
関東平野における過去12,000年間の環境変遷

Environmental Changes during the Last 12,000 Years in the Kanto Plain

吉川昌伸

【要 旨】 約12,000年前以降の関東平野の層序と環境変遷史を検討し、変化期について考察した。完新世の有楽町層は、下部層は主に縄文海進期の海成層から、上部層は河成ないし三角州成堆積物から構成されるが、台地の開析谷内では上部層形成期にはふつう木本泥炭層が形成され、弥生時代以降に主に草本泥炭層に変化した。沖積低地では約4,000年前と約2,000年前には海水準の低下により浅谷が形成された。

約12,000年前、冷温帯ないし亜寒帯性の針葉樹と落葉広葉樹からなる森林が、コナラ亜属を主とする落葉広葉樹林に変化した。クリは、約10,500年前以降に自然植生として普通に分布し、縄文中期から晩期（約5,000～2,150年前）には各地で優勢になった。クリ林の拡大が海退と関係することから、環境変化に起因して起こった人為的な変化と推定した。照葉樹林は、房総半島南端では約7,000年前に既に自生し、奥東京湾岸で約7,500年前に、東京湾岸地域の台地で約3,000年前に拡大したが、内陸部では落葉広葉樹林が卓越した。照葉樹林の拡大が関東平野南部から北部、沿岸域から内陸部へと認められたことから、海進による内陸部の湿潤化が関係すると考えた。スギ林は南関東では約3,000年前までに拡大し、その後北部に広がった。照葉樹林やスギ林は、弥生時代以降には内陸部の武蔵野台地や大宮台地、北関東でも拡大が認められたが、これら森林の拡大には生態系への人間の干渉も関係した。また、丘陵を主とするモミ林の拡大は古墳時代頃の湿潤化に起因して、マツ林は特殊な地域を除いては14～15世紀以降に漸増し18世紀初頭以降に卓越した。こうした関東平野の沖積低地の層序や植物化石群に基づき、約12,000年前以降にPE, HE1, HE2, HE3, HE4, HE5各期の6つの変化期を設定した。各変化期は、陸と沖積低地の双方で起こった変化であることを明らかにした。

1. はじめに

関東平野では、植生史研究や低湿地遺跡の発掘調査に伴いテフラ、花粉化石・大型植物化石・木材化石などの植物化石群の調査が平行して行われ、低地の層序や植生史が明らかにされてきた。また、東京低地や中川低地などではオールコアボーリング試料による堆積物の詳細な検討により、沖積層の層序や奥東京湾の環境変遷について精度の高い成果が得られている。一方で、台地間に広大な低地がひろがる関東平野では、陸の生態系に沖積低地の古地理・古環境が関わっていたことは明らかであり空間的に捉える必要がある。関東平野の北部は浅間山ないし榛名山起源、南部は富士山起源のテフラが広く降灰、武蔵野台地や大宮台地南端では双方のテフラが分布し約6,500年前以降に19層のテフラが確認されている。これらテフラの一部には対比上の問題もあるが、他の地域に例をみない多数のテフラ層の分布は古環境を空間的に捉えることができることを示す。さらに、加速器質量分析法による高精度年代測定による編年、テフロクロノロジー、考古学編年などの複数の方法により精度の高い編年が行われている地点も少なくない。こうしたことから、関東平野においては陸上から沖積低地における古環境の空間的変化を時間軸に沿って捉えることが可能である。

本稿では、基本的には複数の方法により堆積物の編年がなされ層序が確かな資料に基づき、関東

平野の層序と環境変遷について概観し、更新世末から完新世に起こった沖積低地と陸の環境変化期について考察する。

2. 関東平野の地形と層序

関東地方は、山地が28%、丘陵・台地・低地がそれぞれ10%、26%、22%（貝塚，1979）と平野が広い面積を占めている。平野の広さは南北200km，東西150km以上に及ぶ。関東平野の地形は、平野周辺部に丘陵が分布し、中央に台地とこれを開析した低地が広がる（図1）。平野中央部には旧荒川・旧利根川等が形成した広大な低地（利根川中流低地，中川低地，荒川低地，東京低地など）が広がり，大宮台地や館林台地は孤島状を呈する。台地は平野全般にわたって分布するが，高度は関東造盆地運動により中央部の加須低地付近で低く，周辺部ほど高くなる。これらは下末吉期に形成された古奥東京湾の海成層や河成の扇状地堆積物から構成される段丘や武蔵野期以降の河岸段丘からなり，風成ローム層により厚く覆われる。

低地の谷を埋積する沖積層の層序については，復興局建築部（1929），青木・柴崎（1966），東京都土木技術研究所（1970），Kaizuka *et al.*（1977），Endo *et al.*（1982），遠藤ほか（1983，1992）などの多くの研究があり，東京低地の沖積層が下位の七号地層と上位の有楽町層に2分されること，沖積層下の埋没谷底に基底礫層が広く分布することなどが明らかにされた。沖積層の詳細についてはこれら研究に譲り，ここでは主に遠藤ほか（1983）により沖積層の概要を示す。

東京低地，中川低地，荒川低地などの沖積層は「2段重ね構造」（遠藤ほか，1983）からなり，不整合を境に下位の七号地層と上位の有楽町層の2層から構成される。七号地層はBGとよばれる基底礫層（松田，1973；Kaizuka *et al.*，1977）をもち砂泥層ないし有機質シルトと砂の互層からなり，基底礫層の深度は草加付近で-50~-60m，東京低地で-70m以深である。有楽町層の基底礫層はHBG（完新世基底礫層：Endo *et al.*，1982）とよばれ，約10,500年前に形成され，垂直的には七号地層を最大35~45m侵食しているとされている。HBGの深度は東京低地で-45~-50mに達する。有楽町層はさらに有楽町層下部層と同上部層に2分され，下部層はHBG直上で有機質であるが，その上位は縄文海進期の海成堆積物である貝殻混じりの均質なシルトからなる。上部層は，約5,300~3,500年前以降（小杉，1992）に形成された主に河成ないし三角州成堆積物から構成され，同下部層の海成層を小規模に浅谷する。縄文海進は，9,000年前には東京低地に進入し，8,500~8,000年前には中川低地まで広がり，7,000~6,000年前に海進最盛期にあった（小杉，1992）。この時期に館林台地の南東付近まで海が進入し，現在の東京湾は50km以上も奥に伸びていたことになる。約5,300年前頃に海水準が低下し，海岸線は野田の南部まで急速に退いた（小杉，1992）。この急速な海退について遠藤ほか（1992）は， $\delta^{13}\text{C}$ の低い堆積物の集積，内湾奥部にすむ底生有孔虫の増加やシルト層に砂の薄層が頻繁に挟まれる岩相などから，デルタの急成長と，前置斜面が急速に前進したことによると推定している。4,500~3,500年前に海水準は0~1mで安定していたと推定され，3,500~1,800年前にかけ再び海退傾向になり，砂層の発達，浅谷の形成が進行し，1,800年以降海水準の上昇に伴い低地の水位が上昇し沼沢地が拡大した（小杉，1992）。

一方で，台地の開析谷内における有楽町層上部層の形成期には，ふつう木本泥炭層ないし木本質泥炭層が形成され，弥生時代頃以降に主に草本泥炭層に変化する。木本泥炭層の形成は各地で認め

