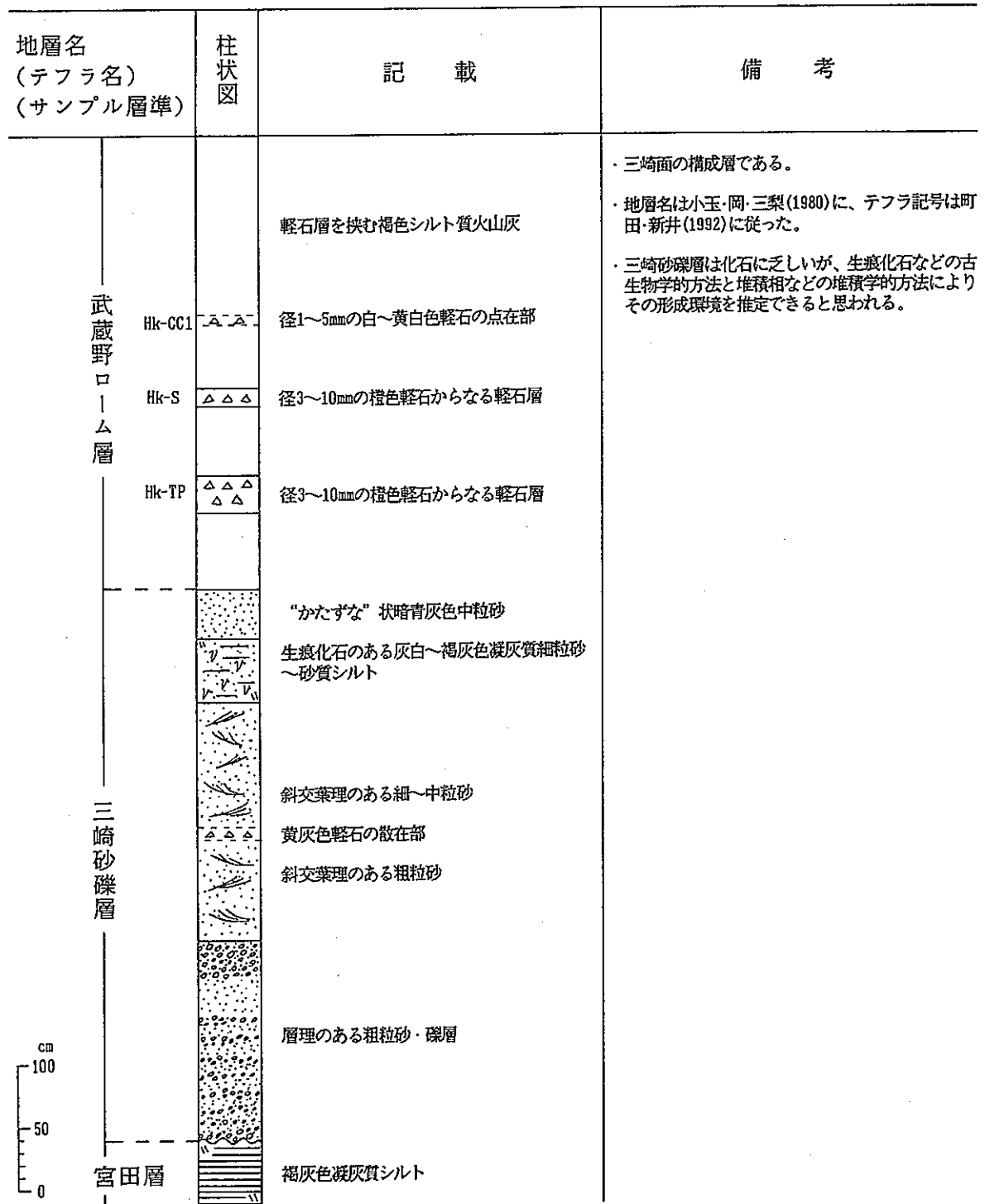


図2. 3-41 露頭観察カード (Loc. 14)



写真 2 5 三崎面を構成する三崎砂礫層と武蔵野ローム層

地表付近の2枚組の橙色軽石層が上から順にHk-S, Hk-TPであり, 写真中央の風化して褐色を呈する砂層が“かたずな”状を呈する部分で三崎砂礫層の上限である。また露頭最下部の褐灰色のシルト層が宮田層である。

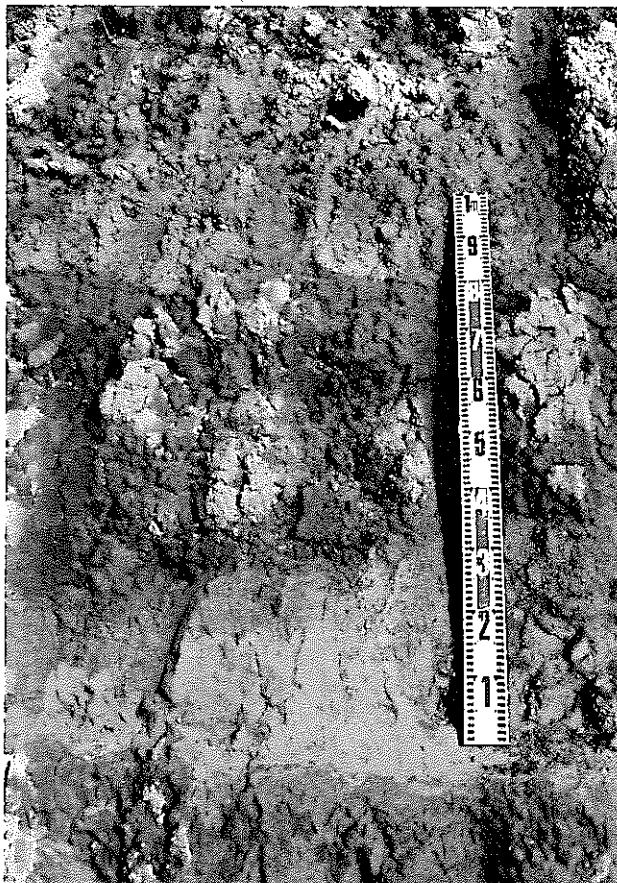


写真 2 6 武蔵野ローム層中のHk-TP, Hk-S

写真下部にある橙色軽石層(標尺の30cm以下の部分)がHk-TPで, 径3~10mmの橙色軽石からなる。標尺の80~100cm間にある橙色軽石層がHk-Sで, Hk-TPと同様な粒径の軽石からなる。



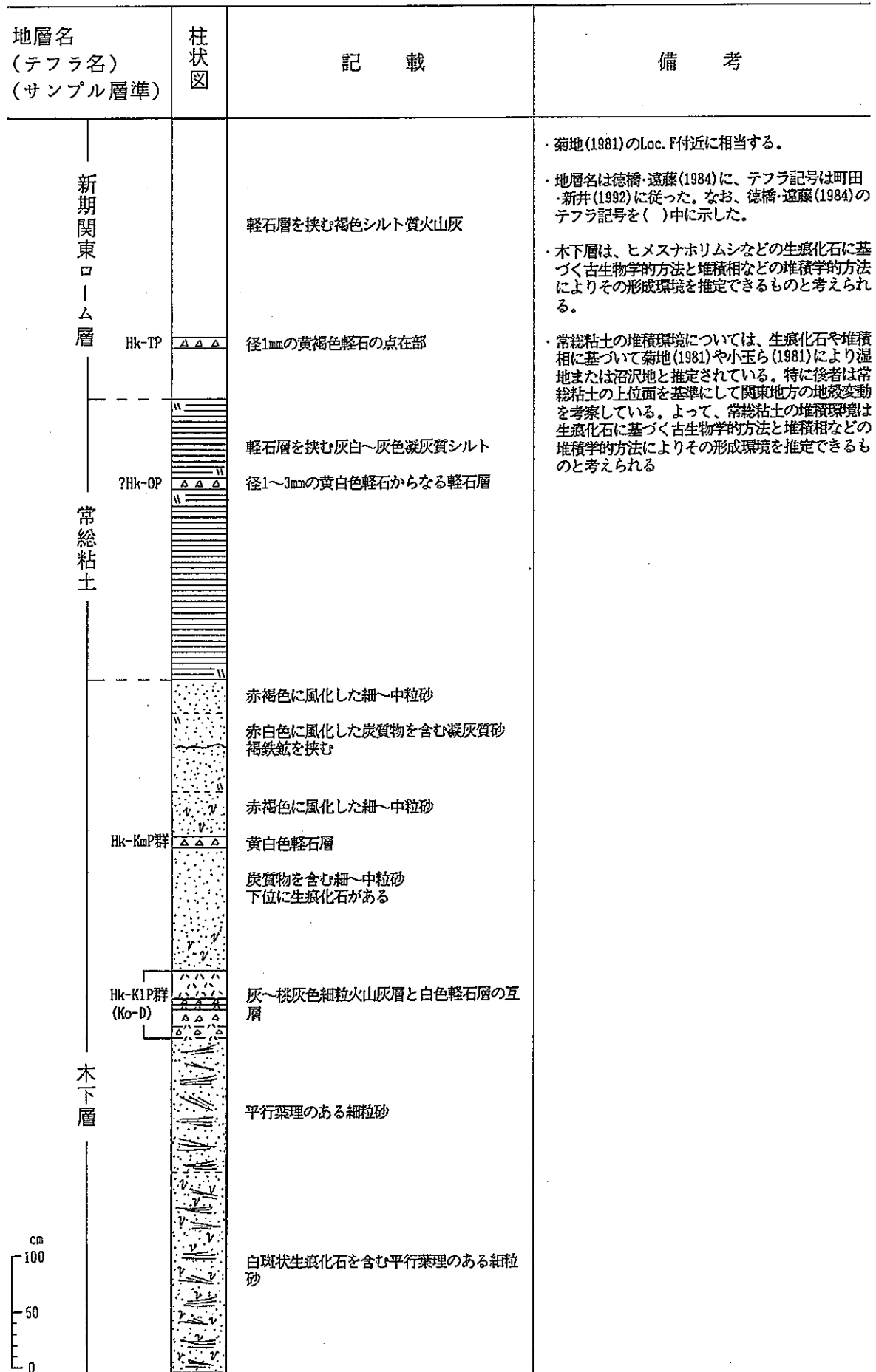


図2. 3-42 露頭観察カード (Loc. 15)

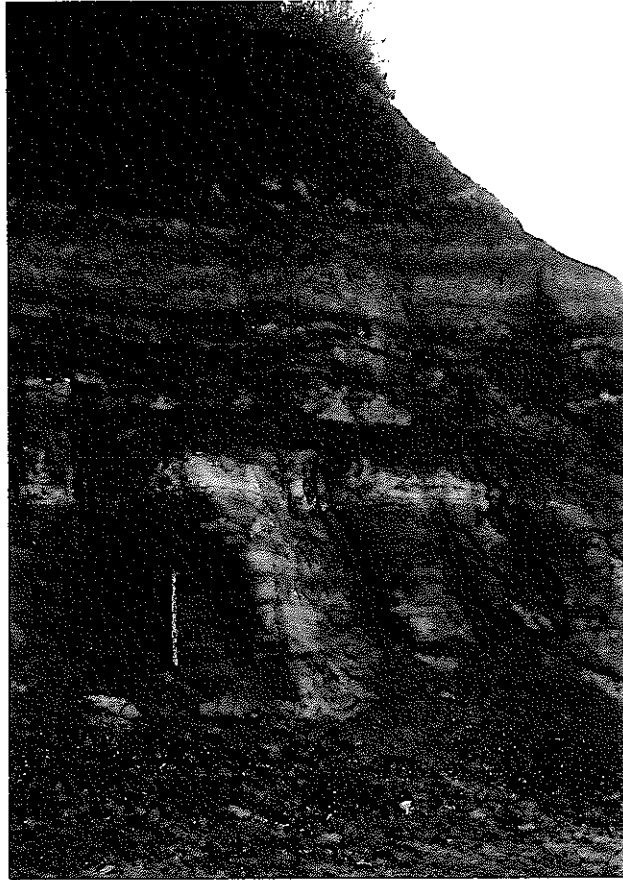


写真27 木下層，常総粘土，および新期関東ローム層

写真上部の褐色火山灰層がHk-TPをはさむ新期関東ローム層，その下部の黄白色軽石層（Hk-OP?）を中央にはさむ灰色シルト層が常総粘土，さらにその下位が中央部に白色火山灰層（Hk-K1P群）をはさむ木下層である。

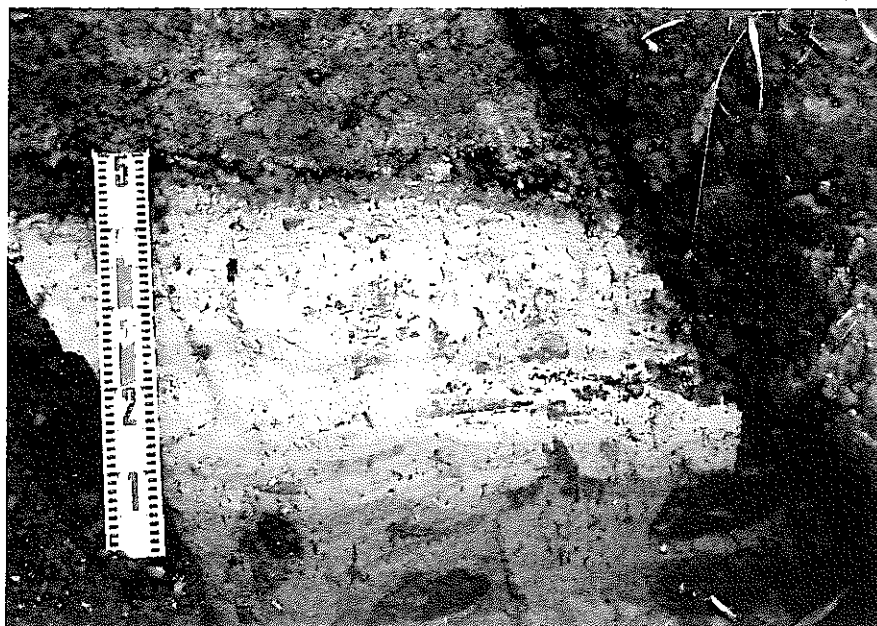


写真28 木下層中のHk-KIP群

写真中央の白色火山灰層が三色アイスとも呼ばれるHk-KIP群で、粘土化した白色軽石からなる軽石層と灰～桃灰色細粒火山灰層の互層からなる。

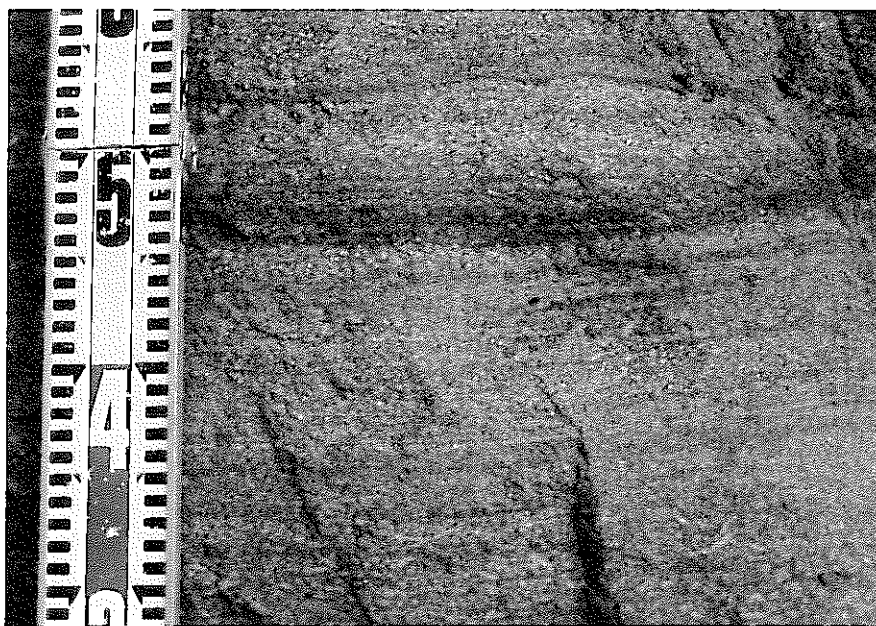


写真29 木下層中のヒメスナホリムシ生痕化石

葉理の発達した細粒砂中にみられる径1mmの白斑状生痕化石は、潮間帯に生息するヒメスナホリムシによるものとされている。

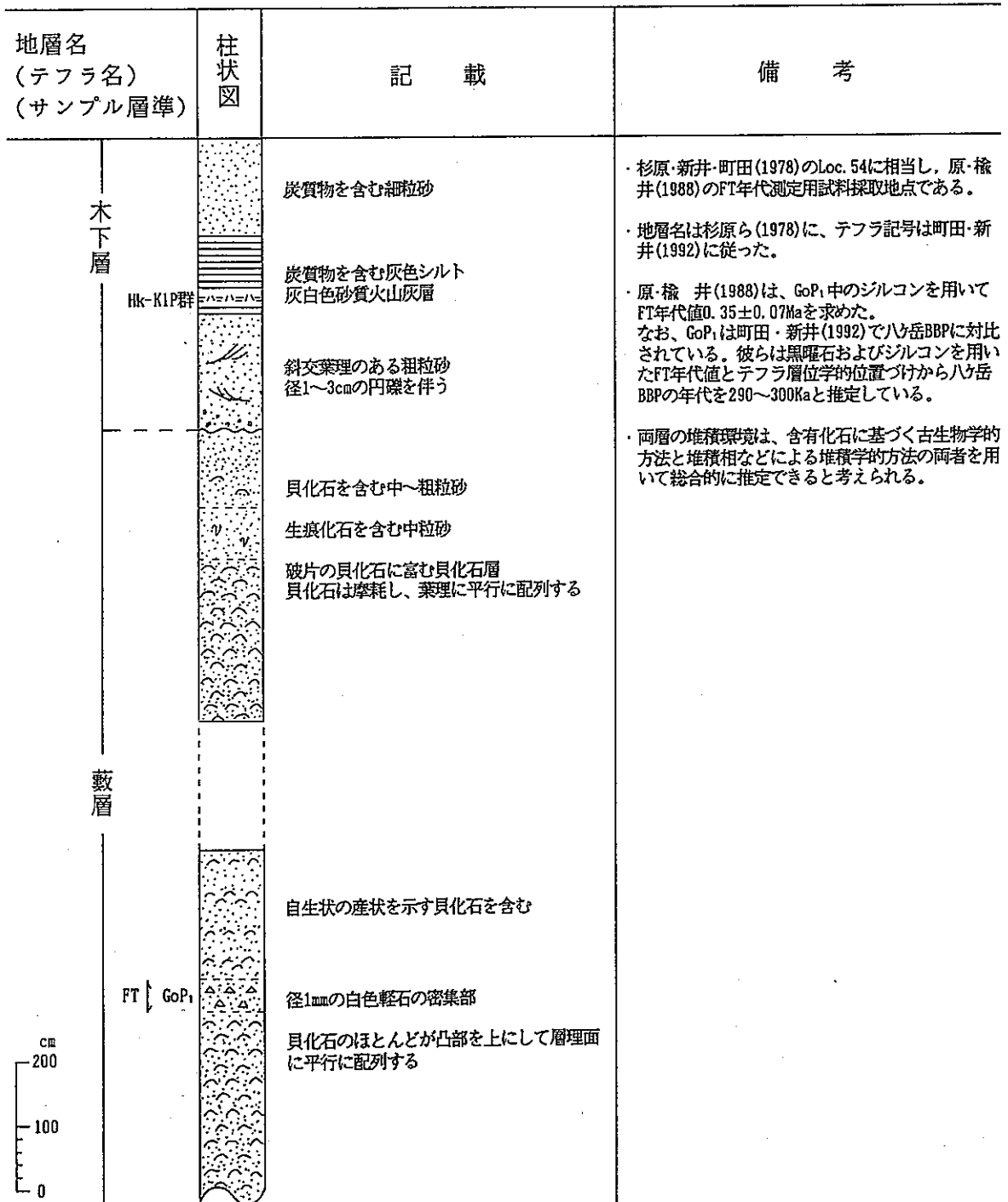


図2. 3-43 露頭観察カード (Loc. 16)

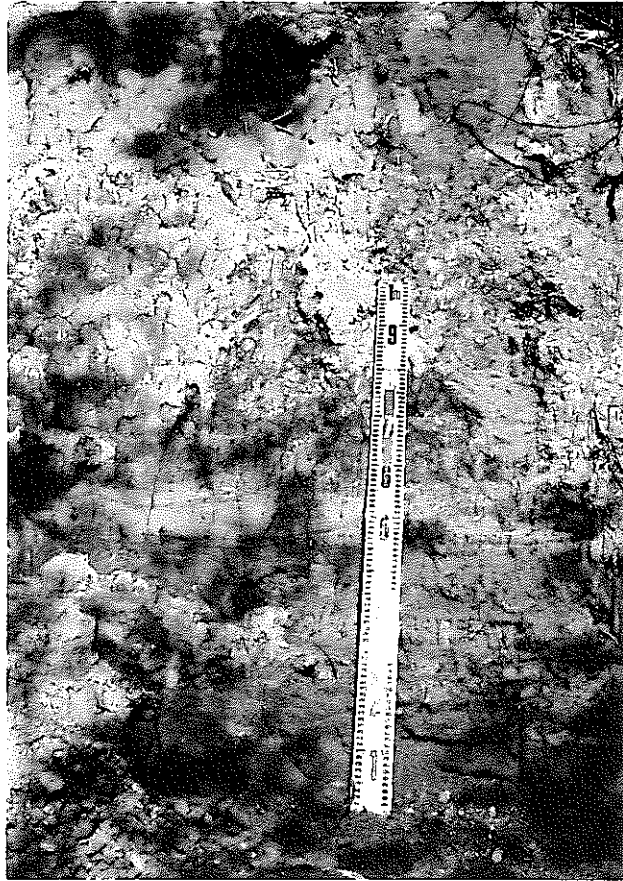


写真30 Hk-K1P群を含む木下層

標尺の20cmより下位に粗粒砂，その上位にHk-K1P群（標尺の50cm付近）を含むシルト層（約1m厚），さらにその上部に細粒砂層が重なる。



写真3 1 GoP<sub>1</sub> , 貝化石を含む藪層  
藪層は中～粗粒砂層からなり、  
貝化石の多くが凸部を上にして  
葉理面に平行に配列した産  
状を呈する。標尺の付近にあ  
る白色軽石の密集部が、GoP<sub>1</sub>  
である。

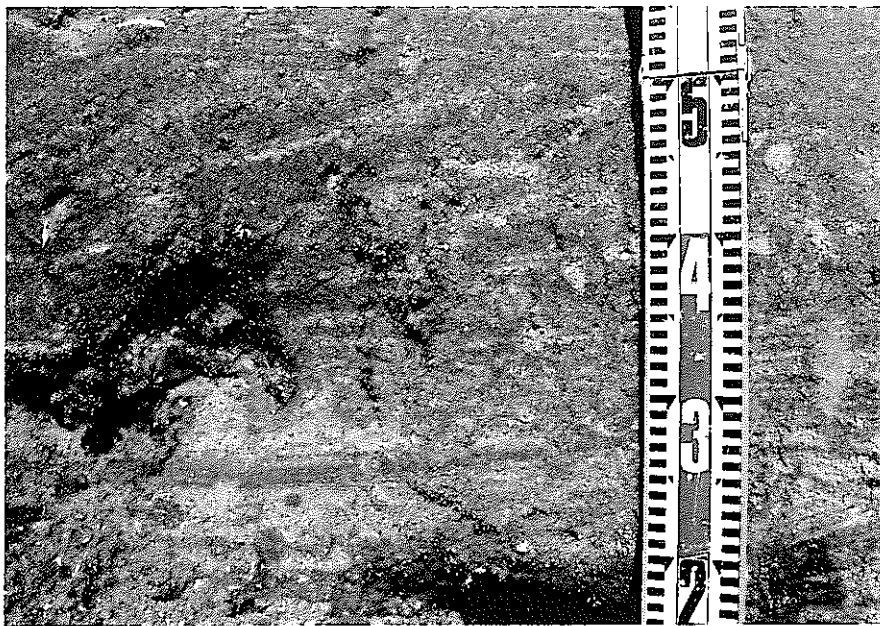


写真3 2 藪層中のGoP<sub>1</sub>

写真3 1 のGoP<sub>1</sub>の接写で、中～粗粒砂層中に径1mmの白色軽石の密集部として産する。

地点番号：Loc.17（図2. 3-10参照） 写真番号：写真-33


地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
Hk-KmP1 (An1)  姉崎層  cm 100 50 0		灰白色酸性火山灰層 径1~2mmの白色軽石からなる軽石層  生痕化石を含む青灰色シルト	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 徳橋・遠藤(1984)のLoc.1にあたる。</li> <li>・ 地層名は徳橋・遠藤(1984)に、テフラ記号は町田・新井(1992)に従った。なお、徳橋・遠藤(1984)のテフラ記号を( )中に示した。</li> <li>・ 姉崎層は化石に乏しいが、生痕化石などの古生物学的な方法と堆積相などの堆積学的方法によりその形成環境を推定できるとされる。</li> </ul>

図2. 3-44 露頭観察カード (Loc.17)



写真 3 3 姉崎層中のHk-KmP1

Hk-KmP1は風化して灰白色を呈する姉崎層のシルト層中に挟在する軽石層である。  
それは写真の標尺の85～100cm間にあり、径1～2mmの白色軽石からなる。



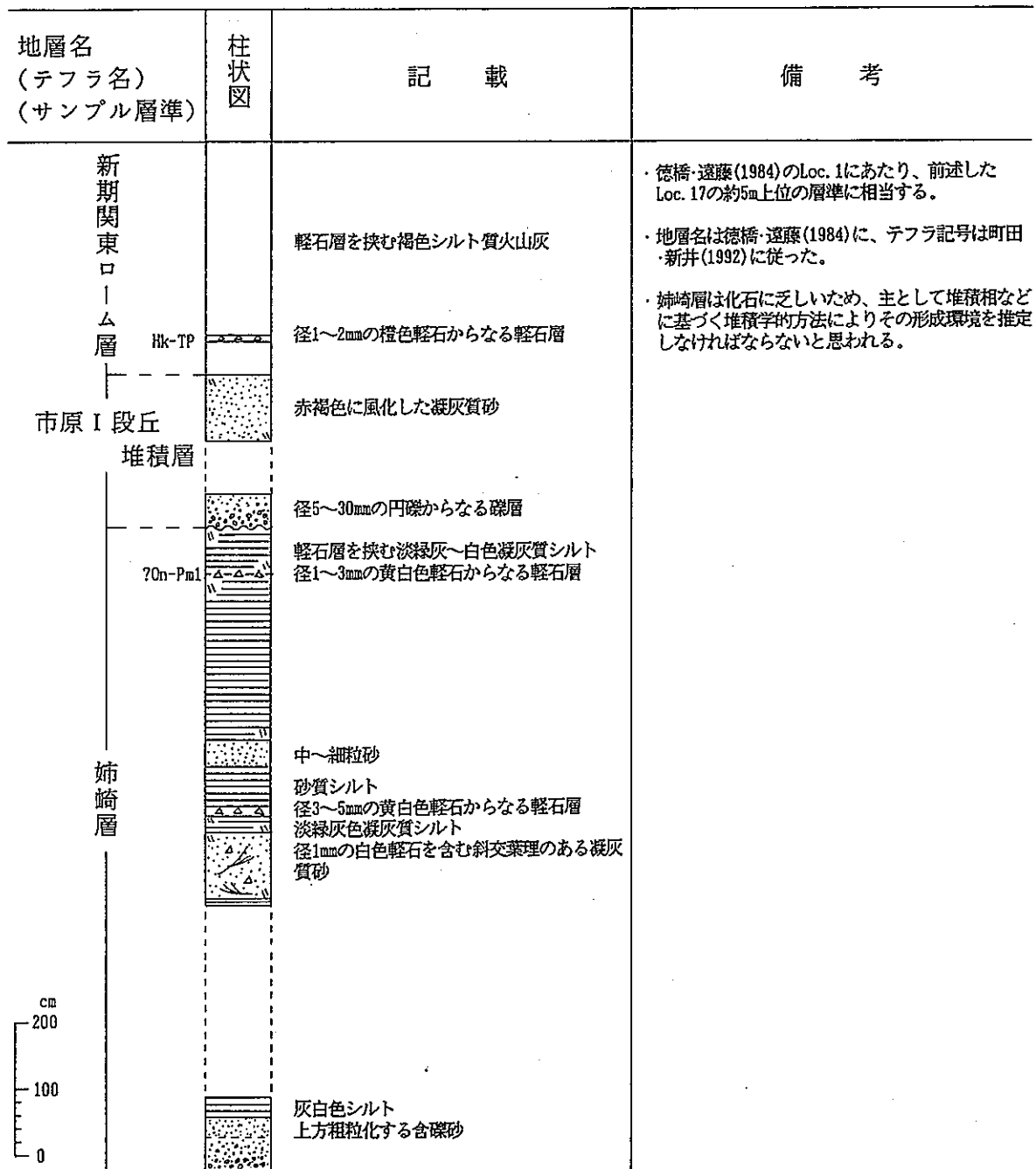


図2. 3-45 露頭観察カード (Loc. 18)

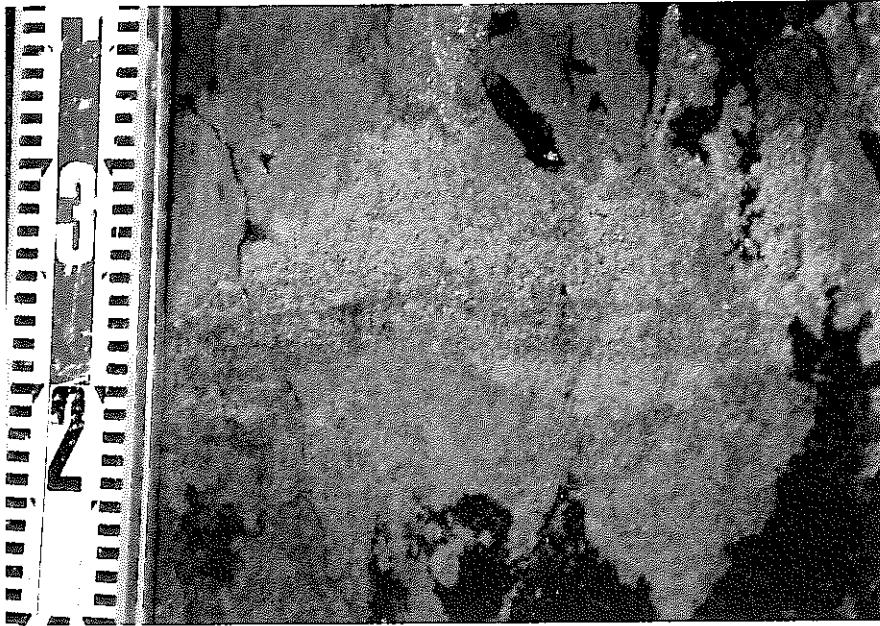


写真34 新期関東ローム層中のHk-TP

Hk-TPは径1~2mmの橙色軽石からなり、層をなさずにレンズ状に褐色火山灰に挟在する（写真中央部）。



写真35 姉崎層と市原I段丘堆積層  
標尺の35cm付近よりも下位が凝灰質シルト層からなる姉崎層、その上位が礫層からなる市原I段丘堆積層である。

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
<p style="text-align: center;">木下層</p>		<p>炭質物を含む青灰色凝灰質砂</p> <p>Ko2 径1~10mmの白色軽石の密集部 型の貝化石を含む</p> <p>Ko1 (TAu-12) 径1~10mmの白色軽石の散在部 レンズ状の貝化石層を含む</p> <p>中~粗粒砂</p> <p>生痕化石のある青灰色シルト</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・徳橋・遠藤(1984)のLoc. 9に相当する。</li> <li>・地層名およびテフラ記号は徳橋・遠藤(1984)に従った。なお、( )中に町田ら(1974)のテフラ記号を示した。</li> <li>・地層の堆積環境は含有化石による古生物学的方法に堆積学的方法を加味してより総合的に推定できると考えられる。</li> </ul>

図2. 3-46 露頭観察カード (Loc. 19)

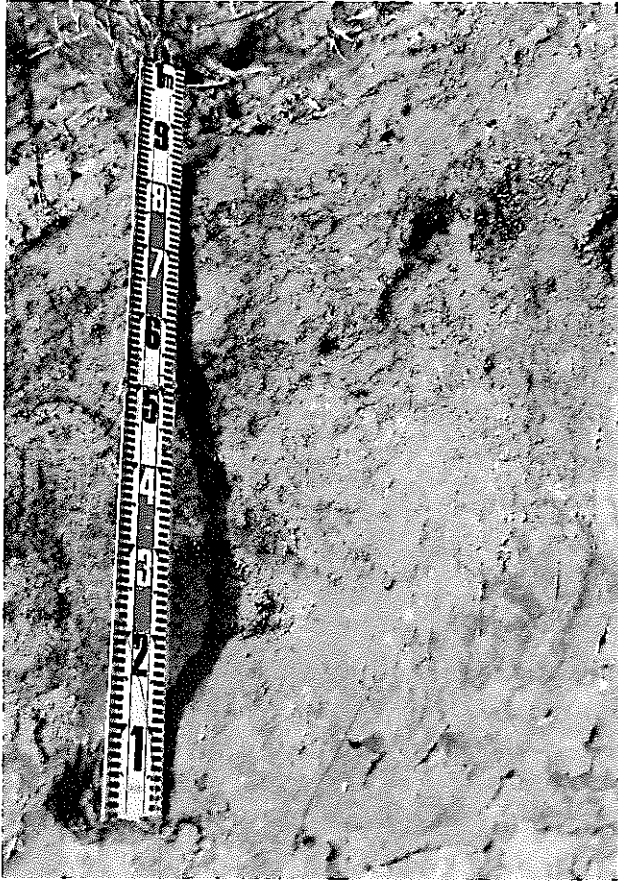


写真36 木下層中のKo2

Ko2は木下層の砂層中に挟在し、  
標尺の20cm～90cm間に点在す  
る径1～10mmの白色軽石から  
なる。この層準には殻の溶け  
た貝化石が含まれる。

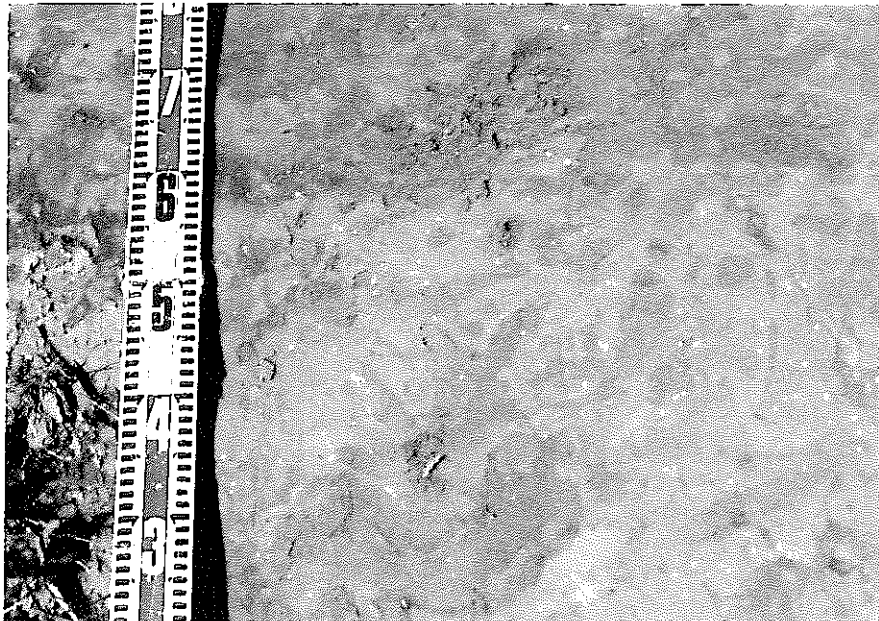


写真37 木下層中のKo1 (TAu-12)

Ko1は木下層中の中粒砂層に点在する径1～10mmの白色軽石からなる。この層準には貝化石が含まれる。

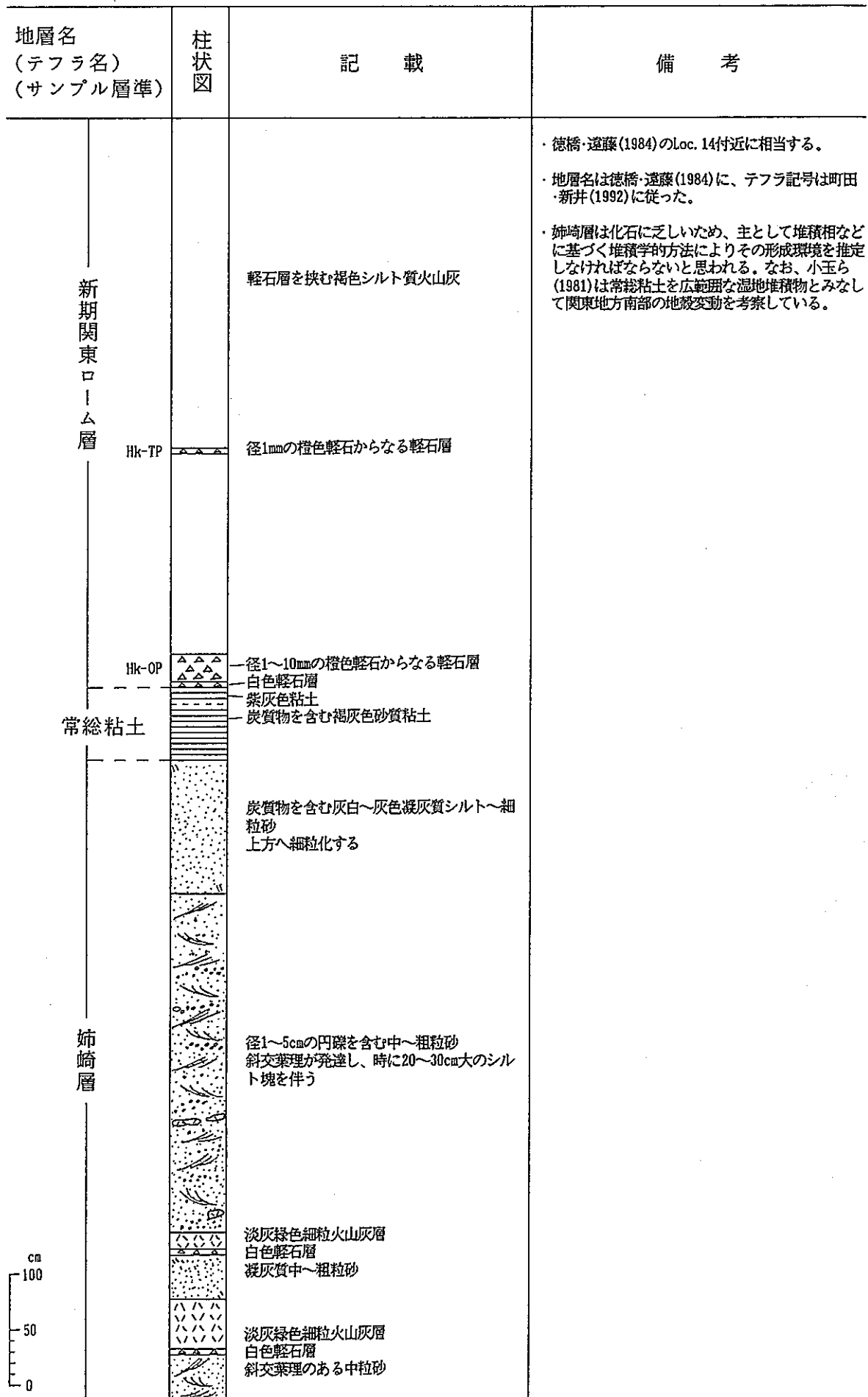


図2. 3-47 露頭観察カード (Loc. 20)

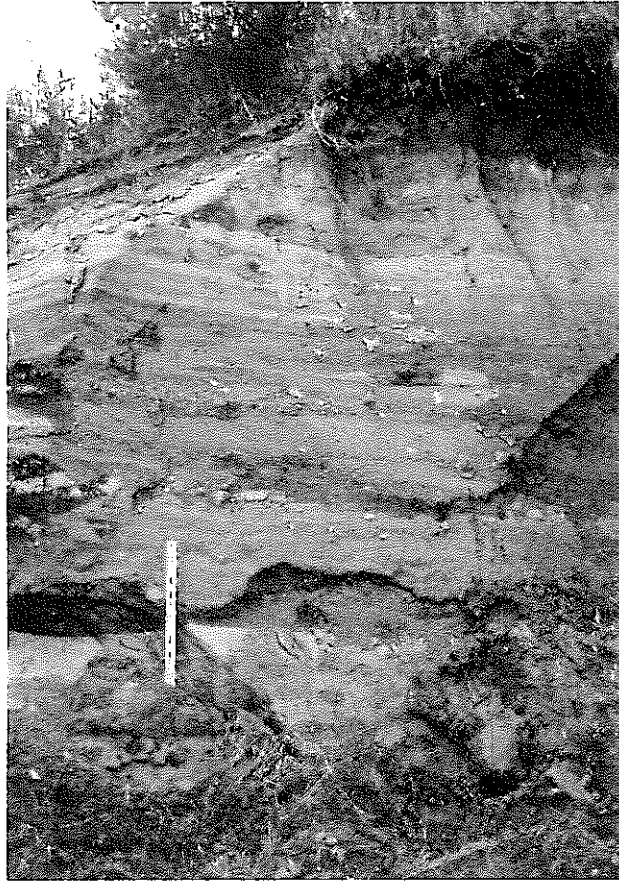


写真38 姉崎層，常総粘土および新期関東ローム層

地表面付近の橙色軽石層が新期関東ローム層最下部のHk-0Pで，その下位の褐灰色粘土層が常総粘土である。その下位は砂層を主体とする姉崎層である。

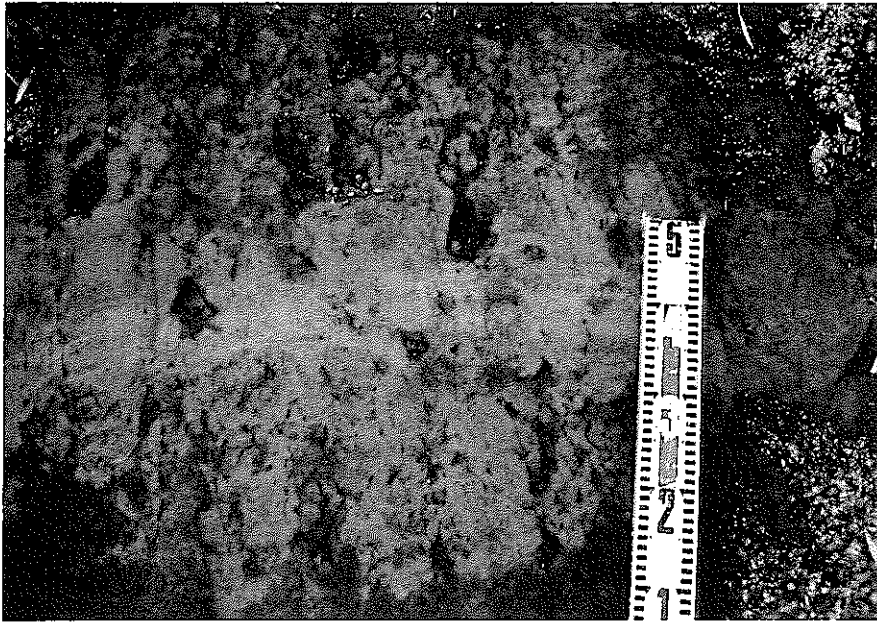


写真39 新期関東ローム層中のHk-TP

Hk-TPは径1mmの橙色軽石からなり、褐色シルト質火山灰層中に層をなさずレンズ状に挟在する（写真中央部）。

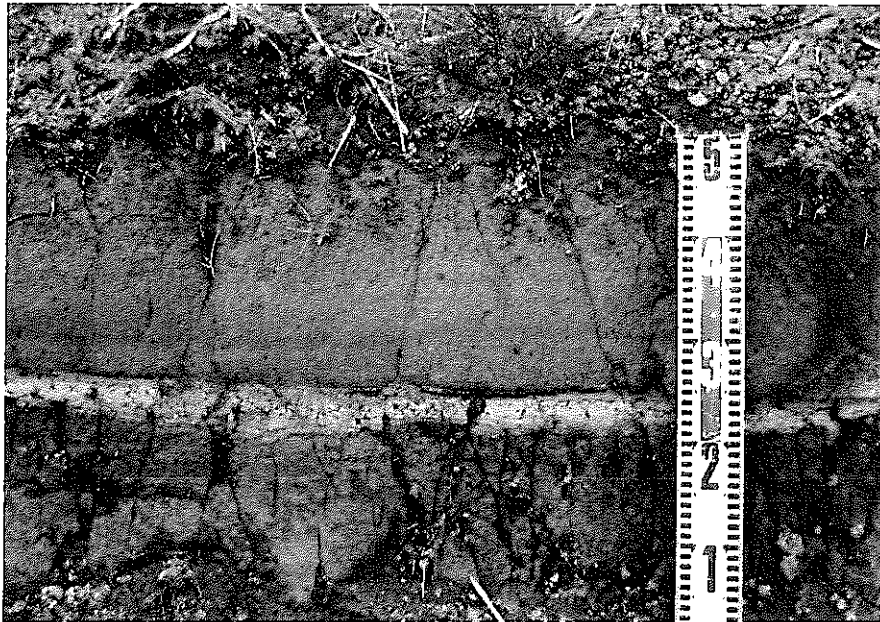


写真40 新期関東ローム層最下部のHk-OP

Hk-OPは径1～10mmの粘土化した橙色軽石からなる軽石層で、厚さは約25cmである。

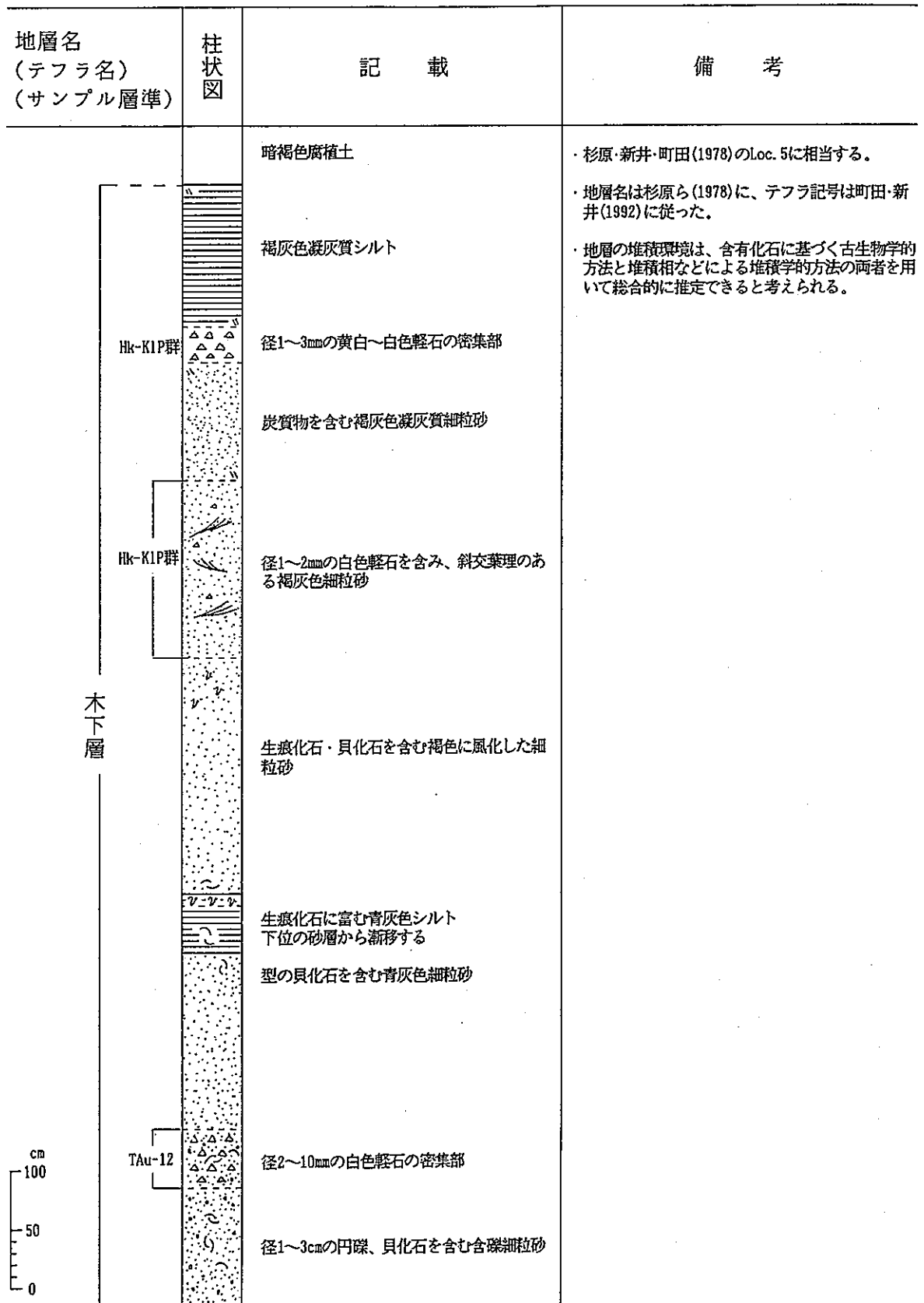


図2. 3-48 露頭観察カード (Loc. 21)





写真4 1 T Au-12, 貝化石を含む木下層  
この露頭の木下層は砂層を主体とする。露頭下部の含礫細粒砂層は自生に近い貝化石を含むとともに標尺の直上付近でT Au-12の軽石が密集する。また、写真上方のあばた状の表面を呈する部分は、サンドパイプの多いシルト層である。

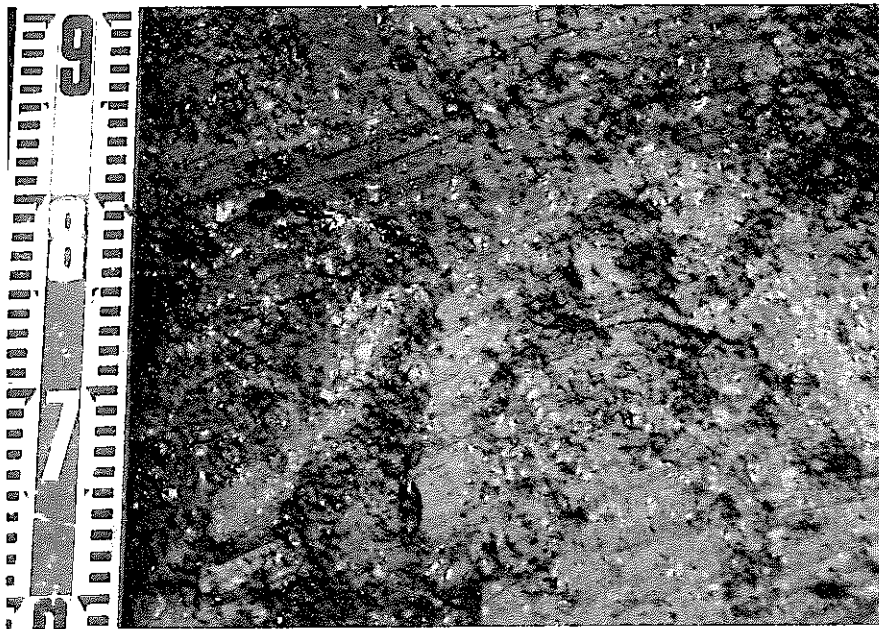


写真4 2 木下層中のT Au-12

T Au-12は、木下層の砂層中に径2~10mmの白色軽石として密集して産する。

地点番号：Loc. 22 (図 2. 3 - 1 2 参照) 写真番号：写真 - 4 3

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
<p>木下層</p> <p>cm</p> <p>100</p> <p>50</p> <p>0</p> <p>TH/U ESR</p> <p>Hk-KIP群</p>		<p>風化して灰～褐灰色を呈する細～中粒砂 径1～2mmの灰～灰白色軽石、貝化石、腕足 類化石を含む</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・杉原・新井・町田(1978)のLoc. 5に相当する。</li> <li>・地層名は杉原ら(1978)に、テフラ記号は町田・新井(1992)に従った。なお、この地層は前述したLoc. 21の地層の一部に当たる。</li> <li>・大村ら(1984)はサンゴ化石を用いてTh/U年代値<math>120 \pm 4\text{Ka}</math>を、大村・桜本(1986)は貝化石を用いてESR年代値<math>149 \pm 10\text{Ka}</math>を報告している。</li> <li>・年代測定用の試料は容易に採取できる。</li> <li>・地層の堆積環境は、含有化石に基づく古生物学的的方法と堆積相などによる堆積学的方法の両者を用いて総合的に推定できると考えられる。</li> </ul>

図 2. 3 - 4 9 露頭観察カード (Loc. 22)

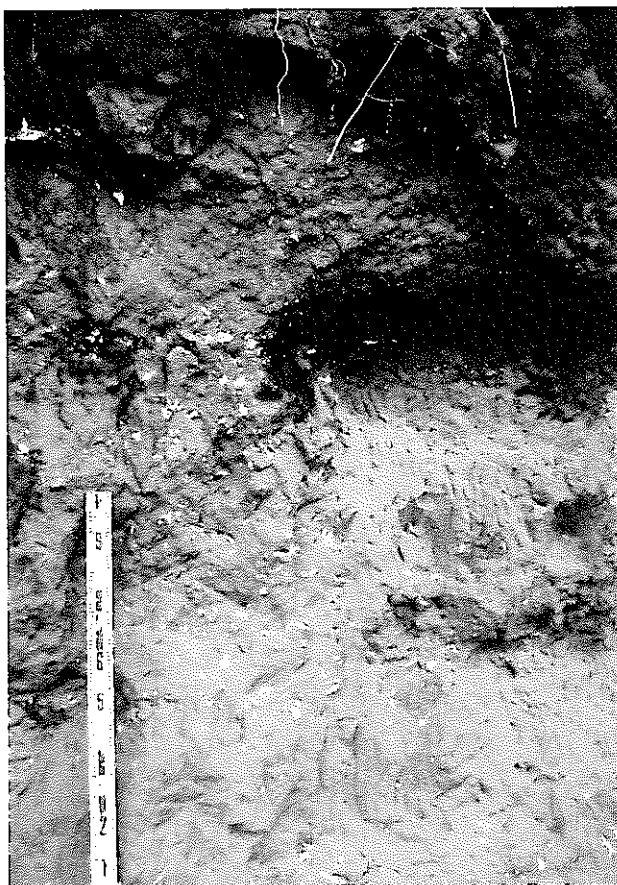


写真43 Hk-K1P群, 貝化石を含む木下層

木下層の細～中粒砂層中に径1～2mmの灰～灰白色の軽石（Hk-K1P群）が点在するとともに、現地性の産状を示す貝化石と異地性の貝化石が混在して産する。

地点番号：Loc. 23（図 2. 3 - 1 3 参照） 写真番号：写真 - 4 4, 4 5

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
新期関東ローム層		褐色火山灰	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 徳橋・遠藤(1984)のLoc. 23にあたる。</li> <li>・ 地層名は徳橋・遠藤(1984)に、テフラ記号は町田・新井(1992)に従った。なお、徳橋・遠藤(1984)のテフラ記号を( )中に示した。</li> <li>・ 新期関東ローム層は、次に述べるLoc. 24でよく観察でき、Hk-MP以上のテフラを含んでいる。</li> <li>・ 木下層の堆積環境は、含有化石に基づく古生物学的な方法と堆積相などによる堆積学的方法の両者を用いて総合的に推定できると考えられる。</li> </ul>
市原Ⅱ段丘堆積層		青灰色中～粗粒砂	
		径1～5cmの円礫からなる礫層	
		軽石層・貝化石層を挟む凝灰質砂	
		径1～5mmの白色軽石の密集部	
Hk-K1P群 (Ko3)		径1～5mmの黄灰色軽石からなる軽石層	
		生痕化石を含む黄灰色凝灰質シルト	
		生痕化石を含む凝灰質砂	
木下層		風化して赤褐色を呈する細～中粒砂	

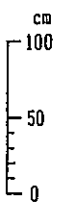


図 2. 3 - 5 0 露頭観察カード (Loc. 23)



写真44 木下層およびそれを不整合に覆う市原Ⅱ段丘堆積層と新期関東ローム層

標尺の約50cm上方が砂層を主とする木下層と砂礫層からなる市原Ⅱ段丘堆積層の境界に当たる。また、写真上方の青灰色砂層が市原Ⅱ段丘堆積層の上限でその上位の褐色火山灰層が新期関東ローム層である。

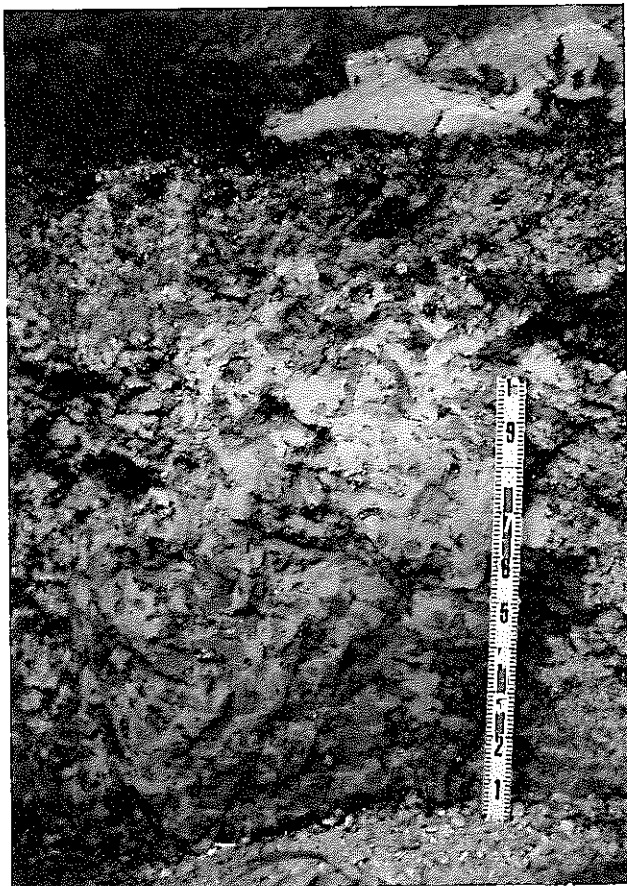


写真45 木下層中のシルト層と砂層

シルト層には径3~6cmのサンドパイプが多数観察される。このシルト層の上位の凝灰質砂層には径1~5mmの黄白色軽石からなるHk-K1P群(Ko3)の薄層を伴う。またその上位には殻の溶脱した貝化石層が重なる。

地点番号：Loc. 24（図2. 3-13参照） 写真番号：写真-46, 47


地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
新期関東ローム層 100 50 0 市原Ⅱ段丘堆積層		軽石層を挟む褐色シルト質火山灰  径1mmの橙色軽石からなる軽石層  径1mmの橙色軽石からなる軽石層 レンズ状に挟まる  淘汰不良の中～細粒砂  褐色粘土(埋没土?)  青灰色中～粗粒砂	<ul style="list-style-type: none"> <li>・徳橋・遠藤(1984)のLoc. 23にあたる。</li> <li>・地層名は徳橋・遠藤(1984)に、テフラ記号は町田・新井(1992)に従った。</li> </ul>

図2. 3-51 露頭観察カード (Loc. 24)

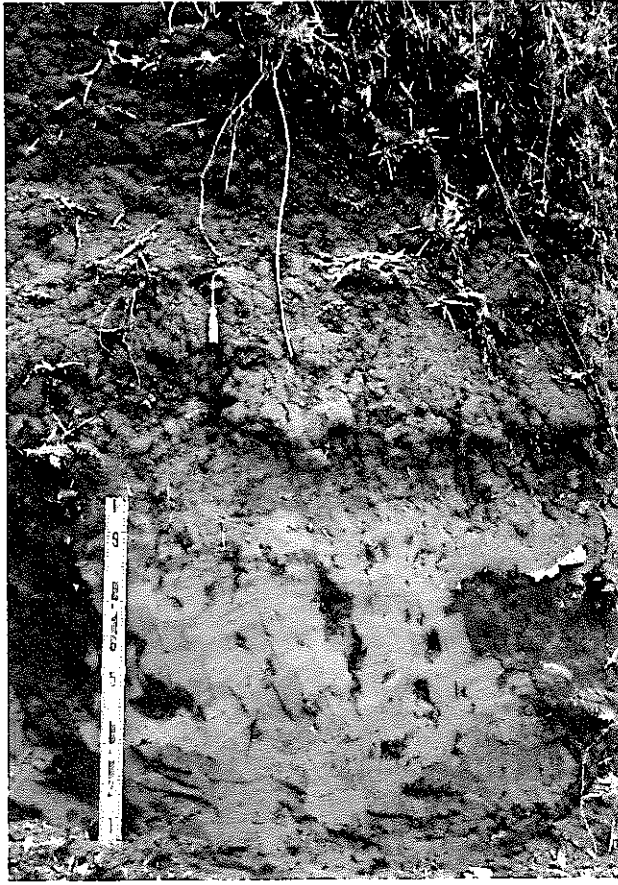


写真46 市原Ⅱ段丘堆積層と新期関東  
ローム層

標尺の1m付近が市原Ⅱ段丘堆積層と新期関東ローム層の境界に当たる。市原Ⅱ段丘堆積層は砂層を主体とし、標尺の20~40cm間に褐色粘土（埋没土？）をはさむ。新期関東ローム層は、褐色火山灰からなり、ねじり鎌付近にHk-TPをはさむ。



写真47 新期関東ローム層中のHk-MPとHk-TP

新期関東ローム層中には、ねじり鎌付近に径1mmの橙色軽石のレンズ（Hk-MP）、標尺の1m付近に径1mmの橙色軽石のレンズ（Hk-TP）がはさまれる。特にHk-MPは連続性に欠け、すぐ近くの写真46の地点ではHk-MPは確認できない。