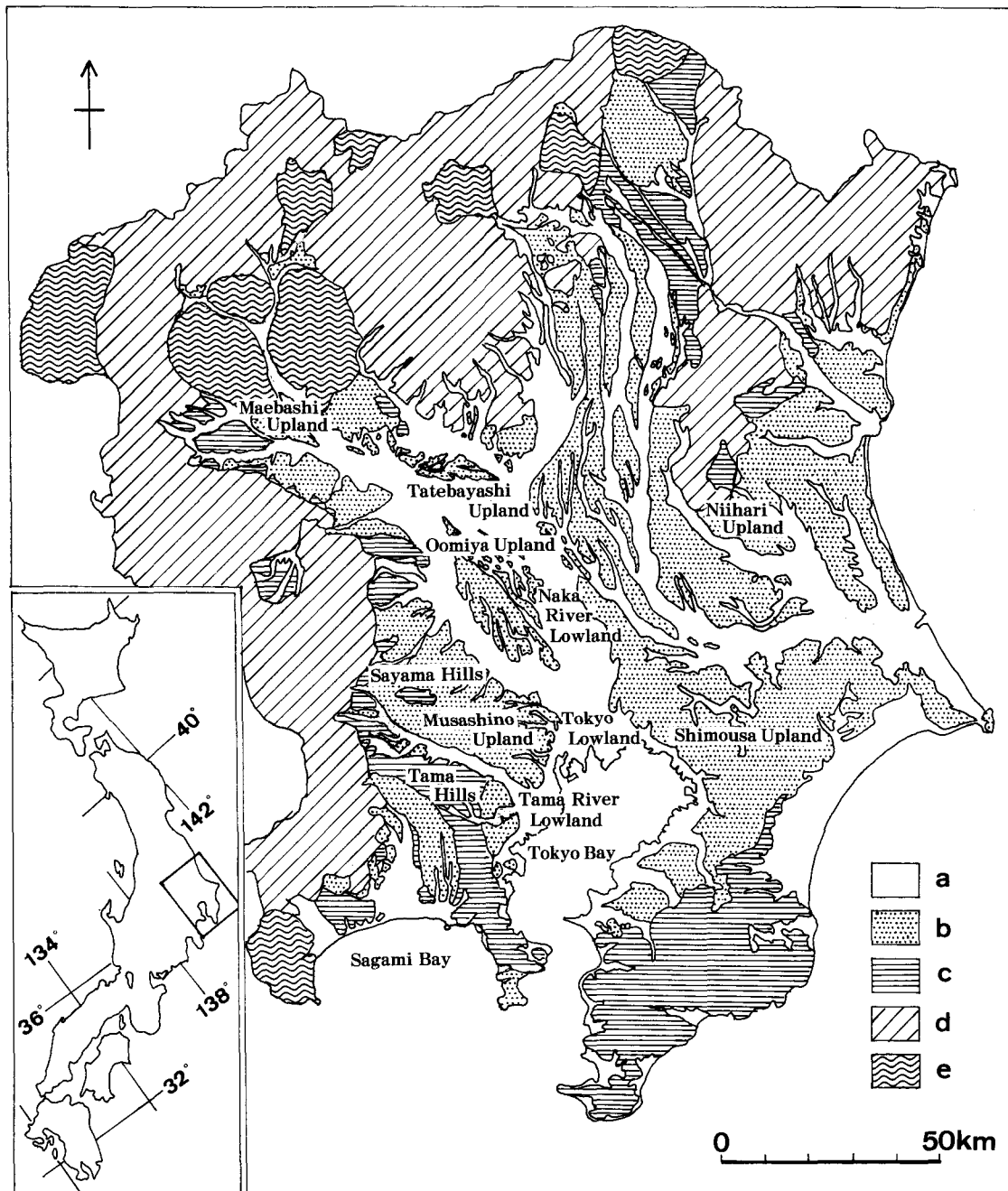


図1 関東平野の地形区分

a : 低地, b : 台地, c : 丘陵, d : 山地, e : 火山地

Fig. 1 Physiographic division in the Kanto Plain

a : Lowland, b : Upland, c : Hill, d : Mountains, e : Volcano land

られ(辻・橋屋, 1987; 辻, 1989; 吉川・菱田, 1992; 吉川, 1994a; 吉川, 1997bなど), 縄文後・晩期に普通に, 縄文前・中期は稀である。このうち, 武蔵野台地東端の開析谷に位置する溜池遺跡(吉川, 1997b)では, 約6,000年前頃の縄文海進最盛期に溺れ谷が形成されたが, 海退に伴い淡水化し約4,000年以降の縄文後・晩期にハンノキやトネリコ属を主とする木本泥炭層が形成され, 約2,000年以降に草本ないし草本質泥炭層に変化した。武蔵野台地中部にある栗山遺跡(吉川, 1994a)では, 約3万年の有機質粘土, 凝灰質シルト, 黒褐色有機質土壌(富士黒土層に相当)を不整合に木材化石を含む泥炭質粘土層が覆い, さらにそれを不整合に木本質泥炭が覆っている。下位の泥炭質粘土層は, 諸磯a・b式土器が出土すること, クリ材から約6,000年前の年代値が得られていることから縄文前期後半の堆積層と推定される。上位の木本質泥炭層は, 下部から堀之内や加曽利B式土器が出土すること, 本層の最上部にS-11テフラ(湯舟第1スコリア)が狭在することから主に縄文後期に限定される。弥生時代以降は草本泥炭ないし有機質粘土から構成され, 下位の木本質泥炭を不整合に覆う。大宮台地南端の赤山陣屋跡遺跡(辻, 1989)では, 下位のローム層を不整合に海成シルトが覆い, さらに有機質シルト層, 木本泥炭層, 草本泥炭層の順に覆う。谷奥に位置するこの遺跡での淡水化は約6,500年前と早く, 木本泥炭の形成は縄文前期末ないし中期に始まり, 概ね弥生時代以降に草本泥炭層に変化した。このように, 開析谷内では海退にともない泥炭層が形成され始めるが, 木本泥炭層はふつう縄文後・晩期に多くみられる。これは第3の画期として辻(1988a)が重視したように, 縄文中期における浅谷の形成により, それ以前に形成された低湿地性堆積物が侵食されたことによる。侵食谷の形成は, 赤山陣屋跡遺跡(辻, 1989)では縄文中期から後期初頭に木本泥炭層を2分し, 上部層の下面は谷奥でローム層を平坦に浅く削り込み, 谷央部で2層の境界に連続する。栗山遺跡(吉川, 1994a)では縄文前期の泥炭質粘土層を浅谷して縄文後期の木本質泥炭層が覆う。また, 武蔵野台地の開析谷では立川礫層ないし水成ローム層を不整合に, 縄文後・晩期の泥炭層が直接覆う地点も少なくない(練馬区遺跡調査会, 1989; 吉川・菱田, 1992など)。こうした侵食谷の形成は, 縄文中期の急激な小海退(縄文中期の小海退(太田ほか, 1982))に対応する。一方, 木本泥炭から草本泥炭への変化は第4の画期(辻, 1988a)と注目され, 縄文晩期末から弥生時代にかけての浅谷の形成として捉えられる。赤山陣屋跡遺跡(辻, 1989)では不規則に侵食された面的な侵食面として観察され, 愛宕下遺跡(吉川・菱田, 1992)では縄文後期層を浅谷して形成される。こうした堆積物の質的变化及び浅谷ないし面的侵食面の形成は, 関東平野のみでなく各地でみられ, いわゆる「弥生の小海退: 古川, 1972; 井関, 1972」に対応するユースタティックな海水準変動による。

3. 関東平野の花粉化石群

時間的空間的に植生変遷史を検討するには, 層序が確立されていることが前提である。つまり, テフクロノロジーや放射性炭素年代, 考古学編年などの複数の方法により精度の高い編年がなされている必要がある。関東平野は, 富士山, 浅間山, 榛名山などから降灰した多数のテフラが堆積物中に狭在することから, 同一時間面の設定や堆積物の編年に有効な地域である。南関東は主に富士山起源の, 北関東は浅間山や榛名山起源のテフラが広く降灰し, 武蔵野台地周辺では約6,500年前以降に19層のテフラ(下位よりK-Ah, S-5, S-6, Kg, S-11, S-18, S-22, S-24-4?, S-24-

表1 本論分で用いた関東平野における植生変遷に関する文献及びその調査地と堆積物の編年方法

Table 1 Surveyed sites of the vegetational changes that used it in this paper, chronological method of the deposits, and those reference in the Kanto Plain

No.	調査地	堆積物の編年方法	文献
1	群馬県前橋市総社町	T (As-Sj, As-YP), CG	辻ほか (1985)
2	群馬県高崎市日高町「日高遺跡」	T (As-A, Hr-FA, As-C), A	徳永 (1982)
3	群馬県館林市	T As-A, As-B, Hr-FA, As-C), CG	辻ほか (1986 a)
4	栃木県小山市梁土手附「寺野東遺跡」	T (As-B, Hr-FA, As-C), A	吉川 (1997 a)
5	埼玉県川里村赤城「赤城遺跡」	T (As-B, Hr-FA, As-C), A	吉川 (1988)
6	埼玉県大宮市寿能町「寿能泥炭層遺跡」	A, CG, T	徳永・バリノサーグエイ K. K. (1982)
7	埼玉県川口市差間篠谷「篠谷遺跡」	CG, T (K-Ah)	吉川ほか (1991)
8	埼玉県川口市赤芝新田「赤山」	CG, T (F-Ho, Hr-FA, S-22・18・11・6・5, K-Ah), A	辻 (1989)
9	埼玉県三郷市	CA	吉川 (1992 a)
10	茨城県土浦市今泉町	A, CG	土浦市教育委員会 (1997)
11	千葉県流山市	G, T (S-22, 18, 15~17, 11)	遠藤ほか (1989)
12	埼玉県松戸市	CG, T	百原ほか (1994)
13	千葉県千葉市	CG, T (S-24-7?), A	辻ほか (1983)
14	千葉県銚子市高神東町	CG	松下 (1991)
15	千葉県八日市場市	CG	辻・鈴木 (1977)
16	千葉県茂原市国府関「国府関遺跡群」	A	鈴木 (1993)
17	千葉県館山市	CG	前田 (1980)
18	埼玉県所沢市三ヶ島「お伊勢山遺跡」	A, CG	辻ほか (1989, 1990)
19	東京都武蔵村山市本町	T (Hr-FA), A	武蔵村山市史編さん室 (未公表)
20	東京都町田市小山「多摩ニュータウンNo. 917・197遺跡」	T (S-24-8c・b, 24-7b・a, 24-6?, 11 (吉川, 未公表)), A	No.917遺跡 (鈴木, 1995), No.197遺跡 (鈴木, 1998)
21	東京都多摩市「多摩ニュータウンNo. 796遺跡」	A, CG	辻ほか (1986 b)
22	東京都多摩市「多摩ニュータウンNo. 107遺跡」	A, T (S-24-6)	東京都埋蔵文化財センター (未公表)
23	東京都中野区松が丘「松が丘遺跡」	A, CG, T (UG)	辻ほか (1988)
24	東京都小金井市東町「武蔵野公園低湿地遺跡」	A	バリノ・サーグエイ (株) (1984)
25	東京都練馬区練馬「栗山遺跡第2地点」	T (As-B, S-11), A, CG	吉川 (1994 b)
26	東京都練馬区東大泉「弁天池低湿地遺跡」	T (F-Ho, S-22, S-11), A, CG	吉川 (1989)
27	東京都練馬区大泉町「愛宕下遺跡」	T (As-B, S-24-8c・b・a, 24-7b・a), A, CG	吉川 (1992)
28	東京都練馬区豊玉中「南於林遺跡」	T (As-B, S-24-7, S-22), A	住田・矢笠 (1994)
29	東京都新宿区西早稲田「稻荷前遺跡」	A, CG	早稲田大学校地埋蔵文化財調査室 (未公表)
30	東京都北区赤羽北「袋低地遺跡」	A, CG, T (S-11?)	辻 (1988 b)
31	東京都北区上中里「中里遺跡」	A, CG, T (S-11?)	辻・橋屋 (1987)
32	東京都千代田区～港区「溜池遺跡」	T (F-Ho, S-24-8, S-24-7, S-11, Kg), CL	吉川 (1997 c)
33	神奈川県川崎市川崎区藤崎	CA, T (K-Ah)	前田・松下 (1987)
34	神奈川県伊勢原市「第一東海自動車道No. 17遺跡」	T (S-24-5・24-4・22・18・13・11)	(財)かながわ考古学財団 (未公表)
35	神奈川県海老名市河原口「四大縄遺跡」	T (F-Ho, S-24-4/6/8, S-18・13・11・10), CG	鈴木 (1997)
36	神奈川県鎌倉市二階堂	A, T (F-HO)	鈴木・吉川 (1994)
37	神奈川県横浜市栄区金井町	CG	清永 (1990)
38	神奈川県小田原市	CG	遠藤ほか (1979)

T: テフクロクロノロジー, A: 考古学編年, CA: AMS法, CL: β 線計数法 (液体シンチレーションカウンター), CG: β 線計数法 (気体比例計数管)

T: Tephrochronology, A: Archeological chronology, CA: Accelerator Mass Spectrometry method, CL: β -rays counting method (liquid scintillation counter), CG: β -rays counting method (gas proportional counter)

5?, Hr-FA, S-24-6, S-24-7a+b, S-24-8a+b, As-B, S-24-8c, S-25(F-Ho), As-A (S-24-7とS-24-8の区分については未公表))が確認されている。

さて、関東平野では低湿地遺跡の発掘調査に伴い植物化石群の調査が平行しておこなわれる機会が多いことから植生史研究に関する多くの資料が得られてきた。しかしながら、富士山系テフラの同定や層序及び堆積物の編年に問題がある資料も少なくない。ここでは基本的には複数の方法により堆積物の編年がなされ、層序が確かな資料に基づくが、一部資料が欠落する地域についてはこの限りではない。表1に植生変遷の検討に使用した資料のリストを、図2に位置を示す。各資料の堆積物の編年方法は、複数の方法により行われている資料とそうでないものがあり、さらに編年の精度も異なる。堆積物から得られた化石資料に基づき過去の事象を捉える場合、十分な層序的検討と目的に合う高精度の編年が行われていない研究は、資料的価値は低い。以下ではまず各地域の植生変遷について主に花粉化石群に基づき概観する。

(1) 北関東

北関東は、弥生時代以降にはAs-C(4世紀中葉)、Hr-FA(6世紀初頭)、As-B(A.D.1108)、As-A(A.D.1783)のテフラが広域に分布し、層序や堆積物の編年における重要な鍵層となる。この地域の植生史研究は、弥生時代以降は低湿地遺跡の発掘調査に伴った多くの研究があるが、それ以前は少ない。

前橋台地では、As-YP(約13,000年前)とAs-Sj(約11,200年前)の概ね中間の層準である約12,000年前に、チョウセンゴヨウ、トウヒ属、カラマツ属などの針葉樹にハンノキ属やカバノキ属を伴う森林が、コナラ亜属を主とする落葉広葉樹林に急激に変化したことが明らかにされている(辻ほか, 1985; 辻・木越, 1992)。縄文後期以降では、日高遺跡(徳永, 1982)、館林台地(辻ほか, 1986a)、寺野東遺跡(吉川, 1997a)などの研究がある。北関東中央部の宝木台地東端にある寺野東遺跡では、縄文後・晩期にクリ属やトチノキ属、エノキ属・ムクノキ属を主とし、クルミ属やコナラ亜属、ムクロジ属を随伴する落葉広葉樹林が形成され照葉樹林要素は稀である(吉川, 1997a)。館林台地(辻ほか, 1986a)でも縄文晩期にはコナラ亜属の優占する落葉広葉樹林が成立していた。一方、東部の霞ヶ浦北西の新治台地(土浦市教育委員会, 1997)においては約3,300年前にアカガシ亜属を主とする照葉樹林が成立していた。古墳時代以降では、中央部の寺野東遺跡や館林台地においても照葉樹の拡大がみられるが、西部ではほとんど認められない。つまり、照葉樹林の発達は大平洋側の東部地域で早い西側の内陸部ほど遅れ勢力も小さく、西部地域では発達がみられない。また、スギはAs-Cの上位で頻度が幾分高くなるが古墳から中・近世を通して勢力は小さく、マツ属はAs-Bの上位で増加しAs-Aの下位層準以降でスギと共に優勢である。

(2) 関東中央部

平野中央部では多数のテフラが降灰していることから層序・編年の鍵層となるが、一方で新富士テフラは遠隔地で細粒になること、岩石記載的特徴が類似していることから同定上の問題も残る。関東中央部では低湿地遺跡の発掘調査件数が多く、さらに地質調査や市史研究等に伴うボーリング試料により多くの植生史研究が行われてきた。このうち中川低地の三郷(吉川, 1992a)では、約

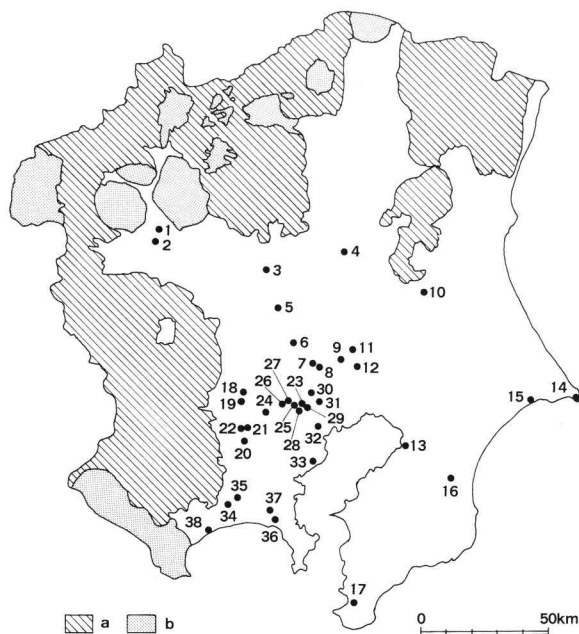


図2 植生史研究の調査地の位置図 (a: 山地, b: 火山地)
Fig. 2 Map showing the surveyed sites (a: mountains, b: volcano land)

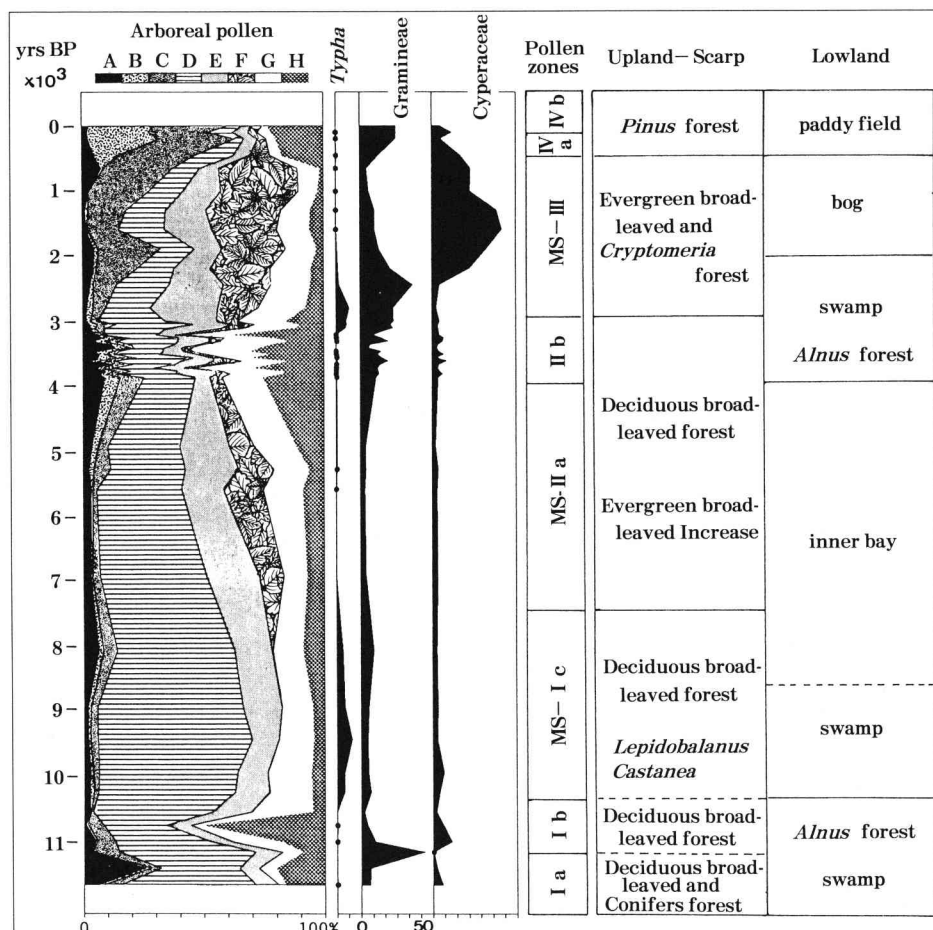


図3 中川低地の三郷における環境変遷 [吉川 (1992a) を改変]

A: モミ属, ツガ属, トウヒ属とマツ属単維管束亜属, B: マツ属複維管束亜属, C: スギ属, D: コナラ亜属, E: クマシデ属-アサダ属, ニレ属-ケヤキ属, エノキ属-ムクノキ属とクリ属, F: アカガシ亜属とシイノキ属, G: 他の樹木, H: ハンノキ属

Fig. 3 Environmental Changes of Misato in the Naka River Lowland, Central Kanto Plain [Modified of Yoshikawa(1992a)]

A: *Abies*, *Tsuga*, *Picea* and *Pinus* subgen. *Haploxyton*, B: *Pinus* subgen. *Diploxyton* and *Pinus* (Unknown), C: *Cryptomeria*, D: *Quercus* subgen. *Lepidobalanus*, E: *Carpinus*-*Ostrya*, *Ulmus*-*Zelkova*, *Celtis*-*Aphananthe* and *Castanea*, F: *Quercus* subgen. *Cyclobalanopsis* and *Castanopsis*, G: other trees, H: *Alnus*

11,500年頃にはモミ属やトウヒ属などの針葉樹がコナラ亜属に随伴するが、その上位では衰退しコナラ亜属を主とする落葉広葉樹林に変化した。約10,500年前以降、つまりHBGより上位でクリ属が出現し、約7,500年前以降でアカガシ亜属やシイノキ属が増加開始し、約3,000年前以降に照葉樹林とスギ林が拡大した(図3)。下総台地北西部地域(遠藤ほか, 1989; 百原ほか, 1994)においても概ね同様な変化を示すが、松戸市では縄文後期にクリ属が優勢である(百原ほか, 1994)。大宮台地南端の赤山陣屋跡遺跡(辻, 1989)では、縄文時代早期～中期にはコナラ、アサダ、イヌシデ、ムクノキ、エノキを主要素とする落葉広葉樹林が形成され、縄文中期にクリ属―シイノキ属が優勢で、縄文後期頃にトチノキ林が拡大する。縄文後期以降ではスギ、ヒノキ類といった温帯性針葉樹やアカガシ亜属が急速に分布拡大するが、優勢になるのは概ね弥生時代以降である。さらにF-Ho(宝永スコリア)以降でマツ属が優勢になる。照葉樹林は大宮台地の中央部・北部(徳永・パリノ・サーヴェイKK, 1982; 吉川, 1988など)においても南部と同様に縄文後期以降に拡大がみられるが、弥生時代以降も顕著な発達は見られず勢力は小さい。また、スギやマツ属は大宮台地で共通した変化として捉えられる。