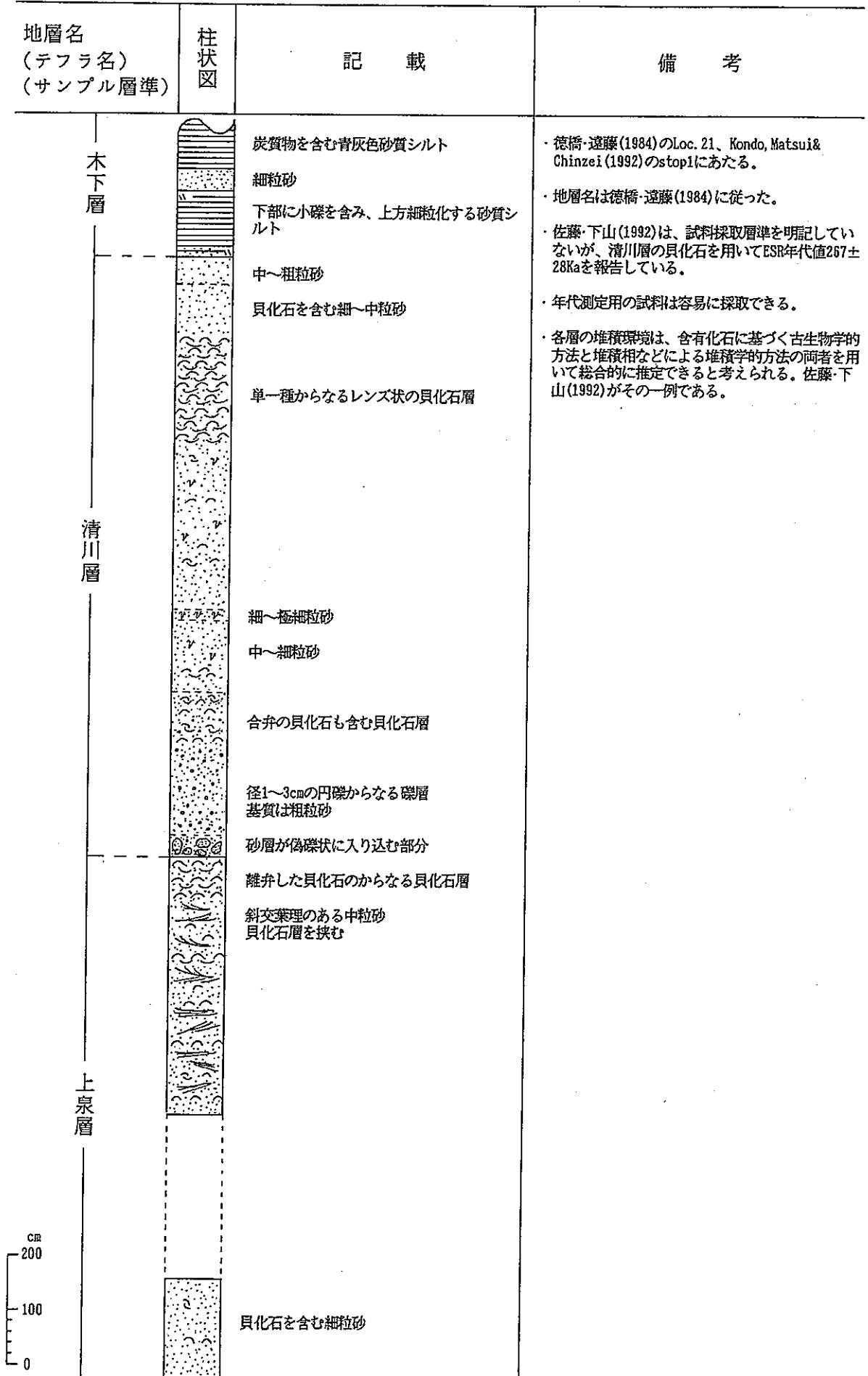


図2. 3-52 露頭観察カード (Loc. 25)



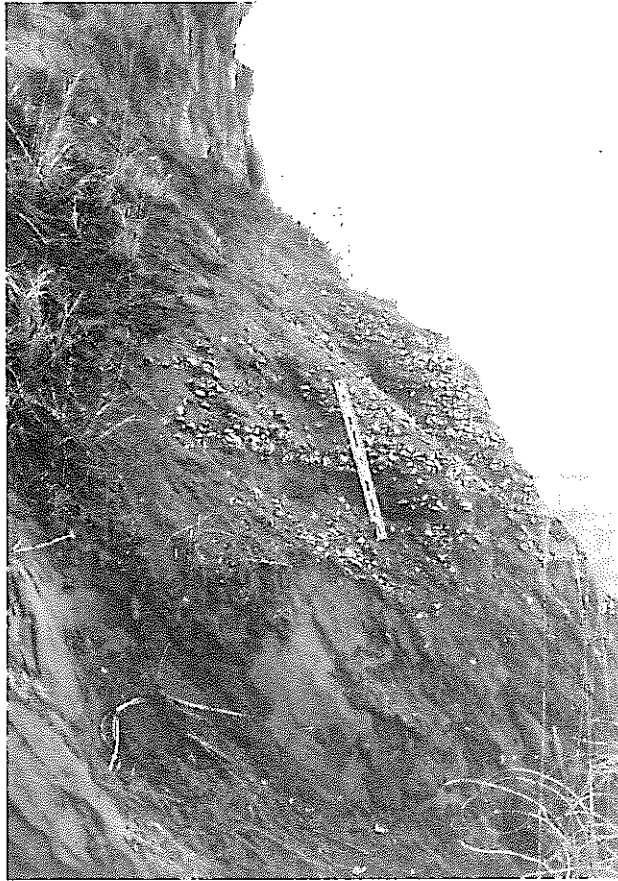


写真48 貝化石層を含む清川層  
清川層は砂層を主体とし、貝化石層をともなう。写真の標尺のある部分は、ほぼ同じ大きさの離弁した貝化石のみからなる掃き寄せ状の貝化石層である。

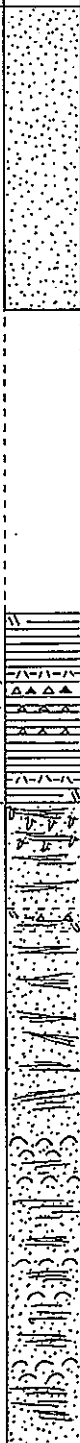


写真49 上泉層上部の貝化石層と清川層の基底部  
上泉層の貝化石層は、殻の凸部を上下にするがほぼ層理面に平行に配列する貝化石から構成される。上位の清川層の基底部には砂が礫状に入り込む堆積構造が観察される。





写真50 Hk-0P～Hk-Sを含む新期関東ローム層  
標尺のある付近の黄灰～橙色軽石層がHk-0Pで、その上位の風化して白くなっている2枚の火山灰層が、下位よりそれぞれHk-TP, Hk-Sである。

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
<p style="text-align: center;">清川層</p> <p style="text-align: center;">上泉層</p>		<p>青灰色細～中粒砂</p> <p>軽石層を挟む橙～黄灰色凝灰質シルト              径1～2mmの青灰色スコリア・黄灰色軽石の              密集部              径1mmの黄灰色軽石の密集部</p> <p>白斑状生痕化石を含み、平行葉理のある中              粒砂</p> <p>白～桃灰色凝灰質砂</p> <p>風化して赤褐色を呈する中～粗粒砂</p> <p>貝化石を含み、平行葉理の発達する灰緑色              中粒砂</p>	<p>・ 徳橋・遠藤(1984)のLoc. 30に相当する。</p> <p>・ 地層名およびテフラ記号は徳橋・遠藤(1984)に従った。なお、( )中に町田ら(1974)の記号を示した。</p> <p>・ 各層の堆積環境は、含有化石に基づく古生物学的              方法と堆積相などによる堆積学的方法の両者を用              いて総合的に推定できると考えられる。</p>

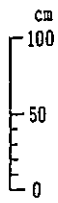
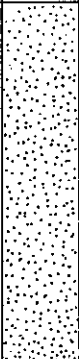



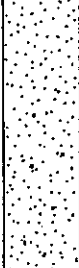


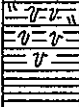



図 2. 3 - 5 4 露頭観察カード (Loc. 27)



写真51 上泉層とKy1~Ky3 (TB-8) を含む清川層基底部

標尺の15cmより下位が上泉層，その上位が清川層である。上泉層は平行葉理のある中粒砂層からなり，ヒメスナホリムシの生痕化石を伴う。清川層の基底部は，下位よりKy1, Ky2, Ky3の軽石やスコリアの密集層をはさむ凝灰質シルト層からなる。

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
<p style="text-align: center;">上泉層</p>		<p>軽石・スコリアの密集部を含む細粒砂</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・徳橋・遠藤(1984)のLoc. 31に相当する。</li> <li>・地層名およびテフラ記号は徳橋・遠藤(1984)に従った。なお、杉原・新井・町田(1978)は確実度A~BでKm3, Km4をそれぞれ大磯丘陵のTC1-3, TC1-4に対比している。</li> <li>・今回の調査では下位のシルト中にあるとされるKm2を把握できなかったが、この鍵層は中里・佐藤(1988)によりTCu-1に対比されている。この見解は、前述した杉原ら(1978)の見解と相入れない。</li> <li>・地層の堆積環境は、生痕化石などを用いた古生物学的な方法と堆積相などによる堆積学的方法の両者により総合的に推定できると思われる。</li> </ul>
		<p>径1~2mmの黒色スコリアからなるスコリア層</p>	
		<p>径1~3mmの白色軽石を主とし、径1mmの黒色スコリアを伴う軽石の密集部</p>	
		<p>径2~5mmの白色軽石と径1~2mmの黒色スコリアからなる火山礫層</p>	
		<p>細礫・軽石混じりの細~中粒砂 下部に生痕化石が認められる</p>	
	<p>炭質物に富む紫灰色凝灰質シルト</p>		
	<p>生痕化石のある灰色シルト</p>		
	<p>平行葉理のある細~中粒砂</p>		
	<p>径1~3mmの白色軽石・径3~10mmの円礫を含み、斜交葉理の発達する粗粒砂</p>		

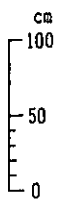


図2. 3-55 露頭観察カード (Loc. 28)

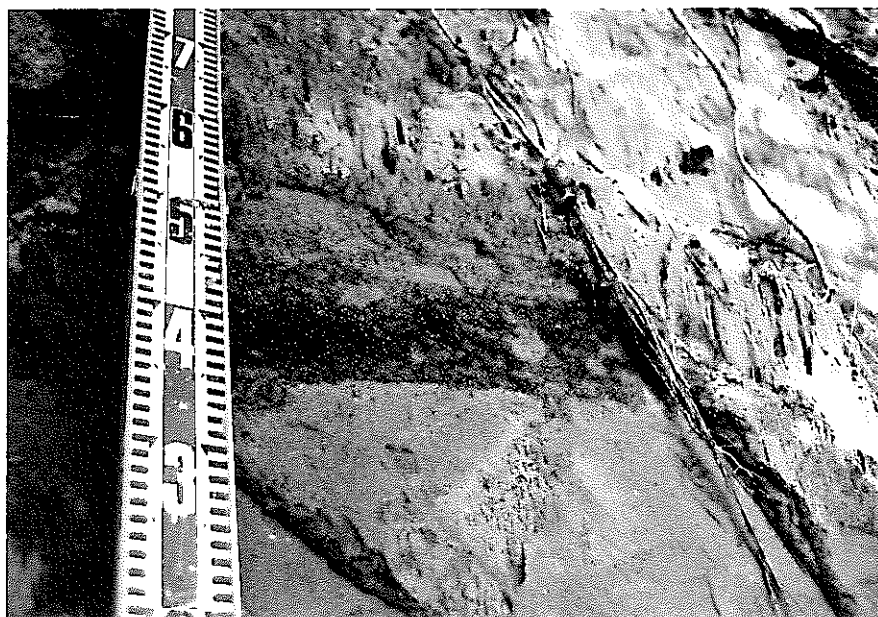


写真 5 2 上泉層中のKm5

Km5（標尺の35～45cm間）は上泉層の細粒砂層中に挟在し，径1～2mmの黒色スコリアからなる。

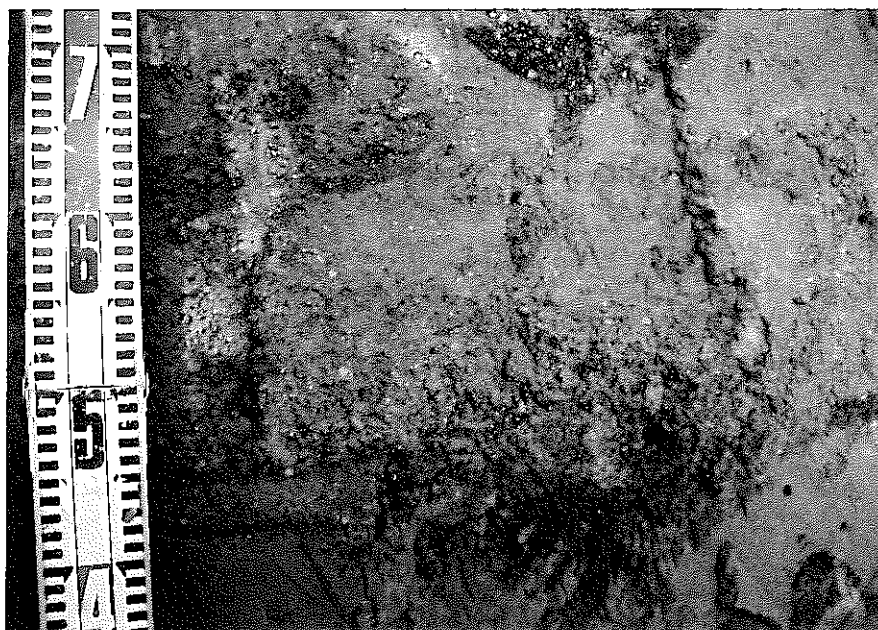


写真 5 3 上泉層中のKm3

Km3（標尺の45～60cm間）は上泉層の細粒砂層中に挟在し，径2～5mmの白色軽石と径1～2mmの黒色スコリアからなる。

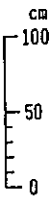
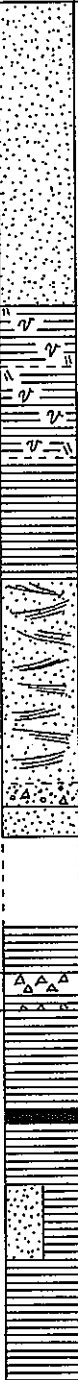
地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
<p style="writing-mode: vertical-rl; text-orientation: upright;">上泉層</p> 		<p>細粒砂</p> <p>黄白色凝灰質シルト</p> <p>青灰色凝灰質シルト</p> <p>炭質物に富む灰色シルト</p> <p>斜交葉理の発達する中〜細粒砂</p> <p>径1〜2mmの軽石・径5〜10mmの円礫を含む粗粒砂 中〜粗粒砂</p> <p>軽石層を挟み、炭質物に富む褐灰色シルト 径1〜2mmの白色軽石からなる軽石層</p> <p>黒色泥炭</p> <p>時に砂の薄層と互層する灰色シルト</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・徳橋・遠藤(1984)のLoc. 33に相当する。</li> <li>・地層名およびテフラ記号は徳橋・遠藤(1984)に従った。</li> <li>・今回の調査では上位のシルト中にあるとされるKm2を把握できなかったが、この鍵層は中里・佐藤(1988)によりTCu-1に対比されている。この見解は、Km3をTC1-3に、Km4をTC1-4に対比可能とした杉原ら(1978)の見解と相入れない。</li> <li>・地層の堆積環境は、生痕化石などを用いた古生物学的な方法と堆積相などによる堆積学的方法の両者により総合的に推定できると思われる。</li> </ul>

図2. 3-56 露頭観察カード (Loc. 29)



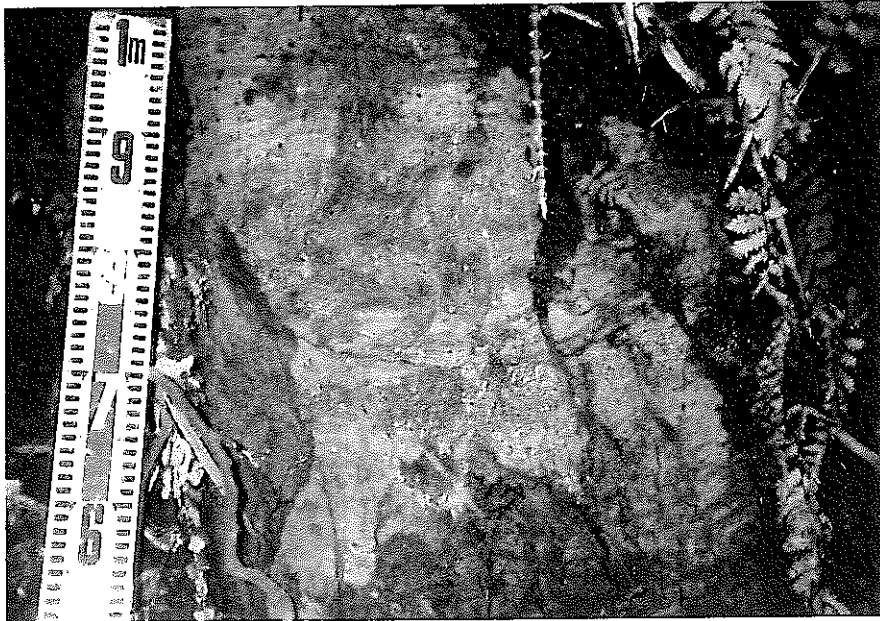


写真5 4 上泉層中のKm1

Km1（標尺の70～90cm間）は上泉層基底付近のシルト層中に挟在し，径1～2mmの白色軽石からなる。

地点番号：Loc. 30（図2. 3-17参照） 写真番号：写真-55

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
<p style="text-align: center;">地蔵堂層</p> <p style="text-align: center;">FT TE-5</p> <p style="text-align: center;">k</p> <p style="text-align: center;">l</p> <p style="text-align: center;">cm</p> <p style="text-align: center;">100</p> <p style="text-align: center;">50</p> <p style="text-align: center;">0</p>		<p>生痕化石のある細～中粒砂</p> <p>生痕化石のある桃灰色細粒火山灰層</p> <p>径2～5mmの白色軽石を含む細～中粒砂</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・徳橋ら(1983)のFT年代測定用試料採取地点で、地層名およびテフラ記号は彼らに従った。</li> <li>・徳橋ら(1983)は、TE-5中のジルコンを用いてFT年代値<math>0.51 \pm 0.09\text{Ma}</math>を求めたが、町田・新井・杉原(1980)から求めた地質学的参考値よりも古いとみなしている。なお、試料採取地点は不明だが、鈴木・杉原(1983)はTE-5のジルコンを用いたFT年代値<math>0.39 \pm 0.08\text{Ma}</math>を報告している。</li> <li>・地層の堆積環境は、含有化石に基づく古生物学的的方法と堆積相などによる堆積学的方法の両者を用いて総合的に推定できると考えられる。</li> </ul>

図2. 3-57 露頭観察カード (Loc. 30)

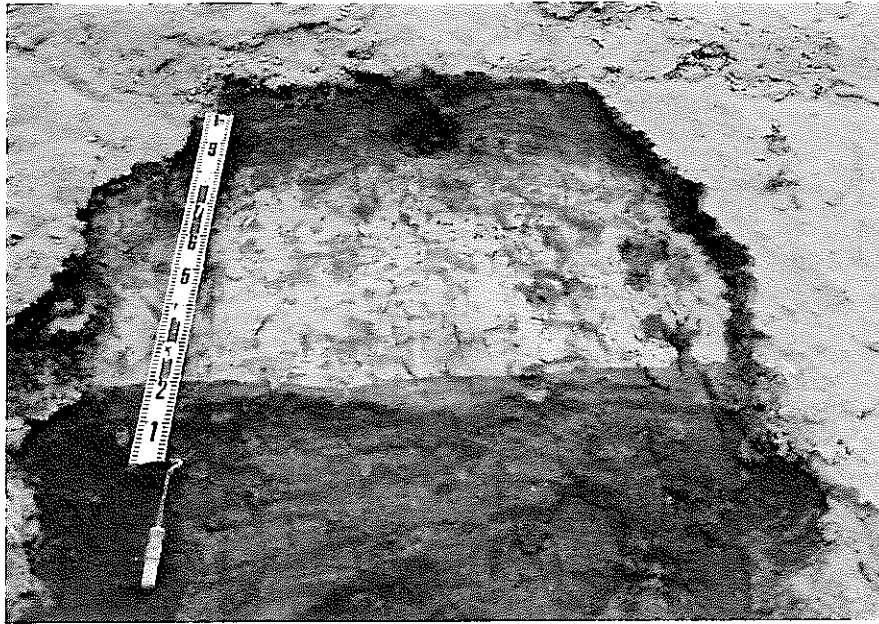


写真 5 5 地蔵堂層中のTE-5

TE-5（標尺の20～80cm間）は地蔵堂層の細～中粒砂層に挟在する桃灰色細粒火山灰層である。層中には、多数の生痕化石が存在する。



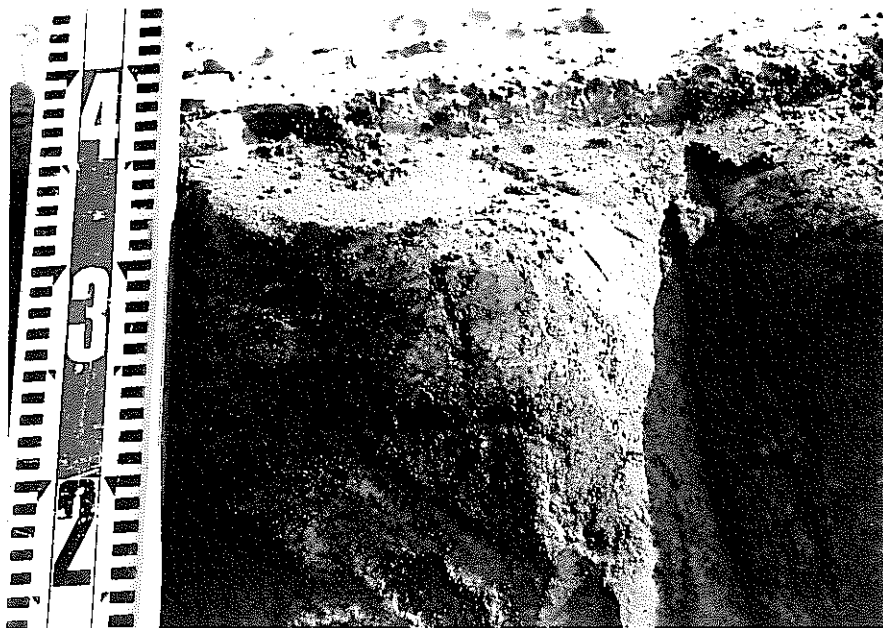


写真56 藪層中のYb4

Yb4（標尺の23～33cm間）は藪層の細～中粒砂層に挟在し、径1～2mmの黄褐色ないし青灰色のスコリアを含む暗褐色細粒火山灰層である。

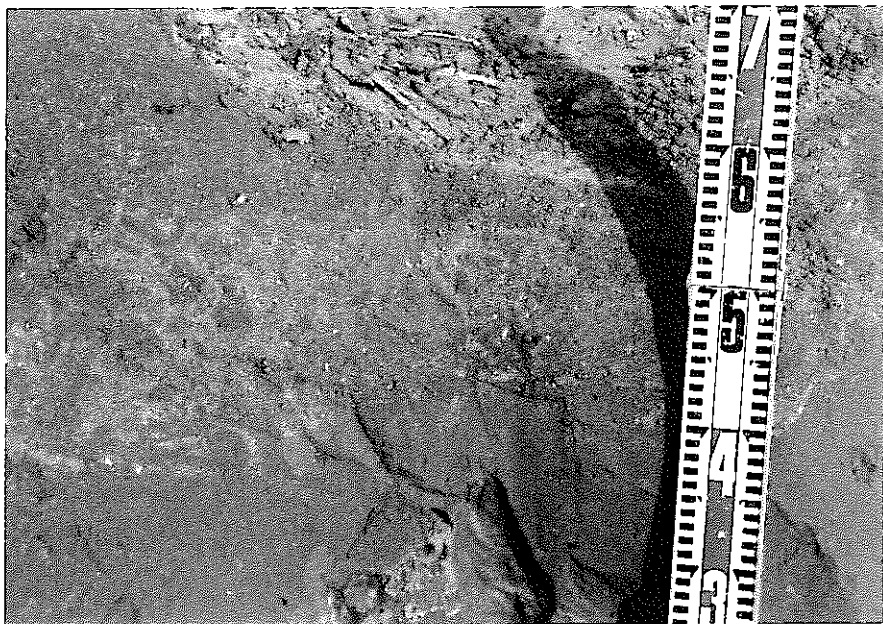


写真57 藪層中のYb3

Yb3（標尺の40～55cm間）は藪層の細～中粒砂層にレンズ状に挟在し、径1mmの白色軽石からなる。

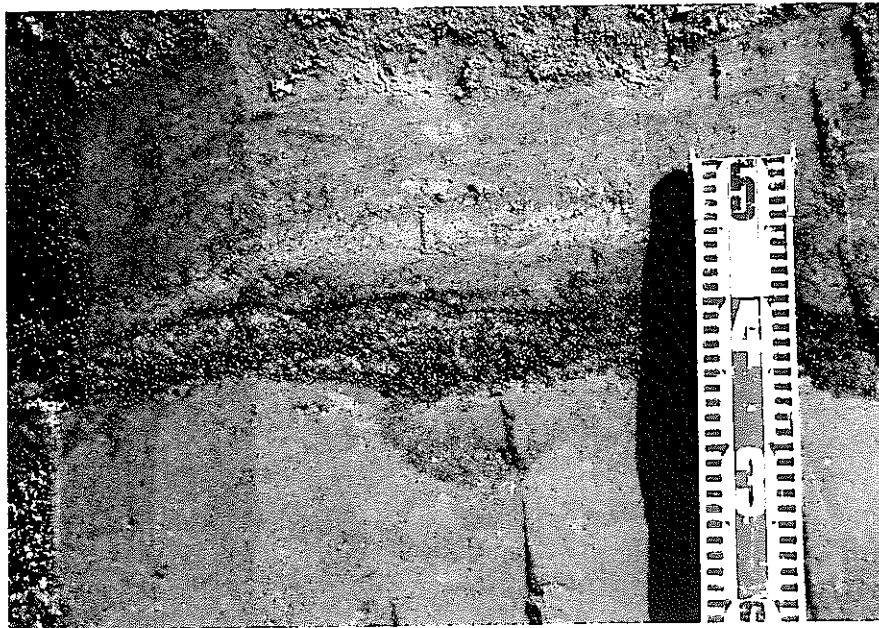
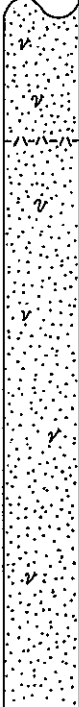
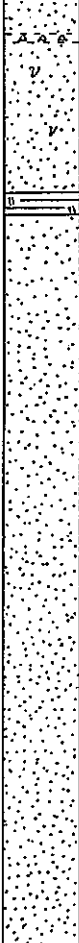


写真 5 8 藪層中のYb2

Yb2（標尺の35～40cm間）は藪層の細～中粒砂層に挟在し、径1mmの黒～暗灰色スコリアからなる。

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
地蔵堂層		<p>生痕化石を伴い、火山灰層・シルト層を挟む細粒砂</p> <p>径1~2mmの白色軽石・灰色スコリアを含む暗青灰色細粒火山灰層</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・徳橋・遠藤(1984)のLoc. 60の一部に相当する。</li> <li>・地層名およびテフラ記号は徳橋・遠藤(1984)に従った。</li> <li>・地層の堆積環境は、含有化石に基づく古生物学的な方法と堆積相などによる堆積学的方法の両者を用いて総合的に推定できると考えられる。</li> </ul>
		<p>径1~2mmの暗青灰色スコリア・白色軽石の密集部</p> <p>暗灰色凝灰質シルト</p>	

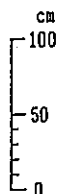


図 2. 3-59 露頭観察カード (Loc. 32)



写真59 地蔵堂中のJ11

J11（標尺の20cm付近）は地蔵堂層の細粒砂層にレンズ状に挟在し、径1～2mmの灰色スコリア、白色軽石を含む暗青灰色の細粒火山灰層である。



写真60 地蔵堂中のJ10

J10（標尺の20～30cm間）は地蔵堂層の細粒砂層にレンズ状に挟在し、径1～2mmの暗青灰色スコリア、白色軽石からなる。



地点番号：Loc. 33 (図2. 3-18参照) 写真番号：写真-61, 62

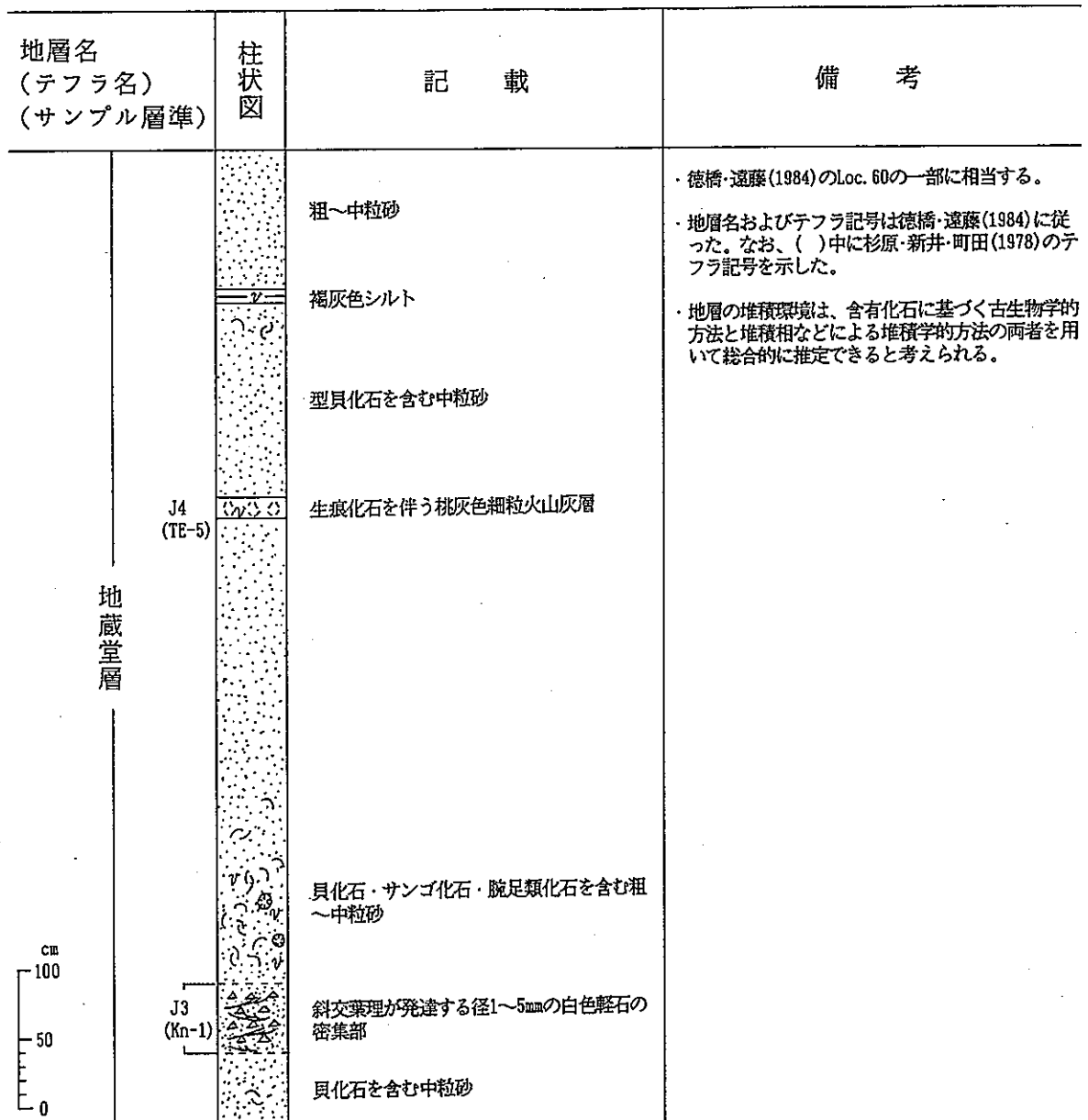


図2. 3-60 露頭観察カード (Loc. 33)

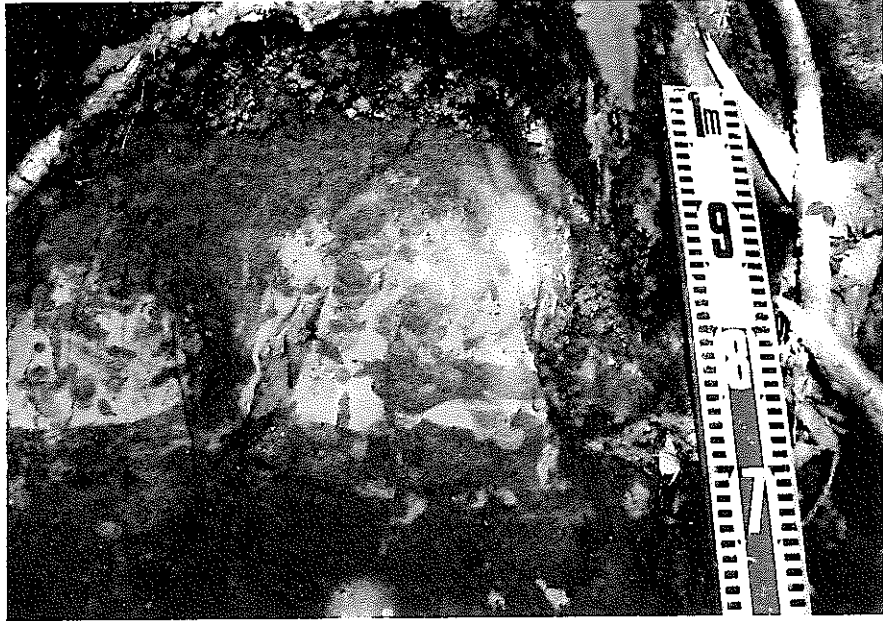


写真 6 1 地蔵堂層中のJ4 (TE-5)

J4 (標尺の70~90cm間) は地蔵堂層の細~中粒砂層に挟在する桃灰色細粒火山灰層である。層中には、多数の生痕化石が存在する。



写真 6 2 地蔵堂層中のJ3 (Kn-1)

J3は地蔵堂層の粗~中粒砂層に挟在し、径1~5mmの白色軽石からなる。層中には斜交葉理が発達する。

地点番号：Loc. 34 (図2. 3-18参照) 写真番号：写真-63, 64

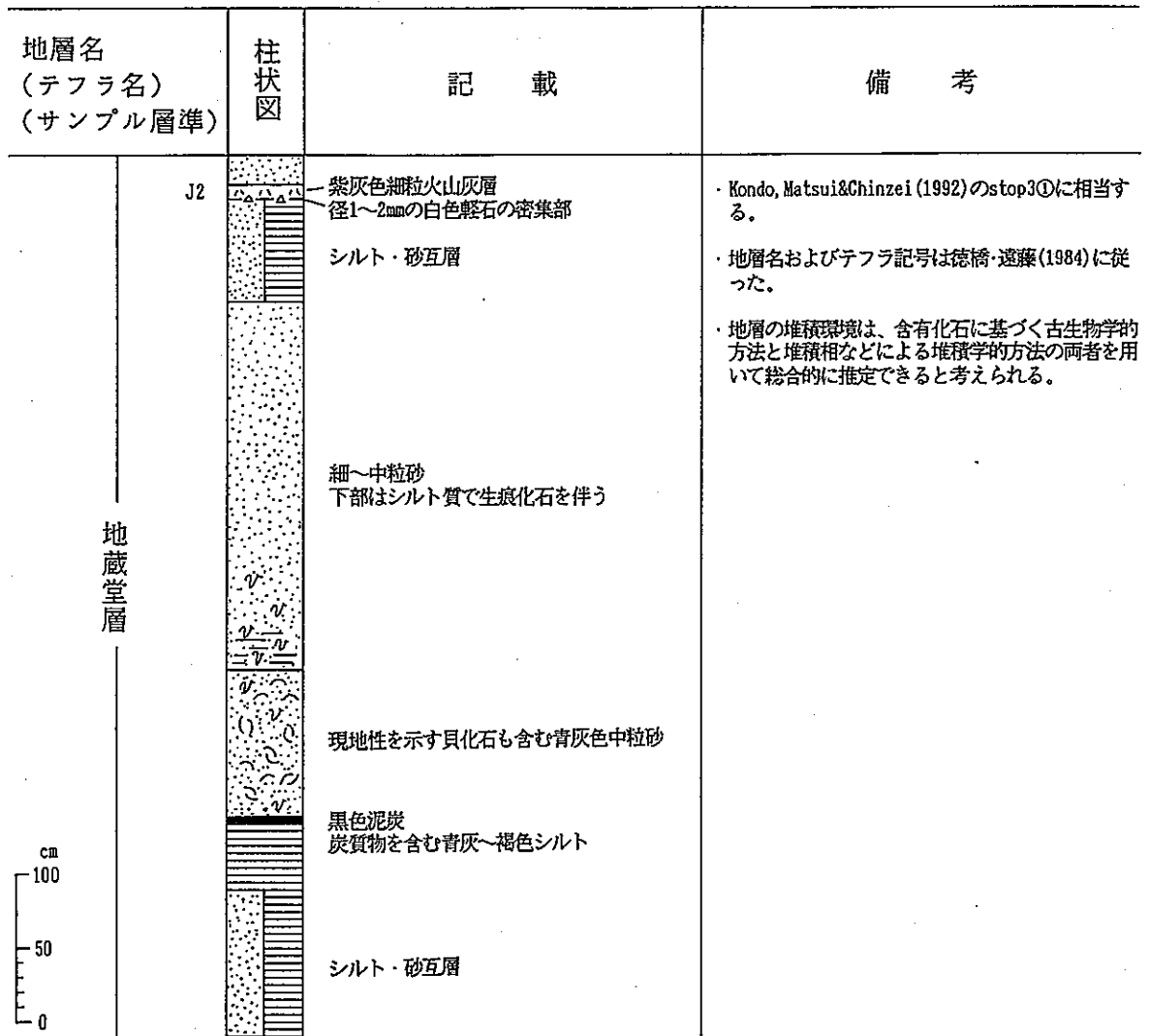


図2. 3-61 露頭観察カード (Loc. 34)



写真63 地蔵堂層中のJ2

J2（標尺の93～100cm間）は地蔵堂層の細粒砂層に挟在し，最下部は径1～2mmの白色軽石からなる軽石層，主部は軽石が散在する紫灰色細粒火山灰からなる。

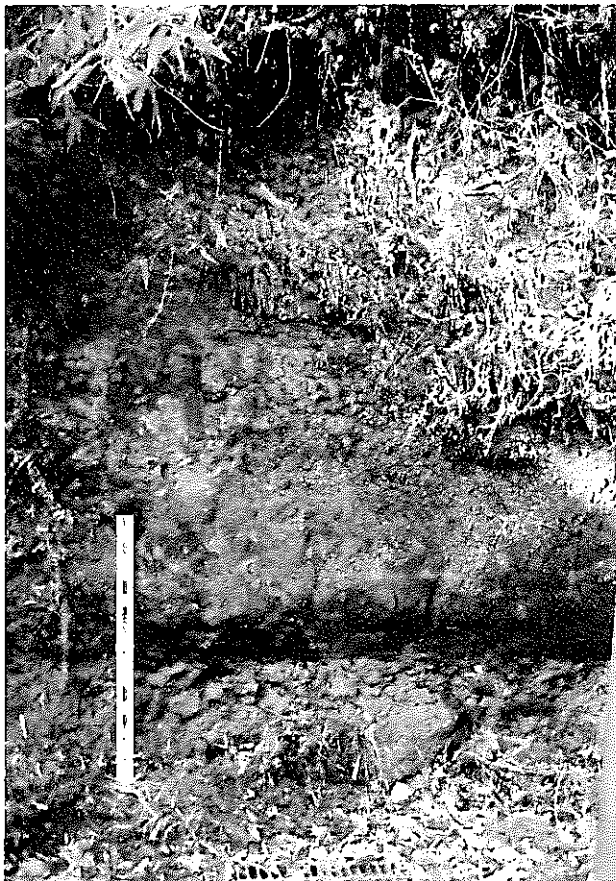


写真64 地蔵堂層の下部層

標尺の40cm以下の部分に青灰色のシルト層，その上位には黒色泥炭層，そのさらに上位には貝化石を含む中粒砂層が重なる。この貝化石層は“泉谷化石帯”と呼ばれ，自生に近い産状を呈する貝化石を含む。

地点番号：Loc. 35 (図2. 3-19参照) 写真番号：写真-65


地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
笠森層 FT↓ Ks11 cm 100 50 0		<p>生痕化石に富む青灰色細粒砂岩</p> <p>新鮮部は桃灰色を呈する細粒凝灰岩</p> <p>パッチ状に桃灰色細粒凝灰岩を伴う細粒砂岩</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・徳橋ら(1983)のFT年代測定用試料採取地点で、地層名およびテフラ記号は彼らに従った。</li> <li>・徳橋ら(1983)は、Ks11中のジルコンを用いてFT年代値<math>0.57 \pm 0.17\text{Ma}</math>を求めたが、町田・新井・杉原(1980)から求めた地質学的参考値よりも古いとみなしている。</li> <li>・Ks11は町田・新井(1992)により広域テフラのKb-Ks(小林-笠森テフラ)とされている。このテフラに同定された火山噴出物のFT年代値とテフラ層位学的位置づけから町田・新井(1992)はその噴出年代を400~500Kaとしている。</li> <li>・地層の堆積環境は、主として微化石などの含有化石に基づく古生物学的方法を用いて推定できると考えられる。</li> </ul>


図2. 3-62 露頭観察カード (Loc. 35)



写真65 笠森層中のKs11(Kb-Ks)

Ks11（写真中央部）は笠森層の細粒砂岩に挟在し、新鮮部で桃灰色、風化して橙色を呈する細粒凝灰岩である。層中には、多数の生痕化石が存在する。

地点番号：Loc. 36 (図 2. 3 - 2 0 参照) 写真番号：写真 - 6 6

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
笠森層		<p>凝灰岩を挟み、生痕化石を伴う青灰～灰色細～極細粒砂岩</p> <p>灰白色砂質凝灰岩 桃灰色細粒凝灰岩</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・徳橋ら(1983)のFT年代測定用試料採取地点で、地層名およびテフラ記号は彼らに従った。</li> <li>・徳橋ら(1983)は、Ks18中のジルコンを用いてFT年代値<math>0.62 \pm 0.14</math>Maを求めたが、町田・新井・杉原(1980)から求めた地質学的参考値よりも古いとみなしている。</li> <li>・地層の堆積環境は、主として微化石などの含有化石に基づく古生物学的方法を用いて推定できると考えられる。</li> </ul>

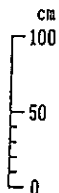


図 2. 3 - 6 3 露頭観察カード (Loc. 36)

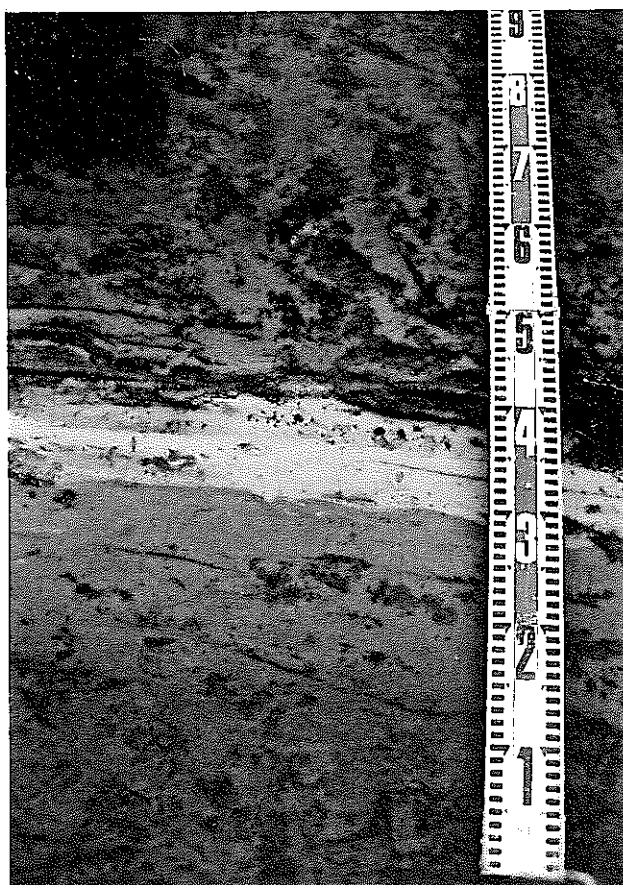


写真66 笠森層中のKs18

Ks18（標尺の30～40cm間）は笠森層の細～極細粒砂岩に挟在し，下部の約5cmの桃灰色細粒凝灰岩と上部の約5cmの灰白色砂質凝灰岩からなる。



地点番号：Loc. 37 (図2. 3-20参照) 写真番号：写真-67

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
笠森層		<p>凝灰岩を挟み、貝化石を含む青灰色砂質シルト岩</p> <p>桃灰~灰色細粒凝灰岩 ゴマシオ状砂質凝灰岩 桃灰色細粒凝灰岩</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・徳橋ら(1983)のFT年代測定用試料採取地点で、地層名およびテフラ記号は彼らに従った。</li> <li>・徳橋ら(1983)は、Ks22中のジルコンを用いてFT年代値<math>0.49 \pm 0.07</math>Maを求め、町田・新井・杉原(1980)から求めた地質学的参考値と調和的であるとしている。</li> <li>・地層の堆積環境は、主として微化石などの含有化石に基づく古生物学的方法を用いて推定できると考えられる。</li> </ul>

図2. 3-64 露頭観察カード (Loc. 37)

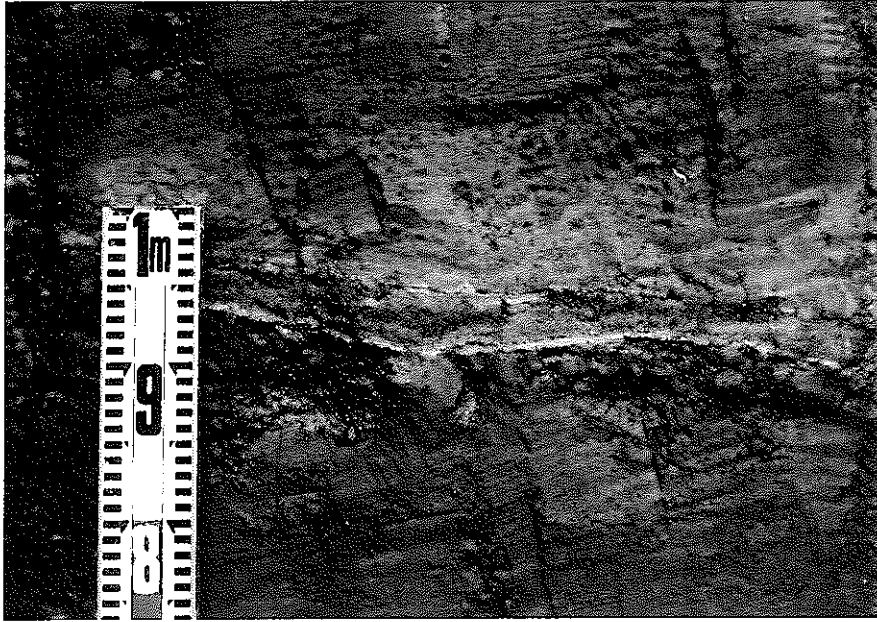


写真67 笠森層中のKs22

Ks22（写真中央部）は笠森層の砂質シルト岩に挟在し、最下部の約0.5cmの桃灰色細粒凝灰岩、下部の約4cmのゴマシオ状砂質凝灰岩および上部の約6cmの桃灰～灰色細粒凝灰岩からなる。

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
<p style="text-align: center;">長南層</p> <p style="text-align: right;">cm 100 50 0</p>		<p style="text-align: center;">シルト岩優勢砂岩・シルト岩互層</p> <p>Ch2</p> <p>桃灰～白色細粒凝灰岩 桃灰色砂質凝灰岩 白色細粒凝灰岩 桃灰色砂質凝灰岩 青灰色シルト岩</p>	<p>・Ch2は町田・新井(1992)で広域テフラのSg-Tg(誓願寺一梅テフラ)に同定されている。Sg-Tgに同定された火山噴出物は東元ら(1985)によりFT年代値570±90Kaが報告されている。</p> <p>・地層の堆積環境は、主として微化石などの含有化石に基づく古生物学的方法を用いて推定できると考えられる。</p>

図 2. 3 - 6 5 露頭観察カード (Loc. 38)



写真68 長南層のCh2(Sg-Tg)

Ch2（写真中央部）はシルト岩優勢の砂岩シルト岩互層に挟在し、下位より1cmの桃灰色砂質凝灰岩、1cmの白色細粒凝灰岩、4cmの桃灰色砂質凝灰岩、6cmの白色細粒凝灰岩からなる。細粒凝灰岩中には生物擾乱が認められる。

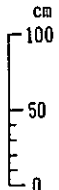
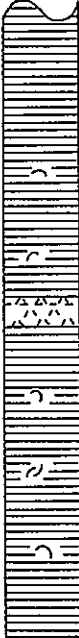
地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
<p>長南層</p> <p>FT Ch3</p> 		<p>凝灰岩を挟み、貝化石を含む砂質シルト岩</p> <p>生物擾乱のある白色細粒凝灰岩 葉理のある白色砂質凝灰岩</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・徳橋ら(1983)のFT年代測定用試料採取地点で、地層名およびテフラ記号は彼らに従った。</li> <li>・徳橋ら(1983)は、Ch3中のジルコンを用いてFT年代値<math>0.91 \pm 0.21\text{Ma}</math>を求めたが、町田・新井・杉原(1980)から求めた地質学的参考値よりも古いとみなしている。なお、試料採取地点は不明だが、鈴木・杉原(1983)はCh3のジルコンを用いたFT年代値<math>0.63 \pm 0.22\text{Ma}</math>を報告している。</li> <li>・地層の堆積環境は、主として微化石などの含有化石に基づく古生物学的方法を用いて推定できると考えられる。</li> </ul>

図 2. 3 - 6 6 露頭観察カード (Loc. 39)

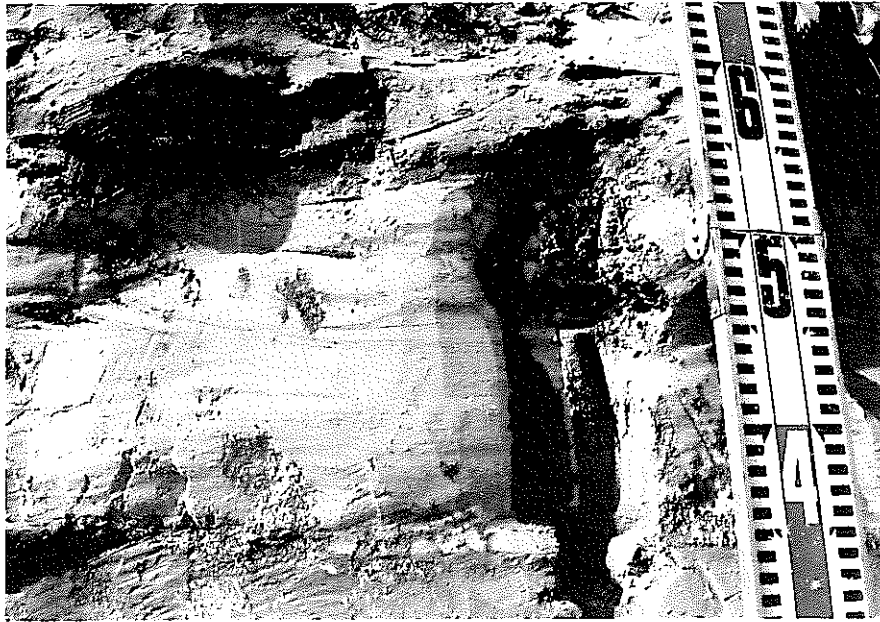


写真69 長南層中のCh3

Ch3（標尺の35～55cm間）は長南層の砂質シルト岩に挟在し、葉理のある下部の約15cmの白色砂質凝灰岩、生物擾乱のある上部の約5cmの白色細粒凝灰岩からなる。

地点番号：Loc. 40（図2. 3-21参照） 写真番号：写真-70

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
柿ノ木台層 cm 100 50 0		凝灰岩を挟む青灰色シルト岩 生物擾乱のある白色細粒凝灰岩 白色砂質凝灰岩	<ul style="list-style-type: none"> <li>・徳橋ら(1983)のFT年代測定用試料採取地点で、地層名およびテフラ記号は彼らに従った。</li> <li>・徳橋ら(1983)は、Ka1中のシリコンを用いてFT年代値<math>1.3 \pm 0.3</math>Maを求めたが、町田・新井・杉原(1980)から求めた地質学的参考値よりも古いとみなしている。</li> <li>・地層の堆積環境は、主として微化石などの含有化石に基づく古生物学的的方法を用いて推定できると考えられる。</li> </ul>

図2. 3-67 露頭観察カード (Loc. 40)

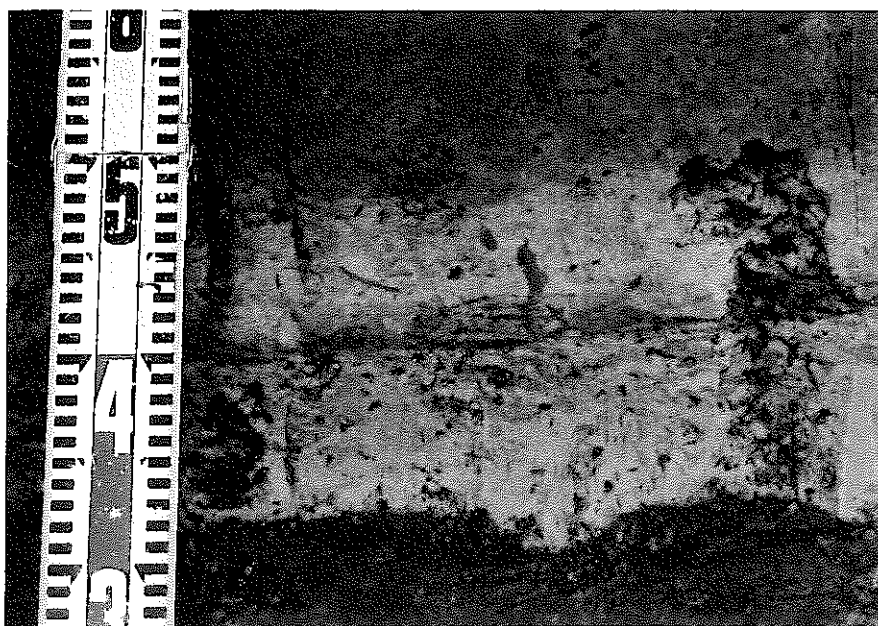


写真70 柿ノ木台層中のKa1

Ka1（標尺の30～50cm間）は柿ノ木台層のシルト岩に挟在し，下部の約10cmの白色砂質凝灰岩，生物擾乱のある上部の約5cmの白色細粒凝灰岩からなる。



地点番号：Loc. 41（図2. 3-22参照） 写真番号：写真-71

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
<p style="text-align: center;">国本層</p> <p style="text-align: right;">cm 100 50 0</p>		<p>シルト岩</p> <p>凝灰岩・シルト岩を挟む青灰色細粒砂岩</p> <p>Ku1 ◊ V 生痕化石のある桃灰色細粒凝灰岩</p> <p>シルト岩</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ Ku1は町田・新井・杉原(1980)で大阪層群の今熊I火山灰との類似性が指摘されている。</li> <li>・ 地層の堆積環境は、主として微化石などの含有化石に基づく古生物学的方法を用いて推定できると考えられる。</li> </ul>

図2. 3-68 露頭観察カード (Loc. 41)

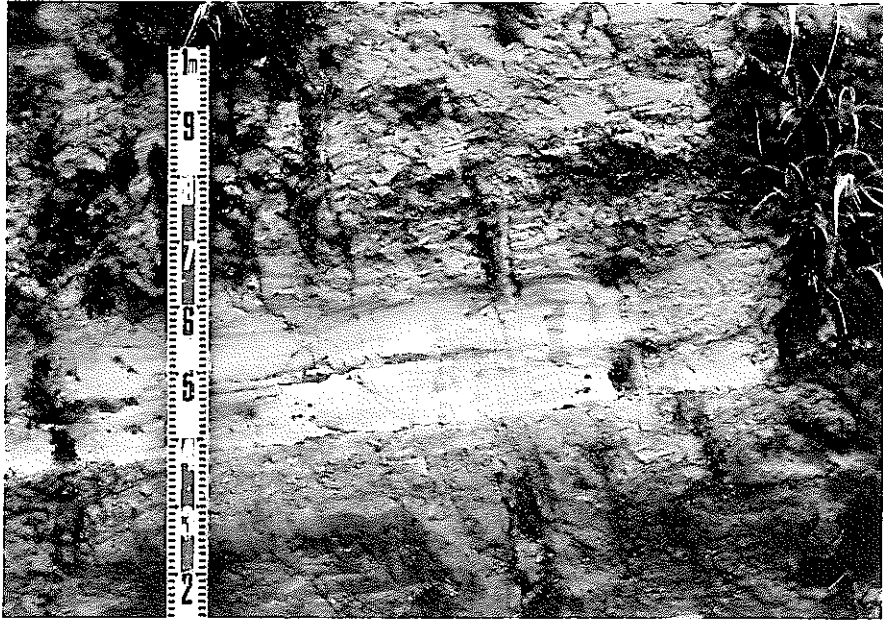


写真71 国本層のKu1

Ku1（標尺の40～60cm間）は国本層の細粒砂岩に挟在する厚さ20cmの桃灰色細粒凝灰岩からなる。

地点番号：Loc. 42（図2. 3-22参照） 写真番号：写真-72, 73

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
<p style="text-align: center;">国本層</p>		<p>凝灰岩を挟む青灰色砂質シルト岩 散点的に貝化石・軽石の密集部を含む</p> <p>Ku6A Ku6B 径1mmの白色軽石からなるゴマシオ状凝灰岩</p> <p>Ku6C 桃灰色細粒凝灰岩</p> <p>Ku6D 径1mmの白色軽石からなるゴマシオ状凝灰岩</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ Ku6Cは町田・新井(1992)で広域テフラのMg-Az(曲アズキ テフラ)に同定されている。Mg-Azに同定された火山噴出物のFT年代値とテフラ層位学的位置関係から町田・新井(1992)はその噴出年代を870Kaと推定している。</li> <li>・ 地層の堆積環境は、主として微化石などの含有化石に基づく古生物学的方法を用いて推定できると考えられる。</li> </ul>

図2. 3-69 露頭観察カード (Loc. 42)



写真7 2 国本層のKu6群

Ku6群は国本層の砂質シルト岩に挟在する4枚の凝灰岩（上位より順にKu6a, Ku6b, Ku6c, Ku6d）からなる。標尺上の2枚の橙～桃灰色軽石凝灰岩が、上位より順にKu6a, Ku6bである。標尺の50～30cmの桃灰色細粒凝灰岩がKu6c（Mg-Az）で、標尺直下の橙～桃灰色軽石凝灰岩が、Ku6dである。

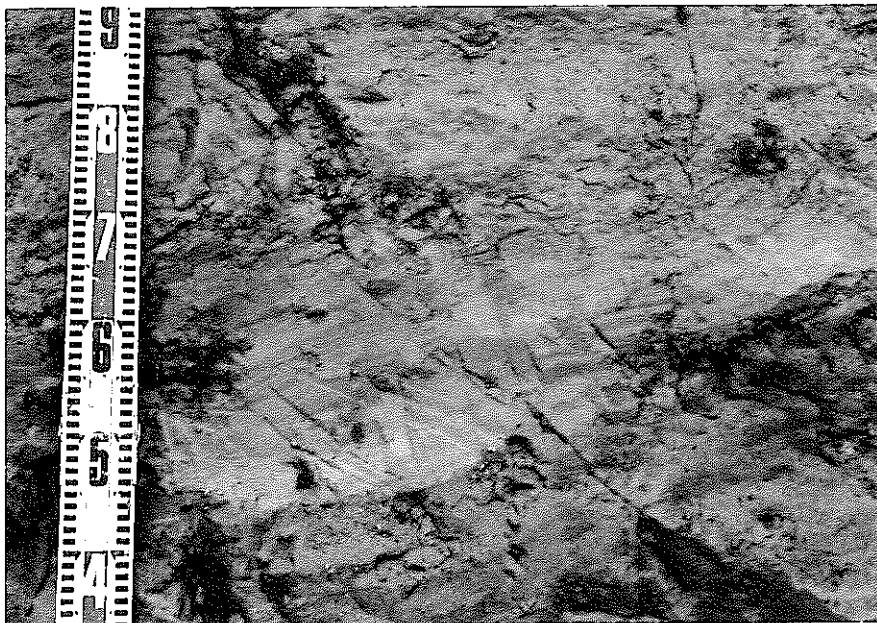


写真7 3 国本層のKu6c（Mg-Az）

写真7 3のKu6c（標尺の45～60cm間）の接写である。Ku6cは10～20cmの厚さを有する。

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
<p>黄和田層</p> <p>Kd16</p> <p>FT</p> <p>CR 100 50 0</p>		<p>灰色シルト岩</p> <p>シルト岩偽礫・貝化石片を含む青灰色中～粗粒砂岩</p> <p>灰色シルト岩</p> <p>白～灰白色細粒凝灰岩 葉理のある凝灰質砂岩</p> <p>灰白～白色細粒凝灰岩</p> <p>葉理のある灰白色凝灰質砂岩</p> <p>灰白色細粒凝灰岩 灰白色凝灰質砂岩 白色細粒凝灰岩の薄層</p> <p>灰色シルト岩</p> <p>シルト岩偽礫・貝化石片を含む青灰色中～粗粒砂岩</p> <p>灰色シルト岩</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・原・楢井(1990)のFT年代測定用試料採取地点で、地層名およびテフラ記号は彼らに従った。</li> <li>・原・楢井(1990)はKd16中のシリコンを用いてFT年代値<math>1.63 \pm 0.31</math>Maを求めた。この値は層位学的考察のもとに鮮新～更新世境界をKd25～Kd20においた中川(1988)の見解と矛盾しない。なお、試料採取地点は不明だが、鈴木・杉原(1983)はKd16のシリコンを用いたFT年代値<math>2.34 \pm 0.22</math>Maを報告している。</li> <li>・地層の堆積環境は、主として微化石などの含有化石に基づく古生物学的方法を用いて推定できると考えられる。</li> </ul>

図2. 3-70 露頭観察カード (Loc. 43)



写真7 4 黄和田層のKd16

Kd16は黄和田層のシルト岩優勢砂岩シルト岩互層に挟在し、灰白色の細粒凝灰岩と凝灰質砂岩からなる。標尺から約10cm上がKd16の基底である。

地点番号：Loc. 44 (図 2. 3 - 2 3 参照) 写真番号：写真 - 7 5

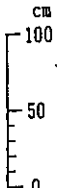
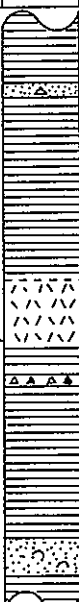
地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
<p style="text-align: center;">黄和田層</p> 		<p>灰色シルト岩 軽石を含み、平行葉理のある粗粒砂岩</p> <p>灰色シルト岩</p> <p>葉理のある灰白色細粒凝灰岩</p> <p>径1~2mmの灰~褐色軽石・スコリアからなる凝灰岩</p> <p>灰色シルト岩</p> <p>貝化石片を含む中~粗粒砂岩</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・原・楢井(1990))のFT年代測定用試料採取地点で、地層名およびテフラ記号は彼らに従った。</li> <li>・原・楢井(1990))はKd18中のシリコンを用いてFT年代値<math>1.71 \pm 0.18\text{Ma}</math>を求めた。この値は層位学的考察のもとに鮮新-更新世境界をKd25~Kd20においた中川(1988)の見解と矛盾しない。</li> <li>・地層の堆積環境は、主として微化石などの含有化石に基づく古生物学的方法を用いて推定できると考えられる。</li> </ul>

図 2. 3 - 7 1 露頭観察カード (Loc. 44)