武蔵野台地では、中央部の松が丘遺跡において立川ローム最上部ガラス質火山灰層(UG)の上位の約12,000年前に、カバノキ属やマツ属単維管束亜属、コナラ亜属が優占しトウヒ属やモミ属を伴う落葉広葉樹に針葉樹を混じえた森林が、コナラ亜属を主とする落葉広葉樹林に変化したことが報告されている(辻ほか, 1988)。縄文時代以降では、武蔵野公園低湿地遺跡(パリノ・サーヴェイ株, 1984)、中里遺跡(辻・橋屋, 1987)、袋低地遺跡(辻, 1988b)、弁天池低湿地遺跡(吉川, 1989)、愛宕下遺跡(吉川, 1992b)、南於林遺跡(住田・矢笠, 1994)、栗山遺跡(吉川, 1994b)などの研究がある。これらによると、縄文時代の武蔵野台地では全般にコナラ亜属とクリを主とする落葉広葉樹林が形成され、縄文中期から晩期に各地でクリ林の拡大がみられる。また、台地北東端の中里遺跡や袋低地遺跡では縄文後期にクリよりトチノキ林が優勢であった。スギや照葉樹は、縄文後期に漸増開始するが発達は顕著ではなく、特に内陸部では発達がみられない地域もある。これら森林は、大宮台地と同様に弥生時代以降に各地で発達するが、台地中央部での照葉樹林の勢力は小さい。また、古墳時代頃には台地西部ほどモミやツガの温帯針葉樹が目立った存在であった。一方で、マツ属複維管束亜属は大宮台地と同様にAs-Bより上位で漸増しF-Ho以降に優勢になるが、後述するように江戸城周辺ではF-Hoの降灰に先立ってマツ林が優勢する。

(3) 武蔵野台地西部丘陵

多摩丘陵北部の多摩市(辻ほか, 1986b)では縄文中期にトチノキ属が優占、落葉広葉樹のコナラ亜属やエノキ属―ムクノキ属、針葉樹のイチイ科―ヒノキ科―イヌガヤ科などを随伴し照葉樹は稀である。狭山丘陵の所沢市お伊勢山遺跡(辻ほか, 1989)においても縄文後期頃にはトチノキ属が優占し、エノキ属―ムクノキ属、コナラ亜属やアカガシ亜属などからなり、概ね同様な植生が形成されていたとみられる。また、お伊勢山遺跡の縄文中期～晩期の木材化石群集はモミ属が優占しムクノキやイヌシデ節、カヤ、アカガシ亜属などからなる(辻ほか, 1989)。多摩丘陵東側に隣接する下末吉台地の古梅谷遺跡では、縄文晩期頃にモミ属やツガ属が多く占めるが、花粉の保存状態から風化に対して耐性のある針葉樹が強調された可能性が示されている(パリノ・サーヴェイ株,

1995)。この見解の妥当性については評価できないが、少なくとも縄文中期以降に丘陵ではモミやツガ、カヤなどの温帯針葉樹が優勢な林分があったことは確かである。このように丘陵上には落葉広葉樹のコナラ亜属やエノキ属・ムクノキ属、イヌシデ、針葉樹のカヤ、モミ、照葉樹のアカガシ亜属などからなる森林が形成され、谷筋ではトチノキ林が優占していた。

弥生ないし古墳時代以降では各地で植生が異なるが、その要因は武蔵野台地より豊富な森林植生と人の生態系への干渉の差によるとみられる。お伊勢山遺跡（辻ほか，1990）では照葉樹林が拡大し、モミ林も目立った存在であったがスギは漸増程度である。また、丘陵南端の武蔵村山市（武蔵村山市史編さん室，未公表）においても古墳時代頃モミ属が優勢であることから、狭山丘陵ではモミ林が広く発達していたとみられる。一方で、多摩丘陵北部の町田市小山，多摩ニュータウンNa917遺跡（鈴木，1995），多摩ニュータウンNa197遺跡（鈴木，1998）ではコナラ亜属を主とする落葉広葉樹，スギ属や照葉樹からなり，モミ属を随伴する。多摩市の多摩ニュータウンNa107遺跡では，古墳時代頃のトチノキ属・モミ属・アカガシ亜属の優勢から奈良・平安時代には照葉樹林へ変化し，平安時代以降にスギ林へ変化した（東京都埋蔵文化財センター，未公表）。このように多摩丘陵北部や狭山丘陵の植物相は類似するが植生は異なる。しかし，いずれの丘陵においても武蔵野台地より照葉樹林の発達がみられ，古墳時代頃にモミ林は主要な森林構成要素であった。

（４） 東京湾沿岸

この地域の植生史研究としては千葉市村田川流域（辻ほか，1983），多摩川低地の川崎（前田・松下，1987），武蔵野台地東端の溜池遺跡（吉川，1997c）などがある。川崎では完新世初頭にはコナラ亜属を主とする落葉広葉樹林が形成され，約10,000年以降にクリ型花粉が出現，約7,000年以降にアカガシ亜属が増加し，約5,000年以降に照葉樹林が形成されたが落葉広葉樹と混生した森林であったとされている（前田・松下，1987）。溜池遺跡（吉川，1997c）は武蔵野台地東端の江戸城の外堀にあり，この付近の開析谷は縄文海進期には溺れ谷を形成していた。約4,000年前以前にはコナラ亜属を主とする落葉広葉樹林が形成されていたが，縄文後期にはクリ属の頻度が高くなる。この遺跡では明瞭でないが台地側に隣接する総理大臣官邸地点の溜池遺跡（吉川，1996）ではより顕著である。約3,000年以降にはアカガシ亜属が増加し照葉樹林が形成され，スギも約3,000年前以降で漸増するが明瞭になるのは弥生時代以降である。マツ属複維管束亜属はAs-Bより上位で増加し，F-Ho降灰に先立って優占する（図4）。また，対岸の村田川流域では約3,500年前以降にカシ類が増加し暖帯落葉樹林から照葉樹林に変化したことが報告されている（辻ほか，1983）。このように東京湾沿岸地域における照葉樹林の成立は湾奥で遅れる。

（５） 南関東

ここでの南関東は，房総半島南端から外房地域と相模川低地周辺地域を指す。房総半島南端の館山では約7,000年前に照葉樹林がすでに自生していた（前田，1980）。外房の九十九里平野北部（辻・鈴木，1977）では，約6,000年前にはコナラ亜属を主とする落葉広葉樹とアカガシ亜属を主とする照葉樹林が存在し，約4,000から3,700年以降にスギ林が拡大，時期は特定できないが上部でマツ属が増加し優占する。銚子半島高神低地では約8,000年前にはクリ属やコナラ亜属からなる落葉広葉

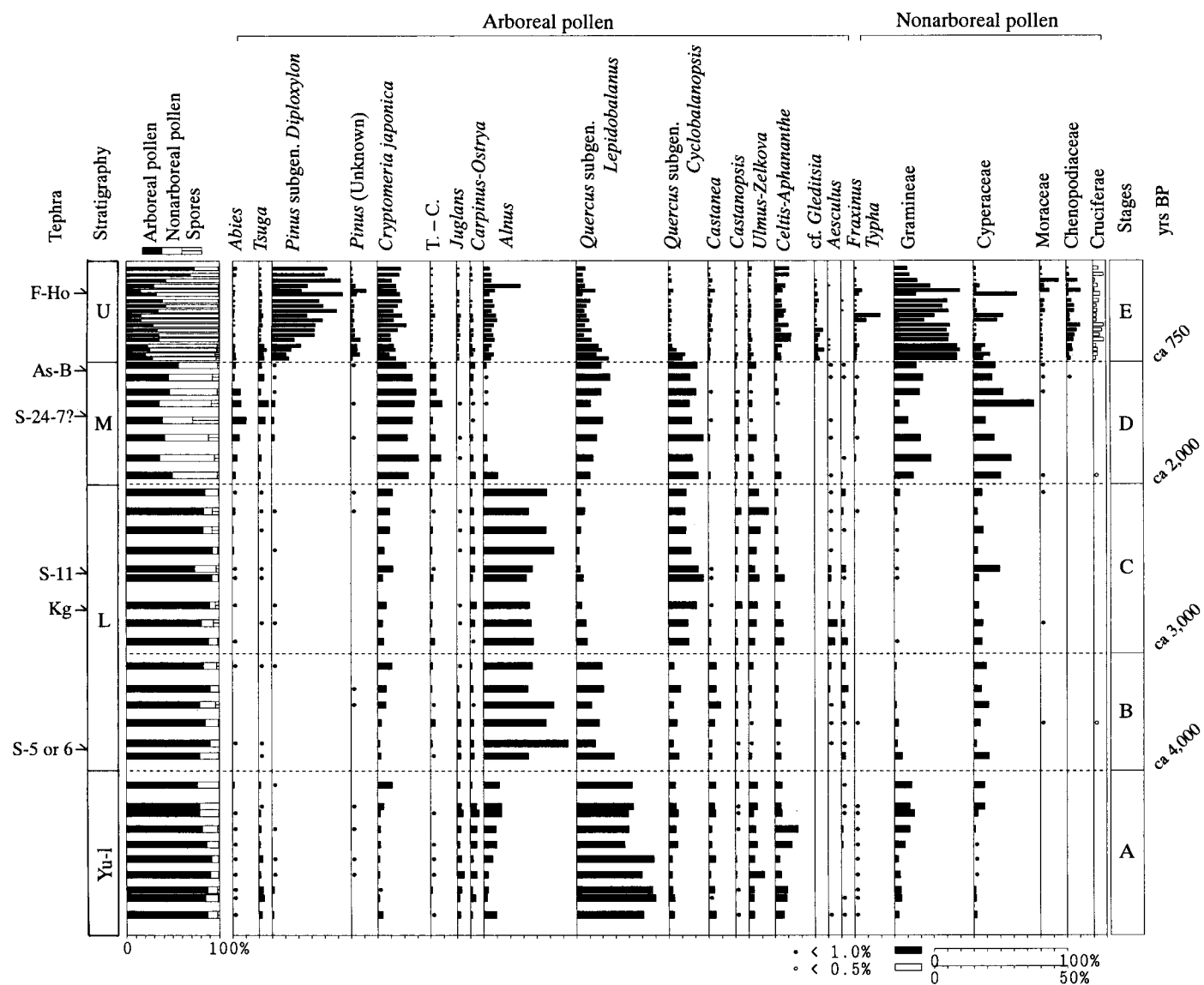


図4 武蔵野台地東端の溜池遺跡の主要花粉分布図〔吉川（1997c）を改変〕

U：上部泥層，M：中部草本泥炭層，L：下部木本泥炭層，Yu-l：有楽町層下部層（海成シルト）

Fig. 4 Pollen diagram at the Tameike Site in the eastern end of Musashino Upland, Central Kanto Plain. [Modified of Yoshikawa (1997c)]

U：Upper mud bed，M：Middle herbaceous peat bed，L：Lower wood peat bed，Yu-l：The lower member of Yurakucho Formation (marine silt)