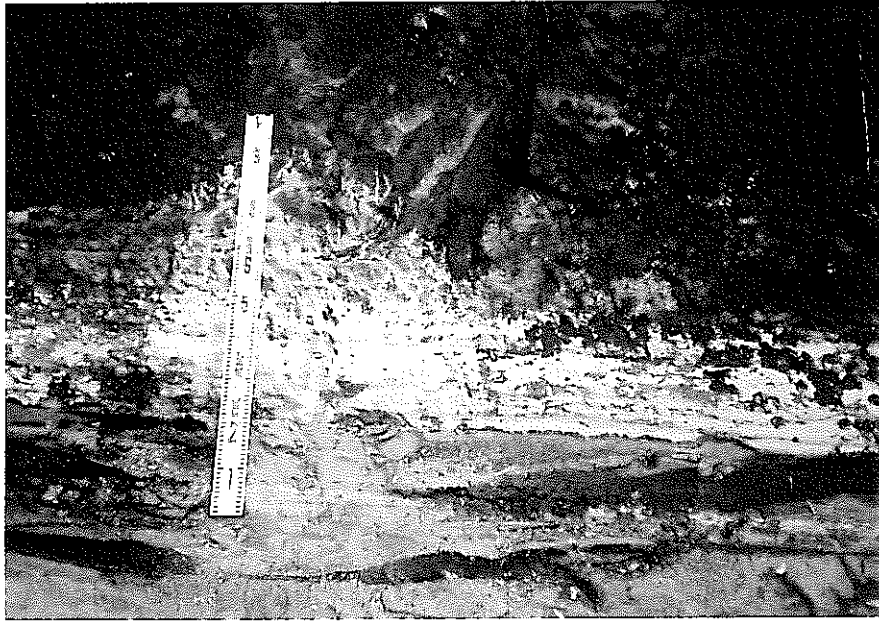


写真75 黄和田層のKd18

Kd18（標尺の20～60cm間）は黄和田層のシルト岩優勢砂岩シルト岩互層に挟在し、葉理のある灰白色の細粒凝灰岩からなる。



地点番号：Loc. 45 (図2. 3-24参照) 写真番号：写真-76

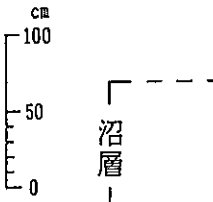

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
		<p>黒色腐植土</p> <p>サンゴ化石・貝化石の密集層</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ Sato et al. (1968)、松島(1979)が<sup>14</sup>C年代値を、小西(1967)がTh/U年代値およびPa/U年代値を報告している地点付近に当たる。</li> <li>・ Sato et al. (1968)はサンゴ化石を用いて4,700±500y. B. P.、7,870±70y. B. P. という<sup>14</sup>C年代値を、松島(1979)はサンゴ層の下位から産する貝化石を用いて7,840±110y. B. P. という<sup>14</sup>C年代値を報告している。</li> <li>一方、小西(1967)はサンゴ化石を用いてTh/U年代値7,400±400、Pa/U年代値6,300±1,000、9,400±1,200を報告している。ただし、この年代値は大村(1988)によれば、信頼限界を越えた値とされる。</li> <li>・ 年代測定用の試料は容易に採取できる。</li> <li>・ 地層の堆積環境は、主として含有化石に基づく古生物学的方法を用いて推定できると考えられる。</li> </ul>

図2. 3-72 露頭観察カード (Loc. 45)

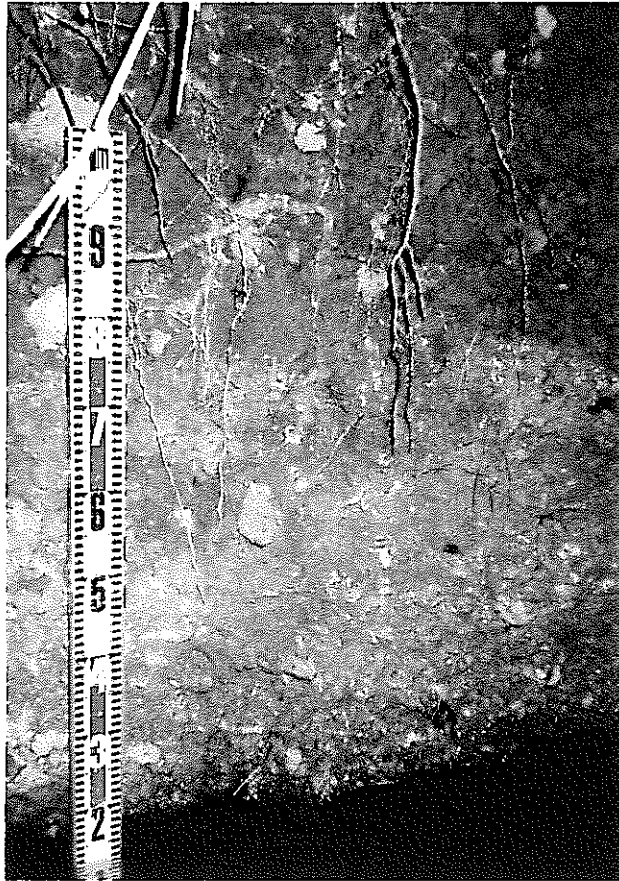


写真76 沼層の化石産状

標尺の80cmより下の部分が“沼サンゴ化石層”で、サンゴ化石や貝化石が入り乱れて産する。

地点番号：Loc. 46 (図 2. 3 - 2 4 参照) 写真番号：写真 - 7 7

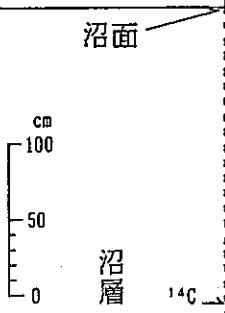
地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
		<p>標高約20mの平坦面</p> <p>サンゴ化石は基盤に付着し、現地性の産状を呈する</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・星野(1967)およびOmoto(1976)が<sup>14</sup>C年代値を報告している地点に相当し、県の天然記念物に指定されているところである。</li> <li>・彼らは貝化石およびサンゴ化石を用いて5,970±170~6,160±120y. B. P. という<sup>14</sup>C年代値を報告している。</li> <li>・年代測定用の試料は容易に採取できる。</li> <li>・地層の堆積環境は、主として含有化石に基づく古生物学的方法を用いて推定できると考えられる。</li> </ul>

図 2. 3 - 7 3 露頭観察カード (Loc. 46)



写真77 沼サンゴ化石の産状

沼層中のサンゴ化石は底質に付着して自生の産状を示す。このサンゴ群は県指定の天然記念物となっている。

地点番号：Loc. 47（図2. 3-25参照） 写真番号：写真-78

地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
cm 100 50 0 岡瀬田層		貝化石を含む青灰色シルト	<ul style="list-style-type: none"> <li>・中田ら(1980)が<sup>14</sup>C年代値を報告している地点付近にあたり、横田(1978)の岡瀬田層に相当する。</li> <li>・地層名は、横田(1978)に従った。</li> <li>・中田ら(1980)は標高4.5~7.5mから産する貝化石を用いて7,450±150~7,290±150y. B. P. という<sup>14</sup>C年代値を報告している。</li> <li>・年代測定用の試料は容易に採取できる。</li> <li>・地層の堆積環境は、主として含有化石に基づく古生物学的方法を用いて推定できると考えられる。</li> </ul>

図2. 3-74 露頭観察カード (Loc. 47)



写真78 岡瀬田層のシルト層

岡瀬田層のシルト層には上部浅海帯を示唆する貝化石が自生の産状で産する。

地点番号：Loc. 48 (図 2. 3 - 2 5 参照) 写真番号：写真 - 7 9

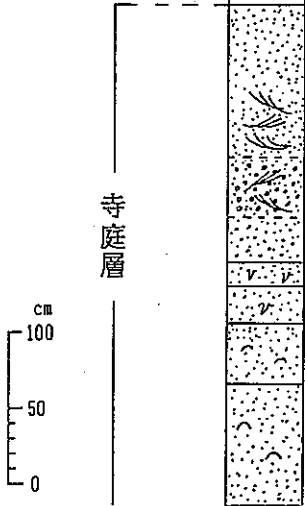




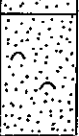
地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
<div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="writing-mode: vertical-rl; margin-right: 10px;">寺庭層</div>  </div>		<p>黒色腐植土</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・中田ら(1980)および横田(1978)が<sup>14</sup>C年代値を報告している地点付近に当り、後者の寺庭層に相当する。</li> <li>・地層名は、横田(1978)に従った。</li> </ul>
		<p>赤褐色に風化した中～粗粒砂 斜交築理が発達する</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・横田(1978)は標高12mで産した貝化石を用いて4,640±90y. B. P. という<sup>14</sup>C年代値を、中田ら(1980)は標高17mで産した貝化石を用いて3,230±105y. B. P. という<sup>14</sup>C年代値を報告している。</li> <li>・年代測定用の試料は容易に採取できる。</li> </ul>
		<p>径1～5cmの円礫からなる礫層</p>	
		<p>暗灰色中～粗粒砂 生痕化石のある細粒砂</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・地層の堆積環境は、含有化石に基づく古生物学的方法と堆積相などによる堆積学的方法の両者を用いて総合的に推定できると考えられる。</li> </ul>
		<p>生痕化石のある中～粗粒砂</p>	
		<p>貝化石片を含む褐灰色細粒砂 貝化石を含む暗灰色中～粗粒砂</p>	

図 2. 3 - 7 5 露頭観察カード (Loc. 48)

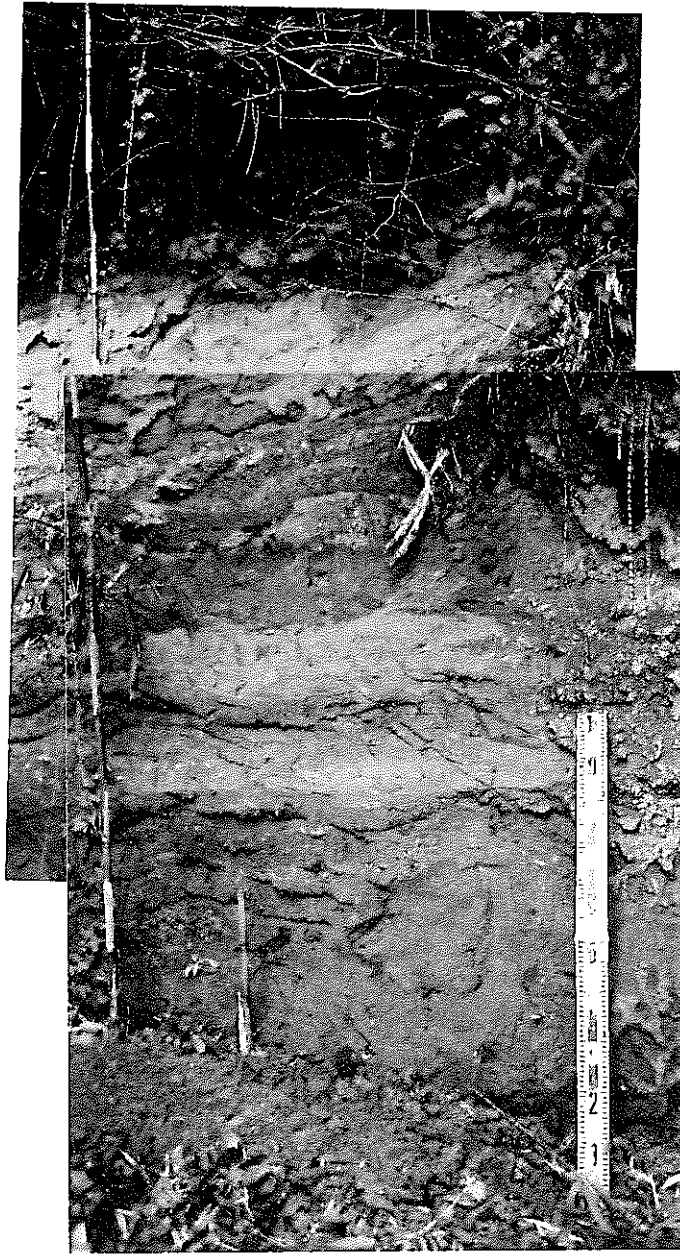


写真79 寺庭層の砂層

標尺のある砂層中には潮間帯～上部浅海帯を示唆する貝化石が異地性の産状で産する。また、やや細粒な部分にはサンドパイプがみられる。



地点番号：Loc. 49 (図2. 3-26参照) 写真番号：写真-80, 81

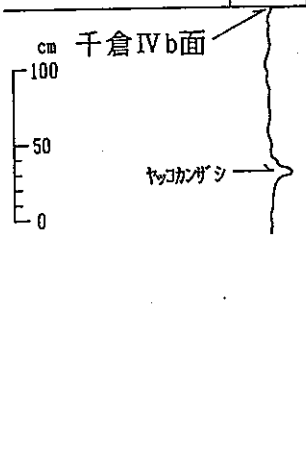
地層名 (テフラ名) (サンプル層準)	柱状図	記 載	備 考
		<p>標高約8mの平坦面</p> <p>標高約7mのノッチ内のヤッコカンザシ密集帯</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・茅根・吉川(1986)の千倉IVb段丘面のうち茅根・山室・松本(1987)のG群の産地にあたる。</li> <li>・茅根ら(1987)はG群のヤッコカンザシを用いて159~510y. B. P. という<sup>14</sup>C年代値を求めたが、このうち379~510y. B. P. の値を示した試料については変質を受けていたものと判定し、G群の形成年代を約159y. B. P.、即ち元禄地震時と考えた。</li> <li>・年代測定用の試料は容易に採取できる。</li> <li>・茅根ら(1987)は現生のヤッコカンザシの観察結果からヤッコカンザシ密集帯の上限高度が平均海面から+0.1±0.1mの高度にあると結論づけている。それゆえ、ベンチなどに基づく地形学的方法とヤッコカンザシなどによる古生物学的的方法の両者を用いて地形面の形成環境を推定できると考えられる。</li> </ul>

図2. 3-76 露頭観察カード (Loc. 49)



写真80 千倉IVb段丘面

標高約8mの平坦面で、段差崖にはヤッコカンザシの遺骸群が認められる。

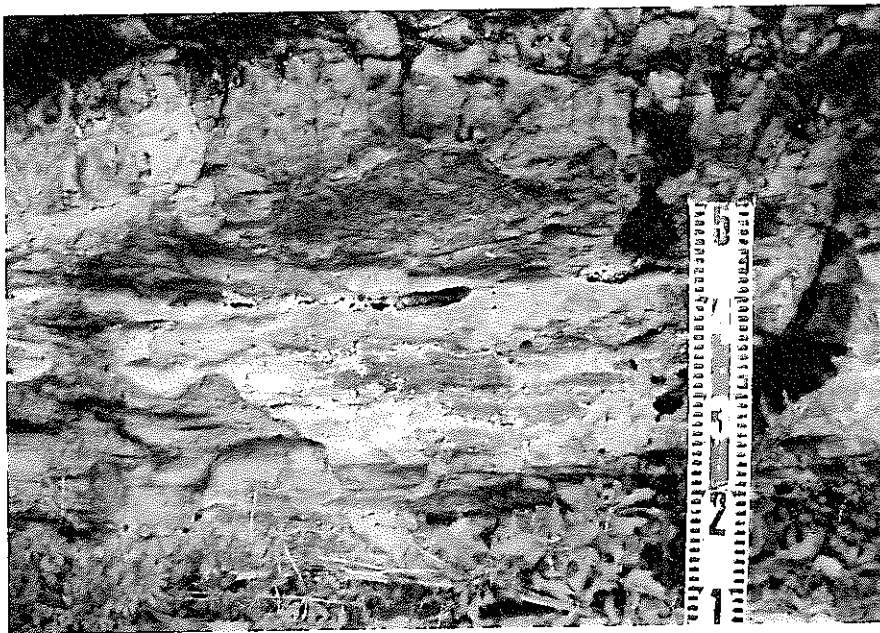


写真81 ノッチ内のヤッコカンザシ群

写真80で示した段差崖のノッチ内にヤッコカンザシが密集して産する（標尺の40cm付近）。

## 2. 4 まとめ

本節では、前節までの結果を考慮して次年度以降の研究対象地域・地層について考察する。

### 2. 4. 1 研究対象の地層・地形面

2. 1節で述べたように、沿岸地域の第四系は、地殻変動と海水準変動を反映した層相や地層群からなる。海水準変動は汎世界的な動きなので、各地域の第四系地層の堆積相や重なり方の違いは、各地域の地殻変動の違いに依存すると考えられる。例えば、房総半島中・東部は木下層堆積前（約15万年前）までは一貫して沈降域で、その後隆起に転じて現在に至っていると推定されているのに対して、横浜・三浦半島北部地域は上倉田層堆積以降（約40万年前）少なくとも下末吉面形成時（12～13万年前）までの間は、地殻変動に対して相対的に中立（安定）と推定されている。このような地殻変動を絶対量で表すためには、2. 2節で述べたように、基準面・基準層から推定される旧海水面の現在の高度から当時の海水準変動量を差し引いて求める方法が一般に採用されている。そこで、地殻変動の時間的変遷を追跡するには、様々な時期の海水準変動量が既知でなければならない。しかし、現在のところ、海水準変動量が信頼性のある値として提示されているのは、最終間氷期と完新世海進最高頂期の2つの時代のみである。したがって、今後の研究を進めていく上で、信頼性の高い資料を得るためには、上記の2つの時期に形成された地層または地形面を対象にして調査・研究していくことが重要であると判断した。

さらに、この時期の地層や地形面は日本全国に広く分布していることが知られているので、将来、関東地方南部で確立された方法を他の地域へ十分に応用することが可能であると考えられる。

### 2. 4. 2 研究対象地域

上記の時期に形成された地層や地形面は、関東地方南部（房総—三浦半島）に広く分布するが、その保存状態や露出状況は地域によって大きく異なる。2. 3節で述べたように横浜地域は、丘陵地の宅地化などの大規模な開発、土地造成が進められ、原地形面が保存されておらず、また、露出状況も極めて悪い。一方、三浦半島地域は、比較的原地形が保存されてはいるものの、地層の露出状況は悪い。それに対して、房総半島地域は、原地形面や地層がより良く保存されている傾向にある。これらのことから、次年度以降の研究対象地域として房総半島地域を選定した。

以上の考察結果から選定される房総半島地域の最終間氷期の地層（地形面）および完新

世最高頂海進時の地層（地形面）は、それぞれ、木下層（木下層）と沼層（沼面）である。一般に海成の基準面・基準層から旧海水面は、サンゴ化石・貝化石などの生物学的示標、汀線アングル・ベンチなどの地形学的示標、および堆積相などの堆積学的示標を用いて総合的に推定されている。上記の木下層（木下面）と沼層（沼面）は、これらの示標を総合的に用いることが可能であることから考えても、次年度以降の研究対象として最適な基準層（基準面）と考えられる。

### 3. 第四紀における隆起・沈降運動の諸特徴

#### 3. 1 最新（1991年以降）の日本列島の隆起・沈降運動に関する事例研究

日本列島における隆起・沈降運動の特徴を把握するために、前回実施した研究事例の検討に引き続いて、1991年以降の最新の研究成果、すなわち、ある地域（場所）における地殻変動を考察する上で、地形・地質学的手法ならびに測地学的手法を用いて、ある程度信頼性のある地殻変動速度を求めた事例研究を対象に文献調査を行った。

1991年以降においては、地形・地質学的手法を用いて、上記内容に関する研究が行われたものは皆無である。

一方、測地学的手法を用いた研究、とくに人工衛星による精密測位システム(GPS)観測に基づいて解析された地殻の上・下変動に関する研究（以下GPSと略記する）成果が近年徐々に公表される傾向にある。

本節では、GPSから変動速度を求めた仙石(1992)および島田他(1992)の2研究、水準測量成果を基にして地殻変動を時空間的に考察した石井(1991)およびMinematsu(1992)の研究について説明する。

##### 3. 1. 1 GPSによる研究

###### (1) 仙石(1992)の研究（表3. 1-2）

海上保安庁では、1990年2月から相模湾周辺域、すなわち、伊豆大島、真鶴、剣埼においてGPS観測を行っている。この観測は、比較的長い（約50km）基線の動きを監視することによって、プレート境界周辺における歪の蓄積を測定し、プレート運動モデルとの比較を行うとともに、地震・火山活動との関連を調査することを目的としている。

1990年5月から1992年4月までに得られた観測データを基に解析された成果を表3. 1-1に示し、その中から上・下変動に関するものだけを抽出して表3. 1-2にまとめて示す。

表3. 1-1 推定された基線ベクトルの変化速度（仙石, 1992）

基本ベクトル		変化速度 (cm/year)		
終 点	始 点	東向き成分	北向き成分	上向き成分
真 鶴	大 島	1.0 ±1.3	-2.6 ±0.6	-1.7 ±1.1
剣 埼	大 島	-0.4 ±1.3	-1.8 ±0.5	-0.2 ±1.0
剣 埼	真 鶴	-1.5 ±1.4	0.8 ±0.6	1.5 ±1.2

表3. 1-1に示されるように、南北方向の決定精度が他に比較して良いが、これは、日本周辺ではGPS衛星の配置が南北方向に分布することが多いためと考えられる（仙石、1992）。測定値のバラツキは、南北成分については約2cm(0.4ppm)、東西成分と上下成分については約5cm(1ppm)程度であるとしている。

#### (2) 島田他(1992)の研究(表3. 1-3)

防災科学技術研究所は、1988年3月末にGPS干渉計を利用した、10ヶ所の観測点からなる固定点地殻変動観測網(図3. 1-1)を関東・東海地域に導入した。この方法は、従来、米国等において研究・開発されてきたGPS測量による地殻変動の検出手法とは異なり、短期間における広域地殻変動の検出や群発地震・火山活動等の地殻活動時の連続的な観測のためには固定点連続観測方式が優れている(Shimada et al., 1989)とされる方法である。とくに、この方式では観測数が多いので、統計的に短期間で高い分解能をあげることができるとされている。

島田他(1992)は、上記観測方式導入当初の1988年4月～1989年8月の一年余りの期間の観測データを解析し、関東・東海の観測点における水平変位速度および上・下変動の検出を行った。この成果の中から、上・下変動に関するものだけを抽出し、表3. 1-3および図3. 1-2に整理して示す。

表3. 1-3に示すように、下田観測点では約1cm/年の沈降傾向が認められるが、この沈降速度は、最近の約10年間に頻繁に行われている伊豆半島地域の水準測量結果からの推定では、下田観測地点付近は、1988～1989年頃は1cm/年程度沈降しており(桑山・藤井, 1990)、この結果とGPSの成果とは矛盾しないとしている。また、本川根観測点では、約2cm/年という顕著な隆起を非常にはっきりと捉えている。同観測点は赤石山脈の南端に位置している。赤石山脈は、第四紀において日本国内で最も大きな隆起を起こした地域として、地形学・地質学的に有名であるが、非常に急峻な山岳地帯なので、従来の水準測量による方法では測地学的に最近の上・下変動が検出できなかった。今回のGPSを用いた観測手法の開発によって初めて、このような顕著な隆起活動が明らかになったとしている。さらに、初島観測点では、観測当初から1989年5月の群発地震までの期間については、約2cm/年の隆起が検出された。伊豆半島東北部では、伊東を中心の一つとして、15年以上前から顕著な隆起活動が続いていることが、水準測量によって明らかになっている。初島でも、検潮観測によって、1985年頃から3～4cm/年の速度の隆起が観測されている(Tada and Hashimoto, 1991)。上記のGPSによる観測結果は、このような従来の検潮観測の結果と調和的であるとしている(島田, 1992)。

### 3. 1. 2 水準測量成果による研究

#### (1) 石井(1991)の研究(表3. 1-4)

伊豆半島の隆起の時間・空間的変動に関して、1890年から1988年まで石井(1989)に報告されている内容については、前回報告したとおりである(大和地質研究所, 1992)が、その後石井(1991)は、1990年までの水準測量成果を加えて、1980年~1990年の10年間の伊豆半島の上・下変動について解析した。その結果は、表3. 1-4および図3. 1-3に示すとおりであり、積算された隆起のピークは解析期間の10年間で24cmに達し、隆起のピーク的位置は解析期間の始めには内陸にあったが、その後東側の海岸の富戸付近に移動して固定し、1989年7月の海底噴火後は富戸より10km北の伊東付近に位置したとしている。

#### (2) Minematsu(1992)の研究(表3. 1-5)

1946年に発生した南海道地震以降の四国地方における地殻の上・下変動を、Minematsu(1992)は1947年~1983年にわたる36年間の一等水準測量データと検潮データを基に解析して、同地方の時空間的推移を考察した。その結果は、表3. 1-5および図3. 1-4に示すとおりである。Minematsu(1992)は、四国地方における地殻の上・下変動の特徴として、室戸岬が早い時期からほぼ一定の割合で沈降していること、また足摺岬付近で局所的な沈降を伴うものの四国西南部における大規模な隆起が間欠的に起きていること等を挙げている。さらに、これらの事実から、四国地方の最近の地殻変動は単純な地震周期モデルでは説明できないと述べている。

なお、Minematsu(1992)は、四国地方の地殻上・下変動の時空間的な変化を効果的に表現するために、コンピュータ・グラフィックスを用いて図形処理を行った(図3. 1-5)。

表3. 1-2 地形・地質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
仙石他(1992)	相模湾周辺域 真鶴 剣埼 剣埼	1990年5月～1992 年4月		-17±11 -2±10 15±12	大島観測点を固定 大島観測点を固定 真鶴観測点を固定

<解析方法>

海上保安庁では、1990年2月から相模湾周辺の伊豆大島、真鶴、剣埼においてGPS観測を行っている。また、同観測は、ほぼ6時間、同一の時間帯において同一衛星の組み合わせを週に1回ないし2回の割合で行っている。解析は、トリンプル社から提供されているTRIMV BC(Rev. D)を用いて、三重差による解析を行っている。電離層の影響は、2周波のデータを用いることによって消去している。解析は1基線毎に行う。このとき、どちらかの観測点の位置を固定する必要があるため、大島-真鶴基線と大島-剣埼基線の解析では大島を、真鶴-剣埼基線の解析では真鶴の位置をそれぞれあらかじめ行ったGPSテスト観測の成果に固定している。これは、固定点の採用経緯度の誤差に起因する系統誤差を除去するためである。

<測地学的地殻変動(10~10<sup>2</sup>)年と地形・地質学的地殻変動(10<sup>3</sup>~10<sup>6</sup>)年との関連性>

上記の関連性については言及されていない。



表 3. 1 - 3 地形・地質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
島田他(1992)	関東・東海 下田観測点 本川根観測点 初島観測点	1988年4月～1989年8月の17カ月間		約-10 約+20 約+20	

### <解析方法>

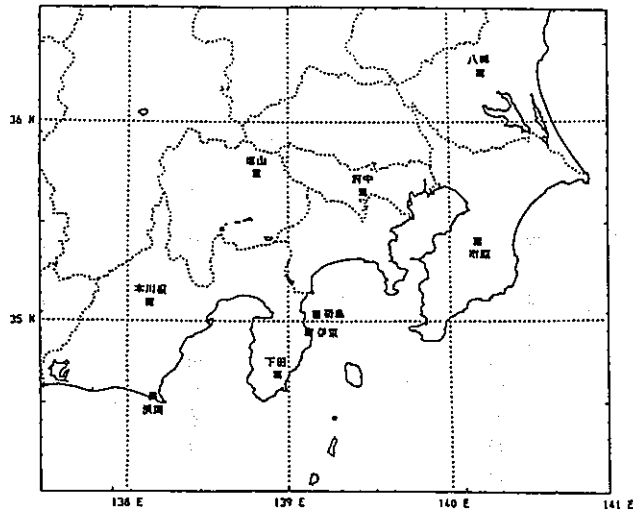
GPS観測網導入当初の17カ月間(1988年4月～1989年8月)の経年的な地殻変動の解析を行った。解析に用いた8ヶ所のGPS観測点の配置を伊東観測点とともに図3.1-1に、解析結果を図3.1-2に示す。

解析では、17カ月の間、毎日得られた観測データのなかから、概ね15日間で連続した2日間のデータを選び、解析した。GPS干渉観測において、基線ベクトルの正確な測定には、GPS受信装置が追跡するGPS衛星の軌道要素が、正確にわからなければならない。しかし、最近のGPS観測データの解析方法ではGPS衛星電波の受信データ(位相データ)から、基線ベクトル値とともに、衛星軌道要素の補正值も同時に解くことができるので、測地学的に適切な手法を駆使して解析すれば、解析の初期値として用いた軌道要素の誤差は、必ずしも基線ベクトルの測定結果に大きく影響を与えない。本解析で連続した2日間の観測データを解析に用いることにしたのは、1日だけの観測データを用いるより、2～4日間の連続したデータを用いた方が、軌道要素の補正值を正確に測定しやすくなるからである。

また、衛星軌道要素の誤差を補正するためには、各観測点の地球上での位置が正確に解っていなければならない。このため、本解析の前段階として、1988年11月に行われた国際協同GPS観測実験「GOTEX-1」の7日間のグローバルな20ヶ所の観測データを、関東・東海観測網の観測データとともに解析して、北米大陸東部のWestfordを固定点としたときの、関東・東海観測網の7観測点の地心座標系(「SV5座標系」)における精密位置を20cmの誤差で、また、観測網内の観測点間の相対位置を、2cmの誤差で決定することができた。この結果、関東・東海観測網では、従来GPS精密測距において観測上不可欠と考えられていた、VLBI(超長基線干渉計)やSLR(人工衛星レーザー測距)を使って求めた基準観測点を用いなくとも、精密基線測定が可能となった。

### <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、関東・東海GPS固定点観測網による観測成果は、GPS固定観測網が、関東・東海地域のようなプレート収束域における短期間の広範囲な3次元的な地殻変動を5mm程度の測定精度で連続的に測定できることを明らかにし、群発地震・火山活動のような短周期の地殻活動から経年的なプレート運動・プレート形成までを検出できることが実証されたとしている。



防災科学技術研究所の関東・東海地域 GPS 固定点地殻変動観測網 (本報で解析した観測点).

図 3. 1-1 解析に用いた GPS 観測点の配置 (島田他, 1992)

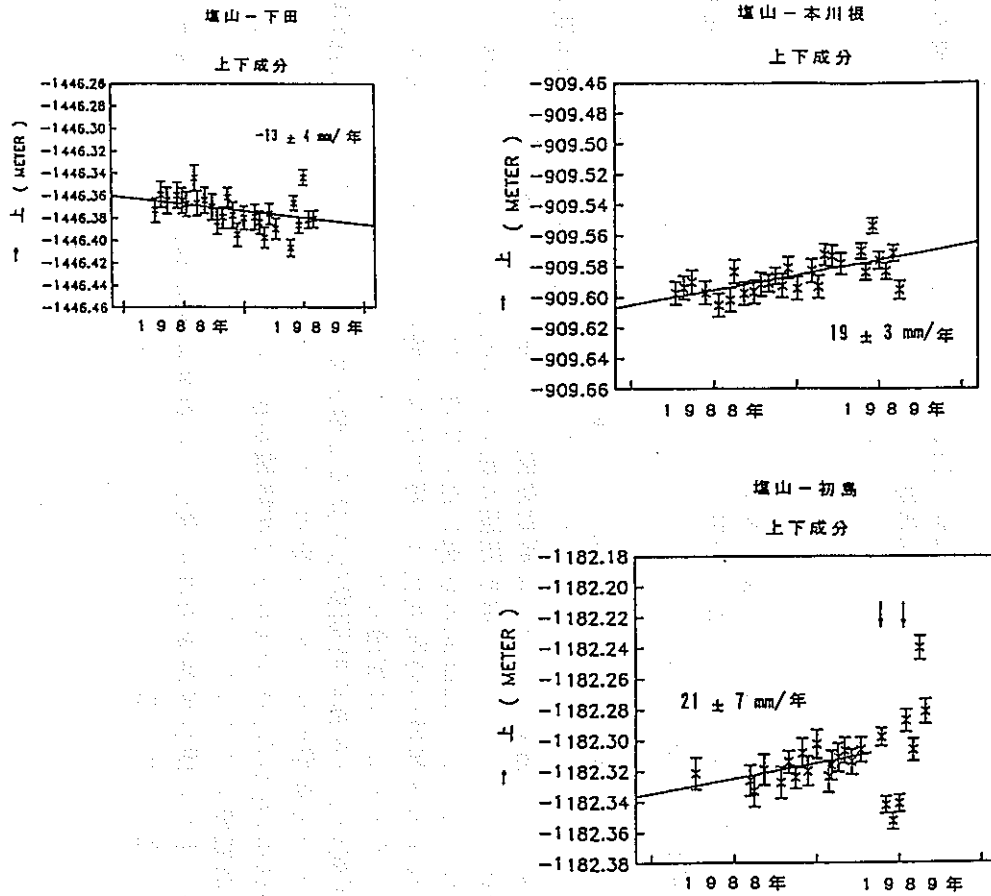


図 3. 1-2 下田, 本川根および初島観測点の塩山固定点に対する上下変動 (島田他, 1992)

表 3. 1 - 4 測地学的手法に基づく地殻変動 (石井, 1991)

文 献	地 域	解析期間	変動量 (m)	年平均変動速度 (mm/y)	備 考
石井(1991)	伊豆半島	1980~1990年の 10年間	最大0.24	最大24	

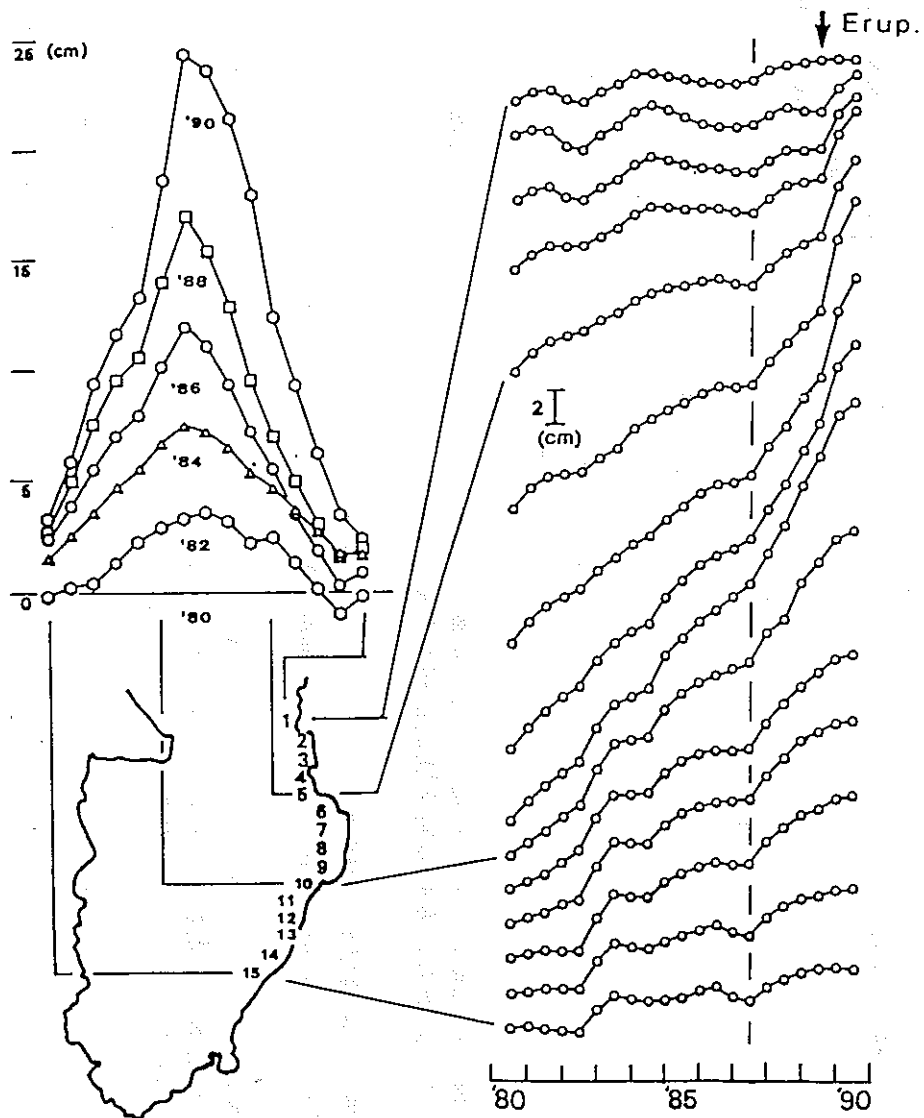
<解析方法>

伊豆半島の隆起の時間・空間的変動について、1980年から1988年まで石井(1989)に報告されている内容を前回の報告書(大和地質研究所, 1992)で紹介したが、石井(1991)は、その後1990年までの国土地理院による水準測量の成果を加えて伊豆半島の上下変動について解析した(図3.1-3)。

<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、伊豆半島の過去約10年間の異常隆起について以下のように考察している。

- ① 積算された隆起のピークは解析期間の10年間で24cmに達した。
- ② 隆起のピーク的位置は解析期間の始めには内陸にあったが、その後、東側の海岸の富戸付近に移動して固定し、1989年7月の海底噴火後は富戸より10km北の伊東付近に位置した。
- ③ 東海岸の隆起域の時間変化は一様ではなく時間的に変動しているが、1987年から全点で加速し、海底噴火直前には噴火地点に近いところのみさらに加速した。
- ④ 1年間の上下変動の時間変化を見ると噴火地点に近いところでは1987年頃から加速し、その後停滞し、噴火直前に加速して噴火に至るといった典型的なパターンを示した。
- ⑤ 1986年1月から1987年6月まで沈降域が伊豆半島全域に広がり、その後東海岸の富戸付近に大きなピークをもつ隆起域が広がった後、海底噴火に至った。
- ⑥ 1978年から伊豆半島東方沖に発生した群発地震は20回であるが、解析した期間の範囲では隆起のピークが東側の富戸付近にあるときに発生している。



Spatial and temporal variation of vertical displacements along the east coast of the Izu Peninsula from 1980 to 1990.

図 3. 1 - 3 伊豆半島東岸の時間的・空間的上下変動図 (石井, 1991)

表3. 1-5 測地学的手法に基づく地殻変動 (Minematsu, 1992)

文 献	地 域	解析期間	変動量 (m)	年平均変動速度 (mm/y)	備 考
Minematsu(1992)	四国地方	1947~1983年			各地域の変動速度はMatsuyamaのBM4536(ベンチマーク)を固定点とした場合の相対速度である
	Matsuyama			-3.2	
	Takamatsu			-0.7	
	Komatsushima			+14.0	
	Tosashimizu			+2.0	
	Uwajima			+8.8	
	Kochi			+13.3	
	Tosakure				

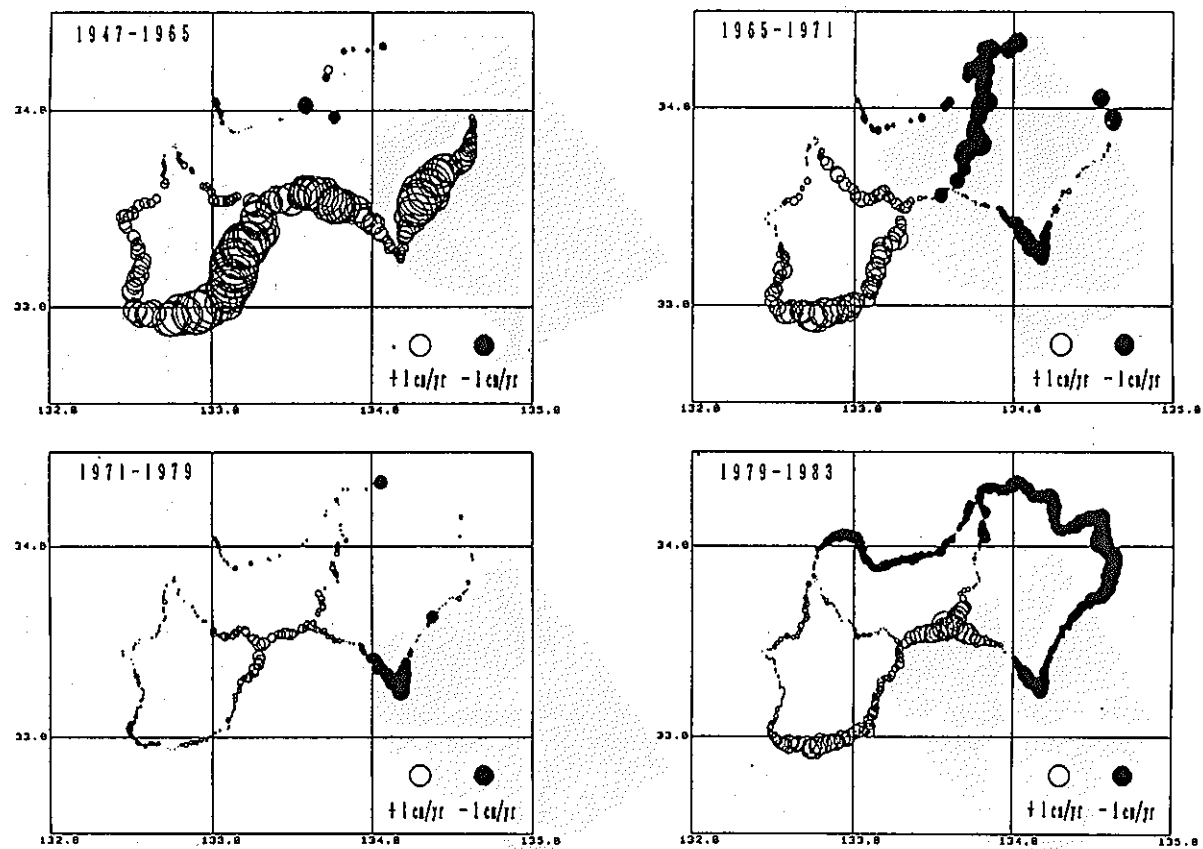
<解析方法>

1946年に発生した南海道地震以降の四国地方における地殻の上下変動を、1947~1983年間にわたる国土地理院による一等水準測量データと験潮データを基に解析して、同地方の変動の時空間的推移を考察した(図3.1-4)。

<測地学的地殻変動(10~10<sup>2</sup>年)と地形・地質学的地殻変動(10<sup>3</sup>~10<sup>6</sup>年)との関連性>

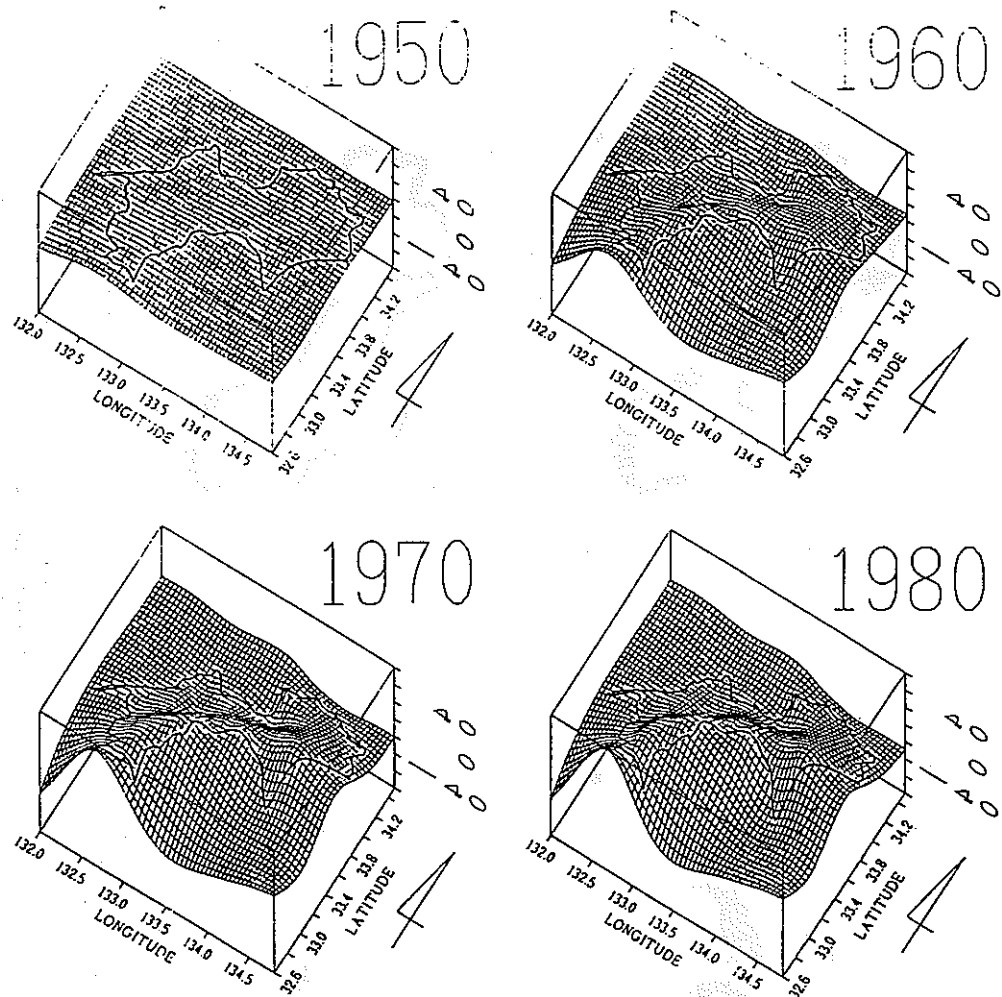
上記の関連性については記述されていないが、四国地方の最近の地殻変動は、単純な地震周期モデルでは説明することができないと述べている。

なお、Minematsu(1992)は、“最近における四国地方の地殻上下変動とその時空間表示 Part2.時空間図形表示”の中で、四国地方の地殻上下変動の時空間的な変化を効率的に表現するために、コンピューター・グラフィックスを用いた方法を採用し(図形処理はパッケージ・プログラムであるCGMSを利用)、その結果を図3.1-5に示した。



Distribution of annual rates of vertical crustal movements in Shikoku for consecutive four periods. (a) Period 1 (1947-1965), (b) Period 2 (1965-1971), (c) Period 3 (1971-1979) and (d) Period 4 (1979-1983). Closed and open circles denote subsidence and upheaval, respectively, with amounts proportional to their radii.

図 3. 1 - 4 四国地方の1947-1983年間に於ける時空間的地殻変動 (Minematsu, 1992)



Examples of graphic representation of accumulated vertical crustal movements in Shikoku district since 1947. The unit of the numerals on Z-axis is in centimeters. The arrow and large numeral indicate the northward direction and the epoch of the representation, respectively.

図3. 1-5 四国地方の1947-1983年間に於ける  
時空間的地殻変動のグラフィック表示 (Minematsu, 1992)



### 3. 2 まとめ

前節で述べたように、最新（1991年以降）の日本列島の隆起・沈降に関する事例研究をみると、地形・地質学的手法を用いた研究は皆無である。一方、測地学的手法を用いた研究が数編みられるが、その中で、とくに GPSによる地殻の上・下変動に関する研究報告が近年徐々に増す傾向にある。

前節で説明したGPSの観測成果に基づいた2つの研究事例は、プレート収束域における短時間の広範囲な3次元的地殻変動を高精度で連続的に測定できることを明きらかにし、群発地震・火山活動のような短周期の地殻活動から経年的なプレート運動およびプレート変形まで検出できることを実証するとともに GPS観測手法の有効性も実証した例と考えられる。しかし、GPS観測手法では、未だ効率的なデータ解析の手法が確立されておらず、ルーチン的な観測データの解析処理法は開発途上である（島田他, 1992）。また、地震予知・火山噴火予知を目的とするには、精度はまだ十分とはいえない（千石, 1992）。したがって、GPS観測手法の開発等の研究開発は、今後も世界各地でますます活発に進んでいくと考えられる（島田他, 1992）。

#### 4. 第四紀年代の決定手法に関する研究

第四紀における隆起・沈降運動様式を把握する上で、基準面・基準層の年代・時代を決定することは、極めて基礎的かつ重要なことである。

本章では、新第三紀末から第四紀（約200万年前から現在）の期間に関する年代（絶対年代）決定手法および時代（層序時代）決定手法に関して、既存の文献より、以下に示す①～⑥の項目について検討した結果を説明する。

- ①各手法の原理
- ②各手法の測定試料
- ③各手法の測定精度
- ④各手法の適用限界
- ⑤各手法の問題点
- ⑥測定例とその問題点

なお、年代（絶対年代）決定手法は、物理定数や化学反応係数などに基づいて年代値が求められる方法を言い、他方、時代（層序時代）決定手法は、前者の値に基づいて年代値が決定される間接的な方法を言う。4. 1で前者について、4. 2で後者について言及する。

#### 4. 1 第四紀における絶対年代決定法

絶対年代を決定する方法は、放射性核種による方法と化学変化を利用した方法とに大別され、前者は、K-Ar法、 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法、FT法、 $^{14}\text{C}$ 法、U系列法、TL法及びESR法、後者は、ラセミ化法及び黒曜石水和法等が挙げられる。

##### 4. 1. 1 K-Ar法

K-Ar法は放射性核種の壊変の法則を利用したものであり、1950年代に実用化されて以来、岩石や鉱物の年代測定に広く利用されている手法の一つである。

原理：K-Ar法は天然中に存在するカリウム（ $^{39}\text{K}$ 、 $^{40}\text{K}$ 、 $^{41}\text{K}$ ）の同位体の内、 $^{40}\text{K}$ が半減期12.5億年の放射性元素であることを利用したものがある。岩石・鉱物中に含まれる $^{40}\text{K}$ の約89.5%が $\beta$ 壊変により $^{40}\text{Ca}$ に、残りの10.5%がK-電子捕獲により $^{40}\text{Ar}$ にかわる。それぞれの壊変定数を $\lambda_{\beta}$ と $\lambda_{\text{e}}$ とすると時間の関数である $^{40}\text{K}$ と $^{40}\text{Ar}$ の原子数は閉鎖系において二つの微分方程式で表される。

$$d [{}^{40}\text{K}] / dt = - (\lambda_e + \lambda \beta) [{}^{40}\text{K}] \quad (1)$$

$$d [{}^{40}\text{Ar}] / dt = \lambda_e [{}^{40}\text{K}] \quad (2)$$

初期条件  $t = 0$ ,  $[{}^{40}\text{K}] = 0$  とおいて、これらの微分方程式を解くと次の年代算出式が導かれる。

$$t = \frac{1}{\lambda_e + \lambda \beta} \ln \left( 1 + \frac{\lambda_e + \lambda \beta}{\lambda_e} \cdot \frac{[{}^{40}\text{Ar}]_p}{[{}^{40}\text{K}]_p} \right) \quad (3)$$

$[{}^{40}\text{Ar}]_p$  と  $[{}^{40}\text{K}]_p$  は現在の  ${}^{40}\text{Ar}$  および  ${}^{40}\text{K}$  の原子数を表している。従って、現在の  ${}^{40}\text{Ar}$  と  ${}^{40}\text{K}$  を定量分析することにより  $t = 0$  から現在までの時間  $t$  が算出される。

$[{}^{40}\text{Ar}]_p$  は、定量した  ${}^{38}\text{Ar}$  をトレーサーとして用いる同位体希釈法により、質量分析計を使用して  $\text{Ar}$  の各同位体比及び  ${}^{38}\text{Ar}$  の絶対量から測定される。また、100万年程度の若い年代を測定する場合には、あらかじめ定量された標準ガスを質量分析計で測定して  $\text{Ar}$  に対する装置の感度を求め、感度を逆算して未知試料の  ${}^{40}\text{Ar}$  の定量を行う感度法も利用されている（高岡，1985）。 ${}^{40}\text{K}$  においては、まず試料中の  $\text{K}$  含有量を炎光光度法（または原子吸光法）により求め、自然界における  $\text{K}$  同位体比は特殊な場合を除いて一定であるという考えから  ${}^{40}\text{K} / \text{K} = 0.0001167$  の値を用いて算出する。壊変定数は、現在  $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} / \text{y}$ ,  $\lambda \beta = 4.962 \times 10^{-10} / \text{y}$  が勧められている（Steiger & Jager, 1977）ので年代算出式（3）を整理すると次式のようなになる。

$$t \text{ (Ma)} = 1804 \ln \left( 1 + 1.428 \times 10^{-4} \cdot \frac{[{}^{40}\text{Ar}^R]}{[\text{K}]} \right) \quad (4)$$

（4）式における年代値の誤差  $\Delta t$  は次のようになる。

$$\Delta t = 0.258 \frac{[{}^{40}\text{Ar}^R]}{[\text{K}]} \left\{ \left( \frac{\Delta [{}^{40}\text{Ar}^R]}{[{}^{40}\text{Ar}^R]} \right)^2 + \left( \frac{\Delta [\text{K}]}{[\text{K}]} \right)^2 \right\}^{1/2} \quad (5)$$

$[{}^{40}\text{Ar}^R]$  は放射起源の  ${}^{40}\text{Ar}$  を意味している。これは、火山岩中にはそれが形成される以前から保持していたとされる  ${}^{40}\text{Ar}$ （過剰  $\text{Ar}$ ）も存在するので、両者を区別して取り扱う必要があるからである。ここで、 $\Delta [\text{K}] / [\text{K}]$  は普通 0.05 (5%) 以下であり、特別に注意深く測定すれば、1% 程度まで下げることができる（板谷・長尾，1988）。

測定試料：基本的にはカリウムを多く含む岩石・鉱物等は  $\text{K}-\text{Ar}$  法の測定対象となり、適用できる試料の種類は多い。また試料 1 個で年代値が得られることも大きな特徴である。

火山岩類は全岩として用いられることが多い。鉱物としてはカリウムを多く含む雲母やアルカリ長石（特にサニディン）などがよく用いられるが、細粒の斜長石などでも年代測定が可能である。普通角閃石は非常にAr保持がよいので、二次的な加熱の影響が少しある場合などに元の試料の生成年代を知るために有効である。変成年代を求めるには、変成の際に生じた二次鉱物を用いる。堆積年代の推定には、堆積の際に生成されたと見られる海緑石やイライトなどが用いられている。しかし、以上のような鉱物のAr保持についての信頼性の評価についてはまだ研究者の間で意見が分かれている（兼岡，1985）。

測定精度：K-Ar法により得られた年代値には、Kの定量、 $^{40}\text{Ar}$ の定量の際の測定精度を標準偏差で表したものを基準として計算された測定誤差が、一般にはつけられている（Cox & Dalrymple, 1967; 長尾・板谷, 1988）。この際には、 $^{40}\text{K}$ の壊変定数に伴う不確定さは含まれない。

通常の火山岩中のカリウムの定量の精度を1%前後ないしそれ以下におさえることは、特別に難しいわけではない。 $^{40}\text{Ar}$ の定量も、大気Arの混入率が50%以下で年代値としても数10Maより古い場合ならば、1%以下におさえることも可能であり、条件さえ整えば、K-Ar年代の測定誤差を1%前後とすることができる（兼岡，1985）。

適用限界：測定し得る年代範囲としては、古い方に対しては試料の条件さえ整えば46億年まで可能であるが、実際には、隕石や月の岩石などではK-Ar年代としても30~40億年の値を示すものが多い（兼岡，1985）。一方、若い方の年代としては、K含有量の高いサニディンを用いて数千年から1万年程度のK-Ar年代測定を試みた例がある（Dalrymple, 1968）。K含有量1%程度の火山岩では、10万年程度の試料の年代測定が行われており、また、K含有量が更に多く大気Ar混入率がそれ程悪くならない試料では、10万年以下の試料の年代測定も可能であると考えられるが、測定精度そのものもかなり悪くなり、微量の過剰 $^{40}\text{Ar}$ の存在の影響も大きくなるので、数万年程度までが現状では限度と言える（兼岡，1985）。

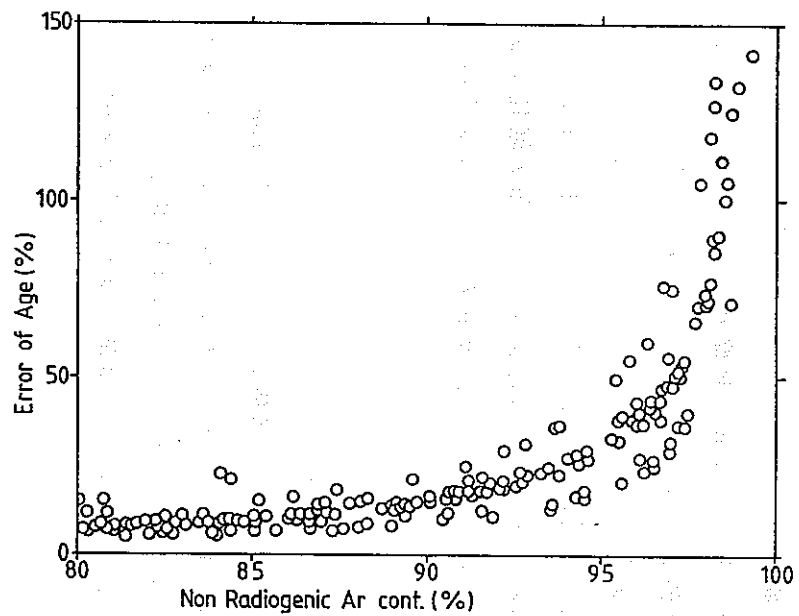
問題点：火山岩中には三つの同位体 $^{36}\text{Ar}$ 、 $^{38}\text{Ar}$ 、 $^{40}\text{Ar}$ が必ず存在する。この内、 $^{36}\text{Ar}$ と $^{38}\text{Ar}$ は放射起源ではないので大気Arから混入したものと考えられる。図4.1-1には若い火山岩のK-Ar年代測定における大気混入率と年代誤差率の関係を示している。大気混入率が90%を越えると誤差は急激に大きくなっていき、現有装置で普通に分析した時の大気混入率の限界は97%程度と考えられている。それ以上では誤差が50%を越えることがあり年代測定として使用することは避けるべきである。混入した大気Arが試料表面に吸着している場合は、予備加熱処理を行うか、表面をフッ化水素酸等で洗浄を行えば大部分のものは除去できる。

K-Ar法では火山岩中の放射起源 $^{40}\text{Ar}$ 量を見積もるために、試料自身が持っていた初期の $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比は大気Arにおける比(295.5)と同じであったと仮定している。このような仮定をした背景には、地表に流れた溶岩が冷却固結する間に大気Arと平衡に達したであろうとする考えがあった。しかし、この仮定が正しくないことは、海洋底玄武岩の枕状溶岩の急冷された縁に、過剰Ar (excess argon) が存在する例が発見された (Funkhouser et al., 1968; Dalrymple & Moore, 1968) ことにより明らかとなっている。過剰Arはマントルからもたらされた玄武岩マグマ中のxenocrystにおいても見られる (Kaneoka & Takaoka, 1978; Kaneoka, 1983)。また爆発的噴火によって生じた火山ガラス中にも過剰Arが検出された (Itaya et al., 1984)。こうした過剰Arを持つ試料については現在のところ全く補正する手段を持たない。しかし、島弧系火山岩においては、過剰Arは粗粒な石英・斜長石斑晶にのみ存在するという見方もあり (板谷・長尾, 1988), その場合には斑晶部分を取り除くことで解決できることになる。

Kaneoka(1980)は、マグマの発生から噴出するまでの過程でAr同位体に質量分別作用が生じることを示した。火山岩試料中のAr同位体比が、 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - ^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  図上の理論的質量分別線上に乗るため、これを利用することにより、溶岩の初期 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比を推定することが原理的には可能であることを報告している。

火山岩試料が変質作用を受けている時にも、年代値に影響を与える。火山岩の変質とは緑泥石などの含水鉱物が岩石の一部を置換して形成されることを意味していると言える。このような含水鉱物中の結晶水は地下水からもたらされたものと考えられるので、地下水中に溶け込んでいる大気Arが含水鉱物の形成時に取り込まれる可能性がある。その反面、火山岩を構成していた石基あるいは斑晶の一部から放射起源Arの一部が離脱する可能性もある。結果として、変質を受けた火山岩はより若い年代を示すことになる (Kaneoka, 1971参照)。

測定例： K-Ar法を若い火山岩類に応用した例は1960年代よりあり、Dalrymple(1967)は、米国カリフォルニア州Mono-Inyo cratersからの流紋岩のサニディン斑晶 ( $\text{K}_2\text{O}$  = 約10wt%) を用いて6300~10000年程の年代を報告している。また、Hall & York(1978)は、Laschamp地域の玄武岩 ( $\text{K}_2\text{O}$  = 1.8~1.9wt%) から $45400 \pm 2500$ 年を得ている。しかし、第四紀の若い火山岩類にK-Ar法を適用した場合には、問題点のところでも例として示したように、過剰 $^{40}\text{Ar}$ により初期 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 同位体比と大気Arの持つそれとが等しくなくなり、結果としてより古い年代値を示してしまうのが大きな問題点であると言える。従って、過剰Arが予想されるような試料 (ガラス, 火山砕屑岩, 石英あるいは斜長石斑晶など) は使用しないようにすることが重要である。また変質作用を受けることで年代値は若返るので、なるべく新鮮な試料を採取することを心がけるべきである。



K-Ar 年代測定における誤差と火山岩試料中の非放射起源アルゴン量との関係。この非放射起源アルゴンとは本文の前半まで、大気起源アルゴンとしているが後半では両者を明確に区別しているので注意。

図4. 1-1 K-Ar年代測定における誤差と火山岩試料中の非放射起源アルゴン量との関係 (板谷・長尾, 1988)

#### 4. 1. 2 $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ 法

K-Ar 法における Ar 損失による年代の若返りという欠点を、ある程度まで補うことを可能にしたのが  $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$  法である。用いる原理は本質的には K-Ar 法と同じである。

原理： K-Ar 法における K 定量の代わりに試料を中性子照射し、 $^{39}\text{K} (n, p) ^{39}\text{Ar}$  の反応で K 試料中に含まれる  $^{39}\text{K}$  を  $^{39}\text{Ar}$  (半減期約 270 年) に変えて、試料中の  $^{40}\text{Ar}^R / ^{39}\text{Ar}$  比 ( $^{40}\text{Ar}^R$ : 放射性起源の  $^{40}\text{Ar}$ ) を測定することにより、次の式から年代  $t$  を求める。

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left( 1 + J \cdot \frac{[^{40}\text{Ar}^R]}{[^{39}\text{Ar}]} \right), \quad \lambda = \lambda_0 + \lambda \beta \quad (6)$$

ここで  $J$  は中性子照射の条件を反映する量で、その値は K-Ar 法で年代  $t_m$  の分かっている試料を同一条件で年代未知試料と共に中性子照射し、その  $(^{40}\text{Ar}^R / ^{39}\text{Ar})_m$  比を求めて決定する。

$$J = \frac{\lambda}{\lambda_0} \cdot \frac{[^{39}\text{K}]}{[^{40}\text{K}]} \cdot \frac{[^{39}\text{Ar}]}{[^{39}\text{K}]} = \frac{\exp(\lambda t_m) - 1}{(^{40}\text{Ar}^R / ^{39}\text{Ar})_m} \quad (7)$$

$J$  の値が得られれば、中性子照射された試料の年代  $t$  は、 $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$  比を求めて (6) から計算できる。すなわちこの方法では Ar 同位体比のみから年代値が計算できるので、用いる試料の重量は不必要である。同位体比測定なので Ar などを定量するより精度は高く、用いる試料の量も少なくすむ。また、K, Ar の分布の不均一性の影響を受けることも少ない。これらの利点に加えて、段階加熱法を併用することにより、試料から一部放射性起源  $^{40}\text{Ar}^R$  が失われていても、元の生成年代が推定できるという特徴を有する。この方法では、 $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$  比の値のみから年代値が求められる。従って、試料からの脱ガス温度を変えて、異なった Ar 捕獲位置にあった成分を異なった温度段階で脱ガスさせてやることにより、二次的な影響を受けた成分を飛ばし、安定な捕獲位置に保持されている成分のみを取り出してその年代を計算できる。一般には、こうした成分は高温部分で脱ガスするので、岩石・鉱物試料などが二次的な加熱を受けて放射性起源  $^{40}\text{Ar}^R$  の一部を失った場合、K-Ar 法では実際よりも若い年代が求まる。しかし、 $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$  法では高温で脱ガスされる成分を見てやれば、生成年代が推定できる。その他の場合も含めて、 $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$  年代パターンとして予想されるものを図 4. 1-2 に示す。横軸は全

体に対して各温度段階で脱ガスされた $^{39}\text{Ar}$ の割合を取ることが多い(兼岡, 1988a)。

測定試料： 原理的にはK-Ar法で用いられる試料に対しては同じように適用できる。特に隕石・月の岩などのように、二次的にAr損失を起こさせる原因が他の物体による衝突の際の加熱など相対的に複雑でない仮定を経ている試料に対しては、 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法の利点が最大限に活用できる。地球上の物質では、全岩を用いて、鉱物分離が相対的に難しい火山岩類や、やや細粒質のドレライト、斑れい岩などに適用される。鉱物としては白雲母、黒雲母、角閃石、斜長石、カリ長石などが用いられる。サニディンを除いた他の種類のカリ長石は、一般に熱に対してAr保持が弱く(Ar閉鎖温度が低い)、K-Ar法にはあまり適していないと考えられている。しかし、低温ではそのAr保持は他の鉱物とあまり変わらないので、変成年代などの推定には有効な鉱物と言える(Albarede et al., 1978)。また、黒雲母は中性子照射などに対して、放射性起源 $^{40}\text{Ar}^R$ や過剰 $^{40}\text{Ar}$ などの分布が均一化される傾向が見られる。従って、黒雲母を試料とした場合に、たとえその $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代がプラト一年代(高温部分で脱ガスされる成分が示す年代値)を示したとしても、それが試料の生成年代ないし二次的な加熱後の年代を示すとは限らない危険性があるので、十分な注意が必要である。一方、ガラス質ないし非常に細かい粒子の試料は中性子照射の影響を受けてArが元の捕獲位置から移動しやすい。従って、ガラス質の枕状溶岩や海緑石、イライトなどを含む粘土鉱物は $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法には不適當な試料である(例, Halliday, 1978)。

測定精度： $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法により得られた年代値には、K-Ar法と同様に、Kの定量、 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 比の測定あるいは中性子照射の際の精度を標準偏差で表したものが測定誤差としてつけられている(Cox & Dalrymple, 1967)。条件を整えば1%以下の測定誤差で年代を求めることが可能である。しかし、K-Ar法と同様に、大気Ar混入率が80~90%を越えると測定精度は急激に減少し、95%前後の大気Ar混入率の試料では10~20%前後の測定誤差がつく。これらはいずれも実験に伴う不確定さであって、実際には、用いた試料の不完全さに起因する測定値と地学現象の年代とのずれの方が大きい。

測定限界： K-Ar法と同様、測定し得る年代範囲としては、古い方に対しては試料の条件さえ整えば46億年まで可能である。隕石や月の岩石などでは、 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代として44~45億年の年代を与えるものが多い。一方、100万年よりも若い年代の試料では、放射性起源 $^{40}\text{Ar}^R$ の量が $10^{-8}\sim 10^{-9}\text{cm}^3\text{STP/g}$ と非常に少なくなるので、一般には段階加熱法を用いた $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代測定は困難である。感度のよい質量分析計を用いてサニディンなどを利用することにより、数10万年程度の試料の $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代測定も可能となってきたが、新鮮な試料が得やすく、二次的なAr損失の可能性が相対的に少ない若い



年代の試料に対しては、 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法により得られる年代のもつ長所よりは、実験の煩雑さに伴う短所の方が目立つ（兼岡，1985）。

問題点： $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法で実際に年代測定を行う場合、通常のK-Ar法の場合と最も異なる点は、試料を中性子照射することである。その結果、実験の際にK-Ar法とは異なる問題が生じる。以下それについてまとめる。

試料を中性子照射すると年代値を求めるのに必要な $^{39}\text{K}$ から生成された $^{39}\text{Ar}$ 以外に、各種のAr同位体が生じる。それらの生成する割合は原子炉の中性子照射条件によって決まる。表4. 1-1には、地球科学で用いられる岩石・鉱物などを中性子照射したときにAr同位体を生じる主な核反応を示す。 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代を求める際には、 $^{40}\text{K}$ の壊変により生じた放射性起源 $^{40}\text{Ar}^{\text{R}}$ と、 $^{39}\text{K}(n, p)^{39}\text{Ar}$ で生じた $^{39}\text{Ar}$ 以外はすべて余分な妨害Ar同位体となり、補正が必要である。試料の中性子照射に関わる問題の内もう一つの重要な点は、照射試料に対する中性子束が必ずしも一様なものが得られないことである。同一照射孔内でも速中性子量が変化するので、測定試料と標準試料を対にして石英管などに入れて中性子照射を行う時に、試料を入れた管を照射中回転して測定試料と標準試料が受ける中性子束の条件を均一化するか、また、Ni線などを石英管中に試料と共に入れて、 $^{58}\text{Ni}(n, p)^{58}\text{Co}$ で生成される $^{58}\text{Co}$ （半減期，71.3日）の放射壊変に伴う $\gamma$ 線をモニターして見積もることも行われる。

一方、中性子照射による核反応生成物としてのArは、数100keV程度の反跳エネルギー（recoil energy）をもつ。通常の結晶中では、このオーダーの反跳エネルギーにより生成されたAr原子は $0.1\mu\text{m}$ 程度移動する。例えば、Kに富んだ鉱物に接してK含有量の少ない鉱物がある場合、これらを中性子照射して生成された $^{39}\text{Ar}$ の内、境界付近にあるものはK含有量の少ない鉱物中に反跳効果で移ってしまうことがある。段階加熱により脱ガスされるArガスで、異常に大きい $^{40}\text{Ar}^{\text{R}}/^{39}\text{Ar}$ 比を示すものが、K含有量の異なった鉱物相の混合物や再結晶したガラス、カリ長石などで報告されている（例、Fleck et al., 1977; Albarede et al., 1978）。これらは、こうした反跳効果によるものと考えられている。従って、この影響を受けないようにするためには、不均一な組成を持つ極めて細粒な試料は避けた方がよい。

照射中性子束が強く大きい場合には、試料の構造そのものを変化させ、Arの脱ガスパターンに影響を与えることがある。強い中性子束を受けた月の岩では、弱い中性子束の場合よりもArの脱ガス温度が高くなり、プラト一年代が2%程下がることが見いだされた（Kirsten et al., 1972; Horn et al., 1975）。また、海底に噴出した枕状溶岩のガラス部分に $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法を適用した場合、中性子照射によって $^{40}\text{Ar}^{\text{R}}$ や $^{39}\text{Ar}$ が元の捕獲位置から移動することが報告されている（Seidemann, 1978; Stettler & Bochsler, 1979）。一般にガラス質の試料に対しては、 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法で意味のある年代を求めることは必

ずしも容易ではない。

中性子照射を行うと、核反応に伴って生じるエネルギーなどで試料の温度が上昇する。特に熱中性子をおさえるために試料をCd箔で覆った場合には、Cdが熱中性子を吸収して温度の上昇が一層大きくなる。この温度が約200°C以下におさえられるようにしておかないと、放射性起源 $^{40}\text{Ar}$ が一部試料から失われる恐れがある。また、海底岩石などが変質して水などを相対的に多く含む場合は、温度が上昇して蒸発した水の影響が周囲に及ばないようにするために、試料を石英管などに真空封入をしておいた方が安全である。隕石などを中性子照射する場合でも、大気中で試料を照射すると大気Arが中性子との衝突により試料中に打ち込まれることが生じるので、試料を石英管などに真空封入する。

中性子照射した試料からのAr抽出・精製及びAr同位体比測定などは、基本的にはK-Ar法の場合のArの取り扱いと同じである。しかし、中性子照射した試料は放射性を帯びているので、その取り扱いには十分な注意が必要である。

測定例：Dalrymple & Lanphere(1971)は、各種の岩石・鉱物について、K-Ar法及び $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ 法による年代測定結果を比較・検討して、両者の間には年代の系統的誤差は生じないとしている。更に、中性子照射により生じたCaやK由来の妨害Ar同位体の補正も、 $K/Ca > 1$ の試料の場合には約0.5Ma以上の年代を持った試料、 $K/Ca < 1$ の場合には約10Maより古い試料に対しては、年代測定精度を悪くする作用はないという結果を得ている。しかし、玄武岩などでは $K/Ca < 1$ であるので、第四紀の塩基性岩などでは $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ 年代の方がK-Ar年代よりも測定精度が悪いことになる。

東アフリカ、ケニア北部のルドルフ湖東岸地域の河底性堆積物層中の凝灰岩(KBS Tuff)を対象試料として、多くの年代測定が繰り返され、K-Ar法、フィッシュトラック法などと共に $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ 法も用いられている。結果は異なる試料に対しては異なる数値を与え、その年代は約0.5Maから3Maを越えるまでばらついた。そのばらつきの最も大きな理由は、火山灰噴出の際に基盤岩の一部を取り込んだ部分を実験の際に完全に除去できなかったことなどが挙げられている(Fitch et al., 1978)。また、後から噴出した溶岩などの熱的影響なども考えられる(兼岡, 1988)。その後、更にこの地域の試料に対して検討が加えられ、凝灰岩中のアノーソクレスの斑晶に対して、 $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ 年代として $1.88 \pm 0.02\text{Ma}$ 、K-Ar年代として $1.89 \pm 0.02\text{Ma}$ の値を得たとの報告がされ、結局KBS Tuffの噴出年代としてはこのあたりの値に落ち着いたようである(兼岡, 1988b)。

また、更に若い年代の試料を対象とした測定の試みとして、イタリアのAlban HillsのKに富んだ火山岩中からリューサイト及び黒雲母が分離され、その $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ 年代が段階加熱法で求められた(Radicati Di Brozolo et al., 1978, 1981)。これらの鉱物はいずれもKが多く、Caは少ないので、 $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ 法に適していると予想された。図4.1-3に示されているように、リューサイトは見事なプラトーを示し、各温度段階におけ

る年代に対する測定誤差は少ない。それに対して、黒雲母の方は年代のばらつき及び測定誤差が大きく、値そのものはリューサイトの値と異なっている。用いられた7個のリューサイト試料は、1個を除いて $0.338 \pm 0.008$ Maのプラト一年代を示し、この火山岩の噴出年代を示すと考えられた。アイソクロン・プロット図でも縦軸上の初生Arはほぼ大気値を示し、過剰 $^{40}\text{Ar}$ の影響も無視できることも明らかにされた。これに対して黒雲母の場合には、過剰 $^{40}\text{Ar}$ の存在の可能性がある試料や、逆にリューサイトの示す年代より明らかに若い年代を示すものがあり、年代パターンが一定しない。このことは数10万年以下の若い年代に対する試料に対しては、黒雲母が必ずしもそれを含む試料の生成年代を示すとは限らないことを意味する。

上述した例は、いずれもK/Ca比の大きい、K含有量の多い試料の場合である。通常の火山岩で、年代測定を目的として $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法を試みた非常に若い試料の例としては、Hall & York(1978)によって報告されたフランス、Chaine des Puysの火山岩類からの段階加熱年代、 $47,400 \pm 1,900$ 年がある。

このように、 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法ではK含有量が多く、K/Ca比の大きい試料に関しては数10万年程度の年代を十分な精度で求めることができる。

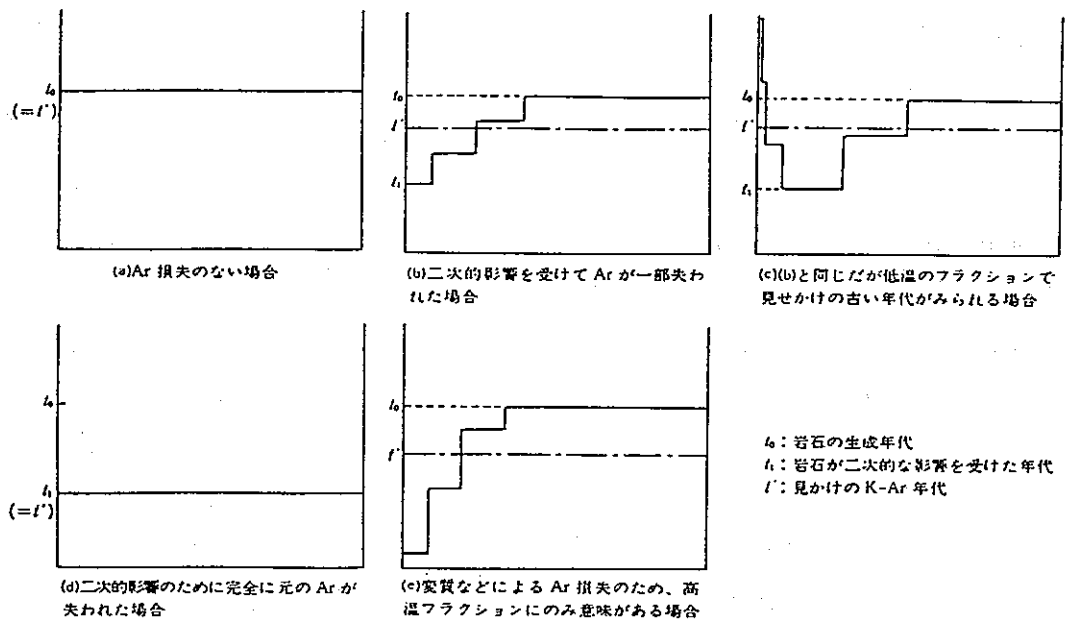


図4. 1 - 2  $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ 法により得られる年代パターン

横軸は各温度段階毎に脱ガスされる $^{39}\text{Ar}$ の全体の $^{39}\text{Ar}$ に対する割合を示す。横軸で左側から右側に向うに従い、脱ガス温度は高くなる。

(兼岡, 1988a)

表4. 1-1 中性子照射した岩石・鉱物中に含まれる Ar 同位体  
(兼岡, 1988a)

Ar 同位体の源	<sup>36</sup> Ar	<sup>37</sup> Ar	<sup>38</sup> Ar	<sup>39</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar
大気 Ar <sup>(a)</sup>	○		○		○
放射性起源 Ar					○
宇宙線起源 Ar <sup>(b)</sup>	○		○		○
捕獲 Ar <sup>(b)</sup>	○		○		○
中性子照射により生成した K 由来の Ar <sup>(c)</sup>			○	○	○
中性子照射により生成した Ca 由来の Ar <sup>(d)</sup>	○	○	○	○	○
中性子照射により生成した Cl 由来の Ar <sup>(e)</sup>			○		

(a) 存在比 (原子比) ; <sup>36</sup>Ar (0.337%), <sup>38</sup>Ar (0.063%), <sup>40</sup>Ar (99.600%).

(b) 隕石・月の岩など, 地球外物質の場合に存在.

ただし捕獲 Ar については, 地球深部物質中などに含まれる放射性起源以外の Ar を意味することも多い.

(c) 主な核反応 ; <sup>39</sup>K (n, d) <sup>38</sup>Ar, <sup>41</sup>K (nα, β<sup>-</sup>) <sup>38</sup>Ar.

<sup>39</sup>K (n, p) <sup>39</sup>Ar,

<sup>40</sup>K (n, p) <sup>40</sup>Ar, <sup>41</sup>K (n, d) <sup>40</sup>Ar.

(d) 主な核反応 ; <sup>40</sup>Ca (n, nα) <sup>36</sup>Ar,

<sup>40</sup>Ca (n, α) <sup>37</sup>Ar,

<sup>42</sup>Ca (n, nα) <sup>38</sup>Ar,

<sup>42</sup>Ca (n, α) <sup>39</sup>Ar,

<sup>43</sup>Ca (n, α) <sup>40</sup>Ar, <sup>44</sup>Ca (n, nα) <sup>40</sup>Ca.

(e) 主な核反応 ; <sup>37</sup>Cl (n, γ, β<sup>-</sup>) <sup>38</sup>Ar.

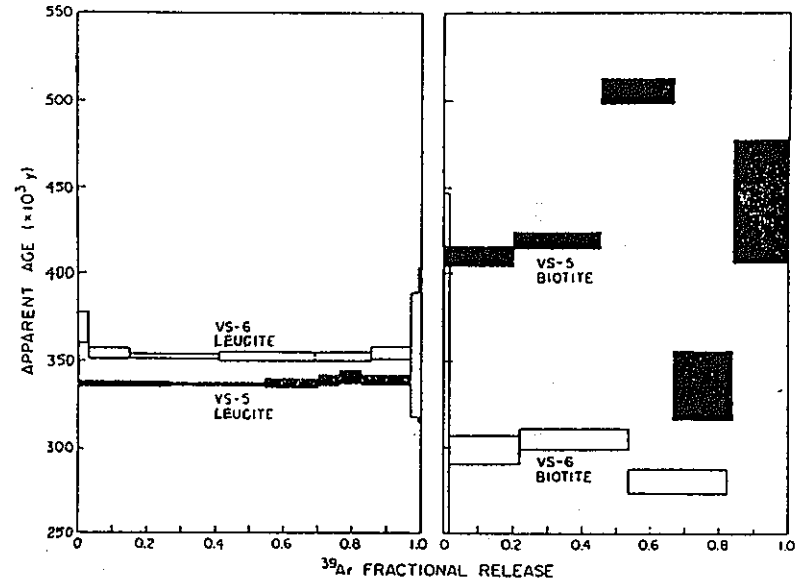


図4. 1-3 イタリア, Roman火山地域の第四紀凝灰岩より分離されたリューサイト及び黒雲母に対する $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ 年代 (兼岡, 1988b)

#### 4. 1. 3 フィッション・トラック (F T) 法

荷電粒子が絶縁性固体中を通過すると、電子的過程・電子励起・一次イオン化などで表現される阻止能によって、荷電粒子は物質エネルギーを付与する。荷電粒子と物質の相互作用の結果、物質中に損傷としてトラックが生成される。その生成機構については、displacement cascade spike 説, electron thermal spike 説, ion explosion spike 説, direct ionization damage 説, restricted energy loss rate 説などの諸説がある(鈴木他, 1988)。フィッション・トラック (Fission Track: FT) とは、荷電粒子の中でも特に U や Th の核分裂によって生成されるトラックを指し、特に U の核分裂によるトラック数をカウントすることにより、年代を求める方法が F T 法である。

原理：天然の鉱物やガラスの中に観察されるフィッション・トラックは、Th 鉱物などを除いて、その存在比や自発核分裂壊変定数の大きさなどから考えて、 $^{238}\text{U}$  の自発核分裂によるものとされ、 $^{238}\text{U}$  の壊変量を意味する。 $^{238}\text{U}$  の自発核分裂定数の値は知られているから、放射性核種による年代測定原理から  $^{238}\text{U}$  の現在量を知ることができれば、経過した年代を計算することができる。 $^{238}\text{U}$  の現在量を知るためには、原子炉に試料を入れて熱中性子を10分から60分程照射すると、試料中の  $^{235}\text{U}$  が誘発核分裂を起こす。この時生成された誘発核分裂トラック密度と、 $^{238}\text{U}$  と  $^{235}\text{U}$  の同位体比、そして照射された熱中性子線量から  $^{238}\text{U}$  の現在量が求められる。

この方法の特徴は、原子炉は利用するけれども、その他には質量分析器のような大型の機器を用いないこと、一般の放射性核種による年代測定と異なり、壊変によって生じた娘核種の量を測定する代わりに、その効果としてのトラックを測定することである。質量分析器が用いられない理由は、核分裂の時その生成核種は一意的には決まらないで、質量数約95と140を中心としたbimodalな分布を示し、ある特定の核種に限定するとその収率は低いからである(鈴木他, 1988)。

F T 法の年代算出式をまとめると、次の式のようになる。

$$A(a) = \frac{1}{\lambda_t} \ln \left( \zeta \cdot \frac{\rho_s}{\rho_l} \cdot \rho_D \cdot \frac{\lambda_t}{\lambda_f} \cdot \frac{\eta^{235}}{\eta^{238}} + 1 \right) \quad (8)$$

$A \ll 1 / \lambda_t$  の時には、 $\exp(\lambda_t A) - 1 \approx \lambda_t A$  より(8)式は次のように簡単化できる。

$$A = \zeta \cdot \frac{\rho_s}{\rho_l} \cdot \rho_D \cdot \frac{\eta^{235}}{\eta^{238}} \quad (9)$$

$$\zeta = \frac{\sigma_U \cdot N_D \cdot c^{235} \cdot R^{235}}{\lambda_t \cdot B \cdot N_0 \cdot c^{238} \cdot R^{238}}$$

$$\rho_s = (A \cdot \lambda_t) \cdot (N_0 \cdot c^{238} \cdot R^{238} \cdot \eta^{238})$$

$$\rho_t = (\phi \cdot \sigma_U) \cdot (N_0 \cdot c^{235} \cdot R^{235} \cdot \eta^{235})$$

$$\rho_D = B \cdot \phi$$

$\rho_s$ ,  $\rho_t$ ,  $\rho_D$ は、試料の $^{238}\text{U}$ の自発、 $^{235}\text{U}$ の誘発及び標準試料の $^{235}\text{U}$ の誘発核分裂トラック密度 ( $\text{atom}\cdot\text{cm}^{-2}$ または $\text{t}\cdot\text{cm}^{-2}$ )、 $A$ は年代 ( $\text{a}$ )、 $\lambda_t$ ,  $\lambda_r$ は $^{238}\text{U}$ の全壊変 (自発核分裂及び $\alpha$ 崩壊) 及び自発核分裂壊変定数 ( $\text{a}^{-1}$ : 6.85, 7.03, 8.42,  $8.46 \times 10^{-17}$ )、 $N_0$ は原子密度 ( $\text{atom}\cdot\text{cm}^{-3}$ )、 $c^{238}$ ,  $c^{235}$ は $^{238}\text{U}$ 及び $^{235}\text{U}$ の原子比 ( $\text{atom}\cdot\text{atom}^{-1}$ )、 $R^{238}$ ,  $R^{235}$ は $^{238}\text{U}$ 及び $^{235}\text{U}$ の核分裂生成物の飛程 ( $\text{cm}$ : ジルコンでは $11.4 \times 10^{-4}$ )、 $\eta^{238}$ ,  $\eta^{235}$ は $^{238}\text{U}$ の自発及び $^{235}\text{U}$ の誘発核分裂トラックの計数効率 ( $\text{t}\cdot\text{t}^{-1}$ )、 $\phi$ は熱中性子線量 ( $\text{n}\cdot\text{cm}^{-2}$ )、 $\sigma_U$ は $^{235}\text{U}$ の核分裂断面積 ( $\text{cm}^2$ :  $582.2 \times 10^{-24}$ )、 $B$ は標準試料の熱中性子線量-誘発核分裂トラック密度換算定数 ( $\text{t}\cdot\text{n}^{-1}$ )、 $\zeta$ は年代定数 ( $\text{a}\cdot\text{cm}^2\cdot\text{t}^{-1}$ )、 $I$ は同位体比 ( $c^{238}/c^{235}=137.88$ )である。この年代算出式では、 $^{238}\text{U}$ 系列の放射性壊変や $\text{AcU}$  ( $^{235}\text{U}$ )系列の放射性壊変による同位体比の変化は考慮されていない。いずれの壊変も壊変定数が著しく小さく、 $10^8$ 年までは(9)式で近似しても1%以下のずれしか示さない。

一般に、熱中性子線量 ( $\phi$ ) は、 $\text{Au}$ ,  $\text{Cu}$ などの熱中性子放射化分析によって測定されるが、FT法では放射化分析の測定値が保証された標準試料の誘発核分裂トラック密度 ( $\rho_D$ ) と、その熱中性子線量-誘発核分裂トラック密度換算定数 ( $B$ ) を用いて測定する。

トラックを検出する方法としては、①結晶群を2群に分け、一方からは自発トラック密度の平均を、他方からは自発トラック+誘発トラック密度の平均を求めるSubtraction法、②結晶群を2分し、一方の群で自発トラック数を求め、他方の群ではアニーリングにより自発トラックを消去させた後、中性子照射による誘発トラック数だけを求めるPopulation法、③単一結晶でまずエッチングを行い、自発トラックを検出した後中性子照射して再度エッチングを行い、次に自発トラック検出面で誘発トラックを検出するRe-etch法、④Gleadow et al. (1976)によって提唱された方法で、ジルコンの自発トラックのエッチングに $\text{NaOH} + \text{KOH}$ を用い、誘発トラックは外部検出材 (白雲母やポリカーボネイト) を用いて $\text{HF}$ や $\text{NaOH}$ でエッチングを行うExternal detector法がある。特に、External detector法は最近広く利用されるようになっている。

FT法の長所の一つは、粒子ごとのデータを求めることができることである (Grain by grain法)。これは、火山灰や火砕流堆積物によく見られる2次的な混入粒子を検定し、



更に除去することができることを意味する。そのため、データ解析のための統計学的な議論が盛んである。

測定試料： 一般には、ほとんどすべての天然鉱物・ガラスあるいは人工ガラスに微量成分として数ppm～数ppbのUが含まれている。その中でもジルコン、スフェーン、アパタイト、白雲母、ガラスがよく用いられる。ジルコンはU濃度が高く、そのトラックが熱・圧力に対して安定しているため最も普通に用いられる。ジルコンはマグマからの晶出時期がほぼ角閃石と同じであるため、デイサイトより酸性な岩石では副成分鉱物としてかなり含まれる。両輝石安山岩中にも含まれるが細粒で少量である。玄武岩中には微量含まれる程度である。スフェーンはジルコン同様、U濃度が高くそのトラックが熱・圧力に安定である。チタンの珪酸塩鉱物であるため一般には多量に産しないが、火成岩には広く認められる。アパタイトはリン酸塩鉱物でジルコンより晶出時期が早いので安山岩などで広く認められる。そのトラックが割合低い温度で消滅することから熱史の研究などに利用されている。白雲母はU濃度が低いため中性代以前の古い岩石の年代測定に用いられる。そのトラックは大変明瞭であり誘導核分裂トラックの外部検出材としてよく使われている。ガラスには人工ガラスと天然ガラスがあり、人工ガラスとしてはUなどにより着色されたものが、天然ガラスとしては黒曜石、テクタイト、真珠岩、火山灰中のガラス片、溶結凝灰岩中の本質レンズなどが用いられる。ガラス中のトラックは最もアニーリングしやすいので、一般に補正が必要である（玉生，1981）。

第四紀の試料の測定を行うにあたっては、その試料としてはU含有量が著しく高いか、あるいは広い計数面積を容易に調整できるものに限られる。このような試料としては、ジルコン、天然ガラス及び人工ガラスが有効である。

測定精度： フィッション・トラックは極めて稀にしか起こらない事象なので、フィッション・トラックの起こる確率はポアソン分布に従うと考えられる。McGee and Johnson(1979)は外部検出材(External detector)を用いる方法の年代誤差を以下のように4つの部分に分けて考察した。

(i)全測定トラック数による測定誤差 $E_0$ は以下のように求められる。

$$E_0 = \sqrt{\alpha^2 + \beta^2} \quad (10)$$

但し

$$\alpha = \frac{1}{\sqrt{\sum f}} \quad (\sum f = \text{全自発核分裂トラック数})$$

$$\alpha = \frac{1}{\sqrt{\sum I}} \quad (\sum I = \text{全誘発核分裂トラック数})$$

(ii) 自発核分裂トラックと誘導核分裂トラックは共にU濃度分布に規制される。そこで同結晶粒内での両者のトラックの対応関係を相関係数  $r$  として求める。

(iii) 図4. 1-4 に示した "Magic Ratio Graph" を用いて  $E_0$  を補正し  $E_r$  を求める。V は自発核分裂トラック数と誘導核分裂トラック数の比率を示している。

(iv) トラック計測に関する年代誤差 (標準偏差) は以下のように求める。

$$E_s = \sqrt{(E_r)^2 + (E_0)^2} \quad (11)$$

但し

$$E_s = \frac{1}{\sqrt{g}} \quad (g = \text{標準ガラスの全測定トラック数})$$

$E_s$  と熱中性子線量 ( $\phi$ ) などその他の測定に関する誤差を結合させて、 $1\sigma$  あるいは  $2\sigma$  の形で FT 年代の誤差を表示する。例えば、計数誤差を10%にするためには、自発核分裂トラックを少なくとも100個計数する必要がある。

測定限界： FT法は個々の核分裂現象に対応するトラックを数えるのであるから全地質時代を通じて適用可能であるが、実際には天然に存在する鉱物種ごとのU含有量が極端に異なるものは少なく、有効に適用し得る範囲は試料物質の違いにより自ずから定まってくる。また、その範囲の限界付近では誤差も大きいことになる。ジルコンでは100ppm~1000ppm程度の含有量を持つ場合が多いので、年代では $10^8 \sim 10^9$ 年の範囲で最も有効に適用でき得るが、この範囲の上下1桁まではやや困難ではあるが可能な範囲ということになる (鈴木, 1980a)。

問題点： 実験上直接測定値に影響を与える主な要素としては、 $^{238}\text{U}$  の自発核分裂壊変定数、熱中性子線量測定、Uの不均一分布、トラックエッチングの異方性、トラックを計測する測定者間の相違などが挙げられる。

$^{238}\text{U}$  の自発核分裂壊変定数については西村 (1972) 及びNishimura (1975) がまとめている。それを一部修正したものを表4. 1-2 に示す。長い間測定者の間では、 $(6.85, 7.03) \times 10^{-17} \text{y}^{-1}$  を使用するグループと  $(8.42, 8.46) \times 10^{-17} \text{y}^{-1}$  を使用するグループの対立があり、それは現在まで解消されていない (Spadavecchia & Hahn, 1967; Roberts et al., 1968; Bigazzi, 1981)。この対立を回避する一つの方法としては、年代標準試料法 (Age Standard Method) を考えることができる。この方法は、年代標準試料と未知試料を

同時に熱中性子照射して、物理定数の使用をを避けて年代を求める。この方法では、年代の算出は次式で行われる ( $A_s$ は年代標準試料の値を示す)。

$$A = (N_I / N_s) A_s \cdot (N_s / N_I) \cdot A_{As} \quad (12)$$

この方法の難点は、年代標準試料と未知試料を同時に照射すると、一方の  $N_I$  が計数に適しても、他方の  $N_I$  は多すぎたり少なすぎたりすることが起こることである。従って、この方法を一般化するためには、年代が正確に分かっていてかつ濃度が種々のレベルの試料を多数準備する必要があるが、それは容易ではない。間接法 (Indirect Zeta Method: Hurford & Green, 1981, 1982, 1983; Green, 1985) では、標準試料 (ガラス) の年代定数  $\zeta$  を、この定数を構成する定数  $I$  (Steiger & Jager, 1977),  $B$ ,  $\lambda_I$  (Spadavecchia & Hahn, 1967; Roberts et al., 1968),  $\sigma_D$  から計算する。これらの定数の内、国際的にその値が勧告されているのは  $I$  の値だけである。本多他 (1987) は熱中性子線量の絶対測定結果に基づいて、原子炉の中性子スペクトルは複雑であるから、標準試料の  $B$  値は保証書に記載された値を用いるのではなく、それぞれの研究者が独立に決定すべきであるものと結論づけている。

直接法 (Direct Zeta Method: Hurford & Green, 1981, 1982, 1983; Green, 1985) では、年代標準試料と標準ガラスのセットを多数用意し、繰り返し実験を行ってそれぞれの標準ガラスの  $\zeta$  値を直接決定する方法である。この方法によると  $\zeta$  値は次式で求められる。

$$\zeta = A_{As} \cdot (N_s / N_I) A_s^{-1} \cdot \rho_D^{-1} \quad (13)$$

この方法では、個々の物理定数が決定されず、 $K - A_r$  年代に依存するので FT 法の自律性は失われるが、壊変定数についての論争や熱中性子モニターの種類についての議論を回避することはできる。Green (1985) は、ジルコン、アパタイト、スフェーンそれぞれの鉱物の種類ごとに  $\zeta$  値が異なること、その理由は External detector 法の場合に結晶に観察されるトラック長の長い鉱物では計数落ちが少ないけれども、短い鉱物の場合多くなることに起因するとしている。これに対して、Tagami (1987) は多くの標準試料 (ジルコン 5, アパタイト 2, スフェーン 2) を用いて得られた  $\zeta$  値は誤差の範囲内で一致し、鉱物の種別による有意な差は見られないとしている。このように、FT 法による大きな問題点として指摘されている測定者間の相違が年代標準試料を用いることにより改善され、統一的な値が求められることが期待された直接法も、顕微鏡観察・手法・エッチング・原子炉の熱中性子スペクトルの複雑さなど様々な要因によって、個人的な数値であるという評価になっている。

ジルコンの計数効率 ( $\eta$ ) に関する問題点としては、ジオメトリーに関するもの ( $\eta_a$ ):

Reimer et al., 1970; Gleadow & Lovering, 1977) とトラックエッチングの異方性に関するもの ( $\eta$ : Gleadow, 1980; 鈴木, 1980b; Ganzawa, 1982; 雁沢, 1985) がある。ジオメトリーに関するものは、計数面とU原子との位置関係による。またジルコンの場合、a軸方向のトラックはエッチングされやすく、c軸方向のトラックはエッチングされにくい。しかもc軸方向のトラックは針状で格子転位 (dislocation) のエッチ像との判別が困難である。Suzuki(1984)は計数効率と自発核分裂トラック密度の間に相関が見られ密度の高い結晶ほど、異方性が減少すること、またその原因は、結晶の部分によっても隔たりが見られるので、飛程の短い放射線、特に $\alpha$ 線によって結晶構造が破壊されて、次第にガラス化する、いわゆるメタミクト化と関係があると推論した。FT法では、十分な加熱で消失することを利用して、自発トラックを消し、誘発トラックだけを単独で計数することも可能であるが、この時同時にメタミクト化の影響も消失し(富田, 1956)、計数効率も変化するので好ましくない。

フィッシュン・トラックは、それぞれの物質に固有の温度-時間のいき値を越えた加熱で消失する性質がある (Fleischer & Price, 1964b)。従って、この年代測定法は熱に対して完全な閉鎖系ではない。これが、例えば火山活動の時期といった測定されたFT年代の持つ意味を決定する。また、人為的な加熱があった場合には、人類学的及び考古学的な意味(リセット年代)を持つことになる (Watanabe & Suzuki, 1969など)。更に、いき値に達しない加熱では、トラックの部分消失が起こり (partial fading)、若返った見かけの年代を示す。特にガラス質の試料では、常温下に長時間置かれても部分消失を起こすから注意する必要がある (Durrani & Khan, 1970; McDougall, 1971, 1976)。また、風化や含水量のトラック保持に対する影響なども議論されている (Durrani & Hancock, 1970; Lakatos & Miller, 1972; Gleadow & Lovering, 1974)。トラックの部分消失が起こって若い見かけの年代が得られた場合の補正法としては、密度法とプラト-年代法の二種類が考案されている (鈴木他, 1988)。

特に若い年代試料のFT法による年代測定においては、平均核分裂片飛跡数が非常に小さいため、従来から有効と考えられているgrain-by-grain法よりは、population法の方が優れているという見解も示され (林, 1981)、年代測定法がまだ十分に確立していない状態と言える。

測定例: FT法の第四紀地質年代における主な応用面は、テフクロロジー及び考古学・人類学の領域である。

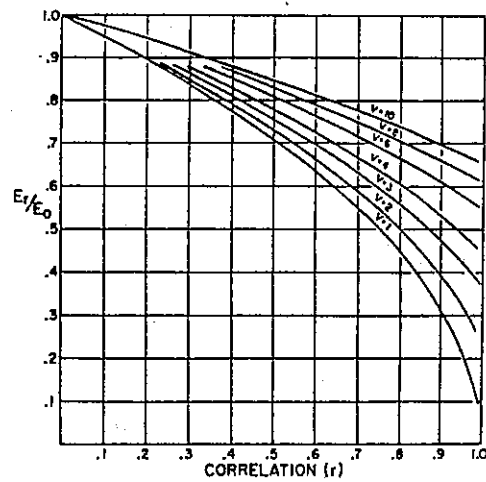
大阪層群・古琵琶湖層群に挟在する火山灰のFT年代は、西村・笹島(1970)により初めて公表された。大阪層群: かすり火山灰層・あずき火山灰層・光明池火山灰層・グレー火山灰層・島熊火山灰層、古琵琶湖層群: 小野山火山灰層・相模山火山灰層・馬杉火山灰層、の8層準の年代が測定されている。横山他(1984)は、朝代火山灰層(As-87)・パミ

ス火山灰層 (Pu-97)・松尾火山灰層 (Ma-96)・ピンク火山灰層 (Pu-93) の年代を、それぞれ  $2.9 \pm 0.6\text{Ma}$ ,  $2.3 \pm 0.4\text{Ma}$ ,  $1.5 \pm 0.4\text{Ma}$ ,  $1.0 \pm 0.2\text{Ma}$  と報告している。また、市原他 (1984) は、大阪層群を新定義の大阪層群と古大阪層群に二分する芝の不整合が存在しないことを詳細な層序学的研究と古地磁気層序と F T 年代から論じた。

上総層群・下総層群の火山灰層のジルコンの F T 年代は徳橋他 (1983) によって報告されている。それによれば上総層群上部から下総層群にかけての 6 層準の火山灰層の年代値は、Ka1 (柿の木台層)  $1.3 \pm 0.3\text{Ma}$ , Ch3 (長南層)  $0.91 \pm 0.21\text{Ma}$ , Ks22 (笠森層)  $0.49 \pm 0.07\text{Ma}$ , Ks18 (笠森層)  $0.62 \pm 0.14\text{Ma}$ , Ks11 (笠森層)  $0.57 \pm 0.17\text{Ma}$ , TE-5 (地蔵堂層)  $0.51 \pm 0.09\text{Ma}$  である。

九州地方における更新世前期の模式層の一つである島原半島南部口ノ津層群のジルコンの F T 年代が岡口・大塚 (1980) によって報告されている。大屋層向小屋凝灰角礫岩  $1.89 \pm 0.16\text{Ma}$ , 大屋凝灰岩  $1.76 \pm 0.22\text{Ma}$ , 北有馬層西正寺凝灰岩  $1.43 \pm 0.27\text{Ma}$ , 竜石層が  $0.24 \pm 0.06\text{Ma}$  である。また、火砕流堆積物あるいは溶岩を対象としたジルコンやガラスの F T 年代も得られている (西村・宮地, 1973, 1976; 岡口, 1976; 磯・池田, 1979; Miyachi, 1982, 1983a, b, 1984, 1985; 井上他, 1983; 渡辺・林, 1983; 高井・宮地, 1984 など)。

また Suzuki (1972) は、立川ローム層出土の先土器文化 30 層準に由来する約 1,500 点の黒曜石について水和層厚の測定を行い、F T 法との比較を行った結果、4 個の F T 法による鍵年代と黒曜石水和層厚の 2 乗とは比例関係が認められ、T P (東京パミス) の F T 年代,  $49,000 \pm 5,000$  年 B. P. (町田・鈴木, 1971) は、黒曜石水和層法による年代,  $46,000 \pm 3,000$  年 B. P. と誤差内ではほぼ一致することを示した。



☒ 4. 1 - 4 Magic Ratio Graph (玉生, 1981)

表 4. 1 - 2  $^{238}\text{U}$  の自発核分裂壊変定数 (鈴木他, 1988)

壊変定数	方法	文 献	壊変定数	方法	文 献
11.9	a	Gerling et al.(1959)	7.30	c	Lewe et al.(1971)
10.7	a	Kuz'minov et al.(1960)	<u>7.03</u>	c	Robert et al.(1968)
8.7	b	Segre(1952)	7.0	c	Nishimura(1972)
8.7	a	Parker & Kuroda(1956)	<u>6.85</u>	d	Fleischer and Price(1964)
8.66	a	Stroninger et al.(1957)	6.82	c	Khan & Durrani(1973)
<u>8.46</u>	c	Galliker et al.(1970)	6.8	c	Kleeman & Lovering(1971)
<u>8.42</u>	c	Spadavecchia & Hahn(1967)	6.6	c	Fleischer & Price(1964)
8.4	c	Gentner et al.(1972)	6.2	a	Kuroda et al.(1956)
7.8	a	Rao & Kuroda(1966)	5.3	b	Perilov(1947)
7.5	c	Suzuki(1973)	5.3	b	Petrzhak & Flerov(1940)

方法は a-radiochemical, b-fission chamber, c-fission track, d-K and Rb、下線を施した壊変定数が一般に用いられる。

#### 4. 1. 4 $^{14}\text{C}$ 法

大気中で宇宙線により形成された $^{14}\text{C}$ は、5730年の半減期で $\beta^-$ 壊変によって安定な窒素の原子核 $^{14}\text{N}$ となる核種で、大気中の二酸化炭素の中に $^{14}\text{CO}_2$ として均一に含まれている。大気中の二酸化炭素は海水及び陸水中の炭酸イオンと交換し、また植物による同化作用で生物体内に均一に分布している。 $^{14}\text{C}$ 法は、生物体内に含まれる $^{14}\text{C}$ の減少を利用した年代測定法である。

原理：生物体に固定された $^{14}\text{C}$ は、生物の死後その遺体中の炭素が空気中の $\text{CO}_2$ 及び水圏の炭酸イオンと交換しなければ、その炭素中の $^{14}\text{C}$ は半減期5730年で減少する。もし、 $t$ 年前の大気中の $\text{CO}_2$ の中の $^{14}\text{C}$ 濃度が現在のそれと同じであるなら、その濃度を $N_0$ とすれば、 $t$ 年前の生物遺体中の $^{14}\text{C}$ 濃度は、 $t$ 年間に $N_0$ から $N$ にまで減少しているはずである。 $N$ は

$$N = N_0 \exp(-\lambda t), \quad \lambda : ^{14}\text{C} \text{の壊変定数} \quad (14)$$

により、 $t$ で一意的に定まる。従って、 $N$ を測定すれば、年代 $t$ は

$$t = \left( \frac{1}{\lambda} \right) \log_e \left( \frac{N_0}{N} \right) \quad (15)$$

によって求めることができる。 $^{14}\text{C}$ 濃度の測定には以下の方法がある。

##### (1) 固体炭素GM計数管法

$^{14}\text{C}$ は $\beta$ 線と電子ニュートリノを放出して $^{14}\text{N}$ に壊変する。この反応は3体壊変なので $\beta$ 線のエネルギーは一定ではない。 $\beta$ 線のエネルギーは $^{14}\text{C}$ の壊変のたびに異なり、0から最大エネルギー155keVの間をとる。Libbyによって1947年から開始された環境中の $^{14}\text{C}$ 測定では、放射線計測の立場からみてエネルギーがかなり低い $\beta$ 線を計数するために、screen-wall counterと呼ばれるGM計数管が用いられた。その後、次第に激しくなった大気中核実験により放射性フォールアウトが増加し、試料の調整及び炭素を計数管壁に塗布する際の汚染が問題となり、気体計数法に切り換えられるようになった(中村・中井, 1988)。

##### (2) 気体計数管法

放射線検出器や電子部品の進歩と共に気体計数管が普及した。比例計数管では、エネルギーの低い $\beta$ 線の試料自身による自己吸収をなくすため、測定試料中に含まれる炭素から充満ガスを合成して $^{14}\text{C}$ の定量が行われる。充満ガスとしては、二酸化炭素、アセチレン( $\text{C}_2\text{H}_2$ )、メタン( $\text{CH}_4$ )、エタン( $\text{C}_2\text{H}_6$ )などが用いられる。放射能測定による



$^{14}\text{C}$  定量で最も重要な問題は、試料に含まれる  $^{14}\text{C}$  からの  $\beta$  線以外に検出器に計数されるものがあることである。いわゆるバックグラウンド計数である。気体比例計数管法による  $^{14}\text{C}$  年代測定は、ルーティンの測定では一試料あたり16~20時間かけて測定が行われ、測定可能な年代の上限は3.5~4万年前までである（浜田・藤山，1964）。

### (3) 液体シンチレーション法

1975年頃から普及し始めた液体シンチレーション計数法では、次のようにして試料の  $^{14}\text{C}$  濃度が測定される。天然試料から炭素を抽出してメタノール ( $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$ )、トルエン ( $\text{C}_6\text{H}_6$ ) あるいはベンゼン ( $\text{C}_6\text{H}_6$ ) を合成し、重量を測定した後有機の蛍光体を混合し低カリウムガラス製あるいはテフロン製のバイアル瓶に入れる。試料中の  $^{14}\text{C}$  が壊変して放出された  $\beta$  線が蛍光体を励起して生じた微小発光を、高感度の光電子増倍管で電気信号に変え、発光の回数 ( $^{14}\text{C}$  壊変の回数) を計数する。ルーティン測定の場合、炭素にして2~2.3gのベンゼンが合成され、Modern standard,  $^{14}\text{C}$  を含まないバックグラウンド試料、及び未知試料から造られた3種類のベンゼンが交互に同一条件で50分間づつ繰り返し20回測定され、未知試料の  $^{14}\text{C}$  濃度が得られる（富樫・松本，1985）。このルーティン測定の条件で測定可能な年代の上限は約4万年とされている。またベンゼンの他に、メタノールに合成して計測することもでき、ベンゼン法に比べて合成実験の反応段数が少なく、同位体効果の影響が小さいという長所もある（藤原他，1986）。

液体シンチレーション法は気体計数管法に比べて、試料の占める体積が小さいため自然放射線によるバックグラウンド計数率が1/10と小さく (0.95cpm)、測定可能な炭素量が多く (最大12g)、検出器の安定性が良く操作が簡単である、などの特徴を持つ（富樫・松本，1983）。他方、欠点として、ベンゼンやメタノールの合成に手数がかかること、計数効率が65%と気体法に比べてやや低く、合成した試料中に不純物があると消光作用（蛍光体が発した光を不純物が吸収する：クウェンティング）が起こり、計数効率は更に低くなることなどが挙げられる。

### (4) 加速器質量分析法

加速器を質量分析計として用いて、イオン化した核種を直接計測するという、加速器質量分析法の基本的なアイデアは、既に1939年にAlvarez & Cornog(1939)によって実験的に試みられていた。加速器質量分析では、 $^{14}\text{C}$  が壊変する際に放出される  $\beta$  線を検出するのではなく、 $^{14}\text{C}$  原子自身を直接検出する。 $^{14}\text{C}$  はイオン化され、粒子加速器で加速され数MeVのエネルギーを付与される。 $^{14}\text{C}$  イオンは数MeVのエネルギーを持つことにより、エネルギー分析、質量分析を受け、更に重イオン検出器で原子番号の選別を受け、 $^{14}\text{C}$  であると確認されることが可能となる。加速器質量分析による  $^{14}\text{C}$  定量法は放射能測定による方法と比較して次のような長所を持つ。測定に必要な炭素の量は2~5mgと従来のほぼ1/1000である。測定時間は1試料あたり3~5時間と短く、少量試料の短時間測定でも測定誤差は±1%以下である。 $^{14}\text{C}$  検出のバックグラウンド計数が極めて少ないため、測定可能な年代

の上限が大きく、約60,000年BPである（中村・中井, 1988）。また短所としては、①装置が複雑で保守に手間がかかること、②測定開始時の分析計の調整操作が複雑で、測定結果がオペレータの熟練度に依存すること、③加速器質量分析計は非常に高価であることなどが挙げられる。

測定試料：正しい目的年代を得るには試料の選択が重要である。すなわち、地質学的・考古学的・人類学的な何れの試料にしても、①研究目的に見合った炭素物質を選ぶ。②測定に十分な量の炭素が得られること、③長期間風雨に曝されたり、地層中に埋没していた間に混入した二次的な炭素物質の除去（試料の前処理）等である（中井・中村, 1988）。

地質学的試料としては、まず木炭・木片があり、堆積物の堆積年代を知ること、またそれらから堆積速度や堆積環境の変化を知るのに良く用いられる。堆積物の中に含まれる木片や炭化木が堆積当時に生木であった場合は、確実な年代を与える試料として有用である。また、溶岩の中に取り込まれている炭化木は溶岩の噴出年代を決めるのに用いられている。

泥炭・褐炭は地層の堆積年代を決めるのに最も一般的に用いられる。その理由は、これらの堆積当時に繁茂した植物の炭化遺体であるため、比較的忠実な年代を示すからである。

堆積物・土壌中の有機物は、フミン質の有機物からなり、海洋や湖底の堆積物及び土壌中に普遍的に含まれているので、堆積年代を求めるのには最も得やすい試料である。しかし、これを用いた年代測定には最も問題が多い。フミン質有機物の $^{14}\text{C}$ 年代は堆積年代よりもかなり古い値を与えることが多い。これは、陸上の古い年代の堆積岩からの dead carbonによる $^{14}\text{C}$ 濃度の希釈によると考えられる。一方、有機炭素含有量の少ない堆積物では、フミン質をアルカリ抽出により回収して、その $^{14}\text{C}$ を測定するが、この場合には堆積年代よりも若い値が測定結果として得られる。これは、二次的に上部堆積層から若い年代の有機物が浸透して付加されるためと考えられる。従って、堆積物や土壌の有機物による $^{14}\text{C}$ 年代測定には、形を残した生物遺体である木片やplant tissue等を用いるのが安全である。

貝化石・サンゴは、天然水中で炭酸イオンを原料として生成したものであり、炭酸イオンと大気 $\text{CO}_2$ の $^{14}\text{C}$ が平衡状態になっていれば、その同位体効果の補正のみで正しい年代が得られる。海水では平衡に近い状態が保たれているので、海の貝化石やサンゴは年代測定に適した試料である。これらの試料でも、再結晶の形跡が無いことを顕微鏡観察で確かめておく必要がある。海洋性に対して、淡水性の貝殻や陸上の貝殻（カタツムリ等）は、大気中の $^{14}\text{C}$ 以外に古い年代の石灰岩の風化や有機物の分解により生成した炭酸イオンを原料としているので、実際よりは古い年代を与えることが多い（中井・中村, 1988）。

獣骨化石に含まれる蛋白質の一種コラーゲン（collagen）が $^{14}\text{C}$ 年代測定に用いられる。しかし、従来の $\beta$ 線計数法による $^{14}\text{C}$ 測定に十分なコラーゲンを抽出するには100～数100gの試料が必要である。

地質学的年代測定に用いられる試料は、すべて考古学・人類学の年代測定にも利用できる。考古学的・人類学的試料は、特にその選択と年代の意味を考慮する必要がある。

測定精度： 加速器質量分析による測定を除けば、現在 $^{14}\text{C}$ 濃度測定は $^{14}\text{C}$ の放出する $\beta^-$ 線の放出頻度が $^{14}\text{C}$ の濃度（存在量）に比例することを用いて $^{14}\text{C}$ 濃度が求められる。この測定は、全く偶然に支配されている $^{14}\text{C}$ の原子核からの $\beta^-$ 線の放出という現象を用いているため、放射線の計数値 $N$ には、標準偏差 $\pm\sqrt{N}$ （ $=\pm\sigma$ ）の誤差を必ず伴う。放射能の測定では、目的の放射線の他に環境の放射線も多少とも測定され、標準偏差の誤差に加算され、通常の例では8~20%の統計誤差となる。3~4万年が放射能測定による $^{14}\text{C}$ 年代測定の上限となるのはこの理由による。年代値で書かれた誤差が $1\sigma$ （one sigma）か $2\sigma$ （two sigma）かは測定者によってまちまちで統一されていない。ただしこの場合、放射能測定の統計誤差のみが示されていて、その他の誤差は無視された値であることに注意する必要がある。

タンデム加速器質量分析では、ターゲット中の炭素に含まれる $^{14}\text{C}$ と安定炭素 $^{13}\text{C}$ の存在比が測定された。試料の $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ 比は絶対測定で得られるのではなく、この比が既知の $^{14}\text{C}$ 年代測定用標準体に対する相対値として測定される。実際、標準体と未知試料とについて $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ 比を約15分間ずつ交互に測定し、それらの比

$$R = \frac{(^{14}\text{C}/^{13}\text{C})_{\text{sample}}}{(^{14}\text{C}/^{13}\text{C})_{\text{standard}}} \quad (16)$$

を得る。図4. 1-5に示すように、約5時間かけて $R$ を8回繰り返し測定し、平均値 $\bar{R}$ の誤差としては、8個の $R$ 値の平均値 $\bar{R}$ からのずれの程度（STD：標準偏差）と $^{14}\text{C}$ の総計数から算出される統計誤差の内大きい方を用いる。

試料の $^{14}\text{C}$ 濃度は $\bar{R}$ を用いて千分率で

$$\delta^{14}\text{C}(\text{‰}) = (\bar{R} - 1) \times 1000$$

と表示される。更に、炭素同位体 $^{12}\text{C}$ 、 $^{13}\text{C}$ 及び $^{14}\text{C}$ の質量数の違いにより生ずる同位体弁別効果を補正した $^{14}\text{C}$ 濃度は、次式で表される。

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰}) = \left\{ \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sample}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{standard}}} - 1 \right\} \times 1000 \quad (17)$$

ここで、 $(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sample}}$ と $(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{standard}}$ はそれぞれ試料及びPDB-標準体 Belemnite化石、 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比である。試料の $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 値が平均的木材の値-25‰からずれ

ている場合には、同位体効果の補正を行った $^{14}\text{C}$ 濃度は次式によって $\Delta^{14}\text{C}$ 値で与えられる。

$$\Delta^{14}\text{C} (\text{‰}) = \delta^{14}\text{C} (13) - (\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} + 25) \times \left(1 + \frac{\delta^{14}\text{C} (13)}{1000}\right) \quad (18)$$

試料の $^{14}\text{C}$ 年代値はこの $\Delta^{14}\text{C}$ 値を用いて、

$$T = \frac{T_{1/2}}{0.693} \log_e \left( \frac{1}{1 + \Delta^{14}\text{C}/1000} \right) \quad (19)$$

と計算される。この時、年代値の誤差 $\Delta T$ は、 $\Delta^{14}\text{C}$ 値の誤差を $\Delta(\Delta^{14}\text{C})$ とすれば誤差伝播則を用いると次式で与えられる。

$$\Delta T = \frac{T_{1/2}}{0.693} \cdot \frac{\Delta(\Delta^{14}\text{C})}{1000(1 + \Delta^{14}\text{C}/1000)} \quad (20)$$

同位体弁別効果の補正は小さいとして、(18)式の第2項を無視すると、

$$\Delta^{14}\text{C} \approx (\bar{R} - 1) \times 1000$$

が得られる。これを(20)式に代入すると、

$$\Delta T = \frac{T_{1/2}}{0.693} \cdot \frac{\Delta \bar{R}}{\bar{R}} \approx 8038 \frac{\Delta \bar{R}}{\bar{R}} \quad (21)$$

となる。ここで、 $\Delta \bar{R}$ は $\bar{R}$ の誤差であり、 $^{14}\text{C}$ の半減期として5570年を用いている。 $\bar{R}$ の測定における相対誤差( $\Delta \bar{R}/\bar{R}$ )が $\pm 1\%$ の時、年代の誤差は約 $\pm 80$ 年に当たる。また $\bar{R}$ の誤差 $\Delta \bar{R}$ は通常1標準偏差で与えられる。

タンデトロン加速器質量分析の場合、現在の試料、数千年前までの比較的新しい試料や標準体では、約5時間の測定でそれぞれ2~3万個の $^{14}\text{C}$ が計数され、統計精度は相対誤差( $\Delta \bar{R}/\bar{R}$ )で $\pm 1\%$ 以下である。 $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ 比測定の際の $R$ の変動による標準誤差を考慮に入れると、 $^{14}\text{C}$ 年代測定の誤差はほぼ $\pm 1\%$ と考えて良い(Nakamura et al., 1985)。試料が古くなれば、 $^{14}\text{C}$ の計数が減少し精度は悪くなる。

測定限界：放射能測定による $^{14}\text{C}$ 年代測定の場合では、バックグラウンドに起因するノイ

ズやベンゼン等の合成時における現代の炭素の混入などにより、ルーティンな測定条件では3.5~4万年が年代測定の上限となっている(浜田・藤山, 1964; 富樫・松本, 1983)。一方、タンデトロン加速器分析による $^{14}\text{C}$ 年代測定の場合には、Ag-Cターゲットを造る操作により、現在の炭素が約0.05%混入するため、これからルーティンな測定条件で測定可能な年代は約6万年前までと考えられる。

問題点： $^{14}\text{C}$ 法では、次の4つの仮定が成立していれば正しい年代が得られるはずであり、(2)式で求められる年代 $t$ は、その生物が生存していた年代を示しているものと考えられる。

- ①)大気中の $^{14}\text{C}$ 濃度が数万年前から現在まで一定で、地域による不均一性もなく、また海水中でも一定の濃度であったこと。
- ②)生きている生物体の炭素の同位体組成が大気中の炭酸ガスの炭素の同位体組成と等しいこと。
- ③)測定試料とした生物遺体中の炭素は、生物の死後外部からの炭素の付加がなかったこと。
- ④) $N$ 及び $N_0$ が正確に測定し得る量であり、また、 $\lambda$ の値(あるいは半減期 $T_{1/2}$ ;  $\lambda = 1.0 \text{ g} \cdot 2/T_{1/2}$ )が正確に知られていること。

上記の仮定の内、①~③は厳密には成立しておらず、また、④はその正確さの程度が常に進歩していることは言うまでもない。

①、②については、 $^{14}\text{C}$ の生成及び環境での循環過程から大気中の $\text{CO}_2$ の $^{14}\text{C}$ 濃度は長い年月に渡って一定であったと考えられていた。しかし、古地磁気の強度の変化によって、大気圏に到達する宇宙線強度が変化したことが知られており(O'Brien, 1979)、この宇宙線強度の変動にともなって実際には大気 $\text{CO}_2$ の $^{14}\text{C}$ 濃度は数%の経年変動があったこと、また特殊な生物試料では初期濃度がかなりずれている可能性のあることが明らかとなった。現在適用されている $^{14}\text{C}$ 年代測定法では明らかに例外と分かる場合を除き、 $^{14}\text{C}$ の初期濃度は試料の種類によらず経年的に一定であったと仮定される。すなわち、NBSシュウ酸標準体(SRM-4990)の $^{14}\text{C}$ 濃度の95%の値を $^{14}\text{C}$ の初期濃度(Modern standardの $^{14}\text{C}$ 濃度)として共通して用いることが慣例となっている。また、陸上生物と大気 $\text{CO}_2$ の $^{14}\text{C}$ 濃度は、炭素同位体 $^{12}\text{C}$ 、 $^{13}\text{C}$ 及び $^{14}\text{C}$ の質量数の違いから大気と生物の $\text{CO}_2$ 交換過程で生ずる同位体弁別効果によって、一般に異なっている。試料の年代を正確に決定する場合には、同位体弁別効果を補正して試料の $^{14}\text{C}$ 濃度を決める必要がある(木越, 1976, 1985)。

③については、炭素を含む試料の種類を選択し、また一つの試料でもどの炭素成分を選ぶかを吟味することにより条件を満たすことが可能である。

④については、現在のところ $5730 \pm 40$ 年が最も信頼し得る値と考えられている。実際、 $^{14}\text{C}$ 年代を暦年代と比較する時は、Libbyの半減期である $5568 \pm 30$ 年より $5730 \pm 40$ 年を用いた方が両者の一致は良いことが確認されている(Libby, 1963)。しかし、 $^{14}\text{C}$ 年代の算出

には半減期を変更することによる混乱を避けるため、 $5568 \pm 30$ 年を用いることが現在でも慣例となっている。

測定例： $^{14}\text{C}$ 法による年代測定例は、Libbyによって確立されて以来、多数報告されている。日本の $^{14}\text{C}$ 年代測定に関する論文をまとめたものとして、遠藤（1978；1960-1976年までの日本の論文をまとめた）などがある。一方、ベンゼン-液体シンチレーション法による日本における年代測定例としては、富樫・松本（1983）などがある。また、加速器質量分析による測定例としては、日本では、Nakai et al. (1987), Nakamura et al. (1987), Kobayashi et al. (1987)などが報告している。

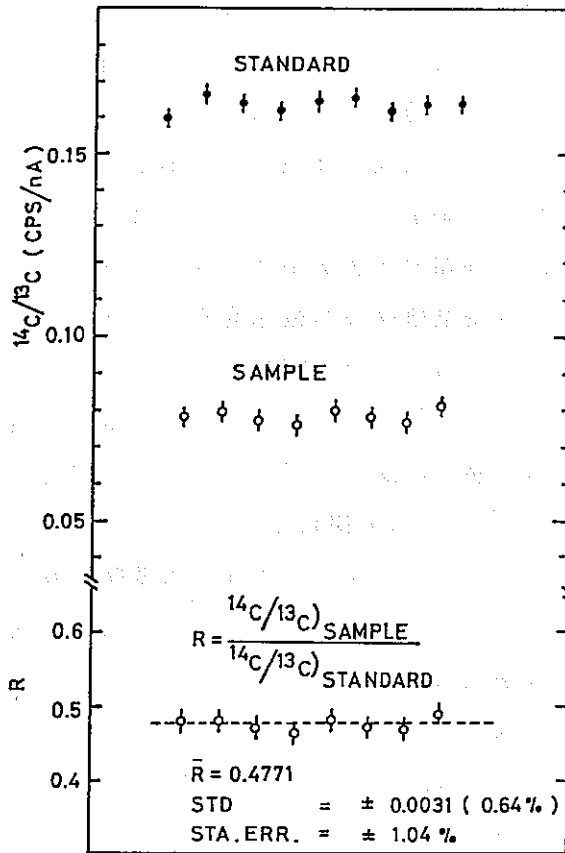


図4. 1-5 タンデトロン分析計による $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ 比の測定例  
 (中村・中井, 1988)

#### 4. 1. 5 U系列法

U系列年代測定法とは、年オーダーの半減期を有する核種である $^{234}\text{U}$ 、 $^{230}\text{Th}$ 、 $^{226}\text{Ra}$ 及び $^{210}\text{Pb}$ を利用する地質年代測定法をいうが、例えば $^{231}\text{Pa}$ などアクチニウム系列中の核種を利用するものもその範ちゅうに含まれることがある。従って、これらの核種を利用して行う年代測定法は、広義のU系列年代測定法と言えるものである。表4. 1-3は、これまでにU系列年代測定法の中に入れられたことのあるすべての方法をまとめたものである。表には合計14種類の方法が挙げられているが、それらの内(1)から(6)までは、主として海洋底物質（深海堆積物の堆積速度やマンガン・ノジュールの形成速度の推定）に適用されてきた方法である。この6種類の方法中、(5)と(6)は、その適用有効範囲が特に短い、例えば、湖沼・河口ないしは極浅海環境における極端に速い堆積速度の推定、あるいは底棲生物による堆積物の攪乱（bioturbation）深度の推定に効果を発揮する。(7)~(10)は、いずれも骨や殻といった生物硬組織を試料として化石生物の死亡年代を求めたり、あるいは鐘乳石・トラバーチン・カーリーチなど無機物炭酸塩沈澱物、更に燐酸塩堆積物の年代測定に利用されている。また(11)によつては、主に火成岩類のマグマからの固化年代及び極細粒碎屑物と炭酸塩成分の混合物としてのマールの形成年代が求められている。更に、(12)は石サンゴの成長（骨格形成）速度の推定、(13)は極浅海における堆積粒子の移動や続成作用の研究、(14)は、主として(1)及び(3)に必要な、U壊変系列中の $^{238}\text{U}$ から $^{230}\text{Th}$ までの核種に関する閉鎖系が成り立っているか否かのチェックに用いられてきた。