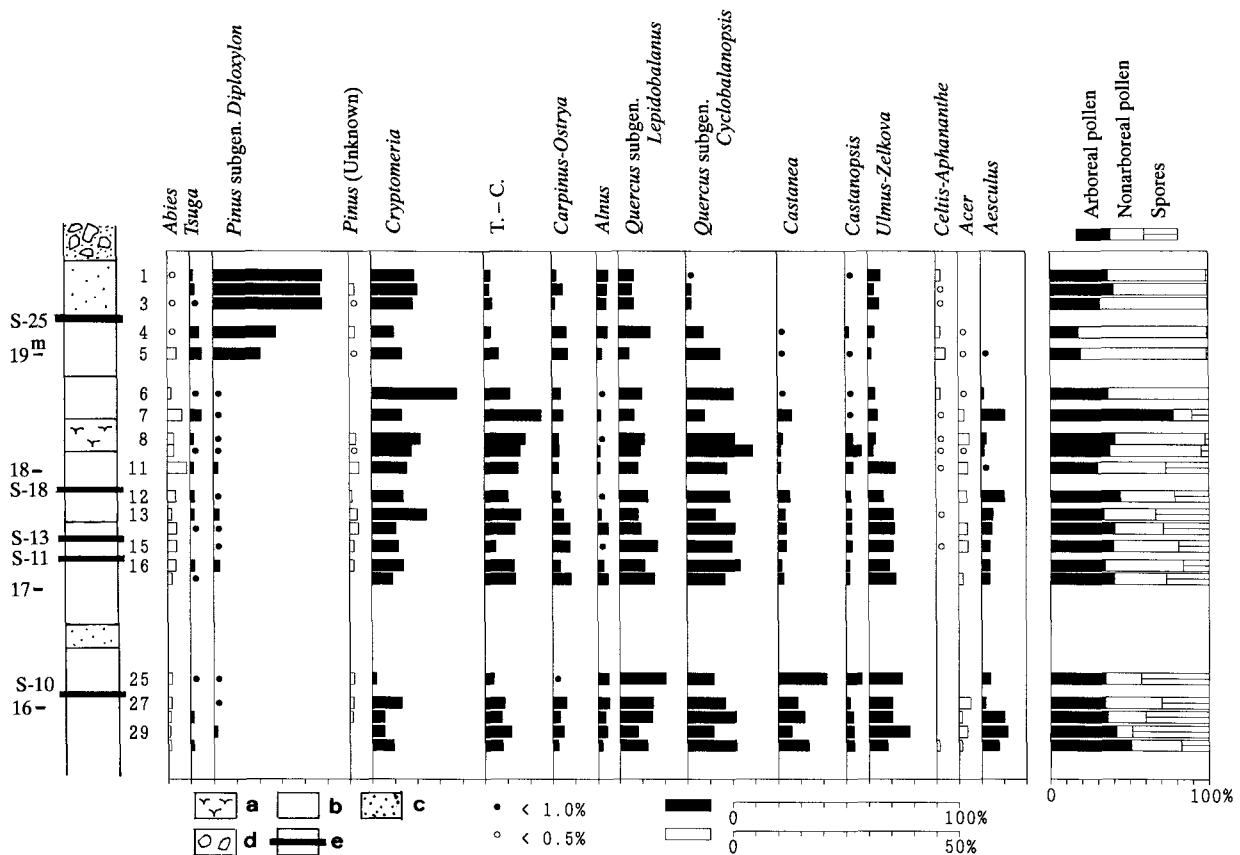


図5 海老名市四大縄遺跡の樹木花粉分布図〔鈴木（1997）を改変〕

a：泥炭ないし有機質粘土，b：粘土，c：砂，d：礫，e：テフラ

Fig. 5 Arboreal pollen diagram at the Shioonawa Site, Ebina City, north of Sagami Bay
[Modified Fig.1 of Suzuki (1997)]

a: peat or peaty clay, b: clay, c: sand, d: gravel, e: tephra

樹林が形成され、モミ・ツガからなる針葉樹林期をへて約5,500年前以降に照葉樹林が成立するがその発達は顕著ではない。さらに4,500～4,000年以降と早い時期に立地条件に起因してマツ林が拡大するため照葉樹林の良好な発達はみられない（松下，1991）。一方，下総台地南部の茂原では弥生時代後期にはイチイガシ，ツクバネガシ，ウラジロガシなどからなる照葉樹林が成立していた（百原，1993）。このように房総半島南端から外房地域では照葉樹林の成立は早く，その中でも南部で早く北部で遅れるようである。

相模川低地周辺地域では，新富士テフラが多く降灰し層序・編年に有効であるが，一方で岩石記載の特徴が類似することから同定・対比されていない資料や同定・対比に問題が残る資料もみられる。さて，大磯丘陵西南部では，約7,500～8,500年前にはイチイ科－ヒノキ科－イヌガヤ科，エノキ属－ムクノキ属，及びコナラ亜属を主としアカガシ亜属を随伴する植生が形成され，約7,500年前以降にアカガシ亜属が拡大し暖温帯的な植生へ変化したことが示されている（遠藤ほか，1979）。横浜市南西部の柏尾川低地では，約5,500年前にコナラ亜属などの落葉広葉樹とアカガシ亜属からなる植生が形成され，約4,700年以降にスギが拡大し，そのうち約4,700～3,300年前にはクリ属が

優勢であった(清永, 1990)。海老名市の四大縄遺跡(鈴木, 1997)においても縄文晩期にはアカガシ亜属やスギ, イチイ科-イヌガヤ科-ヒノキ科, コナラ亜属などからなり, スギやイチイ科-イヌガヤ科-ヒノキ科の温帯針葉樹は拡大傾向を示す。また, 縄文晩期初頭頃にはクリ属が優勢で, F-Ho以降にマツ属複維管束亜属が優占する(図5)。このようにこの地域では約8,500年前にはすでにアカガシ亜属が出現, 約7,500年前以降に照葉樹は落葉広葉樹と共存し, 約4,700年以降にスギ林が分布拡大し優勢であった。また縄文後・晩期にはクリ林が優勢な地点もみられた。

4. 関東平野の植生史の特徴

図6は各地点の主要な樹木花粉の変遷を示し, 図の上部は北関東から大宮台地, 中川低地, 房総半島外房を結んだ地域, 下部は関東平野西部の狭山丘陵・武蔵野台地から相模湾北部地域で, 概ね図の左側が関東平野北部, 右側ほど南部になる。

約12,000年前, 北関東の前橋台地ではチョウセンゴヨウ, トウヒ属, カラマツ属などの針葉樹が優勢な森林がコナラ亜属を主とする落葉広葉樹林に急変し, 概ね同時期に武蔵野台地でも落葉広葉樹と針葉樹から成る森林がコナラ亜属を主とする落葉広葉樹林に変化した。時期的にも概ね一致し関東平野で広域に起こった変化とみられる。辻(1997)は, 同様の変化が西日本から関東の約13,000ないし12,000年前に, 温帯性針葉樹林から温帯性針葉樹とコナラークマシデ属型落葉広葉樹林に変化することを示した。

約10,500年前以降にはクリが主要な森林構成要素になる。関東平野中央部の三郷市では約10,500年前以降, 多摩川低地で約10,000万年前以降にクリ属が出現し, 武蔵野台地の練馬区愛宕下遺跡で約9,500年前にクリ属が優勢である。虫媒花で花粉が広域に散布しにくい特性からすると, 約10,500年前以降にクリはコナラ亜属と共に落葉広葉樹林を形成し, 自然植生として普通に分布していたとみられる。クリ林は縄文中期以降に各地で優勢で, 特に武蔵野台地では顕著である。また, 大宮台地の寿能泥炭層遺跡では縄文中・後期におびただしい量のクリ材が出土している(鈴木ほか, 1982)。一方で, トチノキ林は丘陵では縄文中期から後期に普通にみられるが, 台地では縄文後・晩期に目立った存在になる。トチノキ林の拡大は, クリ林が縄文中期以降で優勢であった地域ではクリ林の衰退を伴う。また, 赤山陣屋跡遺跡(川口市遺跡調査会, 1989)では縄文後期から晩期にかけてのトチの実加工場跡が発見されている。つまり, トチノキの複雑なアク抜き技術の確立により, クリからトチノキへの植物食の転換が引き起こされ, さらに組織的なトチの実の採取と加工が行われたと考えられる。体系化された農耕社会の存在(金箱, 1990)も指摘されているように, 縄文後・晩期のトチノキ林の拡大は人間活動によってもたらされた可能性も示唆される。

照葉樹林の成立は関東平野南部で早く, 北部の内陸部ほど遅れる。照葉樹林は房総半島南端の館山では約7,000年前にすでに自生していたが, 照葉樹林の主要要素であるアカガシ亜属は大磯丘陵や多摩川低地の川崎で7,500ないし7,000年前以降に, 奥東京湾の中川低地の三郷で7,500年前に拡大する。外房の九十九里平野や銚子半島では約5,500~6,000年前に, 相模川低地周辺でも少なくとも約5,500年前には照葉樹が落葉広葉樹と共存していた。また, 下総台地西部や東京湾沿岸地域の武蔵野台地東端においても約3,000年前には照葉樹林の拡大がみられるが, 大宮台地や武蔵野台地の内陸部, 北関東では照葉樹の拡大は弥生時代以降になる。一方で, 縄文海進がおよんだ新治台地で