一方、 $^{230}\text{Th}$ （アイオニウム、Io）の減衰率あるいは $^{234}\text{U}$ からの成長率を時計として用いる方法を、狭義のU系列年代測定法あるいはアイオニウム年代測定法と呼ぶことが多い。以下には、その原理について述べる。

原理：放射性核種は、それぞれ固有の壊変定数（ $\lambda$ ）を有する。この定数は、その核種が1個存在している時、次の単位時間の間に壊変する確率である。その核種がN個ある場合、Nは時間の経過と共に減少するが、そのことは次の微分方程式で表される。

$$dN/dt = -\lambda N \quad (22)$$

この式の解は、

$$N = N_0 \cdot \exp(-\lambda t) \quad (23)$$

となり、(23)式中の $N_0$ は $t = 0$ の時の原子数で、Nはt時間経過後の原子数である。ある



放射性核種（親核種）が他の放射性核種（娘核種）に壊変していく時、 $t$  時間経過後の親及び娘核種の残存原子数をそれぞれ  $N_1$  及び  $N_2$ 、それぞれの壊変定数を  $\lambda_1$  と  $\lambda_2$  とすれば、

$$dN_1/dt = -\lambda_1 \cdot N_1 \quad (24)$$

$$dN_2/dt = \lambda_1 \cdot N_1 - \lambda_2 \cdot N_2 \quad (25)$$

の両式が成り立つ。いま、U 壊変系列中の  $^{238}\text{U}$  を親核種、 $^{230}\text{Th}$  を娘核種とし、 $t=0$  における  $^{238}\text{U}$  及び  $^{230}\text{Th}$  の全原子数をそれぞれ  $^{238}\text{U}_0$  と  $^{230}\text{Th}_0$ 、壊変定数をそれぞれ  $\lambda_s$  と  $\lambda_0$  とすれば、(24) 及び (25) 式の微分方程式を解くと、次の解が得られる。

$$d^{238}\text{U}/dt = -\lambda_s \cdot ^{238}\text{U} \quad (26)$$

$$d^{230}\text{Th}/dt = \lambda_s \cdot ^{238}\text{U} - \lambda_0 \cdot ^{230}\text{Th} \quad (27)$$

となる。(26) と (27) 式の微分方程式を解くと、次の解が得られる。

$$^{238}\text{U} = ^{238}\text{U}_0 \cdot \exp(-\lambda_s t) \quad (28)$$

あるいは

$$^{238}\text{U}_0 = ^{238}\text{U} \cdot \exp(\lambda_s t)$$

$$^{230}\text{Th} = \left\{ \lambda_s / (\lambda_0 - \lambda_s) \right\} \cdot ^{238}\text{U}_0 \cdot (\exp(-\lambda_s t) - \exp(-\lambda_0 t)) + ^{230}\text{Th}_0 \cdot \exp(-\lambda_0 t) \quad (29)$$

$$^{230}\text{Th} = \left\{ \lambda_s / (\lambda_0 - \lambda_s) \right\} \cdot ^{238}\text{U} \cdot \{1 - \exp((\lambda_s - \lambda_0)t)\} + ^{230}\text{Th}_0 \cdot \exp(-\lambda_0 t) \quad (30)$$

$^{238}\text{U}$  及び  $^{230}\text{Th}$  の半減期 ( $T_s$  と  $T_0$ ) が、それぞれ  $4.47 \times 10^9$  年と  $7.52 \times 10^4$  年で、両者の関係が  $T_s \gg T_0$  のため、 $\lambda_s \ll \lambda_0$  となり、(30) 式は次のように書き変えることができる。

$$\lambda_0 \cdot ^{230}\text{Th} = \lambda_s \cdot ^{238}\text{U} \cdot (1 - \exp(-\lambda_0 t)) + \lambda_0 \cdot ^{230}\text{Th}_0 \cdot \exp(-\lambda_0 t) \quad (31)$$

$^{238}\text{U}$  及び  $^{230}\text{Th}$  の単位時間における壊変原子数をそれぞれ ( $^{238}\text{U}$ ) と ( $^{230}\text{Th}$ ) で表すと、( $^{238}\text{U}$ ) =  $\lambda_s \cdot ^{238}\text{U}$ 、( $^{230}\text{Th}$ ) =  $\lambda_0 \cdot ^{230}\text{Th}$  より、(31) 式は次のようになる。

$$(^{230}\text{Th}) = (^{238}\text{U}) \cdot (1 - \exp(-\lambda_0 t))$$

$$+ ({}^{230}\text{Th})_0 \cdot \exp(-\lambda_0 t) \quad (32)$$

${}^{238}\text{U}$ と ${}^{234}\text{U}$ をそれぞれ親及び娘核種とした場合は、

$${}^{234}\text{U} = \left\{ \lambda_8 / (\lambda_4 - \lambda_8) \right\} \cdot {}^{238}\text{U} \cdot \{1 - \exp(\lambda_8 - \lambda_4) t\} \\ + {}^{234}\text{U}_0 \cdot \exp(-\lambda_4 t) \quad (33)$$

となり、 $\lambda_8 \ll \lambda_4$ であることから $\lambda_4 - \lambda_8 \approx \lambda_4$ となり、次の式が得られる。

$$\lambda_4 \cdot {}^{234}\text{U} = \lambda_8 \cdot {}^{238}\text{U} \cdot (1 - \exp(-\lambda_4 t)) \\ + \lambda_4 \cdot {}^{234}\text{U}_0 \cdot \exp(-\lambda_4 t) \quad (34)$$

時間が充分経過した後には $\exp(-\lambda_4 t) = 0$ となることから、(34)式は次のように単純化される。

$$\lambda_4 \cdot {}^{234}\text{U} = \lambda_8 \cdot {}^{238}\text{U} \quad (35)$$

単位時間における ${}^{238}\text{U}$ の崩壊する原子数 [(35)式中の $\lambda_8 \cdot {}^{238}\text{U}$ ]と ${}^{234}\text{U}$ の崩壊する原子数 [ $\lambda_4 \cdot {}^{234}\text{U}$ ]とは等しい状態となる。この状態を放射平衡 (永続平衡, secular equilibrium) という。このような ${}^{238}\text{U}$ ,  ${}^{234}\text{U}$ 間に放射平衡が成り立っている場合、U壊変系列中においては ${}^{234}\text{U}$ の壊変を考えずに、 ${}^{230}\text{Th}$ が直接 ${}^{238}\text{U}$ の壊変によって支えられていると言える。すなわち、先に ${}^{238}\text{U}$ を親核種とし、その直後の娘核種を ${}^{230}\text{Th}$ として得た(32)式が成り立つ。この(32)式が、 ${}^{230}\text{Th}$ の崩壊あるいは成長を利用するすべての年代測定において、年代値の計算に使われる基本式である。

アイオニウム年代測定法は、いくつか違った種類の試料に適用されているが、試料の種類によって、年代値の推定法が異なる。しかし、いずれの場合も年代対象物が形成され、U及びTh同位体に関して外界との交換が閉ざされた時点 ( $t = 0$ ) における ${}^{230}\text{Th}$ と、その親核種 ( ${}^{238}\text{U}$ ないし ${}^{234}\text{U}$ ) との間の放射非平衡関係に基づく点は共通している。 ${}^{230}\text{Th}$ とU同位体間に見られる放射非平衡系を利用したアイオニウム年代測定法は、次の3種類に分類される。

- (1) U同位体から分離された ${}^{230}\text{Th}$ は75,200年の半減期で ${}^{226}\text{Ra}$ へと壊変して行くが、その壊変 (崩壊) 率を利用する方法 (減衰法: excess  ${}^{230}\text{Th}$  及び  ${}^{230}\text{Th} / {}^{232}\text{Th}$  法),
- (2) UとThがいったん分離された後、 ${}^{234}\text{U}$ から新たに ${}^{230}\text{Th}$ が成長し、両者の比が1 (永続平衡) に達するまでに変化していく状態を利用する方法 (成長法:  ${}^{230}\text{Th} / {}^{234}\text{U}$ ,

$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 法), (3) $^{230}\text{Th}$ の減衰と $^{234}\text{U}$ からの成長両方をあわせて利用する方法 ( $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} - ^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ アイソクロン法)である。

試料中のU及びTh同位体比を求める方法としては、天然物中のU及びTh定量法である放射化分析法、蛍光分析法あるいは吸光分析法などが知られているが、これらの方法では各放射能比を直接知ることはできない。そのため、アイオニウム法では、年代測定に必要なU及びTh各同位体の放射能比を求めるため、 $\alpha$ スペクトル法が広く利用される。 $\alpha$ スペクトル法は、放射性核種によって放出されるそれぞれの $\alpha$ 粒子が異なるエネルギーを持つことを利用する方法で、各放射能比だけでなく、各同位体量も同時に測定できるという長所を有する。 $\alpha$ 粒子のエネルギースペクトルを得るには、これまで二重グリッド電離箱と半導体検出器の二種類の検出器が使用されてきた。検出器によって得られた $\alpha$ スペクトルの個々のピークの面積比から $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 及び $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 放射能比が求められ、また試料分解の段階で加えられた $^{232}\text{U}$ 及び $^{228}\text{Th}$ 量が既知なので、U ( $^{238}\text{U}$ ) 及びTh ( $^{232}\text{Th}$ ) 量、更に $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ あるいは $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ や $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ 放射能比を比例式によって計算して求めることができる。

測定試料：(1)excess  $^{230}\text{Th}$  及び $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 法は海洋底物質に適用され、海底堆積物及びマンガン・ノジュールが試料として使用される。(2) $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 及び $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 法は生物化石に適用され、試料としては、貝殻やサンゴなどの生物起源炭酸塩鉱物や鐘乳石、トラバーチン、カリーチなどの無機的炭酸塩沈澱物が利用される。また、(3) $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} - ^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ アイソクロン法は火成岩類のマグマからの固化年代及び極細粒砕屑物と炭酸塩成分の混合物としてのマールの形成年代を求めるのに適用され、試料は岩石中の珪酸塩鉱物等である。

測定精度： $\alpha$ スペクトル法によるU及びTh同位体測定における誤差要因としては、検出器による $\alpha$ 粒子の計数値自身に含まれる統計誤差の他に、次の四種類の要因が考えられる (Harmon et al., 1979)。(a)各同位体を示すスペクトルの分解能、(b)試料処理過程におけるU及びTh同位体の化学収率、(c)トレーサーとして加えたスパイク液中の $^{232}\text{U}$ と $^{228}\text{Th}$ 含有量の見積もり、及び(d)試料の不均質性などによって生じる誤差である。

ある時間内に計数された値(総計数値)をNとすると、N自身にはある大きさの誤差が含まれている。それは標準偏差( $\sigma$ )で表され、 $\sigma = \sqrt{N}$ で近似できる。計数値の統計学的な処理においては、計数値が大きくなればなるほど、計数率に伴う誤差が小さくなる。従って、普通の測定においては十分な時間をかけ、できるだけ大きな計数値を得る必要がある。その他の誤差に関しては個々に見積もり、それらを結合することによって、アイオニウム法による年代測定の誤差が求まる。

測定限界：半減期75,200年のアイオニウムの減衰あるいは成長率を利用する年代測定法は、1万年から約30万年前までの主として後期更新世の試料に対して最も有効な方法である。図4. 1-6には、生物死後の時間経過にともなう $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 放射能比の変化を示してある。 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代測定法の有効適用範囲は、図中の曲線の勾配が比較的大きい年代範囲（1万年～約30万年）である。数千年や30万年を越える年代値については、誤差が大きくなり、高信頼性は望めない。

問題点：アイオニウム年代測定法における最も重要な点は、利用する核種に関して閉鎖系として保存されてきた試料を用いなければならないことである。アイオニウム法においては、少なくともU壊変系列中の親核種 $^{238}\text{U}$ から $^{230}\text{Th}$ までの $^{234}\text{Th}$ 、 $^{234}\text{Pa}$ 及び $^{234}\text{U}$ を含めた5核種に関して閉鎖されてきた試料でなければならないことになる。一般に、続成変質を被っている試料では、ある元素だけが選択的に保持されてきたとは考えにくく、どの年代測定法にとっても不相当だと言える。従って、閉鎖系か否かの判断を下す第一歩は、試料自身が変質されていないかを確認することである。試料が閉鎖系であるか開放系であるかを判断する方法としては、2種類以上のU系列年代測定法で求めた年代値を直接比較する他、 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}-^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ 放射能比そのものを比較し、両放射能比がコンコルディア（concordia：年代一致曲線）上にのることを確認する方法も試みられている（Stearns, 1984：図4. 1-7参照）。

また、試料の $\alpha$ 粒子エネルギーを測定する時には、 $\alpha$ 粒子エネルギーの試料線源中での自己吸収を防ぎ、 $\alpha$ スペクトルにおけるピークのbroadeningあるいは低エネルギー側への実際以上のtailingを無くするため、試料線源としてできるだけ薄く均一なものを準備しなければならない。そうしないと、それぞれのピークの一部が重なり合い、同位体量及び放射能比算出の基礎データとして、各ピーク面積を的確に計数できないことにつながる。従って、測定線源を作成する時には、測定機器自身の分解能をそれ以上低下させたり、それによって生ずる計数の不確かさを無くすよう細心の注意を払わなければならない。

アイオニウム年代測定法の各手法を適用する場合には、それぞれ前提条件が存在する。(1) excess  $^{230}\text{Th}$ 法では、過去数十万年間、海洋環境の著しい変化がなく、Th同位体の海底への供給が一定で、取り込まれた後堆積物中においてU及びTh同位体の拡散による移動がないという前提に基づいている（図4. 1-8参照）。また $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 法では、過去数十万年の間、海水中の $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 比が一定で、 $^{232}\text{Th}$ が $^{230}\text{Th}$ と常に同一比で沈積してきたと言える海域で形成され、その堆積物中にはU同位体量が無視できるほど少量しか含まれておらず、更にTh同位体が堆積物中で拡散移動を全くしていない場合を想定している。しかし、實際上、上記全ての条件を満足する海底堆積物試料を入手することは極めて困難である。

(2)  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 及び $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 法では、生きていた当時、硬組織中に $^{230}\text{Th}$ を

全く取り込まなかった ( $^{230}\text{Th}_0 = 0$ ; Omura, 1976参照) 化石生物試料で、死後その硬組織は、少なくともU壊変系列中の $^{238}\text{U}$ から $^{230}\text{Th}$ までの核種に関して閉鎖系として保存されてきており、その生物が生育していた海水中の $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 放射能比が推定でき、その値が現在の海水中の同比と大差がないという前提に基づいている。しかし、現在のところ、これら全ての条件を見かけ上満足する試料とされているのは、サンゴ化石のみである。多くの第四系中に産出する軟体動物化石の場合、死後貝殻中に二次的なU同位体が混入するため、条件を満たさない。従って、二枚貝や巻き貝類から信頼できる $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代値を得ることは極めて困難である。本方法を効果的に利用しようとするには、今のところ、死後の続成変質を被っていない、生物の分泌作用によって形成されたままの鉱物（アラゴナイト）のみからなるサンゴ化石を試料として選定するのが最良の策と言える。

(3)  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} - ^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ アイソクロン法（図4. 1-9参照）では、試料となる岩石は、 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 比が一樣だったマグマから同時に（あるいは年代値に対して無視できる程度の短期間）に晶出した、少なくとも3種類以上の鉱物相（mineral phase）から構成されており、同位体分析に供される各相は、晶出後現在に至るまで、U壊変系列中の $^{238}\text{U}$ から $^{230}\text{Th}$ までの核種に関して閉鎖系として保存され、分析試料に含まれるU同位体の間には、放射平衡関係 [ $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U}) = 1$ ] が成り立っているという前提条件がある。火成岩の場合には、U同位体間で $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 放射能比がほとんどの場合1（永続平衡）を示し、また続成変質作用を被っていない試料であれば核種の閉鎖系も保存されると考えられる。しかし、この方法を行う場合には、3種類以上の鉱物相を分離し難いことや火成岩類を構成する主要珪酸塩鉱物中のU及びTh含有量は非常に少ない（多くの場合、 $1 \sim 10^{-2}$  ppmオーダー）ため、試料調整に労力がかかる難点がある。

測定例： アイオニウム法を含めたU系列年代測定法による第四紀年代測定例は、1950年代から現在までに多数報告されている。表4. 1-4は、初期の年代測定例をまとめたものである（小西, 1967参照）。日本では、Omura(1983, 1984)及びOmura et al.(1985)が琉球石灰岩産サンゴ化石の年代測定を精力的に行っている（大村, 1988参照）。また、火山岩類に適用するために開発された、 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} - ^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ アイソクロン法（Kigoshi, 1967; Taddeucci et al., 1967; Allegre, 1968）は、最近では大村他（1988）による火山噴出物の適用例が報告されている。

表 4. 1 - 3 放射非平衡関係に基づいたウラン系列年代測定法の総括  
 上向きと下向きの矢印は、主として次の欄に挙げた核種の成長  
 及び減衰率を用いる方法であることを示す (大村, 1988a)

DATING METHOD*	NUCLIDE	HALF LIFE (y)	DATING RANGE (ky)
(1) Excess $^{230}\text{Th}$ (↓)	$^{230}\text{Th}$	75,200	~ 300
(2) Excess $^{231}\text{Pa}$ (↓)	$^{231}\text{Pa}$	34,300	~ 150
(3) $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ (↓)	$^{230}\text{Th}$	75,200	~ 300
(4) $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ (↓)	$^{231}\text{Pa}, ^{230}\text{Th}$	$6.2 \times 10^4$ (av.)	~ 150
(5) Excess $^{210}\text{Pb}$ (↓)	$^{210}\text{Pb}$	22.3	~ 0.1
(6) $^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ (↓)	$^{228}\text{Th}$	1.913	~ 0.01
(7) $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (↑)	$^{230}\text{Th}$	75,200	~ 300
(8) $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ (↑)	$^{231}\text{Pa}$	34,300	~ 150
(9) Excess $^{234}\text{U}$ (↓) ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ )	$^{234}\text{U}$	$2.48 \times 10^5$	~ 1,200
(10) He/U (↑)	alpha emitting nuclides in U-series		~ 1,000
(11) $^{230}\text{Th}/^{232}\text{U}$ (↓ ↑) (isochron)	$^{230}\text{Th}$	75,200	~ 300
(12) $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ (↓)	$^{228}\text{Ra}$	5.75	~ 30
(13) Excess $^{234}\text{Th}$ (↓)	$^{234}\text{Th}$	(24.1 d.)	~ (100 d.)
(14) $^{226}\text{Ra}/^{235}\text{U}$ (↑)	$^{226}\text{Ra}$	$1.60 \times 10^3$	~ 10

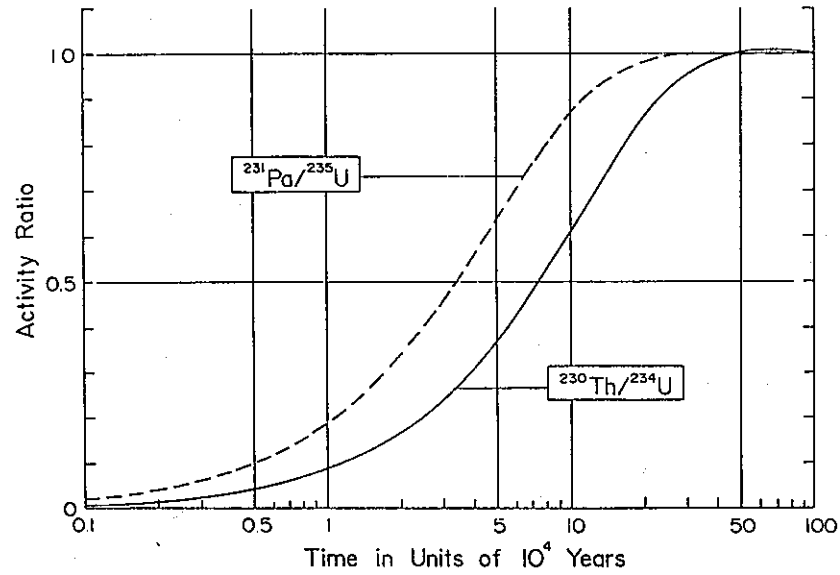


図4. 1 - 6 生物硬組織中における死後の時間経過に伴う $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 及び $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ 放射能比の変化  
 [ $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 放射能比変化曲線は、 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0 = 1.15$ の場合を示す] (大村, 1988a)

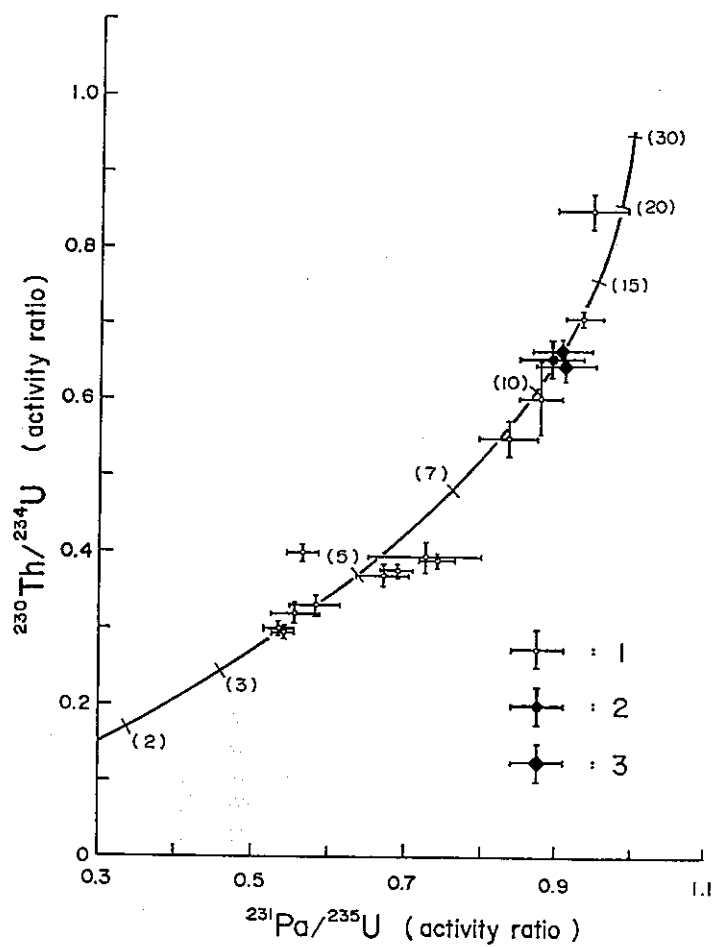


図4. 1 - 7  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ,  $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ 放射能比のコンコードィア (Concordia; 年代一致曲線) (括弧内の数字は、対応する年代を $10^4$ 年オーダーで示している: 1. 喜界島産サンゴ化石試料; 2. Baja California産サンゴ化石試料; 3. Baja California産ウニ化石試料) (大村, 1988a)



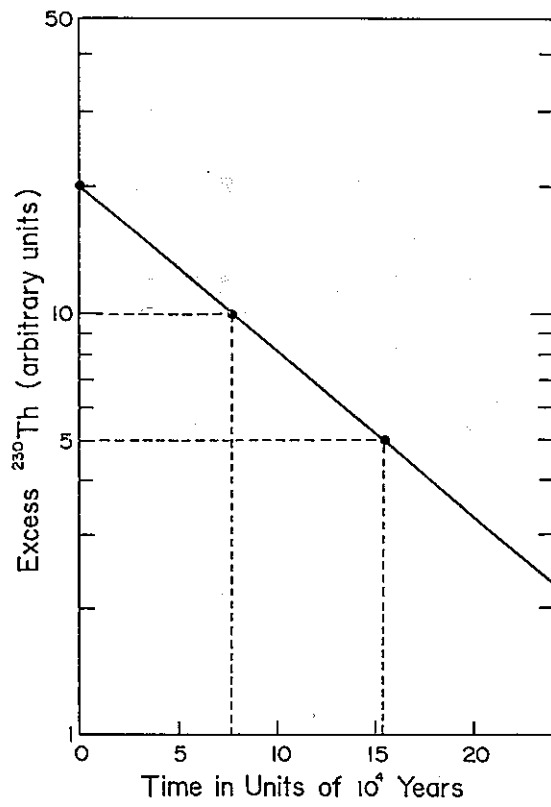


図4. 1-8 海洋底物質中における過剰アイオニウム (excess  $^{230}\text{Th}$ ) 量の時間経過に伴う変化 (大村, 1988a)

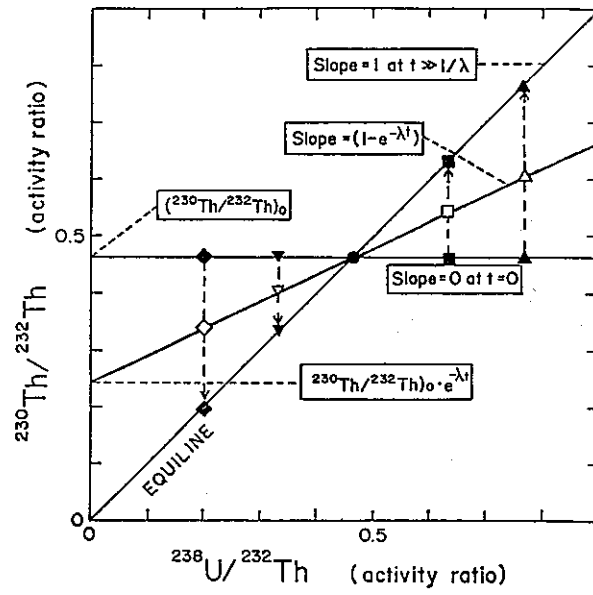


図4. 1-9 火成岩を構成する各鉱物相中の $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 及び $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ 放射能比の時間経過に伴う変化と、それによる内的等時線 (internal isochron) の勾配変化、切片及び初生的 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 放射能比 (大村, 1988a)

表4. 1-4 第四紀後期生物源炭酸塩の $\alpha$ 放射性核種による年代測定の研究の一覧表(小西, 1967)

1. 造礁性珊瑚		
Florida	Key Largo Ls.	Tatsumoto & Goldberg, 1959
"	Key Largo Ls., Miami Oolites	Osmond, Carpenter & Windom, 1965
"	Key Largo Ls., Miami Oolites	Broecker & Thurber, 1965
Berry Islands, Bahamas	marine terrace deposit oolianites (oolites)	"
"	"	"
Cuba	Seboruk terrace	Cherdyntsev <i>et al.</i> , 1967
Oahu, Hawaii	現生, 1.5m & 2~3m -20m (沈水珊瑚礁)	Veeh, 1966 Inman & Veeh, 1965
"	"	"
Mururoa, Tuamotu Anaa, Tuamotu Niau, Tuamotu Makatea, Tuamotu	ボーリング 現生 & 2~4m 3~4m 3m & 15m	Lalou, Labeyrie & Delibrias, 1966 Veeh, 1966 Veeh, 1966 Veeh, 1966
Tahiti, Society Islands Tahiti 南の海嶺 Tutuila, Samoa Mangaia, Cook Islands	現生 沈水珊瑚礁 現生 2m	Veeh, 1966 Cherdyntsev <i>et al.</i> , 1967 Veeh, 1966 Veeh, 1966
Eniwetok	ボーリング	Sackett & Potratz, 1963 Thurber, Broecker, Blanchard & Potratz, 1965
Chiba, Honshu	Numa Coral Bed (沼サンゴ層)	Konishi, Omura & Kimura, (MS)
Kikai & other islands, Ryukyus	Araki Ls., Ryukyu Ls. 荒木石灰岩, 琉球石灰岩, 現生	Sakanoue, Konishi & Komura, 1967
Rottneat Is., Australia Boundary Beach, Australia Cape Terron, Australia Gabriel, Mauritius Rodriguez Mahe, Seychelles Praslin, Seychelles	2m 4m ? 1.5m ? 9m 6m	Veeh, 1966 Veeh, 1966 Cherdyntsev <i>et al.</i> , 1967 Veeh, 1966 Cherdyntsev <i>et al.</i> , 1967 Veeh, 1966 Veeh, 1966
2. 海生軟体動物化石		
Masachusetts, U. S. A. Polaris Promotory Greenland Alaska, U. S. A. Oregon, U. S. A. Northern California Central California	Sankaty Sand 'Second Sand', Kotzebue Sand Elk River Fmt. を蔽う砂礫層 Millerton Fmt. +8m terrace の基底	Blanchard, 1963 " " Richards & Thurber, 1966 " Blanchard, 1963
Southern California	Palos Verdes Sand, Lomita marl, 1200 ft-terrace	Thurber & Broecker, 1965 ; Thurber, 1965
Chukotschki 半島, Siberia, U. S. S. R.		Cherdyntsev <i>et al.</i> , 1966
Morocco, Algeria, Tunisia, Spain, France, & Italy	Monastirian, Tyrrhenian, Ouljian, Anfatian	Stearns & Thurber, 1965 ; Thurber, 1965
3. 淡水生軟体動物化石		
Lake Bonneville, Utah Lake Lahontan, Nevada	(地層名省略)	Kaufman & Broecker, 1965
Dnestr 河, Ukraine, U. S. S. R.	2つの河岸段丘	Cherdyntsev <i>et al.</i> , 1963

#### 4. 1. 6 TL法

TL法は、加熱によって解放される不対電子が再結合することにより発生する蛍光（熱ルミネッセンス：Thermoluminescence）を利用したもので、ESR法と同一の原理に基づいているが、格子欠陥に捕獲された不対電子の検出方法はESR法と異なっている。

原理：放射線を照射した石英や長石のような結晶を加熱した時に発光する現象は、三つの過程によって説明される（市川・平賀，1988）。

放射線の照射によって親原子から電子が離脱され、この電子が結晶中を動き回る。この過程をバンドモデルで説明したものが図4. 1-10である。図において、①は放射線の照射、②は電子の価電子帯から伝導帯への励起、③は伝導帯での移動の過程を示している。③'は正孔の移動を示している。

電子は結晶中を動き回っている間に電子捕獲中心T (electron trap)において捕獲される。図の④の過程である。この時、電子は①にある時よりもTにある時の方が高いエネルギー状態にあるので放射線のエネルギーの一部が貯蔵されたことになる。正孔は価電子帯を移動した後、発光中心C (luminescence center)に捕獲される。④'がそれを示している。

結晶を加熱し、それによる格子の熱振動が電子を捕獲中心Tから離脱させるのに十分な温度に達した時、電子は伝導帯に励起される。図の⑤の過程である。この過程は、捕獲中心Tが伝導帯に近い場合（トラップが浅い場合）には常温でも起こる。電子は結晶中を移動した後発光中心Cにおいて正孔と再結合し、この時発光する。⑥の過程である。

いま、TL強度をI、放射線量をD、単位線量当たりのTL強度を $I_0/D_0$ とすると、

$$I = D \times I_0 / D_0 \quad (36)$$

である。 $I_0/D_0$ は発光効率と呼ばれるもので、個々の試料により、また放射線の種類によっても異なる。火山灰や土器中の天然の鉱物結晶をTL線量計として使用して、試料が焼かれてから現在まで受けてきたパレオドーズ (paleodose: ESR法における総被曝線量) を測定しようとするのがTL年代測定法である。

TL法では、粒径約 $100\mu\text{m}$ 程度の石英粒子を使用する石英粗粒子法と $1\sim 8\mu\text{m}$ の鉱物粒子を使用する微粒子法がある。粗粒子法では $\alpha$ 線の影響をHF等のエッチングによって除去することができるが、微粒子法では $\alpha$ 線の寄与や損傷生成効率を見積もらなければならない。

図4. 1-11は土器中の鉱物のTL履歴を説明したものである。①は鉱物生成時から地質年代にわたってTLが蓄積される過程を示している。TL強度は数10万年ぐらいまでは直線的に増加するがそれ以後は飽和する。②は土器の胎土中の鉱物（石英など）が土

器焼成時に加熱されてTL強度がゼロになる過程，③は土器が土中に埋まって現在に至る間のTLの直線的増加の過程，④は石英試料の単位線量当たりのTL強度を測定するための人工照射の過程を示している。地質年代は，鉱物生成時を時間ゼロとして，地質年代にわたって蓄積された（①の過程）TLを測定し，考古代は，土器焼成時を時間ゼロとして，考古代にわたって蓄積された（③の過程）TLを測定する。実際の年代測定においては，更に④による測定と年間線量の測定が必要である。年代を決定する式は，

$$\text{年代} = \frac{\text{パレオドース}}{\text{年間線量}} \quad (37)$$

である。パレオドースの測定は，一般に温度の関数としてTL強度を表したグローカーブを使って行う（図4. 1-12）。人工γ線を照射し，グローカーブ中の各ピークのTL強度を求め，それらの増加率から等価線量を求める。低温側のピークは熱的に不安定であるので，グローカーブの安定領域を求めるために，各温度において等価線量を算出し，これを温度に対してプロットしてプラトーになっている領域を求める（プラトーテスト）。石英などでは，低い線量領域において発光効率が徐々に増加する非直線性（スーブラリニアリティ）を示す。この補正を行うために，加熱によって天然のTL強度をゼロにし，既知線量を照射した後，TLを測定して非直線性によるズレを補正する（図4. 1-13）。年間線量を求める方法は，ESR法と全く同じである。

測定試料：地質試料としては，これまでに石灰岩，煙水晶，溶岩などに試みられたが，圧力履歴による褪色，放射線による格子欠陥の生成など困難な問題があり，研究は停滞している。一方，考古学試料としては主に土器やフリントあるいは焼かれた花崗岩や砂岩などが年代測定に利用され，それらの中に含まれる石英や長石を抽出して行われている。また火山灰中の石英粒子を抽出して年代測定した例も知られている（市川・平賀，1988）。現在，TL法における測定法としては，約100μm程度の石英粒子を測定試料とする石英粗粒子法と，1～8μmの各種鉱物粒子を試料とする微粒子法が用いられる。

測定精度：TL年代測定法は種々の試料について適用できるが，この方法の正確さはそれぞれの試料により，また試料の存在していた環境によって異なる。パレオドースの測定において，その精密さを決定するのは試料とする鉱物のTL特性である。これに対して試料の環境は年間線量の評価に影響を与える。土器について言えば，土器の胎土や周囲の土の放射線量の測定の精密さの他に，地層成分の変動とか地層中の水分量の変動などが測定値の正確さに影響を与える。Aitken & Alldred(1972)は測定条件の良い英国の中世とローマ時代の年代既知の土器を微粒子法と石英粗粒子法で±5%の誤差で測定している。しかし，

これらは非常に条件の良い場合で、一般に土器について7~10%程度の誤差があり、地質試料については、これより大きな誤差になると考えられる。

試料が地質年代にわたって受けてきたパレオドースPDは、等価線量EDとスーパーリニアリティ補正值Iを用いて次式で与えられる(平賀・市川, 1988)。

$$PD = ED + I \quad (38)$$

この誤差 $\sigma(PD)$ は、ED及びIの誤差をそれぞれ $\sigma(ED)$ 、 $\sigma(I)$ として次式で与えられる。

$$\sigma(PD) = \sqrt{\sigma^2(ED) + \sigma^2(I)} \quad (39)$$

等価線量のEDの解析的表現は、 $R_i$ 、 $T_i$ を測定点iの付加線量及びTL強度とし、nを測定点数とすると、次式で与えられる。

$$ED = \frac{1}{n} \left( \frac{1}{a} \sum T_i - \sum R_i \right) \quad (40)$$

$$a = \frac{n \sum R_i T_i - (\sum R_i) (\sum T_i)}{n \sum R_i^2 - (\sum R_i)^2} \quad (41)$$

ここで、aは比例領域を表す直線の勾配である。各測定点におけるTL強度の誤差は、当然のこと等価線量の誤差の評価に反映してくる。誤差の伝播を考慮して、等価線量の評価誤差 $\sigma(ED)$ は次式で表される。

$$\sigma(ED) = \left\{ \sum \left( \frac{1}{a} \cdot \frac{\sum R_i T_i - (\sum T_i) R_i}{n \sum R_i T_i - (\sum R_i) (\sum T_i)} \right)^2 \sigma^2(T_i) \right\}^{1/2} \quad (42)$$

ここで、 $\sigma(T_i)$ は測定点iにおけるTL強度の誤差である。

スーパーリニア現象は、より低線量域で顕著なものであるから、確実に直線領域と見なされるべく、より高線量域のデータを外挿しなければならない。等価線量の評価の場合と同様にして、スーパーリニアリティ補正值Iとその評価誤差 $\sigma(I)$ は求められる。

試料調整におけるHF処理によって、石英粒子の表面層はエッチングされているので、 $\alpha$ 線による年間線量率への寄与は無視できる。従って、石英粗粒子法における実効年間線量 $D_r$ は、 $\beta$ 線の年間線量 $D_\beta$ と $\gamma$ 線及び宇宙線の年間線量 $D_\gamma + D_c$ を用い、更に石英粒径に依存する $\beta$ 線量の減衰に関する補正係数を $k'$ として、次式で与えられる。

$$D_r = k' D\beta + (D\gamma + D_0) \quad (43)$$

また、この誤差  $\sigma(D_r)$  は、 $D\beta$  及び  $(D\gamma + D_0)$  の誤差をそれぞれ  $\sigma(D\beta)$ 、 $\sigma(D\gamma + D_0)$  とし、更に係数  $k'$  の誤差を  $\sigma(k')$  とすれば次式で与えられる。

$$\sigma(D_r) = \sqrt{(D\beta \sigma(k'))^2 + (k' \sigma(D\beta))^2 + \sigma^2(D\gamma + D_0)} \quad (44)$$

従って、TL年代  $A$  とその評価誤差  $\sigma(A)$  は次式によって算出される。

$$A = PD/D \quad (45)$$

$$\sigma(A) = A \sqrt{(\sigma(PD)/PD)^2 + (\sigma(D_r)/D_r)^2} \quad (46)$$

測定限界：測定可能な年代範囲を制限する主な因子としては、捕獲電子の寿命が測定年代に対して充分耐え得るかということと、線量に対するTL強度が充分高線量域までその直線性を保っているかということがある。前者は、375°Cのピークに対する電子の寿命が $10^7$ 年のオーダーであるので、相対的な意味で重要な問題ではない。また、後者については、試料によって異なるが一般に $10^3$ Gyのオーダーで直線性が破れて飽和状態になる。パレオドーズ $10^3$ Gyの試料の年代は数10万年であるので、測定年代はこれによって制限され、補正によって測定範囲を延長しても約100万年程度であろう(市川・平賀, 1988)。

問題点：TLを生ずるもととなる結晶中の電子トラップは有限であり、強い放射線を長時間受けた試料はTLの飽和を示す。この飽和の程度をチェックする方法として、天然状態のTL強度( $N$ )が $\gamma$ 線照射後に増加する量( $A_1$ )と一度アニーリングした状態で同じ線量の $\gamma$ 線を照射した後の増加量( $A_2$ )の比( $A_1/A_2$ : 飽和がない場合、理想的には1になる)を調べる方法がある。この場合、どの程度の数値まで許容されるのかが大きな問題となる。もし $N$ が大きく(より古い年代の試料)、 $A_1$ が小さな試料では $A_1$ の読み取りに大きな誤差が入ることになる。一方、 $N$ が非常に小さく、 $A_1$ の大きな試料の場合は誤差の入る余地は少ない。以上のような問題は、測定回数を増やすことにより、ある程度まで解消することができる(高島・本多, 1985)。また、TLには色々な熱的安定性を持つ格子欠陥起源のルミネッセンスが混ざっている可能性があるので、TL信号の放射線に対する線形性などが問題になることがある。

TL測定では2種類の加熱処理が必要である。1つは試料を300~500°Cの高温下に置き、天然条件で蓄積したTLをゼロにするためのものであり、他の1つは強力な $\gamma$ 線照射後の

試料に対し130~170°Cの処理を行い、低温の不安定TLを消去するためのものである。前者の場合、高温で処理するため、石英の結晶構造を変化させ、TL感度を変える恐れがある。このことは $A_1/A_2$ の値に現れてくることなので、基準値(0.5~2.0)を外れるものは飽和か加熱によるTL感度変化があったものと判定される。加熱による結晶変化を防ぐという意味からは加熱しない試料に異なった線量を加えて天然の被曝線量を求める方法(Lamothe et al., 1984など)が良い結果を与える可能性もある。

130~170°Cの加熱処理は基本的には不安定な低温ピークを消去するためのものであるが、年代測定では天然と人工照射の両方について、同一温度のピークを比較する必要がある。従って、ピークの比較のためには天然と人工照射の両方について、同様の条件で加熱処理を行い、熱的に等価な状態にしたものについて測定する必要がある。また、TL測定では高温のピークほど長期間安定であり、最適な処理温度は試料ごとに異なっているので、試料ごとに検討していく必要がある。

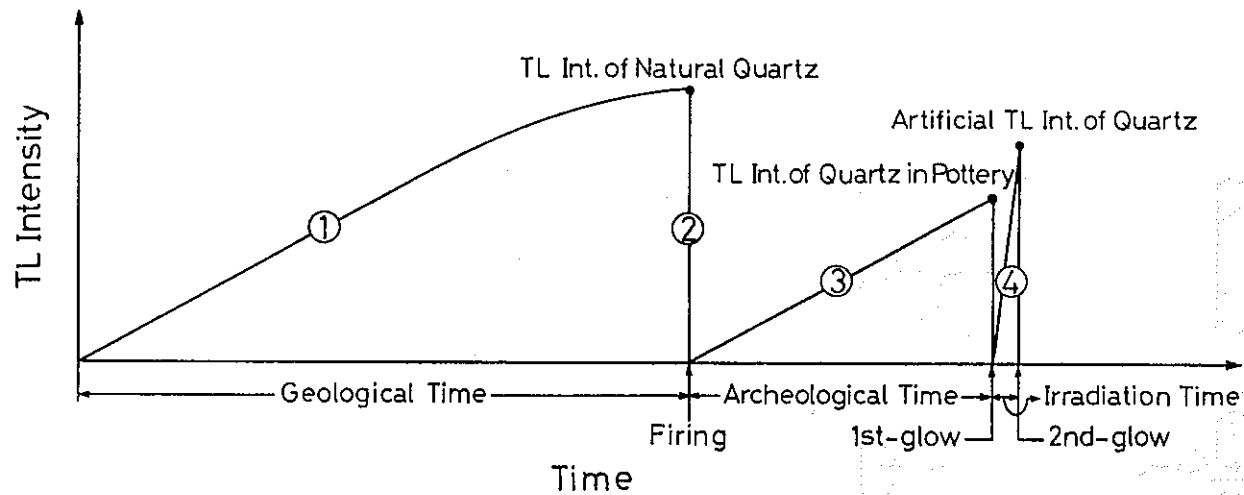
一部の試料では、鉍物分離後数日~1ヶ月程度の室内放置ではほとんど変化が認められないが、数ヶ月~1年後の測定で著しいピーク強度の増加を生ずるものがある。このような現象は放射線によらないTLの蓄積として注意されており、不活性ガス(N<sub>2</sub>やAr)中での測定で避けることができるとされている(Aitken et al., 1963)。

一方、年間線量については、後に述べるESR法における年間線量率に関する問題がそのまま当てはまるので、ESR法のところでまとめて述べる。

測定例: Daniels et al. (1953)によって提案され、Zeller et al. (1955)によって引き継がれて研究が進められたTL法による第四紀年代測定の例は、現在までに多数存在する。また、TL年代測定に関する教科書としては、Aitken (1985)によってまとめられた"Thermoluminescence dating"がある。



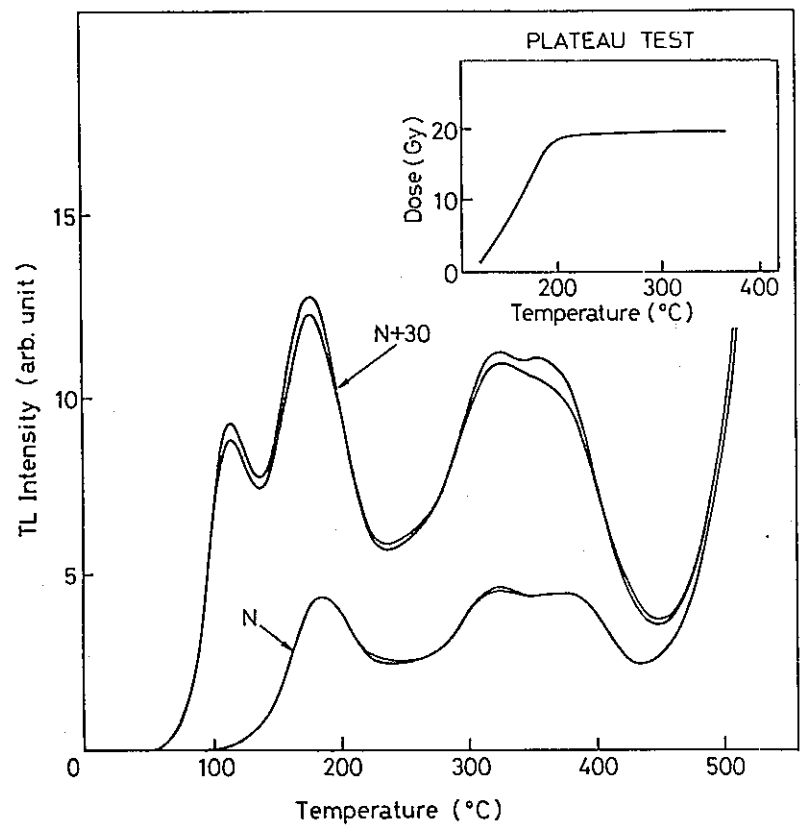




Basis of TL dating.

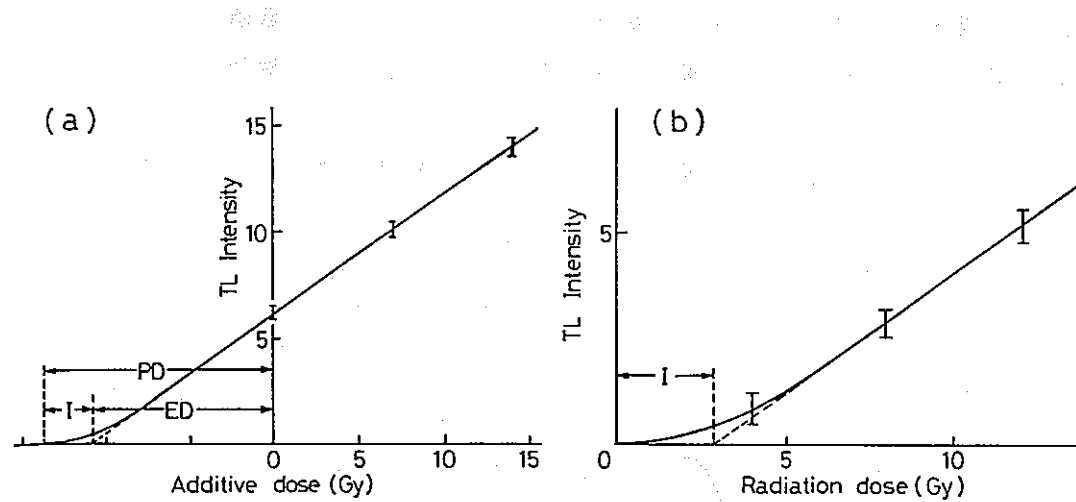
For explanation of symbols ① to ④ see text.

図 4. 1 - 1 1 TL年代測定の基礎  
(市川・平賀, 1988)



TL glow-curves and plateau test of the quartz from a tile exposed to the Hiroshima atomic bomb. Curves N and N+ 30 are the natural glow-curves and the natural plus artificial (30Gy) ones respectively.

図4. 1-12 広島原爆に被爆したタイル中の石英のTLグローカーブとプラトーテスト  
曲線NとN+30は、それぞれ天然グローカーブと天然状態に人工線量(30Gy)を照射した時のカーブを示す(市川・平賀, 1988)



(a) The additive method for evaluation of the equivalent dose *ED*.  
(b) Second-glow growth characteristic for evaluation of the supralinearity correction *I*.  
*PD* in figure 7 (a) represents the paleodose.

図4. 1-13 パレオドースを評価するための付加法及びスープリニアリティ補正のための二次グローカーブ (市川・平賀, 1988)

#### 4. 1. 7 ESR法

物質中の電子は、全体として $-e=-1.6022 \times 10^{-19} \text{C}$ ( $7-07$ )の電荷を持ち、ある軸の回りを自転運動(スピン)しているため、電子の回りには磁気モーメントが発生し、微小な磁石としての性質を示す。格子欠陥に捕獲された電子を磁氣的性質を利用して検出し、その捕獲電子の濃度が年代に比例することをういたのがESR法である。

原理：原子の核外軌道中の電子は、一般に逆向きの磁気モーメントをもつ二つの電子が対をなして(対電子)、互いに磁気モーメントを打ち消し合っているため(パウリの原理)、全体としては磁石の性質を示さない。しかし、このような対電子に放射線などが入射すると、対が破壊されて不對電子が形成され、磁気モーメントが観測されるようになる。放射線によって励起された不對電子(電子あるいはホール)は、物質中に存在する空孔や不純物などの格子欠陥で捕獲され(図4. 1-14)、ある一定期間安定に存在している(これを寿命という)。このような物質中で捕獲されている不對電子を、電子スピン共鳴(Electron Spin Resonance: ESR)という物理現象を利用して検出するのがESR装置である。

微小な磁石と等価である不對電子(あるいは電子スピン)が外部磁場のもとに置かれると、磁気モーメントの方向が磁場方向と平行あるいは反平行になろうとする。この時、平行と反平行に配向した電子スピンの間には、磁気モーメントと磁場の強さに比例したエネルギー差が生じる(図4. 1-15)。このようなエネルギー分離をゼーマン効果(Zeeman Effect)という。電子スピン共鳴とは、ゼーマン分離状態のもとで外部からの電磁波(マイクロ波)を吸収し、電子スピンの方向が反転するのに伴って、エネルギー状態がゼーマンレベル間で遷移する現象のことをいう(図4. 1-16)。電子スピンの磁気モーメントの強さは、その電子の分光因子である $g$ 値に比例しており、自由電子の場合で $g$ 値は $g_e=2.0023$ である。 $g$ 値は電子が捕獲されている格子欠陥の種類によって変化するため、物質が特定されれば、逆に $g$ 値から捕獲している格子欠陥を同定することができる。

ESR装置では、ゼーマン分離状態のもとで照射したマイクロ波のエネルギーの吸収量を測定し、磁場( $H$ )に対するマイクロ波出力( $P$ )の一次微分形(ESR信号強度： $dP/dH$ )で記録される。マイクロ波吸収量は電子スピン濃度と比例するので、ESR信号を測定すれば、その電子スピン濃度を求めることができる(図4. 1-17)。

物質中の格子欠陥で捕獲される電子スピンの濃度は、入射する放射線によって生成される不對電子の増加と共に増加する。従って、ESR信号強度は放射線量と共に増加することになる。もし、放射線の年間線量率が一定であるならば、ESR信号強度は年代に比例することになり、信号強度の放射線に対する増加率と年間線量率が求めれば、その物質の年代値を決定できることになる。

そこで、実際にESR年代値を決定する場合には、人工的に放射線（ $\gamma$ 線）を照射し、得られるデータから最小自乗法によってESR信号強度の放射線に対する増加傾向直線（曲線）を求め、この直線（曲線）を外挿することにより、測定試料がこれまでに受けてきた放射線の総量である総被曝線量（Total Dose；あるいはTD値）を求める（図4.1-18）。更に、試料が一年間に受ける放射線量である年間線量率でTD値を割ることによってESR年代値が得られる。年間線量率を求めるには、TLDなどの線量計を一定期間（半年～一年）試料採取地点に埋没し $\gamma$ 線を実測したり、また $\beta$ 線の計測で、実験室において鉛容器の中で $\alpha$ 線の影響を除去するためにビニールコーティングしたディスク状の試料の間にTLDをはさんで行う方法（市川・平賀，1988）と、採取試料（断層内物質）の化学分析によってU，Th，K<sub>2</sub>Oの濃度を求め、Bell(1979)または最近の改訂版であるNambi and Aitken(1986)による変換表を使って計算する方法がある。

$$\text{ESR年代値 (y)} = \frac{\text{総被曝線量 (Gy)}}{\text{年間線量率 (Gy/y)}} \quad (47)$$

測定試料： 基本的には、常磁性物質であれば年代測定に使用できる可能性があるが、放射線照射に対して比例的に増大する信号でなければならない。これまで使用されてきた試料は、鉱物では石英，長石，ジルコン，アラゴナイト，カルサイト，アパタイト，ガラスなどで、対象物としては火山岩，火山灰，チャート，フリント，堆積物，断層破砕物，鐘乳石，貝化石，サンゴ化石，化石骨，歯，土器などがある。

測定精度： ESR年代値の誤差は一般に10～20%程度と考えられているが、測定者と測定試料によってはより大きくなることがある。このようなESR年代値の誤差は、主に総被曝線量及び年間線量率決定に起因するものである。

総被曝線量決定の際の主な誤差要因としては、再結晶，信号飽和，マイクロ波出力，変調幅，照射線量率効果，試料粉碎による効果，光ブリーチングなどがある。また，年間線量率決定の際の誤差要因としては， $\alpha$ 線による欠陥生成効率， $\alpha$ ， $\beta$ ， $\gamma$ 線の飛程，試料の大きさ，U，Th，<sup>40</sup>Kの分布の不均一性，放射非平衡，ラドン損失及び過剰，含水率効果などがある。

基本的には，誤差の算出式はTL法によるものと同様と考えられるが，ESR法では誤差の算出方法が統一されておらず，個々の測定者によって異なっているのが現状である。

測定限界： 使用するESR装置の感度，ESR信号の寿命などによって，適用限界も変わってくる。石英の場合には，数万年～数百万年が信頼のおける年代範囲であるが，中には数億年オーダーの年代値を報告している例もある（Garrison et al., 1981）。アラゴナイ

トの場合には、1万年～百万年程度が適用限界と考えられているが、最新のESR装置を使用し、コンピューター処理を行えば、数千年オーダーも不可能ではない。

問題点： ESR法に関する問題について、(1)総被曝線量と(2)年間線量率に関するものに分けて以下に述べる。

#### (1)総被曝線量に関する問題

ESR法では、放射線に対する信号強度の増加率からTD値を求めるが、この時、照射する $\gamma$ 線としては $^{60}\text{Co}$ 線源が普通よく使用される。石英中に見られるESR信号の大部分は $\gamma$ 線照射によって増加していき、ある限度を越えると飽和傾向を示す様になる。一般には直線によって回帰を行うが、照射によって信号が飽和する場合には飽和曲線で回帰を行う。この時、飽和曲線で回帰して得られるTD値は直線部分を外挿して得られるTD値よりも小さくなる(図4.1-19)。回帰の方法により得られる年代値が大幅に変わることがあるので、なるべく飽和傾向を示す試料は年代測定に使用しないことが望ましい。

ESR信号が飽和する前では、信号強度は $\gamma$ 線照射量とほぼ比例的に増加していくが、試料によっては逆に減少していく場合がある。石英中のE'中心は、信号が飽和した試料に $\gamma$ 線( $^{137}\text{Cs}$ 線源)を過度に照射すると信号強度が減少することが知られている(Fukuchi, 1992)。また平均寿命の比較的短いESR信号などでは、人工照射する $\gamma$ 線の照射率が天然に比べて極端に大きいために、本来は飽和しているはずである試料であっても信号強度が増大することがある。これらのことは、照射する $\gamma$ 線のエネルギーと強度( $\gamma$ 線の波長と振幅)に起因するものと考えられる。寿命の短いESR信号を使用する時には、必ず他の信号と併用すべきである。

一般に、放射線のエネルギーにより損傷の生成率が異なるので、放射線の照射率には注意が必要である。 $\gamma$ 線照射の場合では、10000R/hr以上の線量率では高密度電離の効果が入ってくるため、誤差の原因となる。図4.1-20は、骨試料(アパタイト)での欠陥生成曲線の線量率依存性を示している(池谷, 1981)。50000R/hrでは、10000R/hr以下と比べてTD値が大きくなっている。高い線量率では、損傷の一部は再結合したり、 $\gamma$ ヒーティングと呼ばれる加熱効果も入ってくるので、最高の線量率で $\sim$ 10000R/hr程度にとどめるべきであるという考えもある。また、照射線源の違いによる信号の挙動の違いを見つける必要がある。

照射された $\gamma$ 線が吸収される効率は、物質によって異なる。物質を通過した $\gamma$ 線の強度の違いから吸収率を実測することができるが、吸収率が分かっている物質(例えば、水など)との比較で計算することもできる。純粋な石英の場合には、水に対する質量吸収係数比は約0.9と見積もられ、水に対して求められた吸収線量に約0.9をかけて補正する必要がある。しかし、石英中の不純物の濃度によってもこの比率は変化するので、厳密な値を計

算するのは難しいと考えられる。

E S R 信号は温泉水などの熱水によって影響を受けやすいため、結果として年代値にも影響を与える。従って、熱水による変質等が認められる露頭からは試料を採取しないように気を付け、また X 線粉末分析などによって試料中の変質鉱物等の有無をチェックする必要がある。石英の E S R 信号の熱アニーリング実験によると (Fukuchi, 1989a), 仮に加熱温度  $50^{\circ}\text{C}$  での O H C あるいは G e 中心の信号強度が減衰する半減期は約 20-30 万年であるから、約 2-3 万年の若い試料の場合にはこの程度の温度の熱水の影響は無視できる。

## (2) 年間線量率に関する問題

年間線量率として想定されるのは、(i) 宇宙線、(ii) 測定試料内部の放射線および (iii) 測定試料の外部からの放射線である。(i) の宇宙線として実際に影響を及ぼすのは二次宇宙線で、その大部分は  $\mu$  中間子や電子 (陽電子) であり、更に  $\mu$  中間子は電子 (陽電子) とニュートリノに崩壊する。従って、もし試料が約 50 cm 以上埋没していれば宇宙線の影響はほとんど無視できると考える。(ii) は試料内部に含まれる放射性元素の濃度によっては考慮しなければならないが、石英の場合には、一般にその濃度は非常に小さいため ( $< 0.1$  ppm), (ii) の影響は無視できる。(iii) として考えられるのは、試料の回りに存在する岩石や堆積物中に含まれる放射性元素 (U, Th,  $^{40}\text{K}$  など) からの放射線で、これが最も年間線量率に寄与している。外部からの  $\alpha$  線による損傷生成効率は、試料によって異なるのでそれぞれ求めなければならないが、 $\alpha$  線の飛程は非常に短いので (数十  $\mu\text{m}$ ), 試料の表面をエッチングをすることによって、 $\alpha$  線の寄与を除去することができる。

$\beta$  線は数 mm 程度の飛程を持っているので、試料の粒径によってはその効果は無視することもできるが、通常 E S R 年代測定で使用する粒径 (0.074-0.25 mm) では  $\beta$  線の減衰の効果を見積らなければならない。表 4. 1-5 に石英粒子の粒径に対する  $\beta$  線の吸収率 (減衰率) の違いを示す。実際の試料で  $\beta$  線の減衰率を計算するには、それぞれの試料の U · Th ·  $\text{K}_2\text{O}$  の濃度から  $\beta$  線の相対的な寄与率を計算し、各粒径毎に表 4. 1-5 の吸収率の値をかけて合計すればよい。例えば、広域火山灰のクリスタルアッシュ ( $\text{C}_1$ ) の場合、Th = 11.1 ppm, U = 1.7 ppm,  $\text{K}_2\text{O}$  = 0.63% で、Bell のデータから  $\beta$  線の相対的な寄与率は  $f_{\text{Th}} = 0.317$ ,  $f_{\text{U}} = 0.249$ ,  $f_{\text{K}} = 0.434$  となり、0.1 mm の粒径の場合の減衰率は 0.916 となる (今井・下川, 1990)。粒径を 0.02-2.0 mm の間で変化させて減衰率を粒径に対してプロットしたのが図 4. 1-20 である (今井・下川, 1990)。図には玉川溶結凝灰岩の TK 12 (Th = 7.1 ppm, U = 2.0 ppm,  $\text{K}_2\text{O}$  = 4.21%) の減衰曲線もあわせて示してあるが、化学組成によって減衰曲線が異なることが分かる。

$\gamma$  線は、飛程が数十 cm あるので損傷の生成効率を 100% としてその寄与を計算すればよい。T L D で  $\gamma$  線を実測する場合は、宇宙線や日光の影響を除去するため地表下約 50 cm の深さに埋設するが、T L D を埋設するための穴を掘ることによって、周囲の環境が乱され



たり雨水などの侵入の恐れがあるので注意が必要である。

年間線量率に直接寄与する $\alpha \cdot \beta \cdot \gamma$ 線は、試料の回りの物質中に含まれている水によって吸収・遮断される。この遮断の効果は、次式のように表される(Hennig & Grun, 1983)。なお、石英粒子を試料として使用する場合は、石英表面のエッチングにより、 $\alpha$ 線の効果を表す右辺第一項をゼロとして計算する。

$$W d = \frac{k D \alpha}{1+1.49 \Delta} + \frac{D \beta}{1+1.25 \Delta} + \frac{D \gamma}{1+\Delta} \quad (48)$$

( $k$  :  $\alpha$ 線損傷生成効率,  $D \alpha \cdot D \beta \cdot D \gamma$  :  $\alpha \cdot \beta \cdot \gamma$ 線線量,  $\Delta$  : 含水比)

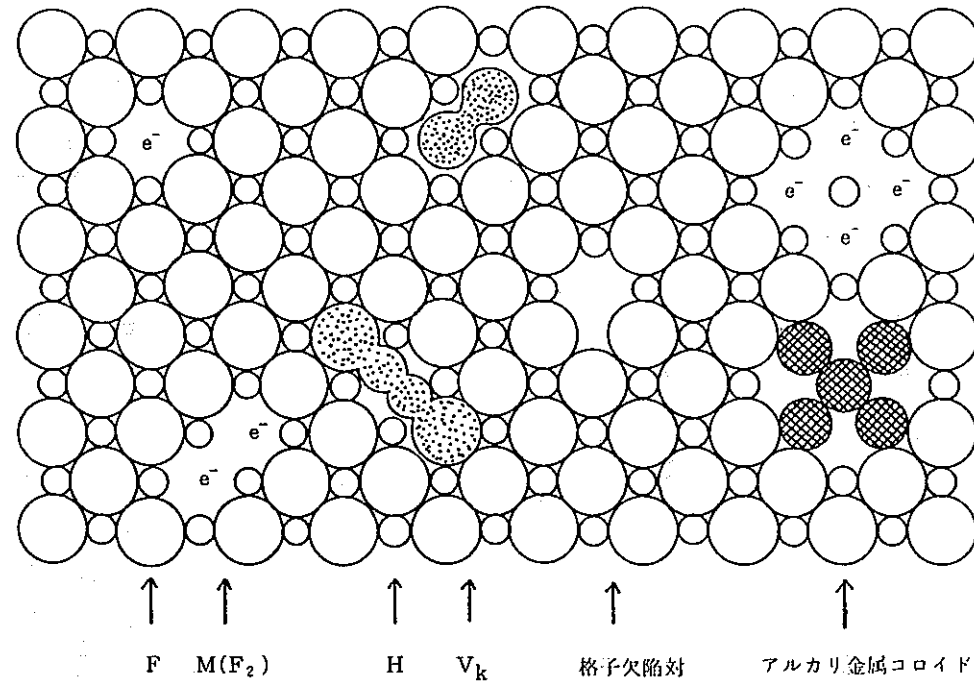
図4. 1-22に、含水率を色々変えた時の年代値の変化を示してある(Hennig & Grun, 1983)。しかし、実際には含水率は時間と共に変化すると考えられるので、含水率の変化に対する年間線量率の変動を見積もる必要がある。

堆積物では、 $K$ が水によって溶出あるいは濃縮したり、 $U \cdot Th \cdot Ra$ などが粒子に吸着したりするので、放射性元素の含有量が常に一定であるとは限らず時間と共に変化していることがあるので、放射平衡が成り立たない可能性がある(西村, 1989)。従って、堆積物中に含まれている各放射性元素の含有量を場所ごとに詳しく測定し、比較することによって放射性元素の試料付近への濃集や散逸の程度を見積もり、その結果に基づき年間線量率を評価する必要がある。

$Rn$ ガスは破碎帯中に濃縮することが知られているが、実際には次のようなことからその影響は無視できると考えられる(三木・池谷, 1981)。①  $Rn$ 濃度は地震などの地殻活動が極めて高い一時期に著しく高くなるが、それは短期間に容易に散逸する。②  $TLD$ で実測した $\gamma$ 線線量率と放射平衡を仮定して化学分析によって求めた $\gamma$ 線線量率とに大差がない。 $Rn$ ガスの散逸による年代値への影響は、花崗岩起源の試料の場合では、50%損失の時は1.9-13.0%増、100%損失の時は3.9-29.9%増程度と考えられ(Fukuchi, 1989b)、それ程高くないが年代値の誤差の原因になる。

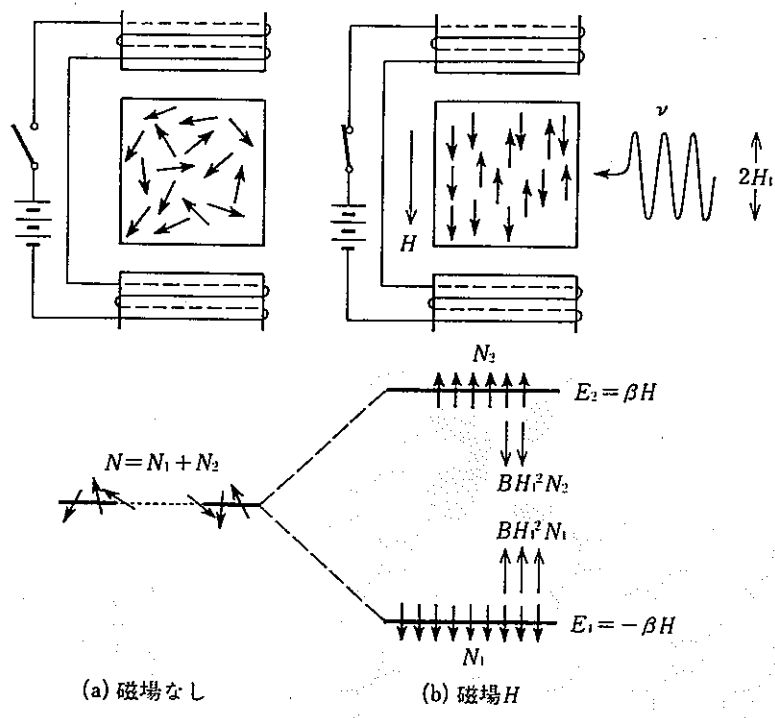
測定例：ESR年代測定法は、原理的には $TL$ 法から発展したものとしてZeller(1968)によって初めて提唱されたものだが、その後、McMorris(1969, 1970, 1971)による石英に関する基礎実験があるとは言え、実際に年代測定に適用されたのはIkeya(1975)による秋吉洞の鐘乳石が最初と言える。それ以来、化石骨・歯(アパタイト)(Ikeya, 1978)、貝化石(Ikeya & Ohmura, 1981)、フリント(Garrison et al., 1981)、チャート(Griffiths et al., 1981)、有孔虫(Sato, 1982)、断層(石英)(Ikeya et al., 1982; Miki & Ikeya, 1982)、サンゴ化石(Ikeya & Ohmura, 1983)、火山岩(Shimokawa et al., 1984)、火山灰(Imai et al., 1985)などを主に測定対象として、現在までに多数の年代測

定結果が報告されている。E S R年代測定の第1回国際会議録 (Ikeya & Miki(eds.), 1985) や、またこれまでのE S R年代測定例をまとめたものとして池谷 (1987) やIkeya(1988), 今井・下川 (1988) などがある。



イオン結晶の放射線損傷により生じる格子欠陥、負イオン空格子に電子が捕獲されたF中心や、 $\text{Cl}_2^-$ などのハロゲン分子イオンである  $\text{V}_k$  中心（正孔）、H中心（格子間原子）などは、不対電子を持つ格子欠陥である。

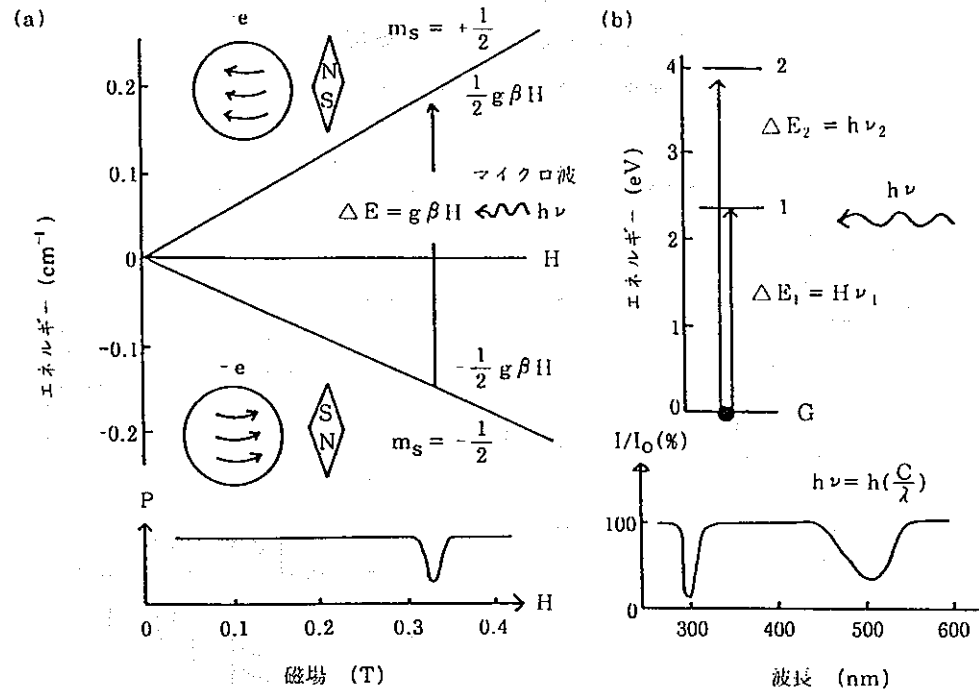
図4. 1-14 イオン結晶中に放射線損傷により生じる格子欠陥（池谷，1987）



ESRの原理。試料には $N$ 個のラジカルが存在する。磁場がないときには、矢印であらわされるラジカルの磁気モーメントは乱雑な配向をとり、エネルギーはすべて同じである。下向きの磁場 $H$ のもとでは、 $N_1$ 個（図では9）のラジカルの磁気モーメントが下を向き、残りの $N_2$ 個（図では6）が上を向き、それぞれのエネルギーは $E_1$ と $E_2$ である。振動数 $\nu$ の電磁波がラジカルを通過すると、下向きのラジカルのうち $BH^2N_1$ （図では3）が上に向きを変え、上向きのラジカルのうち $BH^2N_2$ （図では2）が下に向きを変える。差し引き下向きは8、上向きは7になる。

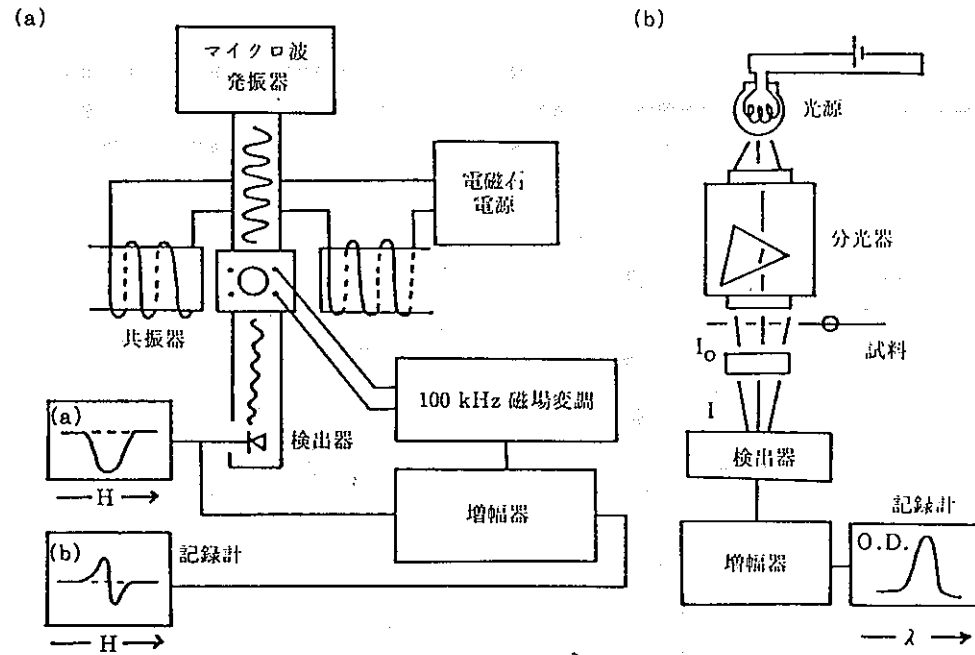
図4. 1-15 ESRの原理

常磁性物質中の電子スピンは磁場がない時には乱雑な方向を向いているが、磁場が加えられると磁場の方向に対して平行あるいは反平行に配向し、両者の間にはエネルギー差が生じる。これをゼーマン効果と言う。この状態の下で電磁波（マイクロ波）を加えると、そのエネルギーを吸収して一部の電子スピンの向きが反転する（栗田，1975）



(a) 磁場による電子スピンのエネルギー準位分離 (Zeeman 効果)。 $\Delta E = h\nu = g\beta H$  の磁場位置で「電子スピン共鳴」による遷移が起る。マイクロ波電力(P)の磁場依存性を下に示す。(b) 光吸収による電子準位間の遷移と光吸収スペクトルとの比較。

図4. 1-16 マイクロ波吸収によるESRスペクトルと光吸収による光スペクトル (池谷, 1987)



ESR 分光装置と光吸収測定装置の図。ESR では、磁場変調により検出感度をあげている。

図 4. 1 - 1 7 ESR 分光装置と光吸収測定装置の図

ゼーマン分離した状態でマイクロ波を照射し、そのエネルギーの吸収量を測定し、吸収曲線が記録される (a)。ESR では、検出感度を高めるために 100 kHz の変調磁場を加えるので、ESR 吸収量は磁場に対するマイクロ波出力の一次微分形で記録される (b) (池谷, 1987)

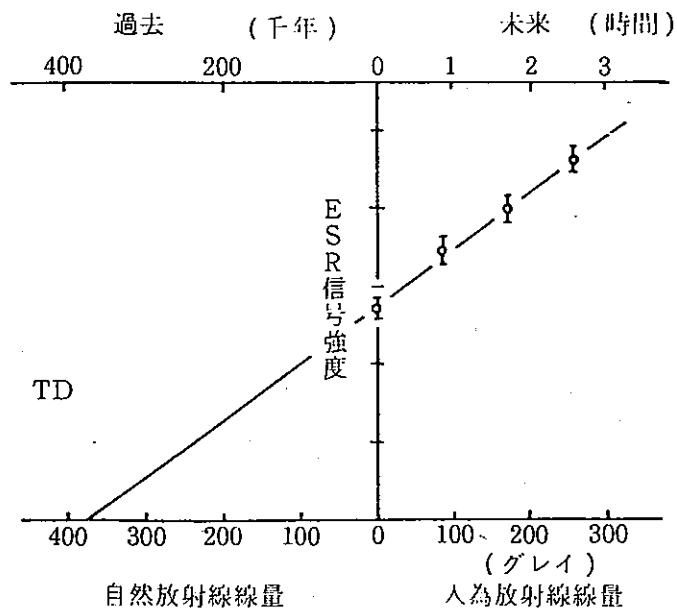
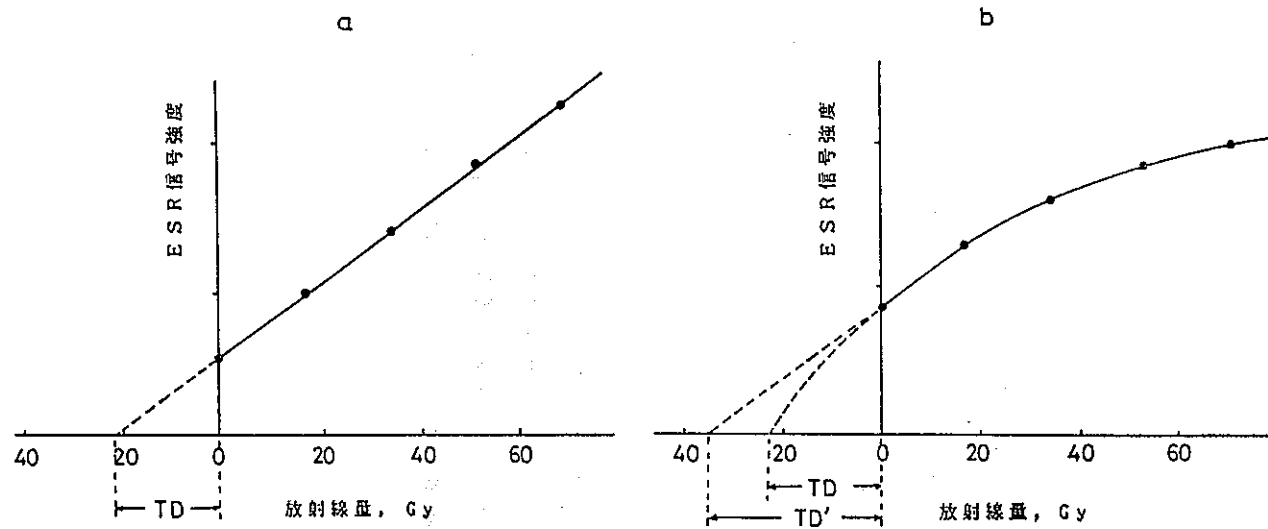


図4. 1-18 放射線付加照射方式

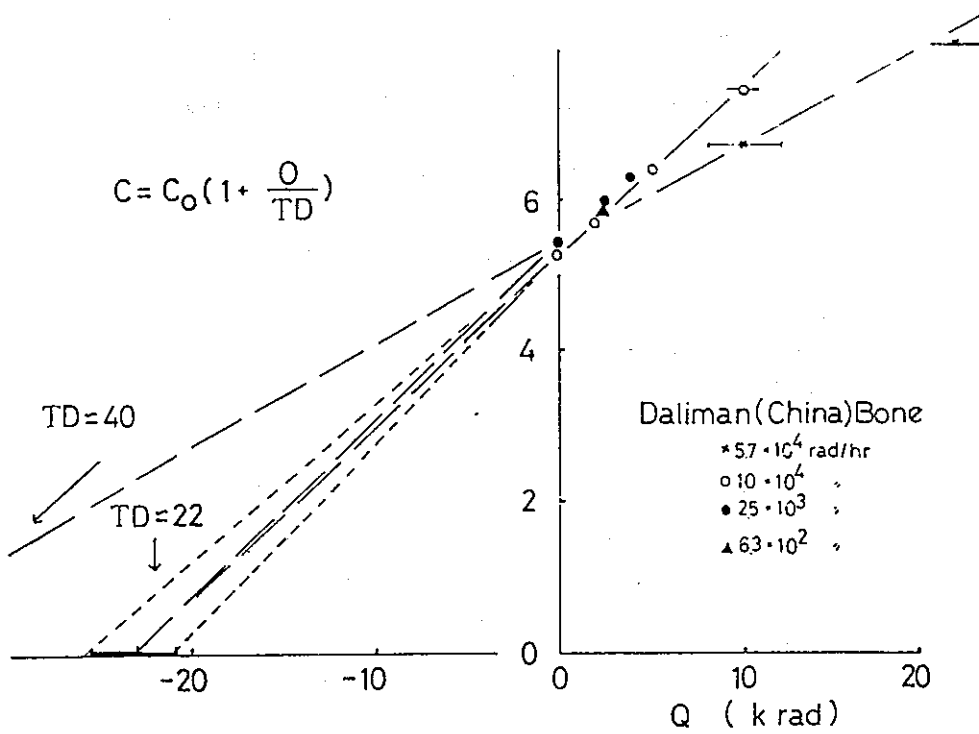
人為的に放射線を照射して加齢実験を行い、信号強度の増大から過去の総被曝線量 (Total Dose, TD) を求める (池谷, 1987)



総被曝線量の求め方 a. ESR 信号が  $\gamma$  線照射によって直線的に増加する場合, b. ESR 信号が  $\gamma$  線照射によって飽和する場合(直線で外挿した場合大きな誤差が生ずる, TD')

図4. 1-19 総被曝線量の求め方(今井・下川, 1988)



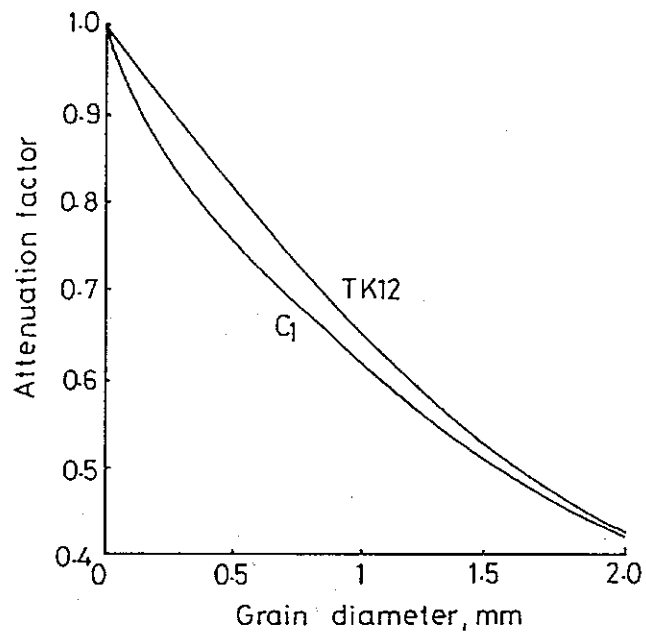


黄色人種の祖先とされるダリマン（中国）骨化石を用いたγ線照射の線量率依存性：自然放射線総被曝線量（ $TD$ ）は，線量率が  $5 \times 10^4 R/hr$  を超えると，真の値より大きくなってしまふ

図4. 1-20 ESR信号強度増加直線（曲線）のγ線照射線量率依存性  
（池谷，1981）

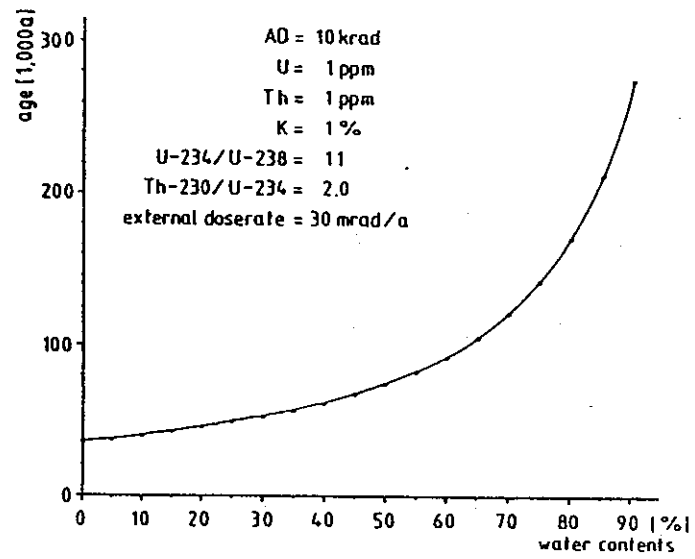
表4. 1-5 直径Dの石英粒子に対する $\beta$ 線の吸収率 $\phi(D)$   
 減衰率は $1 - \phi(D)$  (今井・下川, 1990)

直径(mm)	K	Th系列	U系列
0.020	0.0071	0.0582	0.0366
0.040	0.0141	0.0875	0.0564
0.060	0.0212	0.1088	0.0713
0.080	0.0283	0.1269	0.0840
0.100	0.0354	0.1427	0.0957
0.140	0.0494	0.171	0.117
0.200	0.0702	0.206	0.146
0.400	0.1402	0.288	0.230
0.600	0.209	0.348	0.295
0.800	0.275	0.399	0.351
1.00	0.337	0.443	0.400
1.4	0.447	0.518	0.479
2.0	0.571	0.604	0.568
4.0	0.765	0.760	0.731
6.0	0.837	0.825	0.803
8.0	0.873	0.859	0.842
10.0	0.896	0.879	0.866



計算によって求めたC<sub>1</sub>とTK12のβ線の減衰曲線.

図4. 1-21 試料の粒度とβ線減衰率の関係  
(今井・下川, 1990)



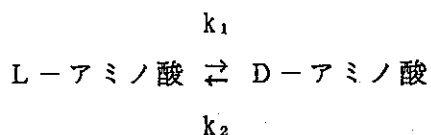
Dependence of the ESR age from the water contents of a sample, calculated for an arbitrary example of: AD = 10 krad; U = 1 pp; Th = 1 ppm; K = 1%;  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1.1$ ;  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} = 2.0$ ; external dose rate = 30 mrad a<sup>-1</sup>.

図4. 1-22 試料中の含水率の変化によるESR年代値の変化  
(Hennig & Grun, 1983)

#### 4. 1. 8 ラセミ化法

アミノ酸の2つの光学異性体の内、D体がアミノ酸生成時にはほとんど存在せず、ラセミ化反応によりL体からD体が生成され、時間と共に増加することを利用した年代測定法がラセミ化法である。

原理：アミノ酸の光学異性体はラセミ化反応により、1つの対掌体から他の対掌体へと変わる。



ここで、 $k_1$ と $k_2$ はラセミ化反応の速度定数である。一般に、アミノ酸のラセミ化反応は可逆一次反応として扱うことができるから、次式のように表すことができる。

$$-\frac{d[L]}{dt} = k_1[L] - k_2[D] \quad (49)$$

ここで、 $[L]$ と $[D]$ はそれぞれアミノ酸のL体とD体の存在量で、 $t$ は時間を表す。自然界で生物に由来するアミノ酸では、 $t=0$ の時 $[D]_0=0$ と考えると、(49)式の解は次のようになる。

$$\ln \left[ \frac{1 + [D]/[L]}{1 - k_2[D]/k_1[L]} \right] = (1 + k_2/k_1) k_1 t \quad (50)$$

アミノ酸には1つの不斉炭素を含むものが多く、その場合には $k_1=k_2$ となり、(50)式は次のように書ける。ここで、 $[D]/[L] = (D/L)$ であり、この項はD体L体の存在量の比である。

$$\ln \left[ \frac{1 + [D]/[L]}{1 - [D]/[L]} \right] = 2 k_1 t \quad (51)$$

(50)と(51)式は共に反応速度定数が一定ならば、左辺の対数項は時間の一次関数となる。従って、速度定数が分かっている場合には、試料中のD/L比を測定すれば試料の年代を決めることができる。

しかし、反応速度定数は反応条件によって異なってくる。アレニウス (Arrhenius) の式は次のように表され、この時の A はアレニウス定数、E は活性化エネルギー、R は気体定数、T は絶対温度である。

$$k = A \exp(-E/RT) \quad (52)$$

一つの反応ではある温度範囲にわたって E と A とは一定と考えられることから、k は T の関数となる。すなわち、速度定数は反応時の温度によって違った値をとることを示している。速度定数が分かっているならば、反応時の温度、つまり試料の温度履歴を知ることができる。

このように、アミノ酸のラセミ化反応を使って、試料の年代やその熱履歴を知ることが可能になる。またラセミ化速度はアミノ酸の種類によって異なっており (表 4. 1-6)、試料の年代に応じてアミノ酸の種類を選ぶことで広い範囲にわたる年代測定が可能になることを示している。

アミノ酸の D/L 比を測定する方法としては、施光度法、酵素法、クロマトグラフ法などがある。近年、クロマトグラフ法での光学分割 (分離) が急速に発展してきた。微量な試料中に含まれる多種類のアミノ酸の D 体と L 体の分離がクロマトグラフ法で可能になり、そのため D/L 比の測定がより正確になってきた。クロマトグラフ法には 2 種類あり、ジアステレオマーを利用する方法と光学活性カラムを利用する方法がある。

**測定試料:** アミノ酸のラセミ化を利用するために、試料中にアミノ酸が含まれている必要がある。従って、生物化石などが年代測定に良く利用される。これまで年代測定の対象となった試料としては、貝化石、脊椎動物の骨、サンゴ、有孔虫、植物化石、あるいは堆積物等である。

**測定精度:** ラセミ化法では、ラセミ化の反応速度がタンパク質やペプチド中での結合位置、保存の pH 条件、温度条件、その他さまざまな条件が影響するため、年代値としての精度 (誤差) を見積もることは非常に困難である。D/L 比の測定に関する誤差は、5~20%程度と見積もられる (秋山・下山, 1988)。

**測定限界:** 試料の保存されている周辺環境 (温度、pH 等) に依存するが、通常、数万年~数十万年の間で利用されることが多い。数万年までの若い地質年代試料では、反応速度の大きなアスパラギン酸が、また数十万年といった年代の試料ではイソロイシンやバリンを利用することができる。条件によっては、百万年程度の年代も不可能ではないが、信頼性は著しく低い。

問題点： アミノ酸のラセミ化の反応速度を規制する因子が多すぎるため、理想的な条件を持つ試料を見つけることが非常に困難である。従って、ある程度の仮定の下に年代測定を行うため、年代値の誤差を見積もることが難しい。

ラセミ化反応速度を規制する内部因子としては、アミノ酸側鎖の違いによるカルボアニオン（1つの対掌体から他の対掌体に変化する時の中間体）の生成しやすさやその安定性の違い（Sato et al., 1970）、結合型のアミノ酸（ペプチドなど）における隣接するアミノ酸の存在による影響（Smith et al., 1986）などが考えられる。これらの因子は、年代測定に使用するアミノ酸の種類を限定することにより、ある程度見積もることができる。

一方、外部因子としては、最も大きい影響を与える温度依存性がある。年代測定にあたっては、厳密な保存温度を知らなければならないが、現実にはそのことは困難であるため、近接地域で保存条件に大きく差のない試料を使って、層序学的な上下関係を判定に利用することが望ましい。また、D/L比は加熱時間とともに増加するが、高いD/L比では時間の増加と共にその比が減少するという逆転現象がおこる。しかし、バリンとイソロイシンではそのような現象は認められない（Kimber & Griffin, 1987）。

水素イオン濃度が反応速度に影響を与えることが知られている。アミノ酸はその等電点より低いpHで陽イオンとして、高いpHでは陰イオンとして、そして等電点付近のpHでは両性イオンとして存在する。溶液のpHを-1から12まで変化させた時のアミノ酸のラセミ化速度の変化が調べられている（図4. 1-23）。

タンパク質やペプチド中などの結合した状態でのアミノ酸について、そのD/L比を測定することは、現在まだ不可能である。このため、ペプチドは加水分解され、生成した遊離のアミノ酸についてそのD/L比が測定されている。この加水分解の過程でアミノ酸のラセミ化が起こるため、ペプチド中での真のD/L比を知るには、加水分解中のラセミ化でつくられるD/L比を求め、補正を行う必要がある（秋山・下山, 1988）。

水はアミノ酸のラセミ化を促進させる。これは水の水酸イオンによって $\alpha$ -水素イオンの引き抜きが行われるためと考えられる（Hare, 1974; Hare & Mitterer, 1969）。自然界では水は普遍的に存在するが、特殊な条件下では無水状態でアミノ酸やペプチドが存在することもある。水の存在の有無はアミノ酸のラセミ化速度を大きく左右することになるので、試料を選択する時には注意を要する（秋山・下山, 1988）。

アミノ酸やジペプチドは金属錯体を形成するが、金属イオンはカルボアニオンを安定化させる役割があり、そのためラセミ化が促進されることが知られている（Buckingham et al., 1967）。自然界ではアミノ酸やペプチドを含む試料中には無機イオンや無機物が多い。それらの試料中でのアミノ酸のラセミ化、更には無機イオン存在下での加水分解中のラセミ化など種々の点で考慮すべきことがある。

$\alpha$ -アミノ酪酸はスレオニンに由来する続成分解による生成物である。ところがセリン

の続成分解の場合には $\alpha$ -アラニンが生成する。この場合にはタンパク質を構成していた $\alpha$ -アラニンと区別できないのでセリン由来のラセミ体によってD/L-アラニンの比が大きくなってしまふ (Bada et al., 1978; Steinberg & Bada, 1983)。 $\alpha$ -アラニンはラセミ化による年代決定にとって不適当なアミノ酸ということになる。

測定例：秋山・氏家 (1976) は、成田層の貝化石のD/L-イソロイシン比を測定し、成田層の年代を14万年とした時の反応速度定数 $k_1$ の値をもとに、清川層、藪層、地蔵堂層産の貝化石のD/L-イソロイシン比からそれらの地層の年代を21万年、26万年、33万年と推定した。藪層中に含まれる凝灰岩のフィッシュントラック年代が27.5万年 (町田他, 1974) とされていることとそのラセミ化年代の結果は近い。

Matsu'ura & Ueta (1980) は広島県帝釈観音堂から産出した時代未詳の骨試料の年代をアスパラギン酸のラセミ化から2.4万年と推定した。同じ洞穴で発見された2つの骨試料が $^{14}\text{C}$ 法によって、それぞれ約1万年、1.6万年とされていた。この2つの試料のD/L-アスパラギン酸の比を測定し、2つの値の差から最終氷期における気候条件下でのラセミ化反応速度定数を算出した。そして、その値を使って未知試料の年代決定に成功している。

ケニアのナイロビの人骨の年代をアスパラギン酸のラセミ化で5.6万年と推定した例では、もし当時の気候が $0.5^\circ\text{C}$ 低かったとした時には、5.6万年という推定値は6.1万年の値になるという報告がある (Bada & Protsch, 1973)。

中国の周口店における人骨では、周口店における洞穴の保存温度を $11.6^\circ\text{C}$ と見積もり、D/L-イソロイシンの比を使って37~46万年という推定年代が出されているが、この人骨はリス氷期以降の気候変化を経験しているはずであるから、洞穴内での変化はたとえ小さいとしても、その影響を無視することはできない (秋山・下山, 1988)。

庄司他 (1991) は日本の北陸、関東及び東海地域において、他の年代測定法 (アイオニウム法, ESR法,  $^{14}\text{C}$ ) によって年代既知の貝化石及び堆積物のラセミ化年代測定を行い、反応速度定数のキャリブレーションを行った。その結果、下末吉期以降の平均的保存環境を示すものとして、反応速度定数 $k_1 = 6.5 \times 10^{-7}/\text{yr}$ が、また後氷期 (完新世) の平均的保存環境を示すものとして、 $k_1 = 4.7 \times 10^{-6}/\text{yr}$ が想定されることを示した。

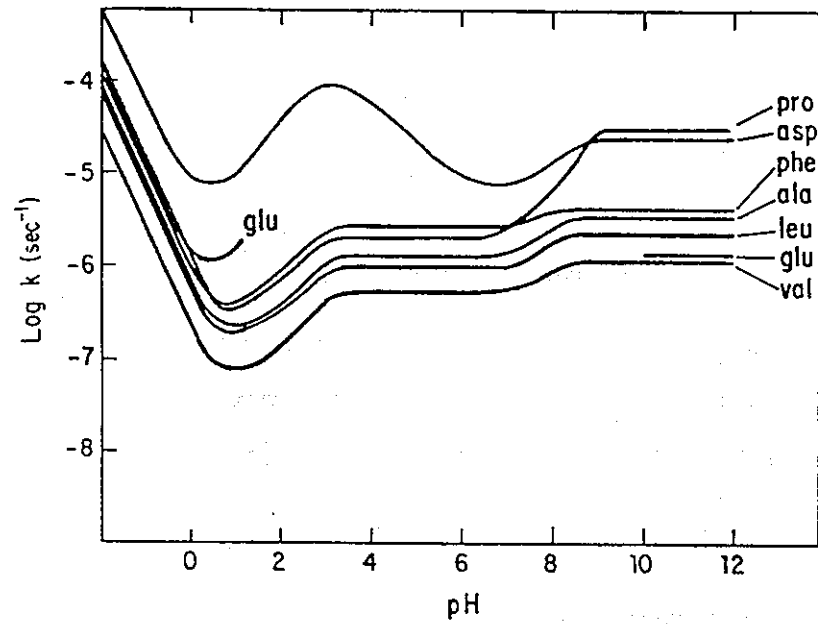


表4. 1-6 pH7.6の下で0°と25°Cにおける幾つかのフリーアミノ酸のラセミ化速度  
(半減期, years) (秋山・下山, 1988)

Racemization half-lives (years) for several  
free amino acids at 0 ° and 25 °C at pH 7.6

Amino acid	0°C	25°C
Aspartic acid	$0.43 \times 10^6$	3,500
Alanine	$1.4 \times 10^6$	12,000
Isoleucine	$\sim 6 \times 10^6$	50,000

(BADA & SHOU, 1980).



Rate of interconversion  
(plotted as log K) vs pH for several  
amino acids at 142 °C (BADA &  
SHOU, 1980).

図4. 1 - 2 3 幾つかのアミノ酸に対する142°Cにおけるラセミ化速度とpHの関係  
(秋山・下山, 1988)

#### 4. 1. 9 黒曜石水和法

黒曜石の表面に形成される水和層が、年代と共にどんどん広がっていくことを利用したのが黒曜石水和法である。

原理：黒曜石は火山ガラスの内でも、ケイ長質でかつ含水量の少ないものであって、多くの場合 $H_2O^{(+)}$  < 0.3%である（勝井・近堂，1967）。この黒曜石の新しく割られた貝殻状の断面は、極めて美しいガラス光沢を有しているが、先史時代の遺跡から発掘された黒曜石製の石器・フレークの表面は、一般にくすんだ鈍い光沢を示している。これは、石器が長い間土壌中に埋積されている内に、その表層が水和し、薄い水和層が発達したためと解釈される。この水和層は、年代の古いものほど厚く発達しており、新しいものほど薄いという一般的な関係が成立するものと考えられる。Friedman & Smith(1960)は、黒曜石に関する岩石化学的研究を通じ、この水和層の厚さを測定することによって、石器の年代を推定しようと試みた。水和層の発達速度は、その地域の気候条件（特に気温）や、黒曜石の岩石学的性質（化学組成のアルカリ総量）、その他の要因によって影響を受けるが、もしこれらが同一条件にある場合は、拡散の法則に従い、経過年代（ $t$ ）は水和層の厚さ（ $d$ ）の2乗に比例する。

$$d^2 = k t \quad (53)$$

$k$ の値は主として黒曜石の成分と温度によって決まる定数であり、実験等により求める。いくつかの試料については既に決定されている（勝井・近堂，1967）ので、黒曜石の化学組成を蛍光X線などで決定し、 $k$ の値が既知の試料の化学組成と一致すれば、その値を使用する方法もある。また、水和層の厚さの測定は、試料の薄片を作成し、偏光顕微鏡によって行われる。黒曜石の水和層の前面は、極めて薄いはっきりした拡散面となっており、水和層と内部との間に、顕微鏡下で明瞭なBeckeの線が観察される（例えば、Trembour & Friedman, 1984）。

黒曜石水和層の発達速度については、横軸に年代（時間）をとり、絶対年代既知の黒曜石水和層の厚さの2乗値を縦軸にとれば、ある地域における標準検量線グラフを作成することができる。この場合、 $^{14}C$ 法などで絶対年代の判明した石器や岩石試料が、長い年代にわたって多数個用意されることが必要である。

測定試料：黒曜石製石器のみならず、降下軽石や黒曜石のような天然ガラスの年代測定にも応用が可能と考えられる。

測定精度： 気温や湿度などによって、年代値が大きく影響を受けるため、年代値の誤差を見積もることは非常に困難である。また、水和層の厚さについては、個々の測定値の算術平均値をもってその石器の値とし、値の信頼性を示すために標準偏差 ( $\sigma$ ) 並びに最確値の確率誤差 ( $\epsilon m$ ) などが計算される。

測定限界： 試料の保存温度及び湿度に依存するが、概ね数百年～数十万年が年代測定可能な範囲と考えられる。

問題点： 黒曜石水和層の発達速度を支配する要因として、次の諸条件が考えられている。すなわち、i)産出した場所の湿度（土壌水分）、ii)気温、iii)黒曜石の岩石学的性質（化学組成、特にアルカリ総量）、iv)その他（石器や岩石が火によって加熱された場合、先住民族の石器をより後期の民族が再使用した場合など）。これらの要因の内、気温が水和層の発達速度を最も大きく支配するもので、Friedman & Smith(1960)が明らかにした世界各地における検量線の違いは、温度が黒曜石表層における水の拡散速度を左右したことを示している。従って、信頼性の高い検量線を作成するためには、できるだけ気温較差の小さい限定された地域を対象としなければならないし、ある地域で作成された標準グラフを気候条件の異なった地域の黒曜石に適用することは許されない。また、同一地域においても、気温変化が過去において当然であったことを考慮すると、検量線を直線とすることは第一近似的には良いが第四紀の水期、間氷期及び後氷期とではかなり水和層の発達速度は異なり、正確には検量線に曲線が出てくるであろう（図4. 1 - 2 4 参照）。

測定例： Friedman & Smith(1960)らは、黒曜石の年代測定法を開拓し、全世界的に石器試料を集めその年代を推定した。しかし、彼らの測定結果の中には、これまでの考古学及び第四紀の編年と矛盾するものがかなりあり、特に日本の多くの試料については、悲観的な結果がもたらされた。しかし、条件さえ良ければ、水和層年代の結果と $^{14}\text{C}$ 年代が調和的な場合も知られている。例えば、かなり新しい時代の測定例として、北海道千才市美々貝塚の石器の水和層の厚さ $3.0\mu$ から、4,600水和層年前と決められたが(Katsui & Kondo, 1965a)、その後同貝塚の同一層準より採取した炭化木片について、 $^{14}\text{C}$ 年代が $4,500 \pm 14$  O.B.P. (GaK-485)と測定された例も知られている（勝井・近堂, 1967）。

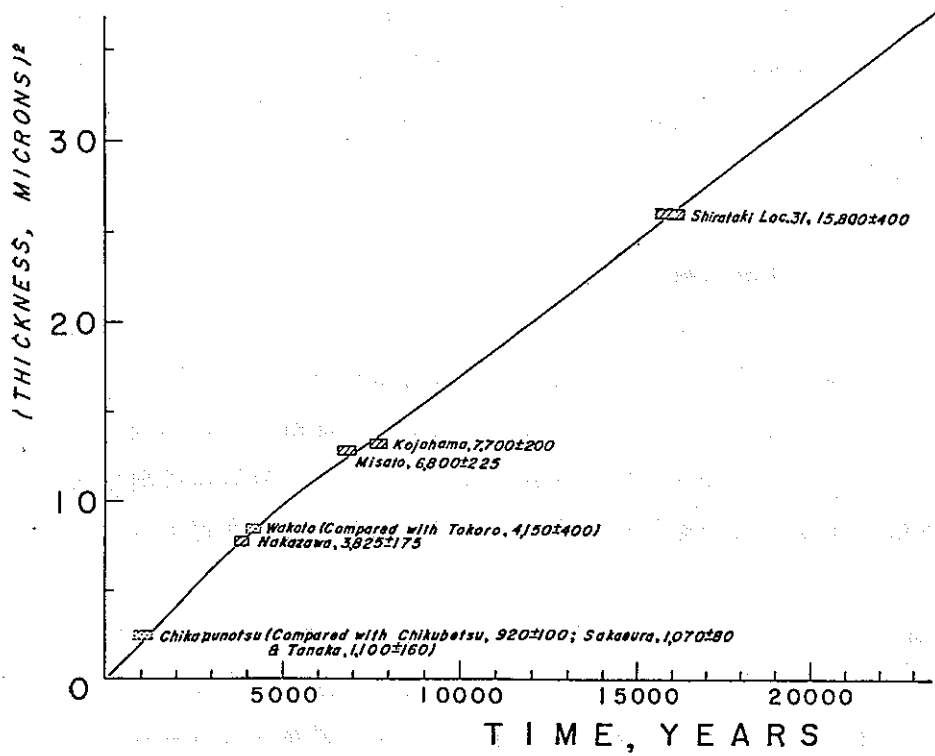


図4. 1-24 北海道における黒曜石水和層の厚さ(2乗)と年代の関係  
(勝井・近堂, 1967)

#### 4. 2 第四紀における層序時代決定法

第四紀における層序時代決定法としては、古(考古)地磁気層序、テフクロノロジー及び微化石層序等による編年法が挙げられる。これらの各手法は、いずれも4. 1で述べた絶対年代法から求められた年代値に基づいて年代が設定されている、いわゆる相対年代決定法に相当するものである。

##### 4. 2. 1 古(考古)地磁気編年法

古(考古)地磁気編年法には、考古学遺物の熱残留磁化の方向あるいは強度と地磁気永年変化曲線との比較から時代を推定する方法と、火山岩や堆積岩中の熱残留磁化の方向を正及び逆磁化単位で求め、それら正及び逆磁化層の層序関係と絶対年代測定法により決定された地磁気逆転の地質年代尺度との比較によって、地質年代を推定する方法がある。

原理：考古地磁気による年代推定は、遺跡の焼土や土器、陶器などの加熱を受けた遺物の熱残留磁化(TRM)の推定結果と既知の磁気永年変化曲線との比較によって行われる。地磁気はベクトル量であり、方向(偏角、伏角)と強度で定義されるものなので、方向と強度の両面から年代推定を行うのが理想的であるが、地磁気強度の永年変化は地磁気方向の永年変化ほど完成されたものではなく、現在のところ、年代推定は主に地磁気方向の平年変化曲線との対比によって行われる。

地磁気観測値からは、偏角は17世紀以後の永年変化が求められているが、観測値からの伏角と強度については、本格的な地磁気観測が始まる明治以後まではデータがなく、わずか100年足らずの永年変化しか得ることはできない。Watanabe(1959)は、地磁気観測値と噴出年代の明らかな富士山と桜島の溶岩のTRM測定結果、及び鎌倉時代と推定された窯の焼土の測定結果を併せて、まず現在からA.D. 864年に至る伏角と偏角の永年変化曲線を推定した。この期間の伏角の変動が正弦曲線に近いことから、更に過去に遡っても伏角はほぼ同様の変動パターンであったと仮定し、3世紀までの永年変化曲線を求めている。すなわち、A.D. 864年以前の弥生時代か及び古墳時代については、炉やかまどの焼土のTRM測定による伏角の値から、その遺跡の焼土の年代を推定して、その年代順に並べることにより、偏角の永年変化曲線を求めたのである。また、Yukutake et al.(1964)は、大島の溶岩及び凝灰岩の残留磁化測定から、A.D. 500~1700年の地磁気永年変化曲線を求めている。ほぼ同じ頃、Kawai et al.(1965)は古墳時代から平安時代の窯跡の焼土での考古地磁気研究を始めている。

図4. 2-1は、1965年までに発表された日本での地磁気永年変化曲線である(渡辺, 1967)。変化の傾向が似ているとはいえ、これで年代推定を試みるとなると、どの永年変

化曲線を使うかにより大きな差が生じてしまう。その後、西南日本での考古地磁気測定を更に続けてHirooka(1971)は過去2000年間の地磁気永年変化を求めた(図4. 2-2)。日本の地磁気永年変化は、ここにきてようやくほぼ正確なものが得られたと言える。

Nakajima & Kawai(1973)は琵琶湖底堆積物のDRM(堆積残留磁化)測定から求めた永年変化曲線が、Hirooka(1971)によるものと傾向が一致すると報告している。

考古地磁気年代推定では、窯跡や炉跡から採取された試料より求められた過去のある時点での地磁気の方角を、地磁気永年変化曲線と比較することにより、その過去のある時点(一般には火によって最後に焼かれた年を示すと考えられる)が何年かを推定するのである。この時、偏角(D)、伏角(I)の値から年代が独立に1つだけ決定されるというものではない。(D、I)の組み合わせで永年変化曲線から普通は2つか3つの年代が出てくる。そのいずれを取るかは考古学的推定に頼るしかないのである。考古地磁気年代推定の初期には、偏角、伏角の値からそれぞれ年代を別々に求めるといったやり方も行われたが、最近では、図4. 2-3の偏角-伏角図上に測定値(D、I)をプロットして誤差角( $\alpha_{95}$ )を考慮した上で年代が推定されている。

以上述べた地磁気永年変化曲線と対比する方法は、せいぜい過去2000年のオーダーでしか利用できず、万年オーダーで年代が推定される地質時代の年代測定としては、時間スケールが短すぎる。1万年毎の地磁気方向の平均をとれば、永年変化は平均化され同じ極性(正または逆)のepochやevent内ではほとんど同じ方向となる。そこで、地質時代の年代測定では、もっと急激な変化である地磁気逆転が主に利用される。Cox et al.(1963)が6枚の溶岩のK-Ar年代値に基づいて初めて地磁気逆転の年代尺度(geomagnetic reversal time scale: GRTS)を発表して以来、現在では主に海洋の磁気異常の解析から、ジュラ紀に遡る約160Maまでの地磁気逆転年代尺度がHarland et al.(1989)によってまとめられている。Brunhes正磁極期では、Blake event(Smith & Foster, 1969)や琵琶event(Kawai et al., 1972)のような完全な地磁気逆転のshort event以外に、excursionと呼ばれる短期間の磁極移動(Nakajima et al., 1973; Hirooka et al., 1977など)も年代推定の良い指標となる可能性がある。

このような地磁気逆転年代尺度を利用する方法は、日本でも堆積岩や火山岩に適用され、連続的に累重する岩層を残留磁化極性によって層序区分し、対比を行う磁気層位学(magnetostratigraphy)として発展している。

測定試料: まず考古地磁気測定用の試料としては、その試料が残留磁化を獲得した時の位置(地理的緯度・経度)及び方位(試料の一つの基準面の走行・傾斜)が判っていることが要求されるので、土器や陶器のように磁化獲得時の位置・方位の完全な復元が困難なものではなく、窯や炉跡の焼土のように、最終加熱後もずっと不動であったと見なすことのできる試料を用いる。

一方、地質学的試料の場合には、堆積岩や火山岩、火山灰などがしばしば利用される。この時、もし地層が堆積後の変動により傾斜している時には、元の状態（水平）に復元する必要がある。

測定精度：この場合、年代値の誤差を示すのではなく、試料から求める残留磁化の偏角と伏角の測定誤差を示す。年代値の誤差は、編年に利用した絶対年代測定法の誤差ということになる。

測定には、様々な誤差要因が考えられるので、一つの場所から10～15個程度の試料を採取し、これらの試料の個々についての測定で求めた偏角（ $D_i$ ）、伏角（ $I_i$ ）から平均値（ $D_m$ 、 $I_m$ ）を求め、Fisher(1953)によって確立された統計学的手法を用いる。

まず  $n$  組の（ $D_i$ 、 $I_i$ ）より

$$N = \sum_i \cos I_i \cdot \cos D_i \quad (\text{北向き成分})$$

$$E = \sum_i \cos I_i \cdot \sin D_i \quad (\text{東向き成分})$$

$$Z = \sum_i \sin I_i \quad (\text{鉛直成分})$$

を求め、これより合ベクトルの長さ  $R$ 、及び  $D_m$ 、 $I_m$  は次式で与えられる。

$$R = (Z^2 + N^2 + E^2)^{1/2}$$

$$D_m = \tan^{-1} E / N$$

$$I_m = \sin^{-1} Z / R$$

この時、信頼度係数（precision parameter） $k$  は、 $k = (n - 1) / (n - R)$ （大きい程、方向の集中は良い）となる。

誤差角（circle of confidence） $\alpha_{95}$  は、危険率5%として、

$$\alpha_{95} = \cos^{-1} \left[ 1 - \frac{n - R}{R} \left\{ (1/0.05)^{2/n-1} - 1 \right\} \right]$$

で与えられる（小さい程、方向の集中は良い）。

これより  $D_m$ 、 $I_m$  のそれぞれの誤差の幅として、 $\delta D$ 、 $\delta I$  が求められる。



$$\delta D = \alpha_{gs} / \cos I m$$

$$\delta I = \alpha_{gs}$$

測定限界：考古学試料の場合には、過去2000年間の地磁気永年変化が求められているので、現在から2000年程度が測定限界と考えられる。一方、地質学的試料の場合には、地磁気逆転年代尺度をもとに、第四紀からジュラ紀（約160Ma）程度まで原理的には可能であるが、長い地質時代の間には熱（地熱）や二次的磁化あるいは地殻変動など様々な影響が考えられるので、古い年代の場合には測定に使用できる試料は非常に限られてくるであろう。また第四紀中・後期ブリュンヌ正磁極期には、excursionが数回（1～2, 3～4, 5～8, 10万年）あったことが知られている（広岡, 1988）ので、これらを利用して年代を推定できる可能性もある。

問題点：考古学試料から磁気年代を推定する場合には、まず年代値がどういう意味を持つかを明確にしておく必要がある。磁気年代推定によって得られる年代は、あくまでもその試料が最終加熱を受けた年代と考えられるので、長時間使用されていた古窯では、遺物からの考古学年代の最も若い年代に一致するか、それより若くなるはずである。また、窯床が何度も造り直して使用されたため、多層になっている場合がある。もちろん下層ほど年代は古いですが、下部層については上層部での焼成による再加熱の影響を考えねばならない。その程度は、層の厚さや種類、窯床の土質によって異なるので、各層準ごとの測定結果を解釈することは非常に難しくなる（中島・夏原, 1981）。

実験窯を用いた焼成実験結果によると、残留磁化の伏角が2°～3°浅くなってしまうことが明らかになり、この原因としては、反磁場（磁性体を磁化する時、試料の両端に現れる磁極が磁性体内につくる、外磁場と逆向きの磁場）の影響と考えられている（中島・夏原, 1981）。反磁場の影響は、個々の窯体の大きさ、形状、磁化強度によって著しく異なるので、現段階では厳密な補正は不可能である。一方、偏角についての反磁場の影響は、窯体の中軸線の方位により異なっているので、中軸線方位の異なる窯体からの測定値を平均すれば真の値に近いものが求められると考えられる。

西南日本における最新の地磁気永年変化曲線（図4. 2-4）を見ると、時代ごとに測定値のバラツキがかなり異なっていることは明らかである。現在からA.D. 400年までは比較的良くまとまっているが、その中では1700年代と1400年代のまとまりが悪いようである。これは、その時代の測定値がまだ少ないことが、主な原因である。A.D. 400年以前になると、精度は極端に悪くなっている。この原因は、測定数が少ないことに加えて、この時代になると試料が窯跡からのものではなく、住居跡の炉の焼土がほとんどだからでもある。一般に、炉跡の焼土は、表面は良く温度が上がっているように見えても、内部まで十分に温度

が上がっていない場合が多く、そのTRMも不安定なものが多い。今後更に、年代及び残留磁化の双方の信頼できるデータを積み重ねていくことが必要である。また、地磁気永年変化曲線の年代軸を決定しているのは $^{14}\text{C}$ やFT法であるので、これらの年代測定法の誤差あるいは問題点も直接考古地磁気編年法に影響を与えるのはもちろんの事である。

昭和52年から3年間にわたって行われた特定研究「自然科学の手法による遺跡・古文化財等の研究」の中で、東北から九州までの広範囲の地域に分布する、多数の遺跡において考古磁気研究が実施された。その結果、地域による永年変化の差が問題になってきた(中島・夏原, 1981)といえる。現在の日本の地磁気偏角・伏角図を見ると、偏角は $10^{\circ}\text{W}\sim 5^{\circ}\text{W}$ 、伏角でも $44^{\circ}\text{N}\sim 58^{\circ}\text{N}$ とかなり幅広い分布をしている。歴史的にも同じような幅広い分布をしていたに違いないが、その分布の形も時代によって異なっていたと考えられる。従って、日本での永年変化曲線も、一つでは十分ではなく、北海道、東北、関東、中部、近畿、中国、九州の各地域ごとに求められるのが理想である。

地質学的試料から磁気年代を推定する場合、まず地磁気逆転年代尺度に関する問題がある。年代尺度としては、Harland et al. (1989)によってまとめられた最新のものが提案されているが、実際には地磁気極性を記録している媒体や年代決定法が異なることもあって、幾つかの異なる年代尺度が存在する。それは、1)火山岩の磁化と放射年代によるもの(火山岩のK-Ar年代をもとに作成)、2)深海底堆積物の磁化と堆積速度によるもの(堆積速度を一定と仮定し、堆積物の磁気層序区分と微化石による対比をもとに作成)、及び3)海洋における磁気異常に基づくもの(海嶺から海洋地殻が発生する時に地球磁場の方向に磁化するために海底磁気縞状構造が出来るという仮説に基づいて作成)、の3つである(真鍋, 1985)。実際にある地域で組み立てられた磁気層序を年代尺度と対比する場合、微化石層序が明らかな海成層などの場合には、示準面に基づき2)の年代尺度と、また放射年代が何点かある場合には、1)の年代尺度との対比が行われてきた。一般に、これらの2つの年代尺度は同一の極性変化に対応していると考えられているが、それぞれ成り立ちが違う以上、この仮定に全く疑問がないわけではない。事実、日本各地の磁気層序を使ってこの2つの尺度を対応させると、放射年代の実測値は極性～微化石編年から予想される年代よりも2～3倍も古いという指摘もある(北里・玉生, 1977)。このことは、磁気層位学的方法によって海成層と陸成層の対比を行う場合に特に重要な論点となると考えられる。この問題を解決するためには、適当な地域・地質断面を設定し、磁気層序・化石層序及び放射年代の測定を同時に行い、相互にチェックすることが重要と思われる。

岩石の残留磁化が岩石生成当時の地球磁場の記録と見なせるか否かという問題は、磁気層位学だけではなく広く古地磁気学全般に関わる大きな問題でもある。特に堆積岩の場合は初生磁化が弱いこともあって、堆積後に生成された2次的磁化(overprinting)をどの様にして取り除くかが重要な課題となる。房総半島の海成層を例にとると、試料に交流消磁や熱消磁を行うことによって、処理前とかなり違った磁気層序が得られることになる

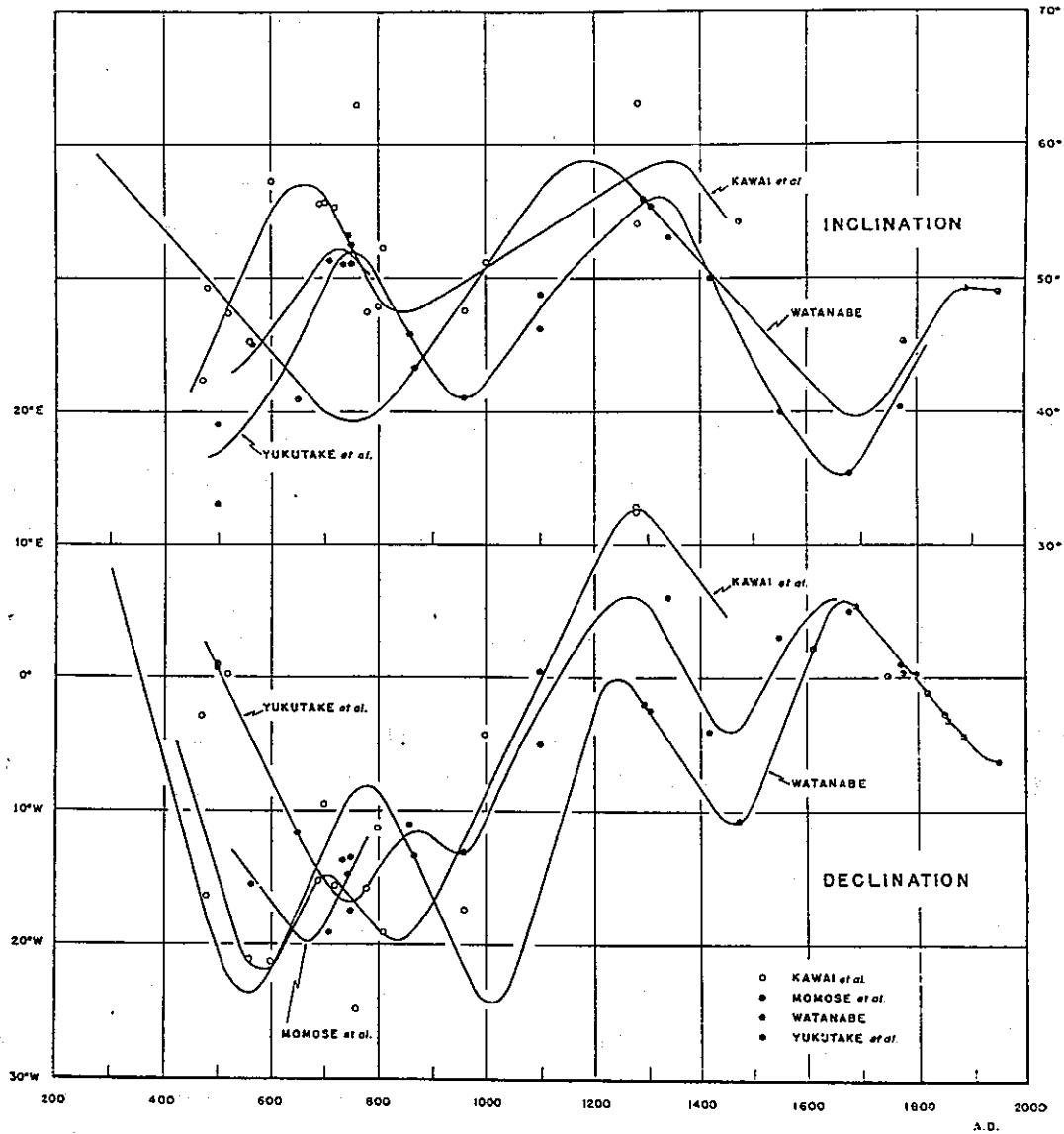
(新妻, 1976)。このように, 2次磁化の除去そのものは岩石磁気学的な問題であるが, その結果が地球磁場の記録と見なせるかどうかはむしろ層位学的方法によって検討されるべきであろう(真鍋, 1977)。その意味で, 残留磁化の信頼性を検証する問題は磁気層位学の課題と言える。

測定例: 焼土などの遺溝についてのTRM(熱残留磁化)の考古地磁気学的測定は1000例を超える実績がある(広岡, 1988)。特に, 良く焼けていて磁化が強く, 磁化方向のまとまりが良い窯跡については, 多くの測定がなされており, 過去2000年の西南日本の考古地磁気永年変化曲線(広岡, 1977)を用いて, それらの考古地磁気年代を推定した多くの実例がある(中島・夏原, 1981参照)。

TRMばかりでなく, DRM(堆積残留磁化)やSRM(衝撃残留磁化)による年代推定も可能である。例えば, 古地震の年代推定である。跡津川断層のトレンチ発掘調査地点で, 断層運動に伴って噴砂のように流動した部分や大きく変形した地層の磁化測定をしたところ, 断層運動の際に再磁化していることが判明した(酒井・広岡, 1983)。活断層が動いて, 地震が起きた時に, 絞り出すように断層面に沿って流動化した部分は, SRMとDRMの両方を合わせたようなメカニズムによって残留磁化を獲得したと考えられている。

縄文時代よりも古く, 73万年前の松山逆転磁極期までの時代の年代を推定することは, なかなか難しい。遺跡の堆積層を細かくサンプリングして, ブリュンヌ正磁極期に数回起きた地磁気excursionのどれかをうまくつかめば, 年代の推定は十分可能であるが, 現在のところ成功した例は非常に少ない(広岡・湯田, 1987など)。

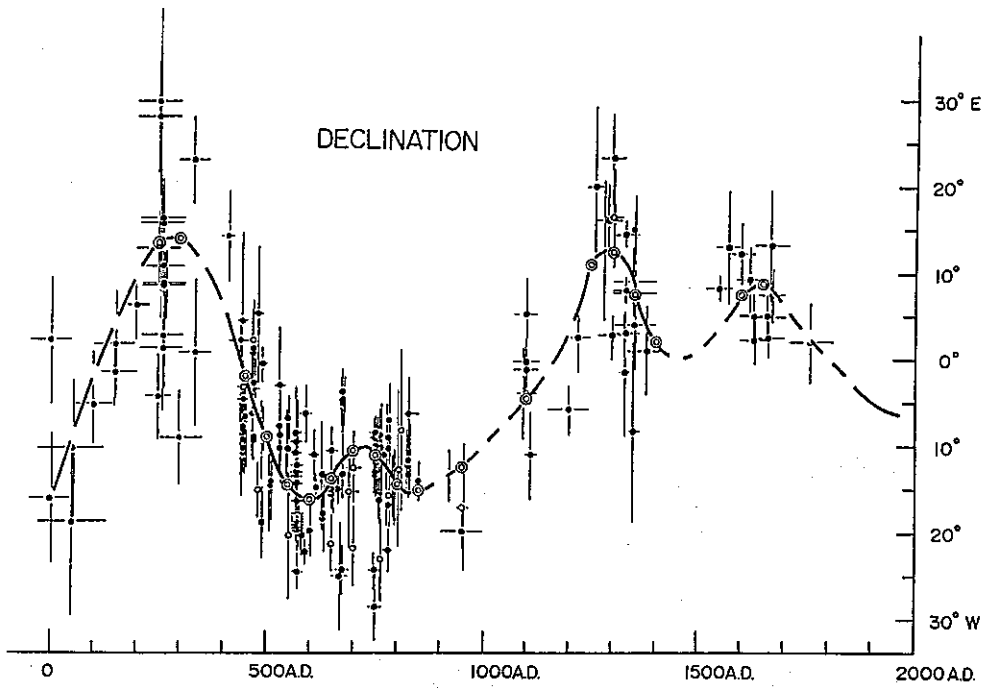
一方, Thellier & Thellier(1959)は, 土器の持っているTRMの強度と, 磁場の強さの分かっている実験室でその土器を再加熱して得たTRM強度との比から過去の地球磁場の強度を求める方法を確立し, 2000年前の地磁気強度は現在の約1.5倍もあって, その後減少し続けて現在に至っていることを突き止めた。Cox(1968)は世界各地の地磁気強度変化を求め, 地磁気の大規模な変動は, 約8000年の周期で現在の1.5倍から0.5倍の範囲で正弦曲線で表されるような変化をしていることを明らかにした。しかし, 同じ地域で地磁気強度の時代変化を詳しく追ってみると, もっと短周期(300-500年)の不規則で鋭いピークを示すような変動が重なっている(Bucha, 1971)ことが分かってきた。このような顕著な変化を捕らえて, 地磁気強度変化を用いた年代測定が可能な状態になりつつあり(広岡, 1988), 地球磁場方向による年代推定と組み合わせると, より精度の高い年代決定も可能であると考えられる。



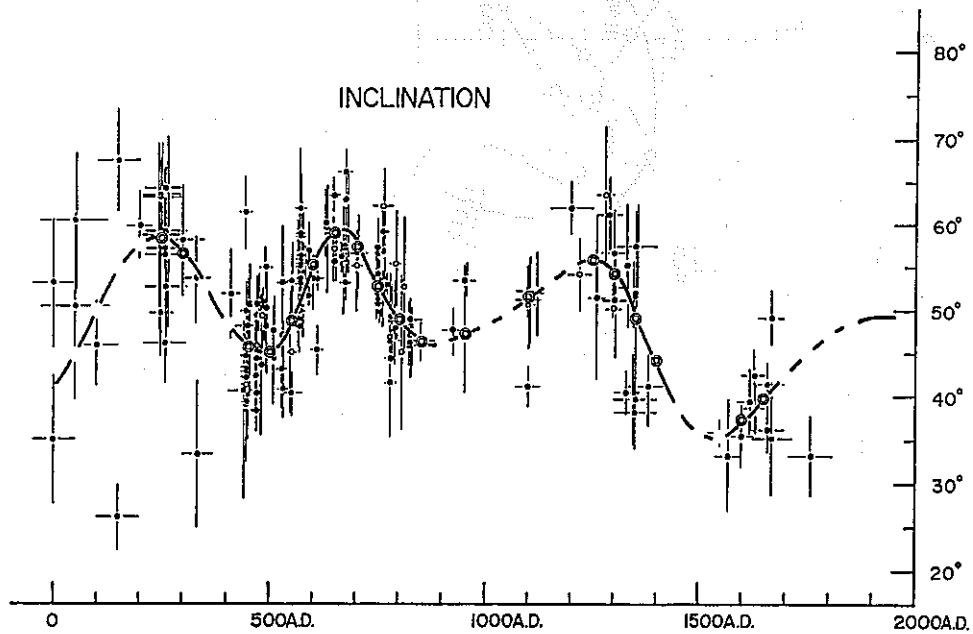
地磁気の方向の永年変化曲線

年代既知試料の測定結果にもとづいて諸家の作成した永年変化曲線を示す。それぞれの曲線作成の基礎となった測定値を丸印で投影し、曲線は Kawai et al. (1965) の Fig. 4, Momose et al. (1964) の Fig. 1, Watanabe (1959) の Plate II, Yukutake et al. (1964) の Fig. 4 から再現した。Kawai et al. の投影点および曲線は東経 138°, 北緯 37° の値に換算したもの、他の 3 者は東京への換算値を用いている。Kawai et al. の値を東京での値に直すには、伏角では 2.0° を減じ、偏角では 0.6° 東偏させればよい。

図 4. 2-1 1965年までに公表された、日本での地磁気永年変化曲線  
(渡辺, 1967)

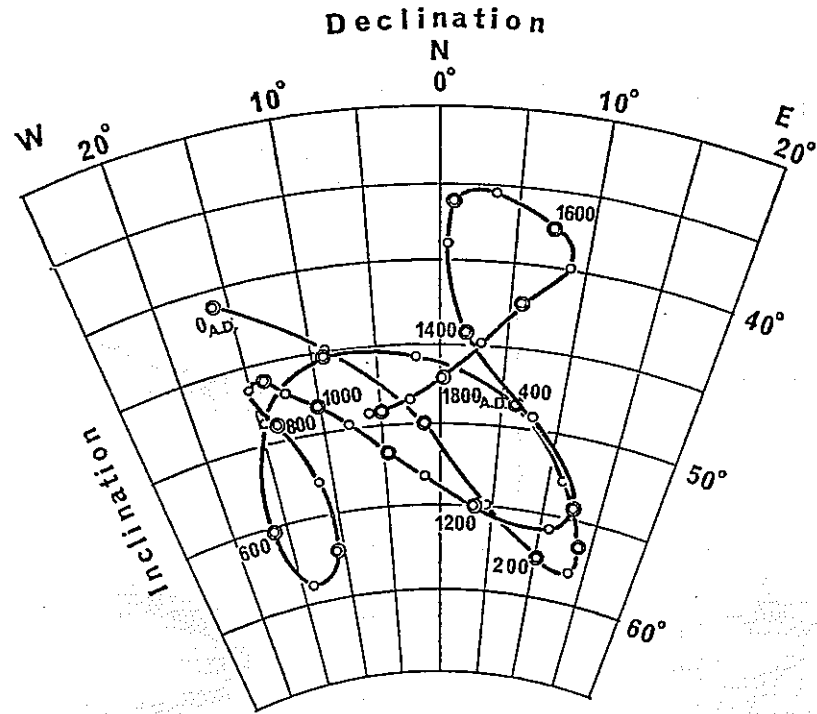


Secular variation of the geomagnetic declination in southwestern Japan. The data obtained by KAWAI *et al.* (1965b) are also plotted in this diagram (hollow circles). Double circles show the mean value of every 50 years.