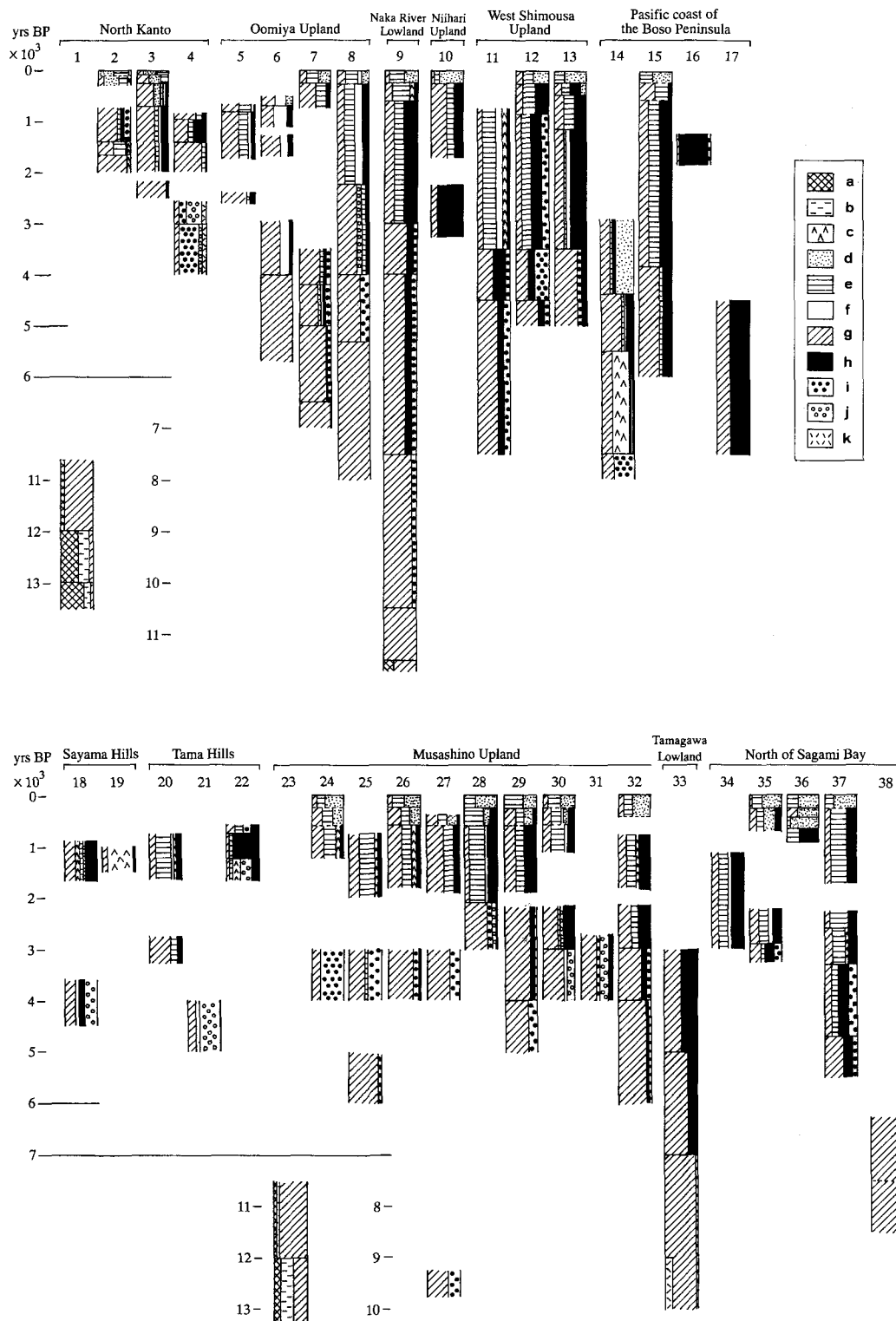


図6 関東平野の各地点における主要樹木花粉の相対的割合

a: 冷温帯から亜寒帯針葉樹, b: カバノキ属とハンノキ属 (更新世末のみ), c: モミ属とツガ属, d: マツ属複雑管束亜属, e: スギ属, f: イチイ科-イヌガヤ科-ヒノキ科, g: コナラ亜属, クマシデ属-アサダ属, ニレ属-ケヤキ属とエノキ属-ムクノキ属, h: アカガシ亜属とシイノキ属, i: クリ属, j: トチノキ属, k: クルミ属

Fig. 6 The ratio of main arboreal pollen at each sites in the Kanto Plain

a: Cool-temperate to boreal conifers, b: *Betula* and *Alnus* (only the latest Pleistocene), c: *Abies* and *Tsuga*, d: *Pinus* subgen. *Diploxylon*, e: *Cryptomeria*, f: T.-C. g: *Quercus* subgen. *Lepidobalanus*, *Carpinus-Ostrya*, *Ulmus-Zelkova* and *Celtis-Aphananthe*, h: *Quercus* subgen. *Cyclobalanopsis* and *Castanopsis*, i: *Castanea*, j: *Aesculus*, k: *Juglans*

は縄文後期にすでに照葉樹林が成立していた。このように照葉樹林の拡大は南部から北部、沿岸域から内陸部へと拡大したとみられ、特に内陸部では縄文海進が及んだかそうでないかが照葉樹林の拡大と関係している。こうしたことは、松下（1992）が照葉樹林の成立が温度勾配にしたがって連続し、冬季温暖で夏涼しくかつ湿潤な海洋性気候をもたらす黒潮がさらに照葉樹林の発達を促進したとすることと調和的である。

スギ林も照葉樹林と類似した変化を示し、南部で早く北部ほど遅れる。すなわち、スギは相模川低地周辺地域では約4,700年以降に拡大し、約3,000年以降には照葉樹と共に主要な森林構成要素になる。九十九里平野や下総台地北西部でも約3,500年前以降に拡大するが、内陸部の大宮台地や武蔵野台地では照葉樹林と同様に弥生時代以降に拡大する。しかし、北関東ではこの時期でも明瞭な拡大を示さない。

古墳時代頃には、モミヤツガの温帯針葉樹が目立った存在になり、モミ林の拡大が著しい。こうした変化は台地より丘陵で顕著である。丘陵では縄文時代中期にはモミ林が存在し、古墳時代頃に分布拡大する。この時期、沖積低地では海水準の上昇により低地の水位が上昇し沼沢地が拡大、開析谷内で草本泥炭が形成される。木本泥炭から草本泥炭への変化が関東平野で普通にみられ時期的にも一致することは、単に海水準の上昇による水位の上昇のみではなく湿地を涵養する年降水量の増加も考えられる。堀口（1984）はハイマツの出現率に基づく古気温曲線と弥生後期から古墳時代にかけての洪水の多発から、古墳時代を寒冷多雨な時期とした。また、モミ林は温度環境傾度に沿って分布しているが温度分布の幅が広く、地質などの水平分布の影響を受けている（渡邊，1994）こと、モミは谷間や暖傾斜地の適潤な深層の肥沃地で旺盛に成長する（島地・伊藤，1982）ことから、古墳時代頃の湿潤化によりモミ林が拡大したとみられる。

マツ林は概ね14～15世紀頃から漸増しA.D.1707のF-Ho以降で優勢であるが、中世都市鎌倉の永福寺跡（鈴木・吉川，1994）や江戸城などの早くから人の干渉が著しい地域ではより早い時期にマツ林が優勢であった。また、銚子半島のように立地条件に起因して早い時期から成立していた地域もある。

5. 関東平野の沖積低地と陸の環境変遷史

辻（1989）は、川口市赤山陣屋跡遺跡の地質層序、堆積環境、復元古植生にもとづいて、約7,000年前以降に古地理と環境変遷史上の6つの時期とそれら時期を画するE1（約6,500年前）、E2（約5,300年前）、E3（約4,000年前）、E4（約2,200年前）、E5（約500年前）の5つの「画期」を設定した。一方、小杉（1990）は完新世の東京湾の海域・陸域から得られた地学的諸事象の変遷史から10個の変化時期（Event a～j）を設定した。辻（1989）の画期が台地から開析谷に起こった変化に基づくのに対し、小杉（1990）の変化時期は海域・沖積低地の変化に重点が置かれ植生史も対応するとした。しかしながら、小杉（1990）の植生史については、海水準変動がグローバルな環境変動に基づくのに対し、植生を古奥東京湾の範囲の中で同時現象として限定したことに問題がある。

図7は関東平野における沖積低地の変化と植生変遷についてまとめたものである。植生変遷と海岸線の変化、つまり地学的イベントとが概ね同時期に認められる。その変化期は下位よりPE、HE1、

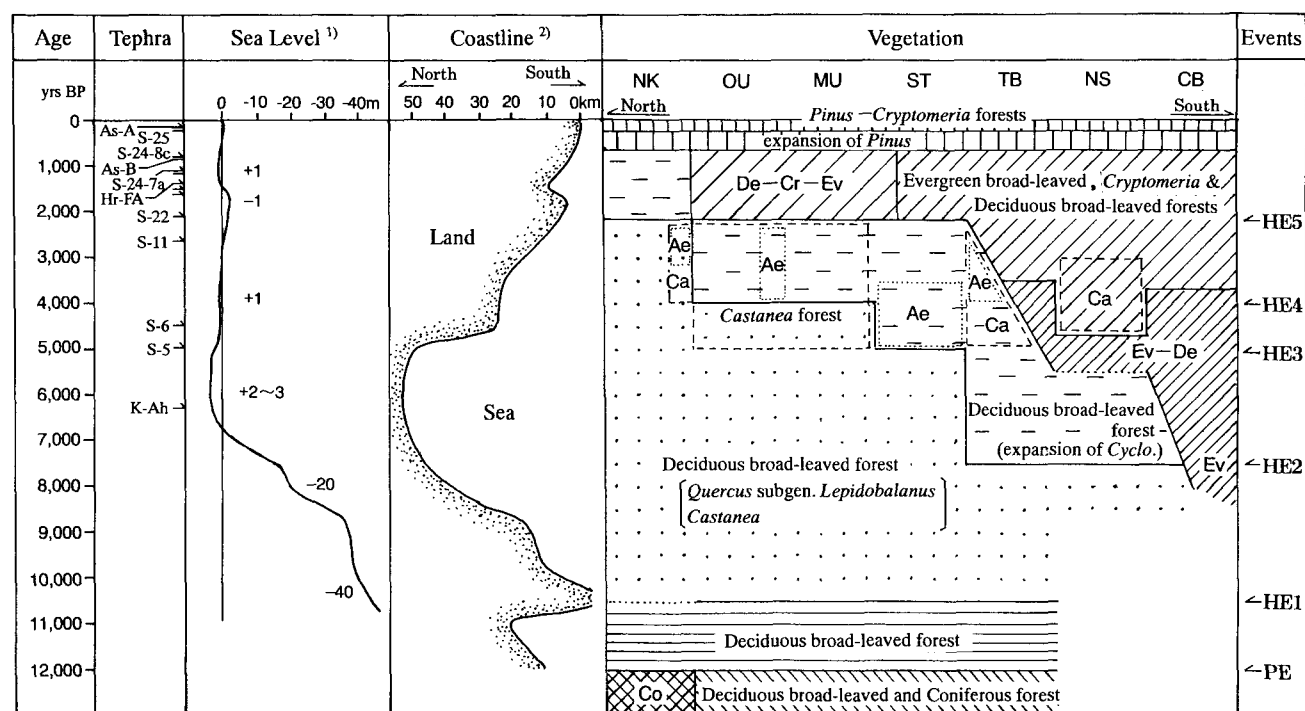


図7 関東平野における過去12,000年間の環境変遷

1) 遠藤・小杉 (1990), 2) 小杉 (1989)

Co: 針葉樹林, De: 落葉広葉樹林, Ev: 常緑広葉樹林, Cr: スギ林, Ca: クリ林, As: トチノキ林,
NK: 北関東, OU: 大宮台地, MU: 武蔵野台地, ST: 狭山丘陵・多摩丘陵, TB: 東京湾沿岸, NS: 相模湾北部,
CB: 房総半島太平洋岸

Fig. 7 Environmental Changes during the Last 12,000 Years in the Kanto Plain

1): Endo and Kosugi (1990), 2): Kosugi (1989)

Co: Coniferous forest, De: Deciduous broad-leaved forest, Ev: Evergreen broad-leaved forest, Cr: *Cryptomeria* forest, Ca: *Castanea* forest, As: *Aesculus* forest

NK: North Kanto, OU: Oomiya Upland, MU: Musashino Upland, ST: Sayama Hills and Tama Hills, TB: Coast of Tokyo Bay, NS: North of Sagami Bay, CB: Pacific coast of the Boso Peninsula

HE2, HE3, HE4, HE5の6期が設定され、それぞれ約12,000年前, 10,500年前, 7,500年前, 5,000年前, 4,000年前, 2,000年前である。

約12,000年前 (PE期) に植生が急変することは先に示したが、中川低地南部 (遠藤ほか, 1992) や東京低地 (東京都港湾局, 1993) の七号地層の下部からは約11,500~12,000年前の年代値が得られ、この付近ではこの時期に侵食域から堆積域に変化したことを示す。七号地層 (遠藤ほか, 1983) は約15,000年前頃から始まったとされる七号地海進による谷埋め堆積物を主体として形成されるが、一方で晩氷期の後半にはOlder Dryas期, Allerod期, Younger Dryas期と気候が変動したことが北欧で明らかにされている (Iversen, 1954)。つまり、晩氷期の気候の温暖化に伴う海水準の上昇により形成された七号地層が、晩氷期後半のグローバルな環境変動に起因して侵食された可能性である。ここでは、少ない資料であることから時期やその事象を限定し得ないが、いずれにしても陸上のみでなく沖積低地でも概ね同時期に変化が起こったことを示す。

約10,500年前 (HE1期), 沖積低地では海水準の低下によりHBGが形成される。HBGは七号地

層を侵食して形成された河床堆積物で、埋没谷の深度は東京低地で-45~-50m、中川低地の三郷で約-40mである。中川低地や東京低地ではHBG形成後には抽水植物のガマ属やイネ科が繁茂する沼沢地が形成され、約9,000~8,000年前には溺れ谷が形成された。この期以降でクリが主要な森林構成要素になり、コナラ亜属と共に自然林として普通に分布していたと考えられる。

約7,500年前(HE 2期)、約9,000年前以降に急上昇した海水準が一時的停滞あるいは低下したあと、再び上昇を開始した時期である。海水準は6,500~5,300年前に+2~3mに高位安定(小杉, 1992)、奥東京湾は最も拡大し海進は館林台地の東側付近まで達した。関東南部や奥東京湾周辺地域では約7,500年前以降にアカガシ亜属を主とする照葉樹林が拡大する。こうした変化は気候の温暖化と海進にともなう内陸部の湿潤化によると考えられる。一方で、大宮台地や武蔵野台地の内陸部ではこの期に照葉樹林は発達せずコナラ亜属を主とする落葉広葉樹林が広がっていた。

約5,000年前(HE 3期)、海水準の上昇、安定から低下に転ずる時期で、遠藤ほか(1989)は約5,300年前としているが、300年という端数がつけられるような精度で年代測定がなされていない(測定試料が貝では同位体分別効果の補正により数百年の差がある)ことから、ここでは約5,000年前とした。この時期以降に海水準の低下により海岸線が急速に後退し、湾奥の海退・陸化と湾口部のデルタの発達をもたらした。海水準低下は4,500年前頃いったん停止し、海岸線は野田市の南部付近に停滞する(小杉, 1992)。台地ではこの期以降に各地でクリ林が優勢になるが、このクリ林の拡大が海岸線の急速な後退と時期的に一致することは、遺跡を取り巻く古地理・古環境の変化に起因して起こった可能性がある。つまり、海退による貝類や魚類の採取量の減少が、内陸部への食糧資源依存度の増大を招きクリ林が拡大したと推定される。一方で、平野西部の狭山丘陵や多摩丘陵では谷筋にトチノキ林が広がっていた。

約4,000年前(HE 4期)、海水準の低下により台地の開析谷内では浅谷が形成され、沖積低地では有楽町下部層の海成シルト層や砂層をやや削り込む。こうした浅谷の形成により、台地の開析谷内は下刻され、この期以降に各地で木本泥炭層が形成される。武蔵野台地では下刻により水成ローム層や立川礫層を縄文後・晩期の泥炭層が直接覆う地点もみられる。開析谷内にはハンノキやヤチダモの湿地林が形成され、谷筋にはトチノキ林も広がっていた。沖積低地では約3,500年前頃、湾口部も淡水化し奥東京湾は消滅、河川作用が活発化し自然堤防が発達した(小杉, 1992)。台地では各地でクリ林が目立って分布し、特に武蔵野台地では著しい。また、東京湾奥部の沿岸地域や下総台地西部でも約3,000~3,500年前に照葉樹林の拡大がみられ、縄文海進がおよんだ新治台地では縄文後期にすでに照葉樹林が成立していた。しかし、内陸部ではアカガシ亜属の漸増はみられるが落葉広葉樹林が卓越していた。一方で、概ねこの期以降で南関東の相模川低地周辺地域や房総半島の九十九里平野、下総台地北西部でスギ林が拡大するが、大宮台地や武蔵野台地では漸増する程度である。

約2,000年前(HE 5期)、いわゆる「弥生の小海退」に対応する海水準の低下により浅い侵食谷が形成され、この期を境に開析谷内の環境は一変する。つまり、縄文時代末にはハンノキやヤチダモの湿地林が形成されていたが、弥生時代以降では草本が繁茂する湿地に変化した。また、沖積低地でも海水準の上昇に伴い低地の水位が上昇し沼沢地が拡大した。この期以降では、武蔵野台地や大宮台地及び北関東においても照葉樹の拡大がみられ、特に狭山丘陵や多摩丘陵では照葉樹林が目

立った要素になる。スギ林も各地で主要な要素になるが北関東での勢力は小さい。一方で、多種の分類群の衰退や樹木花粉の比率の低下は、スギや照葉樹林が単純に拡大したわけではなく、生態系への人間の干渉も関係する。また、古墳時代頃にモミやツガの温帯針葉樹の増加が認められるが、こうした変化は平野西部の狭山や多摩の丘陵部で著しく、気候の湿潤化によるとみられる。

6. まとめ

関東平野の沖積低地から報告されている層序や植物化石群に基づき、約12,000年前以降にPE, HE 1, HE 2, HE 3, HE 4, HE 5 各期の6つの変化期を設定した。各変化期は陸上と沖積低地の双方で起こった変化であることを示した。

PE期（約12,000年前）：東京低地周辺の沖積低地では侵食域から堆積域に変化し、陸上では針葉樹林が卓越する植生からコナラ亜属を主とする落葉広葉樹林に急変した。

HE 1 期（約10,500年前）：沖積低地では海水準の低下によりHBGが形成され、陸上ではクリが出現し主要な森林構成要素になる。

HE 2 期（約7,500年前）：海水準の一時的停滞から再び急上昇した時期で、関東南部や奥東京湾周辺地域で照葉樹林が拡大する。照葉樹林の拡大は気候の温暖化と海進に伴う内陸部の湿潤化による。

HE 3 期（約5,000年前）：海水準の上昇、安定から低下に転ずる時期で、海岸線が急速に後退した。台地ではこの時期以降に各地でクリ林が優勢になるが、この変化が海退と連動することから環境変化に起因して起こった人為的な変化である可能性を示した。

HE 4 期（約4,000年前）：海水準の低下により浅谷が形成され、台地の開析谷内では木本泥炭層が形成された。台地・丘陵では概ねこの期以降において南関東を中心にスギ林が拡大する。また、各地でクリ林が拡大し、武蔵野台地では著しい。東京湾奥の沿岸域や下総台地西部でも約3,000～3,500年前に照葉樹林が拡大、縄文海進がおよんだ新治台地では照葉樹林が成立していたが、内陸部では落葉広葉樹林が卓越していた。

HE 5 期（約2,000年前）：海水準の低下により浅い侵食谷が形成され、この期を境に谷内の環境はハンノキやヤチダモの湿地林から草本が繁茂する湿地に一変した。この期以降に武蔵野台地や大宮台地及び北関東でも照葉樹の拡大がみられ、スギ林も各地で主要な要素になるが北関東での勢力は小さい。一方で、スギや照葉樹林は単純に拡大したわけではなく、生態系への人間の係りも関係する。

以上のように、関東平野各地の沖積低地から報告されている層序や植物化石群に基づき、約12,000年前以降に6つの変化期を設定し、各変化期が陸上と沖積低地の双方で共通して起こった現象であることを示した。しかし、その変化期はおおまかな年代で、さらに時間軸に沿ったより詳細な環境変遷を示せなかった。これは関東平野には多くの植生史研究があるが、層序や堆積物の編年が不十分な報告書、テフラの同定・対比に問題があるもの、遺跡の調査報告書にいたっては堆積物の記載はあるが層序が示されていないなど不十分な資料が多いことによる。すでに示したように、堆積物から得られた化石資料に基づき過去の事象を捉える場合、十分な層序的検討と目的にあった高精度編年が行われていない研究の資料的価値は低い。また、縄文中期以降のクリ林の拡大につい

ては人間が生態系に大きく関わっていた可能性を示したが、先史時代から人間が生態系にあらゆるレベルで関わってきたことは明らかで、こうした人間と生態系の関わりを地史的に明らかにすることが環境変遷史を解明する上において必要である。

謝 辞

本稿をまとめるにあたり、武蔵村山市史編さん室、東京都埋蔵文化財センター、早稲田大学校地埋蔵文化財調査室、財団法人かながわ考古学財団（第一東海自動車道№17遺跡は平成12年3月刊行予定）には未公表資料を使わせていただいた。ここに記して感謝の意を表します。