Secular variation of the geomagnetic inclination in southwestern Japan. Plotting notations are the same in Fig. 13.

図4. 2 - 2 西南日本での伏角 (inclination) と偏角 (declination) の永年変化 (Hirooka, 1971)



西南日本の考古遺跡焼土の測定から求められた過去 2000 年間の地磁気永年変化

図 4. 2 - 3 偏角 - 伏角図 (広岡, 1977)

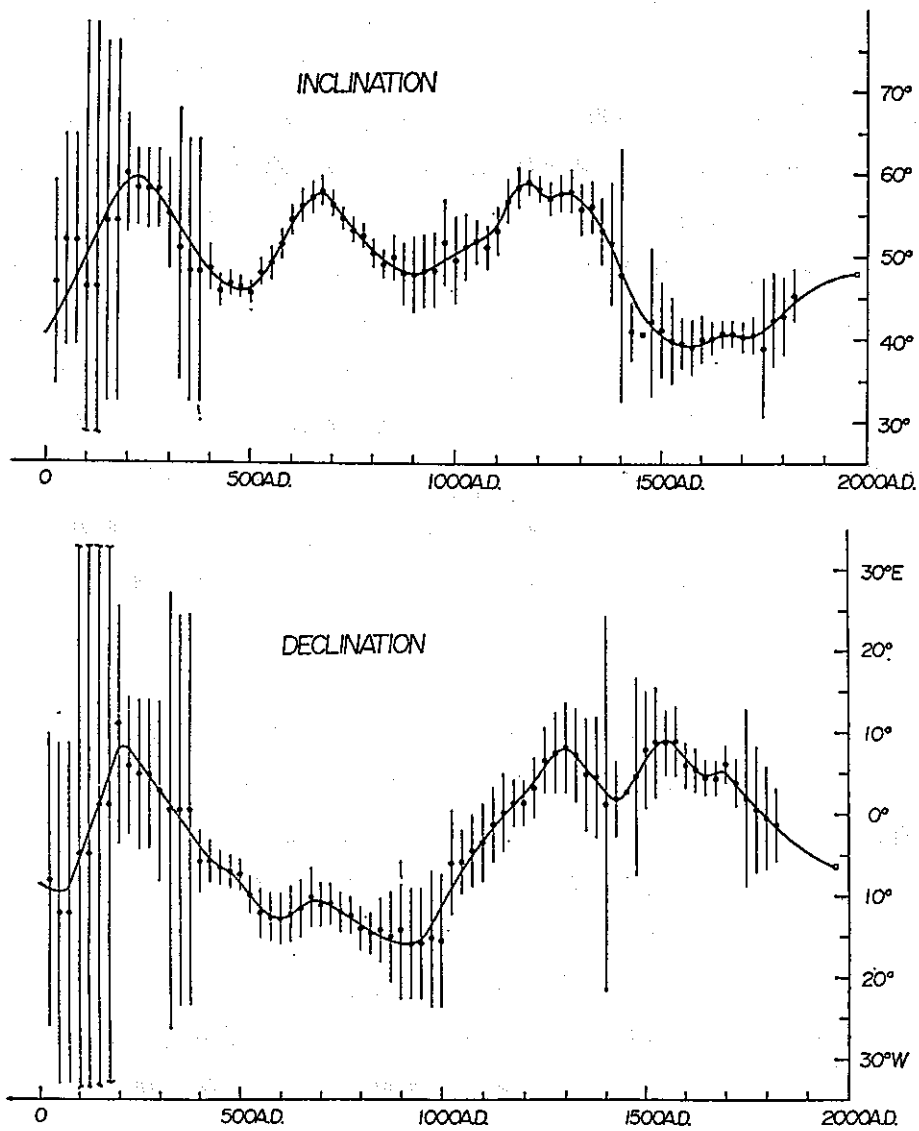


図4. 2 - 4. 西南日本での伏角と偏角の永年変化 (中島・夏原, 1981)

#### 4. 2. 2 テフロクロノロジー

テフラは本質的にマグマ起源ではあるものの、マグマ由来の「本質物」essential materialだけではなく、マグマ溜まりや火道の周辺にあった古い火山体に由来する「類質物」accessory material、それに基盤岩石のかけら「異質物」accidental materialも加わっている。それらの量比は噴火の規模や様式、それに噴出源からの距離によって異なる（表4. 2-1）。テフラを用いた編年法すなわちテフロクロノロジー（tephrochronology）は、テフラの瞬時性と広域性という特質を利用し、自然から人文にまたがる種々の歴史的現象を時系列に従って解き明かす方法である。正しく同定された指標テフラで現象の順序を明らかにすること（tephrostratigraphy）を基礎とし、それに時間の目盛りを入れることで議論を展開しようとするのである。その適用範囲はグローバルな現象から地域的なものにまで及ぶが、この方法の適用地域がテフラが見い出される火山地域に限定されるという制限もある。しかし、多数の広域テフラの発見（表4. 2-2 参照）によって、この手法が火山地域だけに限定されるのではなく、セミグローバルに適用できる有能な時計として機能することが示された。

原理：テフロクロノロジーの調査を行う場合の基礎的な手順、要件を挙げると、対象とする地域や事柄によっても違うが、次のようになる。1) 1枚1枚のテフラの同定、2) 年代推定、3) 分布調査、を基礎として、4) 対象とする地層や地形面あるいは考古学遺物などと利用するテフラとの層位関係を把握すること、また、5) 関連事項のテフラ層序上の位置を明らかにすること、などである（町田・新井、1992）。

テフラの対比・同定にあたっては、1) 給源火山や噴出時代が同一かどうか、2) 噴出物としての性質の中でどのような点が似ているのか、という2つの面を共に明らかにする必要がある（町田・新井、1992）。テフラは、噴出・運搬・堆積・風化の諸過程を経て形成された堆積物としての性質と、マグマ起源の火山噴出物としての特質を合わせもっている。従って、テフラを同定するにあたっては、これら2つの側面についてできるだけ多くのデータを集め、それらを総合して判定を下すことが要求される。主なテフラ同定法を整理して表4. 2-3に示す。この中で層位学的方法はテフラの持つ地層としての側面を追求するもので、野外調査での鋭い観察眼が要求される。一方、岩石記載的方法は火成岩としての側面を追求するもので、同定に有用なテフラ物質の諸特質を明らかにするため、物質科学的な視点に立って様々な実験的手法が取られることになる。両側面は車の両輪の関係にあると言える。

テフラの噴出年代を推定する方法は、噴出年代の古さや試料の種類に応じて異なり、主に、歴史時代のテフラの年代決定法、先史時代のテフラについての層位学的方法、及び放射年代測定法に分けることができる。まず、歴史時代のテフラの年代決定は歴史記録に頼



るだけでなく、考古学的発掘と噴出物の調査、樹木年輪年代法、更に極地や高山において年層が分かる氷河のコアに含まれたテフラ粒や酸性度の高い部分の検出などによって行われる。層位学的な年代決定法では、年代不明なテフラを対比するための標準地域が設定される。標準地域は、地球規模な気候変化やそれに伴う海面変化といった記録が、詳しく解読されている地層や地形の発達しているところが選ばれる。日本では南関東が、海成段丘や海成層の発達が良く、しかも年代測定された多数のテフラが海成層と層位関係を持つところなので、第四紀の自然史を編む上で標準地域と見なされてきた。そのため年代が不明な広域テフラは、南関東の層序（町田・鈴木，1971）の中でどこに位置するかを検討することで、噴出年代が求められてきた。

一方、放射年代測定法は、放射性核種の壊変を利用して年代を求めるもので、測定原理から次の4種類に分類される（遠藤他，1986）。

- ①壊変によって現在残っている核種の量を測定するもの… $^{14}\text{C}$ 法。
- ②壊変して生じた核種の蓄積量を測定するもの…K-Ar法。U系列法は1)と2)の合成。
- ③壊変時に鉱物あるいは火山ガラス中に生じた傷跡の密度を計測するもの…FT法。
- ④試料中に蓄積された放射線量を測定するもの…TL法，ESR法。

これらの年代測定法は、それぞれ適用限界や測定対象が異なるので、個々の場合に依りて手法を選択して使用することが望ましい。

測定試料： テフラ（火砕物，火山灰など）

測定精度： 年代値としての誤差は、利用した年代測定法の年代誤差に規定される。テフラの同定及び対比に係る精度は、個々の鑑定者に依存する。

測定限界： 現在、広域テフラの分布が確認されており、しかも年代が決定されているテフラを使用すると、測定限界は現在～約50万年までと考えられる（町田・新井，1992参照）。

問題点： テフラの同定・対比に当たっては、まず1次的テフラとそうでないものとを区別する必要がある。特に、湖成層などに挟まれる砂質-シルト質の堆積物や、広く火砕流堆積物や降下軽石が堆積している流域を持つ河川の下流部のテフラ粒に富んだ堆積物の場合には、慎重に検討する必要がある（町田・新井，1992）。

テフラの特徴づけにあたり、テフラの同定法のところでも述べたような種々の方法が適用され、記載内容が豊富になってくると、注意すべき問題も顕在化する。1つは、テフラによっては構成物質がユニモーダルでなく、バイモーダルまたはポリモーダルな特性値を持つ場合があることである。こうした例は性質を異にするマグマが複数あって干渉しながら噴出したか、マグマが分帯構造を持っていたかを示唆する興味深いものである。もちろん

んこの場合には、単純に平均値を求めそれだけで特徴づけることは避けなくてはならない。第2点は、化学組成や屈折率などのデータが多くの研究室から大量生産されるようになると、測定値相互のクロスチェックが必要となり、実験機器・方法による測定値の違いが問題となる点である。これは避けられない問題で、実験者間で測定方法の標準化が十分に話し合われる必要が生じる。ユーザーとしては、こうした標準化は無用な混乱を避ける意味からも歓迎すべきもので、しかもなるべく国際会合の場で行われることが望まれている。

テフラの噴出年代の決定に関する問題点としては、標準地域と対比する場合であれ、放射年代測定法によって直接決定する場合であれ、いずれにしても何か絶対年代測定法を使用して年代尺度を決定しているので、使用した年代測定法に関する問題点がそのまま関わってくることになる。従って、それらの問題点を十分考慮する必要がある。

測定例： これまで非常に多数の適用例が知られており、日本列島における主なものは町田・新井（1992）によってまとめられている。

表 4. 2 - 1 テフラの分類 (町田・新井, 1992)

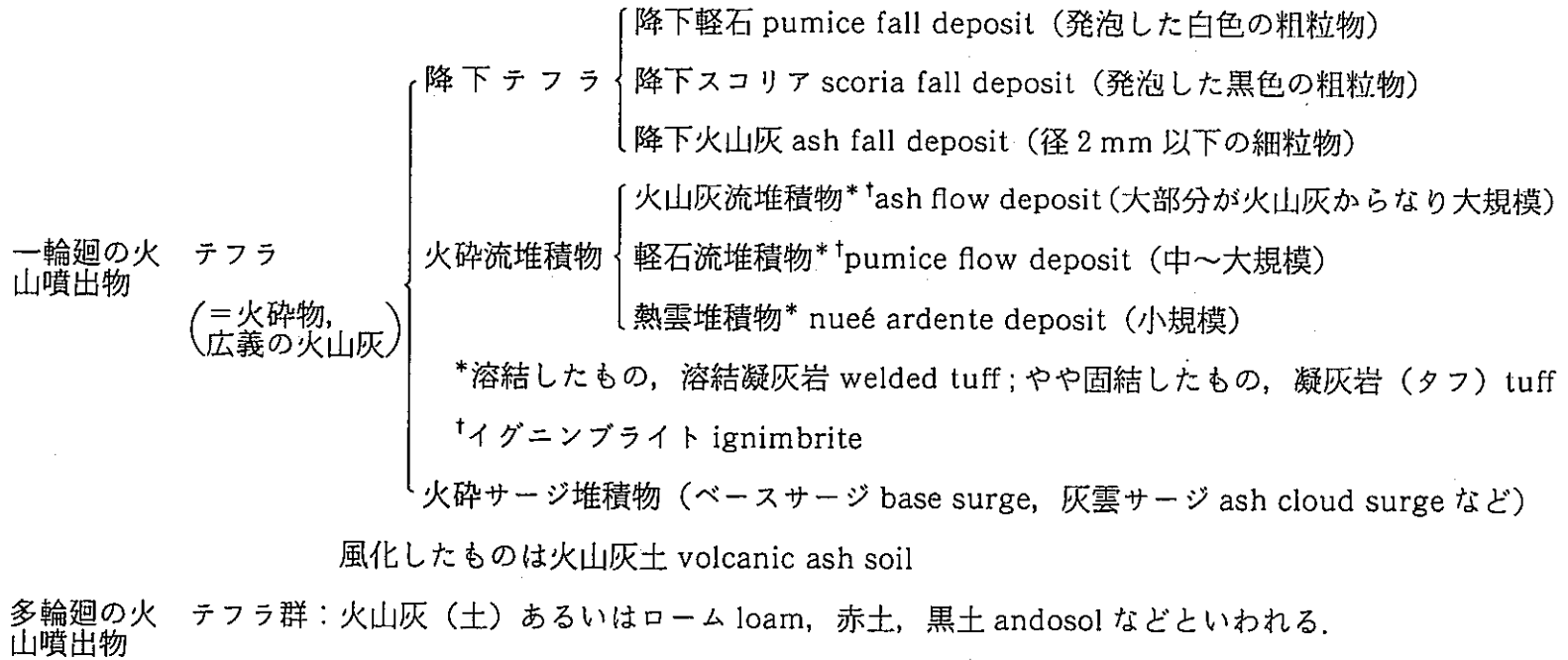


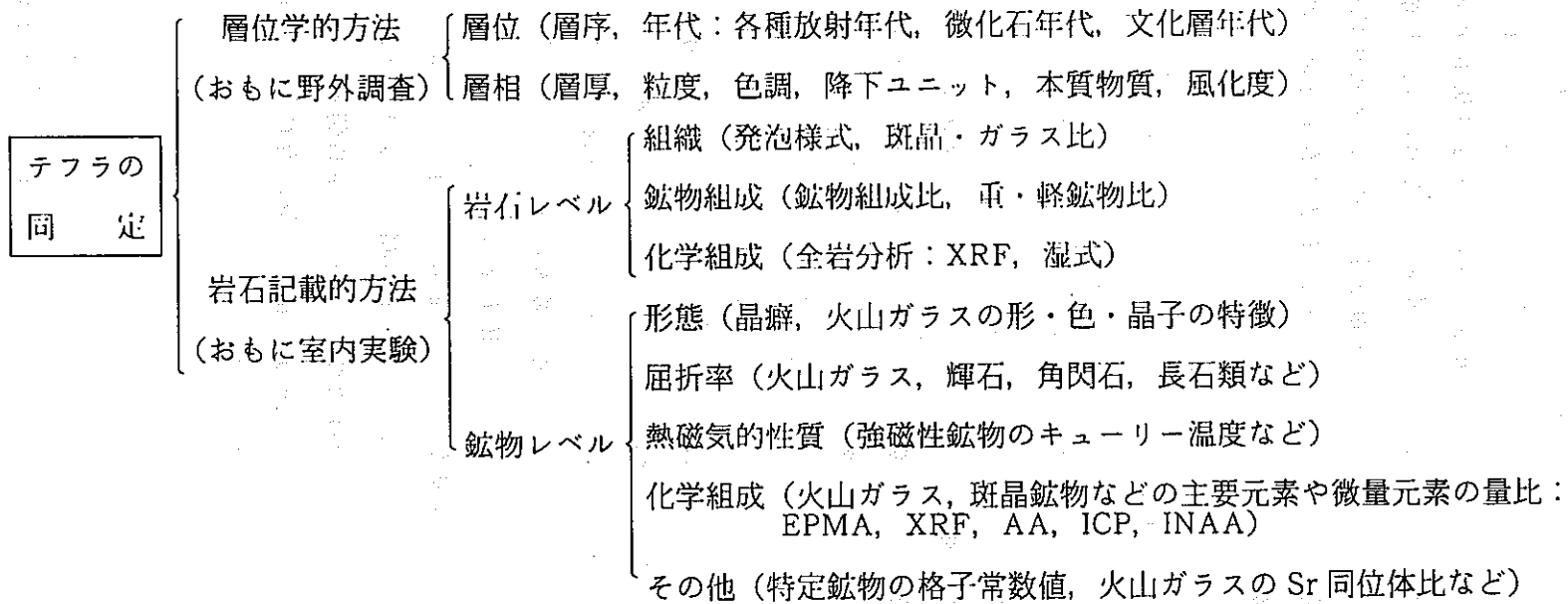
表4. 2-2 日本列島とその周辺地域で過去約30万年間に堆積した広域テフラのリスト  
(町田・新井, 1992)

テフラ名 (記号)	年代 (ka) (測定方法)	噴火・堆積 模式と順序	全テフラ量 (みかほ, km <sup>3</sup> )	本質テフラ粒の特性 火山ガラス, n		その他	記号	火山ガラスの主成分組成							試料数	測定 機器	文献・その他		
				af (am, cpx)	af (am, cpx)			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO				Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
白河山背小牧 (B-Tm)	0.8~0.9 (A, C)	pfa, pfl, pfa, pfl	50	pm, bw	af (am, cpx)	表 3.4-4, 3.6-2 参照	B-Tm	73.1	0.29	11.9	4.3	0.08	0.07	0.5	5.0	4.5	9	WDS	Machida <i>et al.</i> (1990) bimodal
				1.511-1.522	af 1.521-1.525			75.7	0.24	10.5	4.0	0.02	0.08	0.3	4.7	4.1			
鬼界アカホヤ (K-Ah)	6.3 (C)	pfa, pfl, afa (coign.)	>170	bw, pm	opx, cpx	表 3.1-1 参照	K-Ah	75.0	0.53	13.0	2.5	0.07	0.5	2.0	3.6	2.8	16	WDS	Furuta <i>et al.</i> (1986)
				1.508-1.516	opx 1.708-1.713			68.4	0.1	14.7	4.5	0.14	0.12	1.3	5.5	5.1			
豊後隠岐 (U-Oki)	9.3 (C)	pfa, pfl	>10	pm	bi, am, cpx	表 3.6-1 参照	U-Oki	61.6	0.44	20.1	2.9	0.2	0.3	1.5	6.7	6.3	11	WDS	町田ほか (1984a)
				1.518-1.524	af 1.522-1.524 ho 1.726-1.740			68.4	0.1	14.7	4.5	0.14	0.12	1.3	5.5	5.1			
始良 Tn (AT)	21(~25) (C)	pfa, pfl (pp), pfl, afa(coign.)	>450	bw, pm	opx, cpx, (ho; qt)	表 3.1-3 参照	AT	78.4	0.13	12.2	1.2	0.04	0.14	1.1	3.3	3.4	15	WDS	Furuta <i>et al.</i> (1986)
				1.498-1.501	opx 1.728-1.734			78.3	0.31	12.1	1.4	0.02	0.3	1.6	4.0	2.1			
クッチャロ原 (Kc-Sr)	30~32 (C)	afa, pfl, afa (coign.?)	100	pm, bw	opx, cpx	表 3.5-5 参照	Kc-Sr	78.3	0.31	12.1	1.4	0.02	0.3	1.6	4.0	2.1		WDS	Okumura (1988)
				1.502-1.505	opx 1.707-1.710			78.4	0.15	12.4	1.4	0.08	0.17	1.5	3.8	2.2			
支笏第1 (Spfa-1, Spfl)	31~34 (C)	pfa, pfl	200	pm, bw	opx, ho, (cpx); qt	表 3.5-3 参照	Spfa-1, Spfl	78.4	0.15	12.4	1.4	0.08	0.17	1.5	3.8	2.2	3	WDS	奥村(1988)
				1.500-1.505	opx 1.729-1.735 ho 1.688-1.691			78.4	0.15	12.4	1.4	0.08	0.17	1.5	3.8	2.2			
大山倉吉 (DKP)	43~55 (U, ST)	pfl, pfa	>20	pm	ho, opx, (bi)	表 3.2-1 参照	DKP	78.4	0.13	12.2	1.2	0.04	0.14	1.1	3.3	3.4		WDS	Furuta <i>et al.</i> (1986)
				1.508-1.514	opx 1.702-1.708 ho 1.673-1.680			78.4	0.13	12.2	1.2	0.04	0.14	1.1	3.3	3.4			
阿蘇4 (Aso-4)	70(~90) (ST, FT など)	pfl, afa(coign.)	>600	bw, pm	ho, opx, cpx	表 3.1-5 参照	Aso-4 (1) (2)	72.7	0.43	14.9	1.6	0.1	0.4	1.2	4.6	4.2	26	WDS	Furuta (1986) 町田ほか (1985) bimodal
				1.506-1.510	opx 1.699-1.701 ho 1.685-1.691			73.1	0.43	14.7	1.5	0.1	0.4	1.1	4.6	4.2			
鬼界葛原 (K-Tz)	75(~95) (ST, TL)	afa(pp), pfl, afa(coign.)	150?	bw, pm	opx, cpx; qt	表 3.1-1 参照	K-Tz	79.3	0.22	11.9	1.1	0.05	0.2	1.1	3.0	3.2	8	WDS	Furuta <i>et al.</i> (1986)
				1.494-1.500	opx 1.705-1.709			79.3	0.22	11.9	1.1	0.05	0.2	1.1	3.0	3.2			
御匠第1 (On-Pm1)	80(~95) (FT, KA)	pfa	50	pm, (bw)	ho, bi, (opx)	表 3.3-1 参照	On-Pm1	76.3	0.15	13.9	1.0	0.09	0.26	1.6	3.6	3.0	1	WDS	奥村(1988)
				1.500-1.503	opx 1.706-1.711 ho 1.681-1.690			76.3	0.15	13.9	1.0	0.09	0.26	1.6	3.6	3.0			
三瓶木次 (SK)	80(~100) (ST)	pfa	20	pm	bi; qt	表 3.2-1 参照	SK	76.3	0.15	13.9	1.0	0.09	0.26	1.6	3.6	3.0		WDS	奥村(1988)
				1.494-1.498	bi; qt			76.3	0.15	13.9	1.0	0.09	0.26	1.6	3.6	3.0			
阿多 (Ata)	85(~105) (ST)	afa(pp), pfa, pfl, afa(coign.)	>300	bw, pm	opx, cpx, (ho)	表 3.1-2 参照	Ata	75.2	0.47	13.3	2.1	0.1	0.5	1.9	3.8	2.7	3	WDS	Furuta <i>et al.</i> (1986)
				1.508-1.512	opx 1.704-1.708			75.2	0.47	13.3	2.1	0.1	0.5	1.9	3.8	2.7			
洞爺 (Toya)	90~120 (FT, ST)	afa(pp), pfl, afa (coign.)	>150	pm, bw	(opx, cpx, ho; qt)	表 3.5-2 参照	Toya	79.0	0.05	12.6	1.0	0.1	0.04	0.4	4.3	2.5	19	WDS	町田ほか (1987a)
				1.494-1.498	opx 1.711-1.761 ho 1.674-1.684			79.0	0.05	12.6	1.0	0.1	0.04	0.4	4.3	2.5			
阿蘇3 (Aso-3)	105~125 (FT, ST)	pfa, pfl, sfl, afa (coign.)	>150	pm, bw	opx, cpx	表 3.1-5 参照	Aso-3	71.0	0.71	15.0	2.5	0.07	0.3	1.7	3.8	4.9	7	WDS	分析者: 奥村晃史
				1.512-1.540	opx 1.702-1.705			71.0	0.71	15.0	2.5	0.07	0.3	1.7	3.8	4.9			
クッチャロ原 (Kc-Hb)	100~130 (FT, ST)	afa, pfa, pfl, afa (coign.)	>150	bw, pm	opx, cpx	表 3.5-5 参照	Kc-Hb	78.1	0.39	12.0	1.6	0.08	0.3	1.5	4.3	1.8	9	WDS	Okumura (1988)
				1.502-1.506	opx 1.705-1.710			78.1	0.39	12.0	1.6	0.08	0.3	1.5	4.3	1.8			
阿多島浜 (Ata-Th)	230~250 (ST)	pfa, pfl, afa (coign.)	>100	bw, pm	ho, opx, bi; qt	表 4.2-1 参照	Ata-Th	78.5	0.16	12.3	1.0	0.09	0.1	1.1	3.4	3.3	3	EDS	分析者: 徳井由美 (九州の試料のみ)
				1.498-1.500	opx 1.714-1.718 ho 1.670-1.674			78.5	0.16	12.3	1.0	0.09	0.1	1.1	3.4	3.3			
加久藤 (Kkt)	300~320 (FT, ST)	pfl(coign.)	>100	bw, pm	opx, cpx, (ho)	表 4.2-4 参照	Kkt	77.0	0.19	12.7	1.3	0.05	0.14	0.9	3.7	4.1	2	WDS	分析者: 古田俊夫
				1.500-1.502	opx 1.718-1.725			77.0	0.19	12.7	1.3	0.05	0.14	0.9	3.7	4.1			

年代測定方法…A: 考古学遺物法, C: 放射性炭素法, U: ウラン系列法, ST: 放射年代値に基づく層位からの推定, FT: フィ  
ッシュトラック法, TL: 熱ルミネッセンス法, KA: カリウムアルゴン法  
噴火・堆積模式…噴火順(下位から上位)に示した, pfa: 降下礫石, pfl: 火砕流堆積物, afa: 降下火山灰, am: スロリア流  
堆積物, pp: 水蒸気ブリーチン火山灰, coign.: 大火砕流と同時の降下火山灰, afa-pfa: 交互に噴出したことを示す  
火山ガラス…pm: 輝石型ガラス, bw: バブル型ガラス, 数値 n は屈折率, 括弧内は少量含まれるもの  
記号…af: アルカリ長石, am: 角閃石, ho: 普通角閃石, cpx: 斜方輝石, opx: 斜方輝石, bi: 黒雲母, qt: 石英, 括弧  
内は少量含まれるもの, 数値は屈折率 (af は n<sub>u</sub>, opx は n<sub>z</sub>, ho は n<sub>z</sub> の値を示す).

WDS: 波長分散型スペクトロメーター (東大海洋研, JEOL JCYA-733)  
EDS: エネルギー分散型スペクトロメーター (科学博物館, JEOL T200, EDS)  
ここに示した火山ガラス主成分組成は付表 2.1, 2.2 の測定値のうち標準となるものを選んで平均した値, 9 元素の値を合計し  
100% として再計算.

表4. 2-3 テフラ層の同定法 (町田・新井, 1992)



#### 4. 2. 3 微化石層序による編年

一連の岩層は、岩層に含まれる化石内容の差によって、幾つかの種類の帯の積み重なりに区分することができる。このような区分の過程を地層の生層序学的区分 (biostratigraphic classification) という。生層序 (学的) 区分の基本単位は、帯 (zone) であり、他の層序区分に時々使われる一般的な帯と区別するためには、生層序学の帯を特に生物化石帯 (biozone) と呼ぶこともできる。生層序学の帯に、絶対年代測定によって決定された地質年代尺度との比較によって目盛りを入れ、産出する化石から地質年代を推定する方法が微化石層序による編年法である。

原理：帯はあくまでも岩層の化石内容による区分なので、自然に観察される連続した地層の部分 (a body of rock strata) として認識される。更に、帯の厚さや地理的分布には制限がなく、また帯は必要に応じて亜帯 (subzone) に分けることができる。帯は、その性格を特徴づけるのに最もふさわしい種の名を冠して *Globorotalia tosaensis* range-zone のように呼ばれる。帯はその種類によっては、帯の内容の理解を助けるために参照となる模式地 (stratotype) を設けるのが望ましいが、模式地を指定できない種類の帯もある。帯は化石内容の相違によって次の4種類に分けられる (図4. 2-5)。

群集帯 (assemblage-zone) ; ある特徴的な化石群集の集まりで区分される地層の部分で、それぞれの化石種の生存期間とは関わりがない。

生存期間帯 (range-zone) ; 産出する化石の中で種の生存期間が良く分かっているものを選び、この特定種の全生存期間とその地理的な生息範囲の限界によって区切られた地層の部分。

アクメ帯 (acme-zone) ; ある特定の種が繁栄の頂点 (アクメ) に達したために、豊富な化石として出現することによって区切られた地層の部分。種の繁栄をもたらす最適な環境がある場所に出現するのはかなり偶発的で、しかも短期間であるのが普通であるから、ある種のアクメ帯は当然その種の生存期間帯よりは短く、また種によってアクメが生存期間の初期に現れたり、後期であったり、多くの相違が見られる。

間隙帯 (interval-zoneあるいはinterbiohorizon-zone) ; 幾つかの種の進化・絶滅に相応する時間面で区切られた地層の部分。

この中で、生存期間帯 (range-zone) は、1つの種の生存期間を基礎にした場合と、幾つかの種の生存期間を組み合わせて定義された場合によって更に種生存期間帯 (taxon-range-zone) , 共存期間帯 (concurrent-range-zone) , オッペル帯 (Oppel-zone) , 系列

帯 (lineage-zoneあるいはphylozone) の4つに細分される (図4. 2-6)。

これらの化石内容によって区分される帯の中で、群集帯とアクメ帯は、地層に含まれる化石の種類・個体数などの変化によって定義される。このような変化は、一般には生物進化に基づくよりも環境の変動によることが多いので、地層の対比と地質時代の編年に最も良く使われるのは、生存期間帯と間隙帯の2つである。両者とも、生物の進化に基づく種の出現・絶滅や生存期間を基礎にして定義されるので、これらの帯を特徴づける種の地理的分布が広ければ、それだけ帯の地層の対比に果たす役割は大きくなる。

最近20~30年ほどの海洋学の目ざましい進歩と共に、急激な発展を見るに至った生層序学の分野に浮遊性微生物を使った白亜紀から新生代の堆積物の層序編年がある。海底特に全海洋の面積にして60%以上を占める深海底に横たわる堆積物は、その大部分が浮遊性生物の遺骸でつくられ、無生物起源の物質としては僅かに陸源堆積物の最も細粒な粘土サイズの粒子が含まれているだけである。この際、生層序学の対象となる浮遊性微生物とは、生物体の一部に腐敗バクテリアや他の微生物によって利用されない骨格をもったプランクトンの一群で、珪酸質 ( $\text{SiO}_2$ ) の殻をつくる珪藻・放散虫・珪質鞭毛虫、石灰質 ( $\text{CaCO}_3$ ) の殻をつくる有孔虫・ナノプランクトンなどが含まれる。これらの微生物の殻は、そのほとんどが直径1mm以下で、63 $\mu\text{m}$ 前後を境にして大型の動物性プランクトンの殻と小型の植物性プランクトンの殻とに分けられる。

同位体年代学の進歩に伴い、当然海洋底堆積物の絶対年代を測定する試みがかなり行われたが、火成岩の年代測定には驚異的な威力を発揮したこの方法も、微生物の遺骸を主構成物質とするような深海の堆積物には全くと言ってもよいほどに適用できなかつた。従って、海洋堆積物の年代決定は、依然として古生物学的な方法に頼らなくてはならない結果となつて、このことが浮遊性の化石を使った生層序学を急速に推進した1つの原動力となつたといふことができる。

浮遊性生物を使用した帯区分は、初め、浮遊性有孔虫や放散虫によって試みられ、それらの成功につられて、石灰質ナノプランクトン (ココリス)、珪藻、珪質鞭毛虫 (siliocoflagellata)、双鞭毛藻類 (dinoflagellata) などの他の浮遊性生物を使った生層序区分が現在完成されつつある。図4. 2-7には、これらの浮遊性生物を使用した生層序帯区分を示す (Bolli et al., 1985)。帯区分につけられている年代尺度は、古地磁気逆転の記録に放射年代を目盛って組み立てられたものである (van Hinte, 1976; Harland et al., 1982)。また最近では、石灰質ナノプランクトンを使用して、日本海側に発達する最上部新生界の地質年代を約10万年のオーダーで決定した例も知られている (図4. 2-8 参照; 佐藤他, 1988)。

測定試料: 浮遊性有孔虫, 放散虫, 石灰質ナノプランクトン, 珪藻, 珪質鞭毛虫, 双鞭毛藻類。

測定精度： 微化石を鑑定する者に依存するため、精度を特定することは難しい。また、年代尺度に使用した絶対年代測定法により年代値の精度（年代誤差）は異なる。

測定限界： 微化石による帯区分は古生代までなされているが、古地磁気逆転による地質年代尺度はジュラ紀（約160Ma）までしか作成されていない（Harland et al., 1989）ので、適用限界は現在から約160Maまでと考えることができる。しかし、今後、更に古い時代まで年代尺度が作成されれば、帯区分によって古生代までの絶対年代推定も可能であると言える。

問題点： 珪藻や放散虫など珪酸質の殻をつくる微生物の分布は、海中における磷酸塩の分布に強く影響を受け、その分布の中心は、海底の磷酸塩を表層水中にもたらず湧昇流（upwelling）が存在する地域と一致している。湧昇流は水質の異なる海流がぶつかる南極大陸周縁・赤道地域・北半球の北緯40～50°付近に顕著に発達しているため、これらの地域の海底には珪質微生物の殻が厚く積もって、微化石層序区分に珪藻や放散虫が威力を発揮する。これに対して、石灰質殻を分泌する有孔虫やココリスの分布は、等温線の広がりにはほぼ平行して、緯度によって構成種に大きな差が認められる（図4. 2-9）。放散虫を含む堆積物の分布が赤道地域と高緯度地域に分離しているために、両地域に適用できる生層序区分を作ろうという努力が放散虫の研究者の間で早くから試みられたのに比べて、有孔虫やココリスの研究者は低緯度地域で設定された生層序区分が中緯度地域までも適用できるのに甘んじて、最近まで高緯度地域にはあまり注意を払わなかった。実際、有孔虫層序にしてもココリスの層序にしても低緯度地域に繁栄する種をもとに組み立てられている（斉藤, 1978）。ことに新生代の末期に、両極地域に万年氷床の発達を見るほどに気候が寒冷化の傾向をたどったということは、低緯度に特徴的な種群の生物地理区が時間と共に赤道地域に向かって縮小するという現象となって現れた。汎世界的に温暖な気候が広がった古第三紀の大部分や中期中新世には、低緯度地域の層序が高緯度地域まで広く対比の手段として利用できたのに、漸新世と鮮新世以降の新生代には、生物群に低・高緯度という明確な対立が出現し、従って生層序区分も幾つかの異なった緯度帯を代表する一連の帯が対比の手段として必要であることが明らかになってきた。

生物群全体を通じて、群を構成する種の多様さは低緯度で最も大きく、高緯度地域に向かって減少する。このために高緯度地域の生層序区分は、いきおい数少ない種に頼らざるを得なくなり、地層の細かい帯区分の可能性は低くなる。高緯度地域で石灰質殻微生物による生層序区分を樹立するには、どうしても古地磁気層序や酸素同位体比層序の手助けが不可欠であり、また珪質殻微生物の層序区分を比較の規準に使うことも考えねばならない。とにかく、高緯度地域の微化石層序区分は今後の大きな課題と言える。



生層序区分が地層の年代決定に有効であるためには、生物地理区がどうであったかということと同時に、当時生息していた種の遺骸が現在まで地層の中に保存されているという条件が必要である。地層中にある帯の示準種が含まれていないからと言って、その地域が種の生物地理区外であるとか、別の帯に相当する時代と簡単に結論するのは実に危険がある。遺骸として海底に落下した生物殻が長い地質時代の堆積物の続成作用の間に破壊されたり、海中で殻の溶解が起こったりすることが考えられるからである。

最近、海洋底の堆積作用と海洋中の無機塩類の循環を理解するために不可欠な現象として、海洋水中におけるプランクトン殻の溶解 (dissolution) がある。海のプランクトンが分泌する石灰質殻にはアラゴナイトとカルサイト (両者とも  $\text{CaCO}_3$ ) がある。プランクトンの中では、浮遊性の軟体動物である翼足類 (Pteropoda) がアラゴナイトの主な生産者で、ココリスと有孔虫がカルサイトを分泌する。ところがアラゴナイトは、比較的高温で安定なために温度の低い深海では、真っ先に溶解されて水深2500m前後で完全に無くなってしまう。Pteropodaの類は始新世までその先祖が存在したことが知られているが、このように海中で簡単に殻が溶解することのために、深海底堆積物の生層序区分に使われることが全くない。深海底ではカルサイトもやがて溶解される。このようなカルサイト殻が深海で溶解されて、海底堆積物として保存され得なくなる深度 (炭酸石灰補償深度; calcite compensation depth, CCD) は、一般に赤道地域で最も深く極に向かって浅くなる。また海洋によっても差があって太平洋の赤道部では3500~4000mであるのに、大西洋では4500mである。Berger(1970)は、これよりも浅い深度に lysocline というものを設けた。lysocline は現象的には、浮遊性有孔虫の1群で殻に空隙部分の多い Globigerinoides 属の殻が溶解する深度として認められるが、Lysocline以深では表層で生産された石灰質殻のほぼ80%が溶解してしまうという内容を持っており、太平洋では水深2500m付近にある。また、珪質殻も深海では石灰殻のように溶解し、この深度を指す語は特に無いが、その深さは、太平洋では5000m付近にある。

海底で生物殻が溶解されるために、深度によっては生層序区分の設定に多くの困難が伴う。ことに大洋の広い部分を占める大洋中部水塊 (central water mass) 下に横たわる地域では、生物殻をほとんど含まない赤色粘土が広がって、この地域の層序区分は古地磁気層序が唯一の年代決定の方法であるといった状態である。

測定例：これまで微化石層序区分を利用して年代を推定した例は、第四紀に限ってみても非常に多数ある。第四紀上部に石灰質ナンノ化石を適用した最近の例として、佐藤・高山 (1988)、佐藤他 (1988)、遠藤他 (1991) などがある。

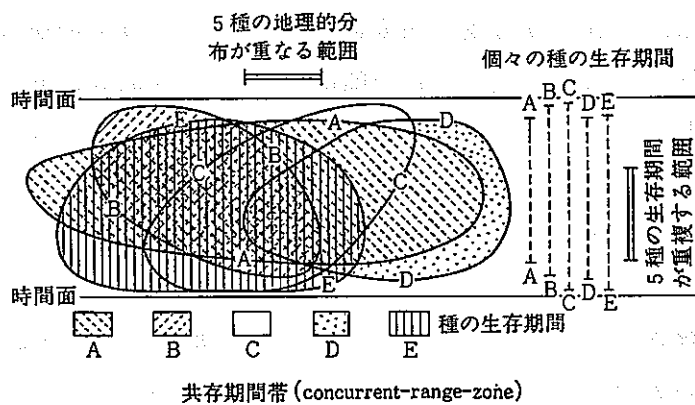
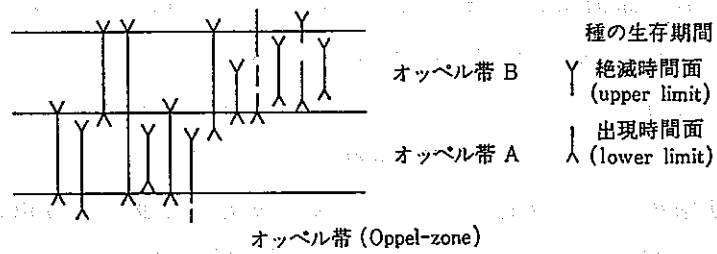
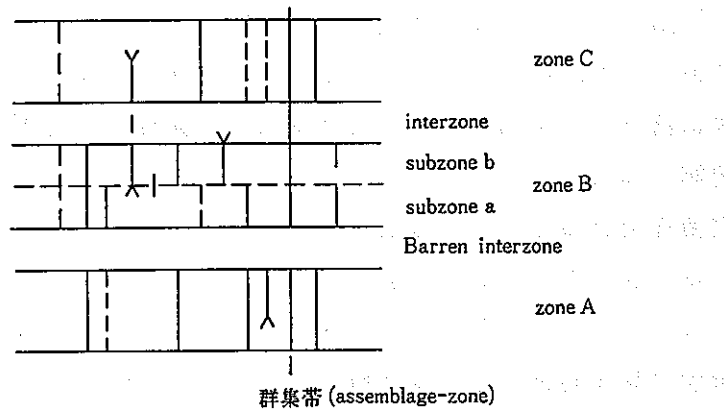


図4. 2-5 種の出現及び生存期間を使って、化石帯 (zone) を設定する3つの例 (齊藤, 1978)

Fig. 2. Correlation of the biostratigraphic zonal schemes for the Paleocene to the Holocene as used in this volume.

The connection with a linear magnetic scale is arranged as in Fig. 1 with values for columns (1) and (2) taken from Berggren *et al.* (1983a). The earlier values (column 3) used in the individual chapters are from Ness *et al.* (1980). Wide spacing of the oblique lines indicates high resolution and close spacing indicates low resolution in zonal subdivision.

The zonal schemes are those of the following authors: (4) Bolli, 1957a, b, 1970; Bolli & Bermudez, 1965; Bolli & Premoli Silva, 1973; Bolli & Saunders, this volume; (5) Banner & Blow, 1965; Blow, 1969; Berggren & Van Couvering, 1974; (6) Bukry, 1973; (7) Martini, 1971; (8) Nigrini, 1971; Sanfilippo *et al.*, 1981; (9) Barron, this volume; Gombos, 1976, 1982; Fenner, this volume; (10) Bukry, 1981; (11) Williams, 1977.

On this chart the base of *Globorotalia margaritae* Zone is taken as the base of the Pliocene. This differs from Berggren *et al.* (1983a, b) who placed the Miocene/Pliocene boundary within the *Neoglobobulimina duterrei* s.l. Zone (= *Globorotalia humerosa* Zone of Fig. 2).

The Late Eocene *Theocyrtis bromia* radiolarian Zone has been replaced by three new zones since Chapter 14 was written. These are from oldest to youngest: '*Carpocanitum*' *axyx*, *Calocyclus bandyca*, *Cryptopora ornata* (Riedel & Sanfilippo in Saunders *et al.*, 1984).

The Early/Middle Eocene boundary is placed at the base of the *Hantkenina nuttalli* foraminiferal zone which is equated with a position within the NP 14 nannofossil zone. On radiolaria, the Early/Middle Eocene boundary is placed somewhat lower, within the *Phomocyrtis striata* Zone, and would correlate with the NP 13/14 zonal boundary. This convention has been used in Chapter 14.

Note. In earlier printings the nannofossil names for the zones were placed incorrectly against the CP/NP zonal numbers in the Paleocene. This is corrected here.

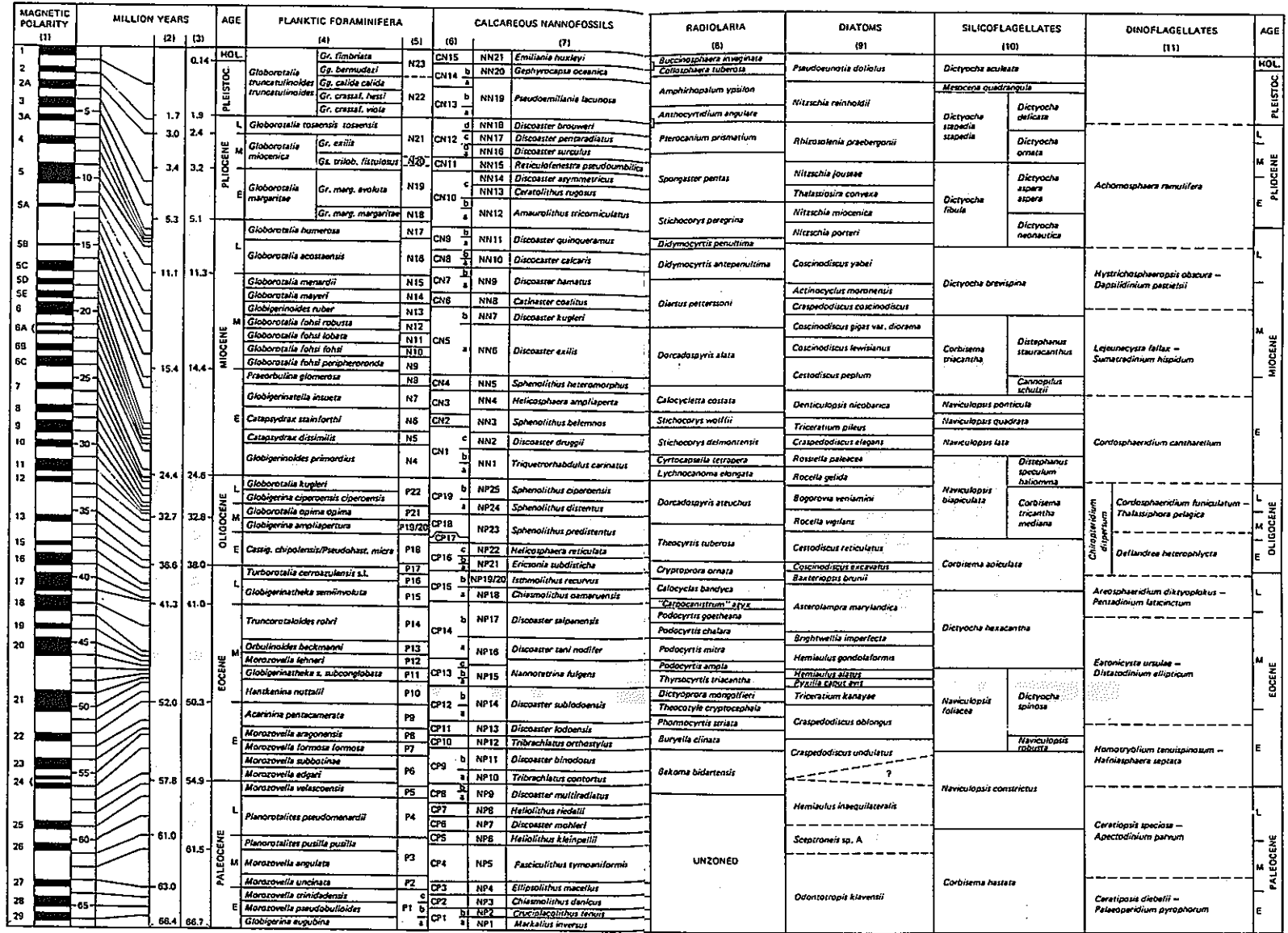
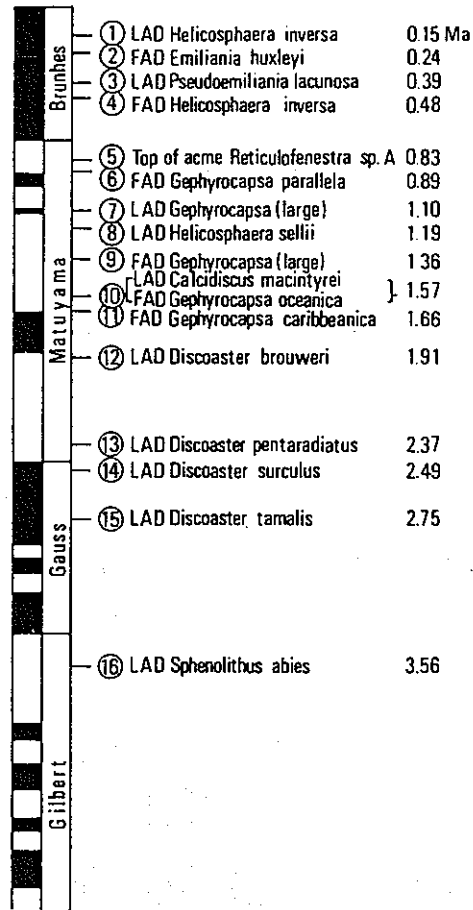
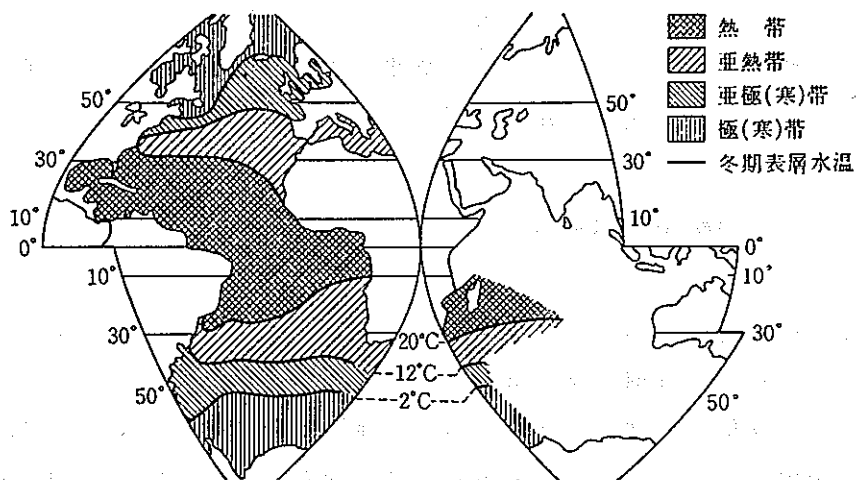


図4. 2 - 6 暁新世から完新世までの生層序帯区分の対比 (Bolli *et al.*, 1985)



DSDP-IPOD Leg 94 において最上部新生界に確認された石灰質ナノ化石基準面と古地磁気層序の関係および基準面の年代値

図 4. 2 - 7 最上部新生界における石灰質ナノ化石基準面及び年代値 (佐藤他, 1988)



浮遊性有孔虫種の遺骸の海底表面における分布を factor analysis の方法で解析して得られた4つの群集集団の分布. それぞれの群集の境界は, 冬期の海洋表層水の2°, 12°, 20°Cの等温線に一致している(Imbrie & Kipp, 1971)

図4. 2-8 浮遊性有孔虫種の遺骸の海底表面における分布  
(齊藤, 1978)

#### 4. 3 まとめ

前節では、第四紀における絶対年代及び層序時代決定方法について原理から測定例をそれぞれの方法ごとに整理した。ここでは、その整理した結果に基づいて、望ましいと考えられる第四紀における年代決定法を考察する。

##### 4. 3. 1 望ましい第四紀年代決定法

層序時代決定法や化学変化を利用する方法では、放射性核種による絶対年代測定法で求められた年代値を基にして、堆積速度一定あるいは反応速度一定という仮定などから年代値を設定するため、より精密な絶対年代値とは言い難いと思われる。そのため、第四紀の期間における年代測定法としては、放射性核種による絶対年代測定法が有効であると考えられる。放射性核種による年代測定法としては、幾つかの方法が知られているが、それぞれの方法には長所と短所があり、どの方法が一番有用であるかを特定することはできない。年代測定の適用試料と年代範囲を考えないで、各方法の測定精度を見た時には、条件が非常に良い場合では、 $^{14}\text{C}$ 法、 $\text{K}-\text{Ar}$ 法及び $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法が非常に精度が高く、1~数%の誤差で年代測定ができる。その他の方法では、10%から場合によってはそれ以上の誤差となる。ところが、 $^{14}\text{C}$ 法では、過去の大気中の $^{14}\text{C}$ 濃度が現在(1950年)とは異なっていることが明らかになっているし、 $\text{K}-\text{Ar}$ 法では初期 $\text{Ar}$ の取り込みが問題となっている(特に火山噴出岩の場合)。また、 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法では中性子の照射を行うので、それによる弊害( $^{39}\text{Ar}$ 以外の妨害 $\text{Ar}$ 同位体が生成されてしまうことや、試料自体が放射能を帯びるため、すぐに処理することができず、試料の調整・測定等に時間がかかることなど)が生じる。もちろん、測定誤差の中には、これらの問題点は考慮されていない。従って、これらの方法を単独で使用する場合には、間違った年代を算出する危険を伴うので、基本的には複数の方法でクロスチェックしながら用いるのが望ましいと考えられる。

図4. 3には、各年代測定法の種類と適用範囲がまとめられている。適用試料と適用範囲、及び測定精度を考慮して第四紀における年代測定法を選択すると、まず現在から約6万年までと推定される試料の場合には、木片や貝化石が得られれば $^{14}\text{C}$ 法が適当と考えられるが、クロスチェックする他の方法としては、貝化石の場合には $\text{TL}$ 法及び $\text{ESR}$ 法が妥当であると考えられる。もし試料が火山噴出物の場合には、 $\text{U}$ 系列と $\text{TL}$ 法及び $\text{ESR}$ 法が適当であると考えられる。 $\text{TL}$ 法と $\text{ESR}$ 法は原理的には同様のものであるが、検出の仕方が異なるため、必ずしも同じ結果になるとは限らないが、クロスチェックをする上では適当な組み合わせと言える。また、年間線量率を求める時には、 $\text{U}$ 及び $\text{Th}$ 濃度を求めなければならないので、 $\text{U}$ 系列法とも密接に関係してくる。従って、これら3つの方法を相互に補い合って使用することが理想的であると言える。

試料の年代範囲が6万年から数十万年の場合には、より精度良く使用できる方法が、U系列とTL法及びESR法しか存在しないので、これら3つの方法を同時に使用することが望ましい。FT法では、数十万年よりも若い年代を算出した例が知られているが、壊変定数や計測の仕方が測定者によって異なっており、特に若い年代の試料ではその傾向が顕著であるので、単独で使用するのには危険が伴う。試料としては、ジルコン及び火山ガラスが使用できるが、火山ガラス中のトラックは非常に不安定であるという実験結果が出ているので、ジルコンを使用することが望ましい考えられる。

数十万年から50～70万年と推定される試料の場合は、貝化石が産出した時には、TL法及びESR法が適当であり、また、火山噴出物の場合には、石英ではTL法とESR法、ガラスではTL法とESR法及びFT法が有効であると考えられる。また、ジルコンが採取できる時にはFT法が適用できると考えられる。一方、雲母、カリ長石、角閃石の場合にはK-Ar法あるいは $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法が有効であると考えられるが、火山噴出物では初期Ar取り込みの危険性があるので、K-Ar法ではより古い年代値が得られる可能性があるので注意を要する。 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法では火山岩の全岩でも年代が求められる。

100万年以降の試料の場合では、雲母、カリ長石、角閃石を用いたK-Ar法あるいは $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法と、ジルコンを用いたFT法が有効であると考えられる。火山噴出物で、初期Ar取り込みの危険性があるのは、上と同様である。石英が産出すればTL法あるいはESR法の適用が可能となる。TL法とESR法は、年代が古くなるに従って測定精度が悪くなって行くので、200万年位までが測定限界と考えられる。

以上のように、適用試料と適用範囲で各年代測定法を見ていくと、それぞれに持ち味があることが分かる。第四紀の年代測定では、これらの方法をうまく組み合わせて使用することが、特に必要であると言える。

#### 4. 3. 2 使用に注意を要する第四紀年代決定法

層序時代決定法の場合、対象とするもの（古地磁気、微化石、火山灰）それだけでは絶対年代を決定できないので、放射年代測定法で求められた絶対年代値をもとに、堆積速度一定などの仮定を付加して標準年代尺度が作成されている。このように、層序時代決定法での年代値は、他の方法に依存した間接的な値である。

ところで、様々な絶対年代測定法の問題点のところでも述べたように、近年の年代測定技術の向上によって、これまで信じられてきた壊変定数が変化したり、試料の生成時には娘核種が0あるいは親と娘核種の比率が現在と同じであるとした仮定が成り立たないことが判明したり、熱による娘核種の拡散や核分裂片飛跡の回復が測定試料によっては容易に起こったり、あるいはFT法におけるZeta法勧告（FT法によって年代を求める時にはZeta法を使用する）のように、測定法自身に変化したりしている。それゆえ、過去に求めら

れた絶対年代値が研究の進展とともにその妥当性を失いつつあるのが現状である。

従って、標準年代尺度を作成するうえで採用された絶対年代値が変動すれば、それと同時に層序時代の年代値も変化することになるため、どのような方法でいつ作成されたものかを正確に把握することが必要である。

また、微化石年代尺度は、鍵となる生物の出現・消滅を基準として作成するため、生物地理区の存在や生物の移動による地域的な基準面の非同時性という問題もある。さらに、地磁気逆転年代尺度では、Matuyama-Brunhesの境界(約70万年)以降、主な地磁気の逆転(10万年程度の持続期間を持つevent)及び1万年以下のexcursionは6~8回知られているが、汎世界的と考えられる(局地的な可能性もある)のはわずかに3~4回のexcursionのみである。これらのexcursionを捕まえることによって地磁気編年が十分可能であるが、非常に持続期間が短いために、これまでのところ成功した例が非常にわずかであるのは前述した通りである。従って、第四紀中・後期の地殻変動量を見積もる場合など、特に精度を要求される時にはなるべく使用を避けるべきであろう。

次に、絶対年代測定法の内、化学変化を利用するラセミ化法と黒曜石水和法は温度や湿度の他、pHなどにも影響されるので、同じ試料を使用する場合でも地域差が生じる。従って、年代測定を行う地域における標準曲線を作成し、値を補正する必要があるが、同一地域でも諸条件が常に一定であったわけではないので、これらの手法には非常に不確定要素が多すぎるため、より精密な絶対年代測定には不向きである。



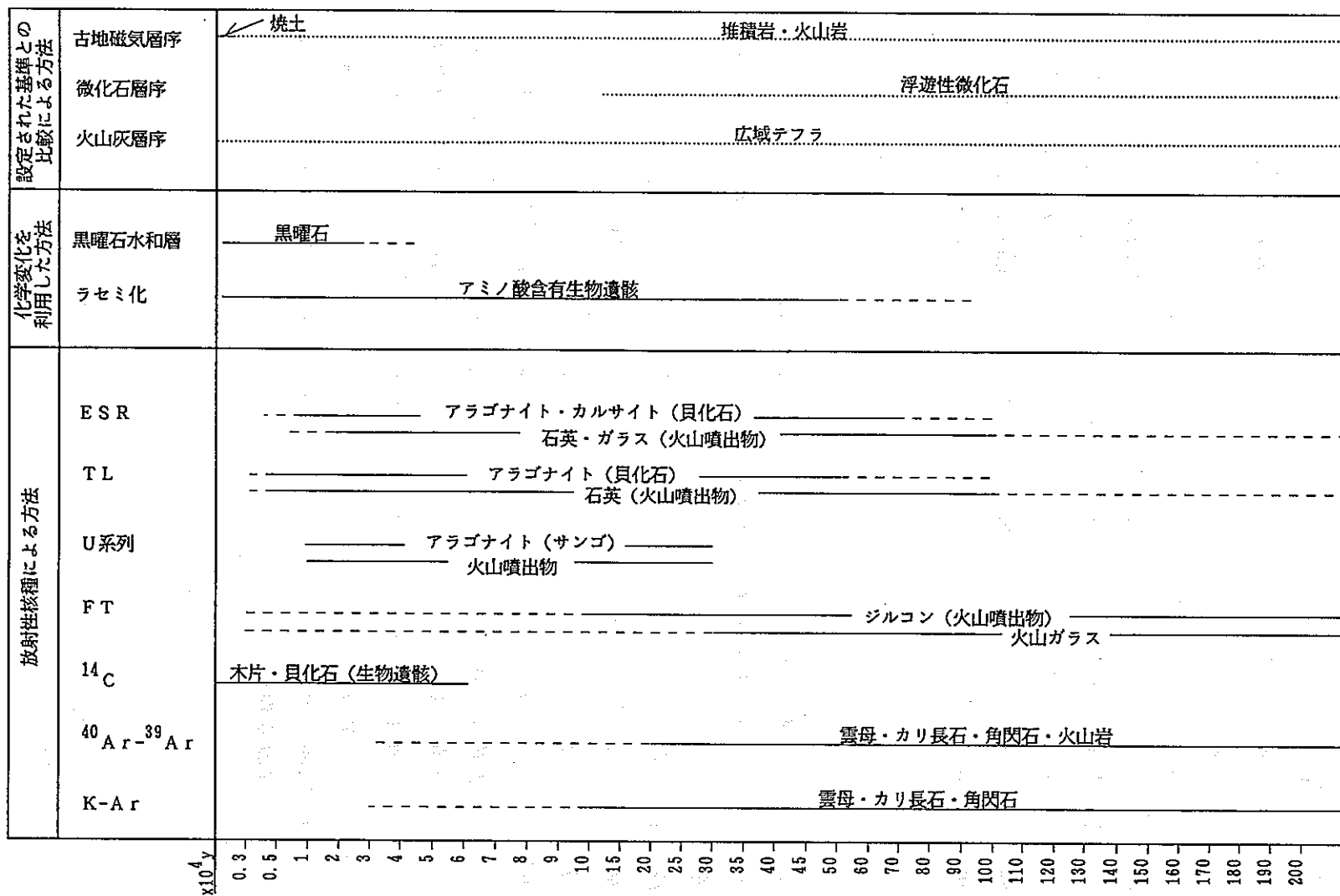


図4. 3-1 年代測定法の種類と適用範囲

破線で示した範囲は、信頼性がやや低いか、特別の注意を必要とする。

点線は、地磁気逆転年代尺度との対比による年代を示す。

## 5. 今後の研究計画

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面あるいは地層から求められる地形・地質学的データが必要である。

前者については、従来の地上における光学的観測（水準点測量など）の他に、人工衛星による精密測位システム（GPS）が最近実用化され、短期間の広範囲な3次元的な地殻変動を高精度で連続的に測定できることが明らかにされるとともに、GPS観測手法の有効性が実証された。今後、さらにGPS観測手法における精度の向上・観測点の充実や効率的なデータ解析手法の研究開発が進むと予想されるので、従来の観測成果とGPS観測成果とを比較検討しながら現在から過去約100年間の地殻変動様式を考える必要があると判断される。

一方、後者については、変動基準面（地層）の形成年代と形成環境（形成高度）とをいかに精度良く決められるかが重要な鍵になる。

本章では、上述のように精度の良い（信頼性の高い）地形・地質学的データを得るための手法を確立するために、前章までの調査結果を総合して、房総—三浦半島における今後の調査研究の進め方について述べる。

地殻変動を絶対量で表すためには、基準面・基準層から推定される旧海水面の現在の高度から当時の海水準変動量を差し引いて求める方法が一般に採用されている。そこで、地殻変動の時間的変遷を追跡するには、様々な時期の海水準変動量が既知でなければならない。しかし、現在のところ、海水準変動量が信頼性のある値として提示されているのは、最終間氷期と完新世海進最高頂期の2つの時代のみである。したがって、今後の研究を進めていく上で、信頼性の高い資料を得るためには、上記の2つの時期に形成された地層または地形面を対象にして調査・研究していくことが重要であることから、2章で述べたように、次年度以降の研究対象地域・地層（地形面）として、房総半島に分布する木下層（木下面）および沼層（沼面）を選定した。これらの基準層・基準面の年代を推定するとともに、それらを用いて地殻変動量を見積る具体的な計画を以下にまとめて説明する。

### （1）年代推定について

4章で述べたように各年代決定法ごとに適用できる試料や適用範囲が異なるため、沼層の場合と木下層の場合に分けて述べる。

#### ①沼層の場合

沼層は、約6,000年前に形成されたとされているので、この領域に適用できる最適な年代決定手法は、木片や貝化石などの生物遺骸を用いた<sup>14</sup>C法である。なお、クロスチェッ

クする方法としては、貝化石の場合にはTL法、ESR法があげられる。実際に、沼層中には、貝化石、木片、サンゴ化石などを含み、上記の方法を用いて年代が推定できると考えられる。

## ②木下層の場合

木下層は、約15～10万年前に形成されたと推定されるので、この領域に適用できる最適な年代決定手法は、U系列法、TL法およびESR法である。なお、多少、問題はあるがフィッシュン・トラック法も可能である。サンゴ化石の場合には、U系列法を、火山噴出物の場合には、U系列法、TL法（石英）、ESR法（石英、火山ガラス）、フィッシュン・トラック法（ジルコン）を、貝化石の場合には、TL法やESR法が使用できる。木下層には火山灰層、貝化石、サンゴ化石が含まれていることから上記の方法を組み合わせると総合的に年代値を推定できると考えられる。

## (2) 変動量について

変動量を推定するに当たっては、沼層（沼面）や木下層（木下面）の分布状況や層位学的調査を行い、代表的な露頭について基準面の高度を求めるために測量を実施する。これは、変動量を求める上での基礎となる調査である。

次に、実際に地殻変動量を海成層または海成段丘から求めるには、旧海水面が推定出来ることが前提条件になる。旧海水面を推定する方法としては、以下のような3種類の方法がある。

①地形学的方法：汀線アングルやなどの地形学的示標を用いて、旧汀線高度を推定する方法

②堆積学的方法：地層中の堆積構造や堆積相などの堆積学的示標を用いて地層形成時の古水深を推定する方法

③古生物学的方法：貝化石、生痕化石などの生物学的示標を用いて地層形成時の古水深を推定する方法。この場合、水深に対して敏感に反応する生物ほど、より正確な古水深を推定できる。例えば、潮間帯を示唆するヒメスナホリムシの生痕化石などである。

以上の方法は、沼層（沼面）、木下層（木下層）の両者に適用できると考えられる。

これらの手法を取り合わせて旧海面を推定し、その現在の高度からその当時の海水準高度を差し引いて地殻変動量を求めることが出来る。このようにして求められた各地点の変動量から変動量マップを作成し、地域の変動様式を推定する。

<文献リスト>

- 1) M. J. Aitken and J. C. Alldred, The assessment of error limits in thermoluminescence dating: *Archaeometry*, Vol. 14, pp. 257-267 (1972)
- 2) M. J. Aitken, M. S. Tite and J. Reid, Thermoluminescence dating progress report: *Archaeometry*, Vol. 6, pp. 65-75 (1963)
- 3) 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, pp. 129-142 (1988)
- 4) 秋山雅彦・氏家良博, イソロイシンのラセミ化と地質学への応用(その2) — 関東地方の更新世貝化石を例として —: 地球科学, Vol. 30, No. 3, pp. 186-190 (1976)
- 5) N. Aoki, Benthonic foraminiferal zonation of the Kazusa Group, Boso Peninsula: *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, No. 70, pp. 238-266, pl. 27 (1968)
- 6) F. Albarede, G. Feraud, I. Kaneoka and C. J. Allegre,  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  dating: The importance of K-feldspars on multi-mineral data of polyorogenic areas: *J. Geology*, Vol. 86, pp. 581-598 (1978)
- 7) C. J. Allegre,  $^{230}\text{Th}$  dating of volcanic rocks: a comment: *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 5, pp. 209-210 (1968)
- 8) L. W. Alvarez and R. Cornog,  $^3\text{He}$  in helium: *Phys. Rev.*, Vol. 56, pp. 379 (1939)
- 9) 新井房夫・町田洋・杉原重夫, 南関東における後期更新世の指標テフラ層 — 特性記載とそれに関連する諸問題 —: 第四紀研究, Vol. 16, No. 1, pp. 19-40 (1977)
- 10) J. L. Bada and R. Protsch, Racemization reaction of aspartic acid and its use in dating fossil bones: *Proc. Nat. Acad. Sci., USA*, Vol. 70, No. 5, pp. 1331-1334 (1973)
- 11) J. L. Bada, M.-Y. Shou, E. H. Man and R. A. Schroeder, Decomposition of hydroxy amino acids in foraminiferal test; Kinetics, mechanism and geochronological implications: *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 41, pp. 67-76 (1978)
- 12) W. T. Bell, Thermoluminescence dating: Radiation dose-rate data: *Archaeometry* Vol. 21, pp. 243-245 (1979)
- 13) W. H. Berger, Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline: *Marine Geol.*, Vol. 8, pp. 111-138 (1970)
- 14) G. Bigazzi, The problem of the decay constant of  $^{238}\text{U}$ : *Nuclear Tracks*, Vol. 5, No. 1-2, pp. 35-44 (1981)
- 15) H. M. Bolli, J. B. Saunders and K. Perch-Nielsen, Plankton stratigraphy: Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 3-10 (1985)

- 16) V. Bucha, R. E. Taylor, R. Berger and E. W. Haury, Geomagnetic intensity: Changes during the past 3000 years in the Western Hemisphere: *Science*, Vol. 168, pp. 111-114 (1969)
- 17) D. A. Buckingham, L. G. Marzilli and A. M. Sargeson, Proton exchange and mutarotation of chelated amino acids via carbanion intermediates: *J. Am. Chem. Soc.*, Vol. 89, pp. 5133-5138 (1967)
- 18) A. Cox, Lengths of geomagnetic polarity intervals: *J. Geophys. Res.*, Vol. 73, No. 10, pp. 3247-3260 (1968)
- 19) A. Cox and G. B. Dalrymple, Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of Potassium-Argon dating: *J. Geophys. Res.*, Vol. 72, No. 10, pp. 2603-2614 (1967)
- 20) A. Cox, R. R. Doell and G. B. Dalrymple, Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry: *Nature*, Vol. 198, No. 4885, pp. 1049-1051 (1963)
- 21) G. B. Dalrymple, Potassium-Argon ages of recent rhyolites of the Mono and Inyo Craters, California: *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 3, pp. 289-298 (1967)
- 22) G. B. Dalrymple and M. A. Lanphere,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  technique of K-Ar dating: A comparison with the conventional technique: *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 12, pp. 300-308 (1971)
- 23) G. B. Dalrymple and J. G. Moore, Argon 40 excess in Submarine pillow basalts from Kilauea volcano, Hawaii: *Science*, Vol. 161, pp. 1132-1135 (1968)
- 24) 壇原毅, 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, pp. 100-108 (1971)
- 25) F. Daniels, C. A. Boyd and D. F. Saunders, Thermoluminescence as a Research Tool: *Science*, Vol. 117, pp. 343-349 (1953)
- 26) S. A. Durrani and D. A. Hancock, Effect of strain on fission-track ages of tektites: *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 8, pp. 157-162 (1970)
- 27) S. A. Durrani and H. A. Khan, Annealing of fission tracks in tektites: corrected ages of bediasites: *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 9, pp. 431-445 (1970)
- 28) 遠藤秀典・上嶋正人・山崎俊嗣・高山俊昭, 東京都江戸川区GS-ED-1ボーリングコアの古地磁気・石灰質ナノ化石層序: *地質学雑誌*, Vol. 97, No. 6, pp. 419-430 (1991)
- 29) 遠藤邦彦,  $^{14}\text{C}$ 年代測定法: ニューサイエンス社, 東京 (1978)

- 30) 遠藤邦彦・福岡孝昭・宮地直道・隅田まり, テフラ研究における最近の進歩: 火山, Vol. 30, pp. S237-S266 (1986)
- 31) 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, pp. 9-30, (1979)
- 32) 江藤哲人・尾田太良・長谷川四郎・本田信幸・船山政昭, 三浦半島中・北部の新生界の微化石層序年代と古環境: 横浜国立大学理科紀要第2類, No. 34, pp. 41-57 (1987)
- 33) R.A. Fisher, Dispersion on a sphere: Proc. Roy. Soc. London, Ser. A, Vol. 217, pp. 295-305 (1953)
- 34) F. J. Fitch, A. J. Hurford, P. J. Hooker and J. A. Miller, The KBS Tuff problem: U.S. Geol. Surv. Open-File Rep., Vol. 78, pp. 114-117 (1978)
- 35) R. J. Fleck, J. F. Sutter and D. H. Elliot, Interpretation of discordant  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age-spectra of Mesozoic tholeiites from antarctica: Geochim. Cosmochim. Acta., Vol. 41, pp. 15-32 (1977)
- 36) R. L. Fleischer and P. B. Price, Techniques for geological dating of minerals by chemical etching of fission fragment tracks: Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 28, pp. 1705-1714 (1964)
- 37) R. L. Fleischer, P. B. Price, R. M. Walker and L. S. B. Leakey, Fission track dating of a metholithic knife: Nature, Vol. 205, No. 4976, p. 1138 (1965)
- 38) I. Friedman and R. L. Smith, A new dating method using obsidian. part I, The developement of the method: Am. Antiquity, Vol. 25, pp. 476-522 (1960)
- 39) 藤田尚美, 最近の関東南部における地殻変動と地殻ひずみ: 垣見俊弘・鈴木尉元 編, 関東地方の地震と地殻変動, ラテイス, pp. 193-203 (1974)
- 40) 藤原健蔵・中田高・牧野一成・白神宏, 広島大学メタノール液体シンチレーション  $^{14}\text{C}$  年代測定: 瀬戸内海地域における完新世海水準変動と地形変化, 昭和58・59・60年度科学研究費補助金(一般研究A)研究成果報告書, pp. 98-116 (1986)
- 41) T. Fukuchi, Theoretical study on frictional heat by faulting using electron spin resonance: Appl. Radiat. Isot., Vol. 40, pp. 1181-1193 (1989a)
- 42) T. Fukuchi, Increase of radiation sensitivity of ESR centres by faulting and criteria of fault dates: Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 94, pp. 109-122 (1989b)
- 43) T. Fukuchi, ESR studies for absolute dating of fault movements. J. Geol. Soc. London, Vol. 149, pp. 265-279 (1992)
- 44) 福岡孝昭, テフラ中ジルコン・ガラスによるウラン-イオニウム年代測定とマグマの寿命: 月刊地球, Vol. 13, No. 4, pp. 265-270 (1991)

- 45) J.G. Funkhouser, D.E. Fisher and E. Bonatti, Excess argon in deep-sea rocks: Earth Planet. Sci. Lett., Vol.5, pp.95-100 (1968)
- 46) Y. Ganzawa, Geometry factor in fission track dating: J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, Vol.20, No.2-3, pp.195-202 (1983)
- 47) 雁沢好博, フィッション・トラック年代測定におけるエッチングの異方性効果について: 地球科学, Vol.39, No.3, pp.195-209 (1985)
- 48) E.G. Garrison, R.M. Rowlett, D.L. Cowan and L.V. Holroyd, ESR dating of ancient flints: Nature, Vol.290, pp.44-45 (1981)
- 49) A.J.W. Gleadow, Fission track age of the KBS Tuff and associated hominid remains in northern Kenya: Nature, Vol.284, pp.225-230 (1980)
- 50) A.J.W. Gleadow, A.J. Hurford and R.D. Quaife, Fission track dating of zircon: improved etching techniques: Earth Planet. Sci. Lett., Vol.33, pp.273-276 (1976)
- 51) A.J.W. Gleadow and J.F. Lovering, The effect of weathering on fission track dating: Earth Planet. Sci. Lett., Vol.22, pp.163-168 (1974)
- 52) A.J.W. Gleadow and J.F. Lovering, Geometry factor for external detectors in fission track dating: Nuclear Track Detection, Vol.1, No.2, pp.99-106 (1977)
- 53) P.F. Green, Comparison of zeta calibration baselines for fission-track dating of apatite, zircon and sphene: Chem. Geol., Vol.58, pp.1-22 (1985)
- 54) D.R. Griffiths, G.V. Robins, N.J. Seeley, H. Chandra, D.A.C. Mcnell and M.C.R. Symons, Trapped methyl radicals in char: Nature, Vol.300, pp.435-436 (1982)
- 55) C.M. Hall and D. York, K-Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of the Laschamp geomagnetic polarity reversal: Nature, Vol.274, pp.462-464 (1978)
- 56) A.N. Halliday,  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  stepheating studies of clay concentrates from Irishore bodies: Geochim. Cosmochim. Acta., Vol.42, pp.1851-1858 (1978)
- 57) 浜田達二・藤山知子, 放射性炭素による年代決定の研究(第2報): 理化学研究所報告, Vol.40, No.5, pp.309-314 (1964)
- 58) 原雄・楡井久, 木下層・瀬又層のジルコン FT 年代: 日本第四紀学会講演要旨集, No.18, pp.122-123 (1988)
- 59) 原雄・楡井久, 黄和田層下部のフィッショントラック年代: 地質学雑誌, Vol.96, No.5, pp.397-400 (1990)

- 60) P.E. Hare, Amino acid dating of bone - the influence of water: Carnegie Inst. Year Book, Vol. 73, pp. 576-581 (1974)
- 61) P.E. Hare and R.M. Mitterer, Laboratory simulation of amino acid diagenesis in fossils: Carnegie Inst. Year Book, Vol. 67, pp. 205-208 (1968)
- 62) W.B. Harland, K.L. Armstrong, A.V. Cox, L.E. Graig, A.G. Smith and D.G. Smith A geologic time scale: Cambridge Univ. Press, Cambridge (1989)
- 63) W.B. Harland, A.V. Cox, P.G. Llewellyn, C.A.G. Pickton, A.G. Smith and R. Walters, A geologic time scale: Cambridge Univ. Press, Cambridge (1982)
- 64) R.S. Harmon, T.L. Ku, R.K. Matthews and P.L. Smart, Limits of U-series analysis: phase I results of the Uranium-Series Intercomparison Project: Geology, Vol. 7, pp. 405-409 (1979)
- 65) 走水団研グループ, 三浦半島小原台付近の第四系: 地球科学, No. 80, pp. 1-11 (1965)
- 66) 林正雄, Grain by grain法によるフィッシュン・トラック年代測定法の問題点: 岩鉱, Vol. 76, pp. 233-238 (1981)
- 67) G.J. Hennig and R. Grun, ESR dating in geology: Quat. Sci. Rev., Vol. 2, pp. 157-238 (1983)
- 68) 平賀章三・市川米太, 熱ルミネッセンス法(石英粗粒子法)による火山灰の年代測定: 地質学論集, No. 29, pp. 207-216 (1988)
- 69) K. Hirooka, Archaeomagnetic study for the past 2,000 years in Southwest Japan: Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral., Vol. 38, No. 2, pp. 167-207 (1971)
- 70) 広岡公夫, 考古地磁気および第四紀古地磁気研究の最近の動向: 第四紀研究, Vol. 15 No. 4, pp. 200-203 (1977)
- 71) 広岡公夫, 古地磁気・考古地磁気編年による年代推定: 地質学論集, No. 29, pp. 305-318 (1988)
- 72) K. Hirooka, C. Tobita, T. Yokoyama and S. Nakaya, On the excursion of the latest Pleistocene recorded in Ontake Tephra, Ina, central Japan: Rock Mag. Paleogeophys., Vol. 4, pp. 81-87 (1977)
- 73) 広岡公夫・湯田紀, 明石海岸の古地磁気年代: 国立歴史民俗博物館報告, Vol. 13, pp. 163-175 (1987)
- 74) 本多照幸・雁沢好博・野崎徹也, フィッシュン・トラック年代測定における熱中性子フルエンスの絶対測定: 地球科学, Vol. 41, No. 5, pp. 281-289 (1987)
- 75) 本間睦美・上杉陽・中井均・染野誠, 二宮層群妙見層の古地磁気: 関東の四紀, No. 11, pp. 17-22 (1985)



- 76) P. Horn, E.K. Jessberger, T. Kirsten and H. Richter,  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  dating of lunar rocks; effects of grain size and neutron irradiation: Proc. Sixth Lunar Sci. Conf., pp.1563-1591 (1975)
- 77) 堀越増興・小菅貞男, 横須賀市教育委員会特別保護区, 津久井化石層の大形化石群集について(第1報): 横須賀市博物館研究報告(自然科学), No.17, p.21-27 (1971)
- 78) 星野通平, 沼サング礁の絶対年代—日本の第四紀層の $^{14}\text{C}$ 年代36—: 地球科学, Vol.21, No.6, pp.38-39 (1967)
- 79) A.J. Hurford and P.F. Green, A reappraisal of neutron dosimetry and uranium-238  $\lambda_f$  values in fission track dating: Nuclear Tracks, Vol.5, No.1-2 pp.53-61 (1981)
- 80) A.J. Hurford and P.F. Green, A users' guide to fission track dating calibration: Earth Planet. Sci. Lett., Vol.59, pp.343-354 (1982)
- 81) A.J. Hurford and P.F. Green, The zeta age calibration of fission-track dating: Isotope Geosci., Vol.1, pp.285-317 (1983)
- 82) 市川米太・平賀章三, 熱ルミネッセンス法: 地質学論集, Vol.29, pp.73-82 (1988)
- 83) M. Ikeya, Dating a stalactite by electron paramagnetic resonance: Nature, Vol.225, pp.48-50 (1975)
- 84) M. Ikeya, Electron spin resonance as a method of dating: Archaeometry, Vol.20, No.2, pp.147-158 (1978)
- 85) 池谷元伺, ESR法の対象と注意事項: 月刊地球, Vol.3, pp.524-528 (1981)
- 86) M. Ikeya, Dating and radiation dosimetry with electron spin resonance: Mag. Res. Rev., Vol.13, pp.91-134 (1988)
- 87) M. Ikeya, T. Miki and K. Tanaka, Dating of a fault by ESR on intrafault materials: Science, Vol.215, pp.1392-1393 (1982)
- 88) M. Ikeya and K. Ohmura, Dating of fossil shells with electron spin resonance: J. Geol., Vol.89, pp.247-250 (1981)
- 89) M. Ikeya and K. Ohmura, Comparison of ESR ages of corals at marine terraces with  $^{14}\text{C}$  and  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  ages: Earth Planet. Sci. Lett., Vol.65, pp.34-38 (1983)
- 90) 今井登・下川浩一, ESR年代測定法: 地質学論集, No.29, pp.59-72 (1988)
- 91) N. Imai, K. Shimokawa and M. Hirota, ESR dating of volcanic ash: Nature, Vol.314, pp.81-83 (1985)
- 92) 井上多津男・高島勲・酒井禮男・飯塚信之, 大江高山火山群の溶岩類のフィッシュン・トラック年代: 地球科学, Vol.37, No.5, pp.275-278 (1983)

- 93)石井紘, 伊東沖海底噴火前後の伊豆半島の特徴的上下変動: 地震研彙報, Vol. 67, No. 1, pp. 67-77 (1992)
- 94)磯望・池田安隆, 中部万年山周辺の万年山溶岩のフィッシュン・トラック年代: 第四紀研究, Vol. 18, No. 3, pp. 165-168 (1979)
- 95)板谷徹丸・長尾敬介, 100万年より若い火山岩のK-Ar年代測定: 地質学論集, No. 29, pp. 143-161 (1988)
- 96)T. Itaya, K. Nagao, H. Nishido and K. Ogata, K-Ar age determination of Late Pleistocene volcanic rocks: J. Geol. Soc. Jpn., Vol. 90, No. 12, pp. 899-909 (1984)
- 97)市原実・吉川周作・川辺孝幸・三田村宗樹, 岸和田市津田川流域のいわゆる”芝の不整合”について—大阪層群の古地磁気層序とフィッシュン・トラック年代: 地球科学, Vol. 38, No. 1, pp. 1-16 (1984)
- 98)I. Kaneoka, The effect of hydration on the K/Ar ages of volcanic rocks: Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 14, pp. 216-220 (1971)
- 99)I. Kaneoka, Rare gas isotopes and mass fractionation: An indicator of gas transport into or from a magma: Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 48, pp. 284-292 (1980)
- 100)I. Kaneoka, Noble gas constraints on the layered structure of the mantle: Nature, Vol. 302, pp. 698-700 (1983)
- 101)兼岡一郎, K-Ar,  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 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, pp. 676-681 (1985)
- 102)兼岡一郎,  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法による年代測定—基礎とその問題点—: 地質学論集, No. 29, pp. 23-36 (1988a)
- 103)兼岡一郎,  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法による火山岩類の年代測定—地球科学への応用—: 地質学論集, Vol. 29, pp. 163-175 (1988b)
- 104)I. Kaneoka and N. Takaoka, Excess  $^{129}\text{Xe}$  and high  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in olivine phenocrysts of Kapuho lava and xenolithic dunites from Hawaii: Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 39, pp. 382-386 (1978)
- 105)蟹江康光・新井重三・長沼幸男・大越章・長田敏明・高橋輝雄, 三浦半島東部, 横須賀付近の第四系: 地質学雑誌, Vol. 83, No. 3, pp. 157-168 (1977)
- 106)蟹江康光・大越章, 三浦半島, 宮田台地の第四系: 横須賀市博物館研究報告(自然科学), No. 28, pp. 57-77 (1981)
- 107)関東第四紀研究会, 南関東地域の中部更新統の層序とその特徴: 第四紀研究, Vol. 19, No. 3, pp. 203-216 (1980)
- 108)関東第四紀研究会, 大磯丘陵の層序と構造: 関東の四紀, No. 13, pp. 3-46 (1987)

- 109) 笠間友博・相原延光, 横浜市西部における箱根新期火砕流の堆積構造: 神奈川自然誌資料, No.11, pp.1-8 (1990)
- 110) M. Kasuya, Fission-Track ages of tuff layers related to the Pliocene-Pleistocene boundary on the Boso Peninsula, Japan: Quaternary Research Vol.33, No.1, pp.86-93 (1990)
- 111) Y. Katsui and Y. Kondo, Dating of stone implements by using hydration layer of obsidian: Japan. J. Geol. Geogr., Vol.36, pp.45-60, pl.1 (1965)
- 112) 勝井義雄・近堂祐弘, 黒曜石の水和層による年代測定法: 第四紀研究, Vol.6, No.4, pp.168-171 (1967)
- 113) N. Kawai, K. Hirooka, S. Sasajima, K. Yaskawa, H. Ito and S. Kume, Archaeomagnetic studies in southwestern Japan: Ann. Geophys., Vol.21, pp.574-577 (1965)
- 114) N. Kawai, K. Yaskawa, T. Nakajima, M. Torii and S. Horie, Oscillating geomagnetic field with a recurring reversal discovered from Lake Biwa: Proc. Japan Acad., Vol.48, pp.186-190 (1972)
- 115) 茅根創・斉藤文紀・鹿島薫・大嶋和雄, 房総半島富津市岩瀬川露頭における完新世高海面の平均海面高度とその $^{14}\text{C}$ 年代: 地質調査所月報, Vol.42, No.3, pp.125-129 (1991)
- 116) 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, pp.47-57 (1987)
- 117) 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, pp.18-36 (1986)
- 118) K. Kigoshi, Ionium dating of igneous rocks: Science, Vol.156, pp.932-934 (1967)
- 119) 木越邦彦, 放射性炭素による年代測定: 宇宙地球化学, 新実験化学講座, Vol.10, 丸善, pp.337-351 (1976)
- 120) 木越邦彦, 放射性炭素 $^{14}\text{C}$ による年代測定: 地学雑誌, Vol.94, No.7, pp.126-130 (1985)
- 121) 菊地隆男, 常総粘土層の堆積環境: 地質学論集, No.20, pp.129-145 (1981)
- 122) 菊地隆男, 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)
- 123) R.W.L. Kimber and C.V. Griffin, Further evidence of the complexity of the racemization process in fossil shells with implications for amino acid racemization dating: Geochim. Cosmochim. Acta, Vol.51, pp.839-846 (1987)

- 124) T. Kirsten, J. Deubner, P. Horn, I. Kaneoka, J. Kiko, O.A. Schaeffer and S.K. Thio, The rare gas record of Apollo 14 and 15 samples: Proc. Third Lunar Sci. Conf., Vol. 2, pp.1865-1889 (1972)
- 125) 北里洋・玉生志郎, 地磁気層序と放射年代—地磁気編年にもなう問題点—: 第四紀研究, Vol.16, No.3, pp.129-137 (1977)
- 126) K. Kobayashi, K. Yoshida, M. Imamura, H. Nagai, H. Yoshikawa, S. Okizaki, H. Yamashita and M. Honda,  $^{14}\text{C}$  dating of archaeological samples by AMS of Tokyo University: In H.E. Gove (ed.) Proc. 4th Int. Symp. on Accelerator Mass Spectrometry, Niagara-on-the-Lake, April 27-30, Nucl. Instr. Methods B29, pp.173-178 (1987)
- 127) 小玉喜三郎・堀口万吉・鈴木尉元・三梨昂, 更新世後期における関東平野の地塊状造盆地運動: 地質学論集, No. 20, pp.113-128 (1981)
- 128) 小玉喜三郎・岡重文・三梨昂, 三崎地域の地質: 地質調査所 (1980)
- 129) Y. Kondo, S. Matsui and K. Chinzei, Taphonomy and Paleontology of the Pleistocene molluscs in the Boso Peninsula: 29th IGC Field Trip Guide Book, Vol. 2, pp.99-108 (1992)
- 130) 小西健二, 太平洋域周縁相礫性石灰岩の年代測定と地殻変動率—生物源炭酸塩中の天然の放射性核種による過去15万年までの適用—: 第四紀研究, Vol.6, No.4, pp.207-223 (1967)
- 131) 小竹信宏, 房総半島南端地域の海成上部新生界: 地質学雑誌, Vol. 94, No. 3, pp.187-206 (1988)
- 132) 小山真人・北里洋・矢野亨, 古地磁気から見た大磯丘陵の構造運動: 月刊地球, Vol.8, pp.620-625 (1986)
- 133) N. Kriaušakul and R.M. Mitterer, Isoleucine epimerization in peptides and proteins: Kinetic factors and application to fossil proteins: Science, Vol.201, pp.1011-1014 (1978)
- 134) Y. Kumaki, The deformations of Holocene marine terraces in southern Kanto, central Japan: Geogr.Rev. Japan, Vol.58 (Ser.B), No.1, pp.49-60 (1985)
- 135) S. Lakotos and D.S. Miller, Evidence for the effect of water content on fission track annealing in volcanic glass: Earth Planet. Sci. Lett., Vol.14, pp.128-130 (1972)
- 136) M. Lamothe, A. Dreimanis, M. Morency and A. Raukas, Thermoluminescence dating of Quaternary sediments: In W.C. Mahaney (ed.) quaternary dating methods, Elsevier Sci. Publ. Co., New York, pp.153-170 (1984)
- 137) W.F. Libby, Accuracy of radiocarbon dates: Science, Vol.140, pp.278-280

- (1963)
- 138) J. D. MacDougall, Fission track dating of volcanic glass shards in marine sediments: *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 10, pp. 403-406 (1971)
- 139) J. D. MacDougall, Fission track annealing and correction procedures for oceanic basalt glass: *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 30, pp. 19-26 (1976)
- 140) 町田洋, 南関東のテフロクロノロジー (I) ー下末吉期以降のテフラの起源および層序と年代についてー: *第四紀研究*, Vol. 10, No. 1, pp. 1-20 (1971)
- 141) 町田洋, 南関東における第四紀中・後期の編年と海成地形面の変動: *地学雑誌*, Vol. 82, No. 2, pp. 53-76 (1973)
- 142) 町田洋・新井房夫, 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]: 東京大学出版会, 東京, (1992)
- 143) 町田洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫, 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年: *地学雑誌*, Vol. 83, No. 5, pp. 302-338 (1974)
- 144) 町田洋・新井房夫・杉原重夫, 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年ーテフラによる一つの試みー: *第四紀研究*, Vol. 19, No. 3, pp. 233-261 (1980)
- 145) 町田洋・鈴木正男, 火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年ーフィッシュン・トラック法による試みー: *科学*, Vol. 41, No. 5, pp. 263-270 (1971)
- 146) 真鍋健一, 火山碎屑物の地磁気層序とその連続性: *第四紀研究*, Vol. 16, No. 3, pp. 149-155 (1977)
- 147) 真鍋健一, 磁気層位学の現状と課題: *地球科学*, Vol. 39, No. 5, pp. 339-342 (1985)
- 148) 松田時彦・太田陽子・安藤雅孝・米倉伸之, 元禄関東地震 (1703年) の地学的研究: 垣見俊弘・鈴木尉元 編, 関東地方の地震と地殻変動, ラティス, pp. 175-192 (1974)
- 149) 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, pp. 243-265 (1979)
- 150) 松島義章, 南関東における貝類群集からみた縄文海進と地殻変動: *月刊地球*, Vol. 2, No. 1, pp. 52-65 (1980)
- 151) 松島義章, 相模湾北岸, 足柄平野における沖積層の<sup>14</sup>C年代とそれに関連する問題: *第四紀研究*, Vol. 20, No. 4, pp. 319-323 (1982)
- 152) 松島義章, 完新世段丘からみた相模湾・駿河湾沿岸地域のネオテクトニクス: *第四紀研究*, Vol. 23, No. 2, pp. 165-174 (1984)
- 153) S. Matsu'ura and N. Ueta, Fraction dependent variation of aspartic acid racemization age of fossil bone: *Nature*, Vol. 286, pp. 883-884 (1980)
- 154) V. E. McGee and N. M. Johnson, Statistical treatment of experimental errors in

- the fission track dating method: *Math. Geol.*, Vol.11, No.3, pp.255-268 (1979)
- 155) D.W. McMorris, Trapped-electron dating: ESR studies: *Nature*, Vol.222, pp.870-871 (1969)
- 156) D.W. McMorris, ESR detection of fossil alpha damage in quartz: *Nature*, Vol.226, pp.146-148 (1970)
- 157) D.W. McMorris, Impurity color centers in quartz and trapped electron dating: *J. Geophys. Res.*, Vol.76, pp.7875-7887 (1971)
- 158) 三木俊克・池谷元伺, 断層の ESR 年代測定—その物理的基礎—: *月刊地球*, Vol.3, pp.500-504 (1981)
- 159) T. Miki and M. Ikeya, Physical basis of a fault dating with ESR: *Naturwissenschaften*, Vol.69, pp.390-391 (1982)
- 160) I. Minematsu, Recent vertical crustal movements in Shikoku District, Japan and their time-space representation; part 1. vertical crustal movements revealed by geodetic data: *J. Geod. Soc. Japan*, Vol.38, No.1, pp.7-19 (1992)
- 161) I. Minematsu, Recent vertical crustal movements in Shikoku District, Japan and their time-space representation; part 2. graphic representation in time-space domain: *J. Geod. Soc. Japan*, Vol.38, No.1, pp.21-27 (1992)
- 162) 三梨昂・菊地隆男, 横浜地域の地質: 地質調査所 (1982)
- 163) 三梨昂・菊地隆男・鈴木尉元・平山次郎・中嶋輝允・岡重文・小玉喜三郎・堀口万吉・桂島茂・宮下美智夫・矢崎清貫・影山邦夫・奈須紀幸・加賀美英雄・本座栄一・木村政和・楡井久・樋口茂生・原雄・吉野邦夫・遠藤毅・川島真一・青木滋, 東京湾とその周辺地域の地質 (1/10万地質図および説明書): 地質調査所 (1979)
- 164) M. Miyachi, Fission-track ages of some volcanic rocks in the Yaeyama area, Kagoshima Prefecture, Japan: *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, Vol.77, pp.410-415 (1982)
- 165) M. Miyachi, Zircon fission-track ages of some pyroclastic flow deposits in the Kagoshima City area, Japan: *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, Vol.78, pp.70-76 (1983a)
- 166) M. Miyachi, Contribution of zircon fission-track ages to stratigraphic studies in southern Kyushu, Japan: *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, Vol.78, pp.170-181 (1983b)
- 167) M. Miyachi, Ash beds in the deep-sea core samples at the base of the Koshu

- Seamount in the Shikoku Basin, Philippine Sea: J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., Vol.79, pp.111-116 (1984)
- 168) M. Miyachi, Fission track ages of some granitic rocks in the Outer Zone of Kyushu, Japan: J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., Vol.80, pp.406-409 (1985)
- 169) 森慎一・長田敏明, 二宮層群産軟体動物化石目録: 平塚市博物館資料, No.19, pp.1-31 (1979)
- 170) 長尾敬介・板谷徹丸, K-Ar法による年代測定: 地質学論集, No.29, pp.5-21 (1988)
- 171) 中川久夫, 東北・関東地方の海成第四系: 地質学論集, No.30, pp.25-38 (1988)
- 172) 中井信之・中村俊夫, 放射性炭素年代測定法: 地質学論集, No.29, pp.235-252 (1988)
- 173) N. Nakai, S. Ohishi and T. Nakamura, Application of AMS  $^{14}\text{C}$ -dating to sedimentary geology and climatology: sea-level and climatic change during Holocene: In H.E. Gove (ed.) Proc. 4th Int. Symp. on Accelerator Mass Spectrometry, Niagara-on-the-Lake, April 27-30, Nucl. Instr. Methods B29, pp.228-231 (1987)
- 174) T. Nakajima and N. Kawai, Secular geomagnetic variation in the recent 60,000 years found from the Lake Biwa sediments: Rock Mag. Paleogeophys., Vol. 1, pp.34-38 (1973)
- 175) 中島正志・夏原信義, 考古地磁気年代推定法: 考古学ライブラリー9, ニュー・サイエンス社, 東京 (1981)
- 176) T. Nakajima, K. Yaskawa, N. Natsuhara, N. Kawai and S. Horie, Very short period geomagnetic excursion 18000yrBP: Nature Phys. Sci., Vol.244, pp.8-10 (1973)
- 177) 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, pp.83-106 (1988)
- 178) T. Nakamura, N. Nakai and S. Ohishi, Applications of environmental  $^{14}\text{C}$  measured by AMS as a carbon tracer: In H.E. Gove (ed.) Proc. 4th Int. Symp. on Accelerator Mass Spectrometry, Niagara-on-the-Lake, April 27-30, Nucl. Instr. Methods B29, pp.355-360 (1987)
- 179) T. Nakamura, N. Nakai, T. Sakase, M. Kimura, S. Ohishi, M. Taniguchi and S. Yoshikawa, Direct detection of radiocarbon using accelerator techniques and its application to age measurements: Japan. J. Appl. Phys., Vol.24, No.12, pp.1716-1723 (1985)

- 180)中村俊夫・岡重文・坂本亨, 東京軽石流堆積物中の炭化木片の加速器質量分析計による放射性炭素年代: 地質学雑誌, Vol. 98, No. 9, pp. 905-908 (1992)
- 181)中田高・木庭元晴・今泉俊文・曹華龍・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, pp. 29-44 (1980)
- 182)中里裕臣・佐藤弘幸, 下総層群上泉層中のKm<sup>2</sup>テフラ: 地質学雑誌, Vol. 94, No. 10, pp. 793-796 (1988)
- 183)中里裕臣・下川浩一・今井登, 中・上部更新統, 上総・下総層群産貝化石のESR年代測定: 月刊地球, Vol. 12, No. 1, pp. 37-42 (1990)
- 184)K. S. V. Nambi and M. J. Aitken, Annual dose conversion factors for TL and ESR dating: Archaeometry, Vol. 28, pp. 202-205 (1986)
- 185)成瀬洋, 新生代後期における房総半島の地殻変動速度: 大阪経大論集, No. 80, pp. 228-245 (1971)
- 186)新妻信明, 房総半島における古地磁気層位学: 地質学雑誌, Vol. 82, No. 3, pp. 163-181 (1976)
- 187)楡井久・赤桐毅一・吉野邦雄, 関東地震時における地塊の運動—房総半島について—: 地質学論集, No. 20, pp. 49-54 (1981)
- 188)西村進, <sup>238</sup>U自発核分裂の壊変定数の検討: 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 67, pp. 139-142 (1972)
- 189)S. Nishimura, On the value of the decay constant for spontaneous fission of uranium-238: Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. & Min., Vol. 41, No. 2, pp. 15-19 (1975)
- 190)西村進, <sup>238</sup>Uの非平衡状態について—特に活断層について—: ESR応用計測研究発表会講演予稿集, Vol. 5, pp. 27-28 (1989)
- 191)西村進・宮地六美, 南九州火砕流のFission-track年代: 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 68, pp. 225-229 (1973)
- 192)西村進・宮地六美, 南九州火砕流のFission-track年代(2): 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 71, pp. 360-362 (1976)
- 193)西村進・笹島貞雄, Fission-Track法による大阪層群とその相当層中の火山灰の年代測定: 地球科学, Vol. 24, No. 6, pp. 222-224 (1970)
- 194)K. O'Brien, Secular variations in the earth's atmosphere: J. Geophys. Res., Vol. 84, No. A2, pp. 423-431 (1979)
- 195)尾田太良, 浮遊性有孔虫からみた房総半島上部新生界の古地磁気記録の時代的解釈: 地質学雑誌, Vol. 81, No. 10, pp. 645-647 (1975)
- 196)大越章, 軟体動物化石による堆積環境の解析(予報)—津久井化石床を例にして—: 横須賀市博物館雑報, No. 19, pp. 11-18 (1974)



- 197)大村一夫・桜本勇治, ESR年代測定法による下末吉期の貝化石の年代: 北村信教授  
記念地質学論文集, pp.331-336 (1986)
- 198)岡重文, 三浦半島の段丘変形—中部から南部—: 測量, Vol.21, No.11, pp.12-18  
(1971)
- 199)岡重文, 関東地方南西部における中・上部更新統の地質: 地質調査所月報, Vol.42,  
No.11, pp.553-653 (1991)
- 200)岡重文・島津光夫・宇野沢昭・桂島茂・垣見俊弘, 藤沢地域の地質: 地質調査所  
(1979)
- 201)岡重文・宇野沢昭・安藤高明, 三浦半島南部の段丘変形: 地質調査所月報, Vol.25,  
No.1, pp.1-17, pl.1,2 (1974)
- 202)岡口雅子, 大分県鶴崎台地の地質の再検討—火砕流堆積物中のジルコンによるフィッ  
ション・トラック年代—: 第四紀研究, Vol.15, No.3, pp.97-108 (1976)
- 203)岡口雅子・大塚裕之, 口ノ津層群における凝灰岩および竜石層中の安山岩のジルコン  
のフィッション・トラック年代: 第四紀研究, Vol.19, No.2, pp.75-85 (1980)
- 204)K. Omoto, Tohoku University Radiocarbon Measurements III: Sci. Rep. Tohoku  
Univ., 7th Ser.(Geogr.), Vol.26, No.1, p.135-157 (1976)
- 205)A. Omura, Thorium and protactinium isotopes in some present-day hermatypic  
corals and their implications to dating: Trans. Proc. Palaeont. Soc.  
Japan., N. S., No.101, pp.271-290 (1976)
- 206)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, pp.117-122 (1983)
- 207)A. Omura, Uranium-series age of the Riukiu Limestone on Hateruma Island,  
Southwestern Ryukyus: Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan., N.S., No.135,  
pp.415-426 (1984)
- 208)大村明雄, ウラン系列年代測定法: 地質学論集, No.29, pp.107-127 (1988a)
- 209)大村明雄, 中部琉球喜界島の地史—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—: 地質学論集, No.29, pp.253-268 (1988b)
- 210)A. Omura, W.K. Emerson and T.L. Ku, Uranium-series ages of echinoids and  
corals from the Upper Pleistocene Magdalena Terrace, Baja California  
Sur, Mexico: The Nautilus, Vol.94, No.4, pp.184-189 (1979)
- 211)大村明雄・河合貞行・玉生志郎,  $^{238}\text{U} - ^{230}\text{Th}$ 放射非平衡系による火山噴出物の年  
代測定: 地質調査所月報, Vol.39, No.9, pp.559-572 (1988)
- 212)大村明雄・小林由幸・澤祥, 三浦半島津久井累層産単体サンゴの $^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$ 年代  
: 第四紀研究, Vol.30, No.4, pp.291-295 (1991)

- 213)大村明雄・大村一夫・桜本勇治・辻喜弘, 南関東上部更新統産サンゴの $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代: 第四紀研究, Vol.23, No.1, pp.31-35 (1991)
- 214)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, pp.196-205 (1985)
- 215)太田陽子・海津正倫・松島義章, 日本における完新世相対海面変化とそれに関する問題—1980~1988における研究の展望—: 第四紀研究, Vol.29, No.1, pp.31-48 (1990)
- 216)F. Radicati Di Brozolo, J.C. Huneke and G.J. Wasserburg,  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  and Rb-Sr age determinations on Quaternary volcanic rocks from the Roman volcanic province : U.S. Geol. Surv. Open-File Rep., Vol.78-701, pp.344-346 (1978)
- 217)F. Radicati Di Brozolo, J.C. Huneke, D.A. Papanastassiou and G.J. Wasserburg,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  and Rb-Sr age determinations on Quaternary volcanic rocks: Earth Planet. Sci. Lett., Vol.53, pp.445-456 (1981)
- 218)G.M. Reimer, D. Storzer and G.A. Wagner, Geometry factor in fission track counting : Earth Planet. Sci. Lett., Vol.9, pp.401-404 (1970)
- 219)J.H. Roberts, R. Gold and R.J. Armani, Spontaneous-fission decay constant of  $^{238}\text{U}$ : Phys. Rev., Vol.174, No.4, pp.1482-1484 (1968)
- 220)酒井英男・広岡公夫, 古地磁気・岩石磁気からみた断層運動: 月刊地球, Vol.5, No.7, pp.394-398 (1983)
- 221)J. Sato, T. Sato and H. Suzuki, University of Tokyo Radiocarbon Measurements I: Radiocarbon, Vol.10, pp.144-148 (1968)
- 222)M. Sato, T. Tatsuno and H. Matsuo, Studies on the racemization of amino acids and their derivatives, III. The effect of alkylarallyl and arylside chains at  $\alpha$  position of amino acids on their base-catalyzed racemization: Chem. Pharm. Bull., Vol.18, No.9, pp.1794-1798 (1970)
- 223)佐藤慎一・下山正一, 斧足類化石群集を用いた下総層群中部の古環境解析: 地質学雑誌, Vol.98, No.6, pp.529-545 (1992)
- 224)T. Sato, ESR dating of planktonic foraminifera: Nature, Vol.300, pp.518-521 (1982)
- 225)佐藤時幸・高山俊昭, 石灰質ナンノプランクトンによる第四系化石帯区分: 地質学論集, No.30, pp.205-217 (1988)
- 226)T. Sato and T. Takayama, A stratigraphically significant new species of the

- calcareous nannofossil *Reticulofenestra asanoi*: In K. Ishizaki and T. Saito (eds.) Centenary of Japanese Micropaleontology: Terra Sci. Pub. Co., Tokyo, pp.457-460 (1992)
- 227) 佐藤時幸・高山俊昭・加藤道雄・工藤哲朗・亀尾浩司, 日本海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序その4: 総括-太平洋側および鮮新統/更新統境界の模式地との対比: 石油技術協会誌, Vol.53, No.6, pp.475-491 (1988)
- 228) 齊藤常正, 層序学と地質編年: 小嶋 稔・齊藤常正編 地球年代学, 岩波講座地球科学, Vol.6, 岩波書店, 東京, pp.175-245 (1978)
- 229) D. Seidemann,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  studies of deep-sea igneous rocks: *Geochim. Cosmochim. Acta.*, Vol.42, pp.1721-1734 (1978)
- 230) 仙石新・矢吹哲一朗・河合晃司, 相模湾周辺域におけるGPS観測: 月刊地球, Vol.14, No.7, pp.425-430 (1992)
- 231) 島田誠一・関口渉次・大見士朗・江口孝雄・藤縄幸雄・岡田義光, 関東・東海GPS固定点観測網による地殻変動の観測成果: 月刊地球, Vol.14, No.7, pp.378-383 (1992)
- 232) K. Shimokawa, N. Imai and M. Hirota, Dating of volcanic rock by electron spin resonance: *Isot. Geosci.*, Vol.2, pp.365-373 (1984)
- 233) 庄司信子・大村一夫・佐々木清隆・栗田泰夫, アミノ酸年代測定法実用化の検討-本邦中央部における反応速度定数のキャリブレーション-: 中川久夫教授退官記念地質学論文集, pp.265-271 (1991)
- 234) G.G. Smith, R.C. Evans and R. Baum, Neighbouring residue effects: Evidence for intramolecular assistance to racemization or epimerization of dipeptide residues: *J. Am. Chem. Soc.*, Vol.108, No.23, pp.7327-7332 (1986)
- 235) J.D. Smith and J.H. Foster, Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity epoch: *Science*, Vol.163, pp.565-567 (1969)
- 236) A. Spadavecchia and B. Hahn, Die Rotation-skammer und einige Anwendungen: *Helv. Phy. Acta*, Vol.40, pp.1063-1079 (1967)
- 237) C.E. Stearns, Uranium-series dating and the history of sea level: In W.C. Mahaney (ed.) quaternary dating methods, Elsevier Sci. Publ. Co., New York, pp.53-66 (1984)
- 238) R.H. Steiger and E. Jager, Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology: *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.36, pp.359-362 (1977)
- 239) S.M. Steinberg and J.L. Bada, The diagenetic production of  $\alpha$ -keto acids in

- heated and fossil Chione shells: *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 47, pp. 1481-1486 (1983)
- 240) A. Stettler and P. Bochsler, He, Ne and Ar composition in a neutron activated sea-floor basalt glass: *Geochim. Cosmochim. Acta.*, Vol. 43, pp. 157-169 (1979)
- 241) 杉原重夫・新井房夫・町田洋, 房総半島北部の中・上部更新統のテフクロノロジー: *地質学雑誌*, Vol. 84, No. 10, pp. 583-600 (1978)
- 242) 杉原重夫・加藤哲・新井房夫, 上総層群梅が瀬層中の示標テフラの岩石記載的特性と下部更新統の対比・編年の試み: *月刊地球*, Vol. 13, No. 4, pp. 240-248 (1991)
- 243) 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成段丘について: *第四紀研究*, Vol. 16, No. 4, pp. 255-262 (1978)
- 244) A. Sugimura, Uniform Rates and Duration Period of Quaternary Earth Movement in Japan: *J. Geosci., Osaka City Univ.*, Vol. 10, Art. 1-4, pp. 25-35 (1967)
- 245) M. Suzuki, Chronology of the Tachikawa Loam as established by fission track and obsidian hydration dating: *Quater. Res.*, Vol. 11, No. 4, pp. 281-288 (1972)
- 246) 鈴木正男, 過去をさぐる科学 年代測定法のすべて: 講談社, pp. 230 (1976)
- 247) M. Suzuki, Discussion on terminology, anisotropy, and interprocedural cross-checks of fission track ages of zircon: *J. Geol. Soc. Japan.*, Vol. 90, No. 8, pp. 551-563 (1984)
- 248) 鈴木正男, 第四紀火山灰層のフィッシュントラック年代について: *地質学論集*, No. 30, pp. 219-221 (1988)
- 249) 鈴木正男・原雄・福岡久, フィッシュントラック年代測定法. *地質学論集*, No. 29, pp. 37-58 (1988)
- 250) 鈴木正男・杉原重夫, フィッシュン・トラック年代からみた上総層群の鮮新/更新世境界: *日本第四紀学会講演要旨集*, No. 13, pp. 69-70 (1983)
- 251) 鈴木達郎, "Grain-by-grain" 法によるジルコンの fission track 年代測定—男鹿半島新第三系潮瀬ノ岬砂礫岩における適用例—: *堆積学研究会報*, Vol. 16, pp. 8-17 (1980a)
- 252) 鈴木達郎, 男鹿半島第三紀火山岩類に関する fission track 年代: *地質学雑誌*, Vol. 86, No. 7, pp. 441-453 (1980b)
- 253) A. Taddeucci, W. S. Broecker and D. L. Thurber,  $^{230}\text{Th}$  dating of volcanic rocks: *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 3, pp. 338-342 (1967)
- 254) T. Tagami, Determination of zeta calibration constant for fission track

- dating: Nucl. Tracks Radiat. Meas., Vol. 13, No. 2-3, pp. 127-130 (1987)
- 255)高井真夫・宮地六美, 鹿児島市, 花野・河頭火砕流の古地磁気とフィッシュン・トラック年代: 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 79, pp. 299-303 (1984)
- 256)高島勲・本多朔郎, 火山岩および変質岩の熱ルミネッセンス年代測定における問題点: 地熱, Vol. 22, pp. 215-223 (1985)
- 257)玉生志郎, フィッシュン・トラック年代測定法—その原理と実験方法—: 地学雑誌, Vol. 90, No. 3, pp. 22-33 (1981)
- 258)E. Thellier and O. Thellier, Sur l'intensite du champ magnetique terrestre dans le passe historique et geologique: Ann. Geophys., Vol. 15, pp. 285-376 (1959)
- 259)富樫茂子・松本英二, ベンゼン—液体シンチレーションによる $^{14}\text{C}$ 年代測定法: 地質調査所月報, Vol. 34, No. 10, pp. 513-527 (1983)
- 260)富樫茂子・松本英二, 液体シンチレーション法による4-5万年の $^{14}\text{C}$ 年代測定: 地質調査所月報, Vol. 39, No. 8, pp. 525-535 (1988)
- 261)徳橋秀一・檀原徹・遠藤秀典・磯田邦俊・西村進, フィッシュン・トラック法を用いた若い年代試料測定の試みと問題点—房総半島上総・下総層群中の火山灰層を対象として: 地質調査所月報, Vol. 34, No. 5, pp. 241-269 (1983)
- 262)徳橋秀一・遠藤秀典, 姉崎地域の地質: 地質調査所 (1984)
- 263)徳橋秀一・近藤康生, 下総層群の堆積サイクルと堆積環境に関する一考察: 地質学雑誌, Vol. 95, No. 12, pp. 933-951 (1989)
- 264)富田達, ジルコンの放射能効果: 地球科学, No. 26-27, pp. 36-51 (1956)
- 265)F. Trembour and I. Friedman, The present status of obsidian hydration dating: In W. C. Mahaney (ed.) quaternary dating methods, Elsevier Sci. Publ. Co., New York, pp. 141-151 (1984)
- 266)R. Tsuchi, Neogene biostratigraphy and chronology of Japan, In N. Ikebe and R. Tsuchi (eds.) PACIFIC NEOGENE DATUM PLANES Contributions to Biostratigraphy and Chronology: University of Tokyo Press, pp. 223-233 (1984)
- 267)上杉陽, 大磯丘陵のテフラ: 関東の四紀, No. 3, pp. 28-38 (1976)
- 268)上杉陽・伊藤谷生・歌田実・染野誠・澤田臣啓, 大磯丘陵西部雑色〜古怒田間に露出した衝上断層: 関東の四紀, No. 11, pp. 3-15 (1985)
- 269)J. E. van Hinte, A Cretaceous time scale: Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., Vol. 60, No. 4, pp. 498-516 (1976)
- 270)渡辺公一郎・林正雄, 南部九州のいわゆる日向神溶岩のフィッシュン・トラック年代: 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 78, pp. 65-69 (1983)
- 271)N. Watanabe, The direction of remanent magnetism of baked earth and its

- application to chronology for anthropology and archaeology in Japan: an introduction to geomagnetochronology: J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sect.V, Vol.2, pp.1-188 (1959)
- 272) 渡辺直経, 人類学・考古学のための磁気年代学—日本におけるその現状展望—: 第四紀研究, Vol.6, No.4, pp.230-238 (1967)
- 273) N. Watanabe and M. Suzuki, Fission track dating of archaeological glass materials from Japan: Nature, Vol.222, pp.1057-1058 (1969)
- 274) 山口寿之・松島義章・平田大二・荒井章司・伊藤谷生・村田明広・町田洋・新井房夫・高柳洋吉・尾田太良・岡田尚武・北里洋, 三浦市宮田付近の初声層と宮田層の不整合: 神奈川自然誌資料, No.4, pp.87-93 (1983)
- 275) 矢野享, 大磯丘陵南部地域の層序とその地質年代および堆積環境: 静岡大学地球科学研究報告, No.12, pp.191-208 (1986)
- 276) 横田佳世子, 房総半島南東岸の完新世海岸段丘について: 地理学評論, Vol.51, No.5, pp.349-364 (1978)
- 277) 横山卓雄・檀原徹・中川要之助, 大阪府南部地域の第四系・第三系中の火山灰層のフ  
ィッション・トラック年代: 地質学雑誌, Vol.90, No.11, pp.781-798 (1984)
- 278) T. Yukutake, K. Nakajima and K. Horai, Magnetization of ash-fall tuffs of Oshima Volcano, Izu, II Application to archaeomagnetism and volcanology: J. Geomag. Geoelectr., Vol.16, 183-193 (1964)
- 279) E. J. Zeller, J. L. Wray and F. Daniels, Thermoluminescence induced by pressure and by crystallization: J. Chem. Phys., Vol.23, pp.2187 (1955)

〈参考文献リスト〉

- 1) M. J. Aitken, Thermoluminescence dating: Academic Press, London, (1985)
- 2) J. L. Bada and M.-Y. Shou, Kinetics and mechanism of amino acid racemization in aqueous solution and in bones: In P. E. Hare, T. C. Hoering and K. King Jr. (eds.) Biogeochemistry of Amino Acids, pp. 235-255 (1980)
- 3) W. H. Blow, Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy: In P. Bronnimann and H. H. Renz (eds.) 1st Internat. Conf. Planktonic Microfossils, Geneva 1967, Proc., Vol. 1, pp. 199-422, pls. 1-54 (1969)
- 4) W. S. Broecker, Absolute dating and the astronomical theory of glaciation: Science, Vol. 151, pp. 299-304 (1966)
- 5) D. Bukry, Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation: Initial reports, DSDP, Vol. 15, pp. 685-703 (1973)
- 6) 鎮西清高, 日本新第三系対比表に“絶対年代”目盛りを入れる試み: 地質学雑誌, Vol. 73, pp. 220-221 (1967)
- 7) 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 依託研究成果報告書) (1992)
- 8) C. Emiliani, Paleotemperature analysis of the Caribbean cores A254-BR-C and CP-28: Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 75, No. 2, pp. 129-144 (1964)
- 9) 遠藤秀典・鈴木祐一郎, 妻及び高鍋地域の地質: 地質調査所 (1986)
- 10) R. L. Fleischer, P. B. Price and R. M. Walker, Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications, Univ. California Press, Berkeley, (1975)
- 11) 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, pp. 333-339 (1985)
- 12) 福岡孝昭・寺田博, イオニウム法およびフィッシュントラック法による火山灰の年代測定: 古文化財編集委員会 編「古文化財の自然科学的研究」, 同朋舎, pp. 929-939 (1984)
- 13) R. S. Harmon and J. N. Rosholt, Igneous rocks: In M. Ivanovich and R. S. Harmon (eds.) Uranium Series Disequilibrium Applications to Environmental Problems, Clarendon Press, Oxford, pp. 145-166 (1982)
- 14) N. Ikebe and M. Chiji, Neogene biostratigraphy and geochronology in Japan: shizenshi-Kenkyu, Occasion. Pap. Osaka Mus. Nat. Hist., Vol. 1, No. 4, pp. 25-34 (1969)
- 15) 池谷元伺, ESR (電子スピン共鳴) 年代測定: アイオニクス, 東京 (1987)

- 16) M. Ikeya and T. Miki (eds.), ESR Dating and Dosimetry, IONICS, Tokyo (1985)
- 17) J. Imbrie and N. G. Kipp, A new micropalaeontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a Late Pleistocene Caribbean core: In Late Cenozoic glacial ages, Yale Univ. Press, Connecticut, pp. 71-182 (1971)
- 18) 貝塚爽平, 関東の第四紀地殻変動: 地学雑誌, Vol. 96, No. 4, pp. 223-240 (1987)
- 19) 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, pp. 559-628 (1979)
- 20) K. Kawai, Natural gas geology of the southern Kanto region Japan: Agenda Item VI, Contribution from the Government of Japan in ECAFE, pp. 1-18 (1965)
- 21) 木越邦彦, 年代測定法: 紀伊国屋, 東京 (1965)
- 22) K. Kigoshi and A. Miyazaki, Radiocarbon dates on Alluvial deposits in Japan: Quatern. Res., Vol. 5, No. 3-4, pp. 157-168 (1966)
- 23) T. L. Ku, Rates of accretion: In G. P. Glasby (ed.) Marine Manganese Deposits, Elsevier Sci. Publ. Co., New York, pp. 249-269 (1977)
- 24) 栗田雄喜生, 電子スピン共鳴入門: 講談社, 東京 (1975)
- 25) W. F. Libby, Radiocarbon dating: Univ. Chicago Press, Chicago (1955)
- 26) H. Machida, Pleistocene Sea level of South Kanto, Japan, Analysed by tephrochronology: In Suggate, R. P. and Cresswell, M. M. (eds.) Quaternary Studies, The Royal Society of New Zealand, Wellington, pp. 215-222 (1975)
- 27) 町田洋, テフラ層の C-14 年代値: 月刊地球, Vol. 13, No. 4, pp. 254-258 (1991)
- 28) 増田富士雄・中里裕臣, 堆積層からみた鹿島-房総隆起帯の運動像: 月刊地球, Vol. 10, No. 10, pp. 616-623 (1988)
- 29) 宮崎浩, 秋田油田地域における泥質岩の圧密について: 地質学雑誌, Vol. 71, pp. 401-412 (1965)
- 30) A. F. Mughabghab and D. I. Garber, Neutron Cross Section: 3rd ed., Vol. 1, Resonance Parameters, BNL Report, pp. 325, (1973)
- 31) 長峰智, 南部九州更新世中期の一火砕流堆積物について: 地団研専報, No. 33, pp. 171-178 (1987)
- 32) 成瀬洋・新堀友行・羽鳥謙三, 関東平野の地下地質, 第1報, 東京付近の洪積層: 資源研彙報, Vol. 70, pp. 77-85 (1969)
- 33) 野井英明, 宮崎県野尻-高岡地域に分布する中部更新統の層序と花粉分析: 地質学雑誌, Vol. 93, No. 12, pp. 897-907
- 34) 岡義記, Late Pleistocene の海面変化に関する諸問題: 地理科学, Vol. 14, pp. 11-



21 (1970)

- 35) H. Okada and D. Bukry, Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation: *Marine Micropaleont.*, Vol. 5, pp. 321-325 (1980)
- 36) 太田陽子・成瀬洋, 日本の海成段丘—環太平洋地域の海面変化・地殻変動の中での位置づけ—: *科学*, Vol. 47, No. 5, pp. 281-292 (1977)
- 37) Y. Ota and T. Yoshikawa, Regional characteristics and their geodynamic implications of late Quaternary tectonic movement deduced from deformed former shorelines in Japan: *J. Phys. Earth*, Vol. 26, Suppl., pp. S379-389 (1978)
- 38) H. Shibuya, Geomagnetic secular variation in Southwest Japan for the past 2,000 years by means of archaeomagnetism: 大阪大学基礎工学部修士論文 (1980)
- 39) D. Storzer, Fission track dating of volcanic glasses and the thermal history of rocks: *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 8, pp. 55-60 (1970)
- 40) D. Storzer, Fission track plateau-ages: A new method for correcting thermally lowered track ages: *Geochronology Conf.*, "ECOG II", Oxford, pp. 67 (1973)
- 41) D. Storzer and G.A. Wagner, Correction of thermally lowered fission track ages of tektites: *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 5, pp. 463-468 (1969)
- 42) A. Sugimura, Tilted terraces, especially in the southern Kanto district: *Proc. U. S. Japan Conf. Res. Relat. Earthq. Predict. Probl.*, pp. 91-94 (1964)
- 43) A. Sugimura and Y. Naruse, Changes in sea level, seismic upheavals, and coastal terraces in the southern Kanto region, Japan (I)(II): *Jap. J. Geol. Geogr.*, Vol. 24, pp. 101-113; Vol. 26, pp. 165-176 (1954, '56)
- 44) H. Veeh, Th230/U238 and U234/U238 ages of Pleistocene high sea level stand: *J. Geophys. Res.*, Vol. 71, pp. 3379-3386 (1966)
- 45) ハヶ岳団体研究グループ, ハヶ岳山麓の中部更新統: 地団研専報, No. 34, pp. 53-89 (1988)
- 46) E. J. Zeller, Use of electron spin resonance for measurement of natural radiation damage: In D. J. Macdougall (ed.) *Thermoluminescence of Geological Materials*, Academic Press, London, pp. 271-279 (1968)