引用文献

- 青木 滋・柴崎達雄, 1966, 海成“沖積層”の層相と細分問題について, 第四紀研究, 5: 113-120.
- 遠藤邦彦・印牧もとこ・中井信之・森 育子・藤沢みどり・是枝若奈・小杉正人, 1992, 中川低地と三郷の地質, 「三郷市史 第八巻 別編自然編」, 36-111, 三郷市史編さん委員会.
- 遠藤邦彦・小杉正人・松下まり子・宮地直道・菱田 量・高野 司, 1989, 千葉県流山湾周辺域における完新世の環境変遷史とその意義, 第四紀研究, 28: 61-77.
- Endo, K., Sekimoto, K. & Takano, T. 1982. Holocene stratigraphy and paleoenvironments in the Kanto Plain, in relation to the Jomon Transgression. Proc. Inst. Natural Sciences, Nihon Univ., 17: 1-16.
- 遠藤邦彦・関本勝久・高野 司・鈴木正章・平井幸弘, 1983, 関東平野の《沖積層》, アーバンクボタ, 21: 26-43.
- 遠藤邦彦・関本勝久・辻 誠一郎, 1979, 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「研究紀要」, 14: 9-28.
- 復興局建築部, 1929, 東京及び横浜地質調査報告, 144pp.
- 古川博恭, 1972, 濃尾平野の沖積層—濃尾平野の研究その1, 地質学論集, 7: 39-59.
- 井関光太郎, 1972, 日本における三角州の変貌, 第四紀研究, 11: 117-123.
- Iveesen, J. 1954. The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. Danm. Geol. Unders. II Rk. 80: 87-119.
- 貝塚爽平, 1979, 東京の自然史, 239pp, 紀伊國屋書店.
- Kaizuka, S., Naruse Y. & Matsuda I. 1977, Recent formations and their basal topography in and around Tokyo Bay, central Japan. Quaternary Research, 8: 32-50.
- 金箱文夫, 1990, 川口市赤山陣屋跡遺跡西側低湿地検出のトチの実加工場跡—関東平野中央部における縄文時代後・晩期の経済活動復元にむけて—, 考古学ジャーナル, 325: 24-34.
- 川口市遺跡調査会, 1989, 「赤山・本文編・第1分冊」, 507pp, 川口市遺跡調査会.
- 清永丈太, 1990, 横浜市南西部, 柏尾川低地で得られた完新世堆積物の花粉分析, 第四紀研究, 29: 351-360.
- 小杉正人, 1990, 完新世における東京湾の環境変遷史の時期区分, 関東平野, 3: 39-58.
- 小杉正人, 1992, 珪藻化石群集からみた最終氷期以降の東京湾の変遷史, 「三郷市史 第八巻 別編自然編」, 112-193, 三郷市史編さん委員会.
- 前田保夫, 1980, 縄文の海と森, 238pp, 蒼樹書房.
- 前田保夫・松下まり子, 1987, 花粉分析からみた川崎低地における完新世の森林変遷史（概報）, 「川崎市内沖積層の総合研究」（松島義章編）, 89-95.
- 松田磐余, 1973, 多摩川低地の沖積層と埋没地形, 地理学評論, 46: 339-356.
- 松下まり子, 1991, 銚子半島高神低地の後氷期における植生変遷史, 日本生態学会誌, 41: 19-24.
- 松下まり子, 1992, 日本列島太平洋岸における完新世の照葉樹林発達史, 第四紀研究, 31: 375-387.
- 百原 新, 1993, 国府関遺跡の007流路と第1流路地点の大型植物化石群, 「千葉県茂原市国府関遺跡群」, 67-72, (財)長生郡市文化財センター.
- 百原 新・清永丈太・江口誠一・黒澤一男・藤澤みどり・村田泰輔・鈴木里江・小杉正人, 1994, 国分谷の古環境変遷, 「縄文時代以降の松戸の海と森の復元」, 松戸市立博物館調査報告書, 2: 63-126.
- 練馬区遺跡調査会, 1989, 練馬区弁天池低湿地遺跡の調査, 172pp, 練馬区遺跡調査会.
- 太田陽子・松島義章・森脇 広, 1982, 日本における完新世海面変化に関する研究の現状と問題, 第四紀研究, 21: 133-143.
- パリオ・サーヴェイ株式会社, 1984, 武蔵野公園低湿地遺跡の試料分析・同定結果, 「武蔵野公園低湿地遺跡野川調整池（A地域）工事に伴う埋蔵文化財発掘調査報告書」, 3-29, 武蔵野公園泥炭層遺跡調査会.
- パリオ・サーヴェイ株式会社, 1995, 横浜市都筑区古梅谷遺跡の古環境変遷, 「古梅谷遺跡 港北ニュータウン地域内埋蔵文化

- 財調査報告XVII], 86-126. (財) 横浜市ふるさと歴史財団・横浜市教育委員会.
- 堀口 豊. 1984. 日本の先史・歴史時代の気候. 自然, 39-5: 18-36.
- 島地 謙・伊藤隆夫. 1982. 図説 木材組織. 176pp., 地球社.
- 住田雅和・矢笠登美子. 1994. 南於林遺跡の花粉化石群. 「東京都練馬区南於林遺跡調査報告書」, 127-139. 南於林遺跡調査団.
- 鈴木三男・能城修一・植田弥生. 1982. 樹木. 「寿能泥炭層遺跡発掘調査報告書-自然遺物編-」, 261-282. 埼玉県教育委員会.
- 鈴木 茂. 1993. 花粉化石. 「千葉県茂原市国府関遺跡群」, 58-66. (財) 長生都市文化財センター.
- 鈴木 茂. 1995. 多摩ニュータウン№917遺跡の花粉分析. 「多摩ニュータウン遺跡 平成4年度」, 229-234. 東京都埋蔵文化財センター.
- 鈴木 茂. 1997. 海老名市四大縄遺跡の花粉分析. 「神奈川県海老名市四大縄遺跡」, 80-86. 海老名市№47遺跡発掘調査団.
- 鈴木 茂. 1998. 多摩ニュータウン№197遺跡の花粉化石. 「多摩ニュータウン遺跡」, 90-100. 東京都埋蔵文化財センター.
- 鈴木 茂・吉川昌伸. 1994. 鎌倉市永福寺跡における鎌倉時代の植生変遷. 植生史研究, 2: 45-51.
- 徳永重元. 1982. 日高遺跡の花粉分析. 「日高遺跡-関越自動車道(新潟線)地域埋蔵文化財発掘調査報告書第5集-」, 349-356. 群馬県教育委員会・(財)群馬県埋蔵文化財調査事業団.
- 徳永重元・バリノサーヴェイK.K. 1982. 花粉. 「寿能泥炭層遺跡発掘調査報告書-自然遺物編-」, 137-151. 埼玉県教育委員会.
- 東京都土木技術研究所. 1970. 東京都23区内の地下地質と地盤の区分について. 東京都土木技術研究所年報, 45: 51-62.
- 東京都港湾局. 1993. 東京臨海副都心区域付近の地下地質. 175pp.
- 土浦市教育委員会. 1997. 土浦市今泉霊園拡張工事業地内埋蔵文化財報告書 根鹿北遺跡・栗山窯跡. 229pp. 土浦市教育委員会.
- 辻 誠一郎. 1988a. 縄文と弥生: 自然環境. 季刊考古学, 23: 35-38.
- 辻 誠一郎. 1988b. 袋低地遺跡の縄文時代以降の花粉化石群集. 「袋低地遺跡-自然科学編1-」, 337-365. 東北新幹線赤羽地区遺跡調査会.
- 辻 誠一郎. 1989. 開析谷の遺跡とそれを取りまく古環境復元: 関東平野中央部の川口市赤山陣屋跡遺跡における完新世の古環境. 第四紀研究, 27: 331-356.
- 辻 誠一郎. 1997. 縄文時代への移行期における陸上生態系. 第四紀研究, 36: 309-318.
- 辻 誠一郎・橋屋光孝. 1987. 東京都中里遺跡の縄文時代以降の花粉学. 「中里遺跡2-遺跡と古環境2-」, 185-251. 中里遺跡調査団・東北新幹線中里遺跡調査会.
- 辻 誠一郎・垣内正久・木越邦彦・小杉正人・南木睦彦・能城修一・小倉順子・坂上寛一・杉山真二・鈴木正章・鈴木三男. 1989. 縄文時代の古地理と古環境. 「お伊勢山遺跡の調査: 第3部 縄文時代」, 3-58. 早稲田大学.
- 辻 誠一郎・木越邦彦. 1992. 前橋泥炭層の放射性炭素年代. 植生史研究, 1: 27-28.
- 辻 誠一郎・小山修司・小杉正人・鈴木 茂・南木睦彦・能城修一・鈴木三男・杉山真二. 1988. 松が丘遺跡の古環境復元. 「松が丘遺跡発掘調査報告書」, 151-234. 中野区教育委員会・中野区松が丘遺跡調査会.
- 辻 誠一郎・南木睦彦・小池裕子. 1983. 縄文時代以降の植生変化と農耕-村田川流域を例として. 第四紀研究, 22: 251-266.
- 辻 誠一郎・宮地直道・鈴木正章・小倉順子・南木睦彦・能城修一・鈴木三男・杉山真二・小杉正人・藤原宏志. 1990. 弥生時代から平安時代の古地理と古環境. 「お伊勢山遺跡の調査: 第4部 弥生時代から平安時代」, 3-75. 早稲田大学.
- 辻 誠一郎・南木睦彦・小杉正人. 1986a. 館林の地沼群と環境の変遷史. 「茂林寺沼及び低地湿原調査報告書 第2集」, 110pp. 館林教育委員会.
- 辻 誠一郎・南木睦彦・鈴木三男・能城修一・千野裕道. 1986b. 多摩ニュータウン№796遺跡; 縄文時代泥炭層の層序と植物遺体群集. 「多摩ニュータウン遺跡-昭和59年度」, 72-116. 東京都埋蔵文化財センター.
- 辻 誠一郎・鈴木 茂. 1977. 九十九里平野北部の沖積世干潟層の花粉分析的研究. 第四紀研究, 16: 1-12.
- 辻 誠一郎・吉川昌伸・吉川純子・能城修一. 1985. 前橋台地における更新世末期から完新世初期の植物化石群集と植生. 第四紀研究, 23: 263-269.
- 渡邊定元. 1994. 樹木社会学. 450pp., 東京大学出版会.
- 吉川昌伸. 1988. 赤城遺跡の花粉化石. 「埼玉県埋蔵文化財調査事業団報告 第74集: 赤城遺跡」, 455-461. 埼玉県埋蔵文化財調査事業団.
- 吉川昌伸. 1989. 縄文時代後期以降の花粉化石. 「練馬区弁天池低湿地遺跡の調査」, 60-82. 練馬区遺跡調査会.
- 吉川昌伸. 1992a. 花粉化石からみた三郷の環境変遷史. 「三郷市史 第八巻 別編自然編」, 194-295. 三郷市史編さん委員会.
- 吉川昌伸. 1992b. 花粉化石群集. 「東京都練馬区愛宕下遺跡調査報告書」, 320-336. 練馬区遺跡調査会.
- 吉川昌伸. 1994a. 栗山遺跡第2地点の水成層の層序. 「練馬区栗山遺跡第2地点」, 208-215. 栗山遺跡第2地点調査会.
- 吉川昌伸. 1994b. 栗山遺跡第2地点の花粉化石群集. 「練馬区栗山遺跡第2地点」, 222-228. 栗山遺跡第2地点調査会.
- 吉川昌伸. 1996. 溜池遺跡の花粉化石群集. 「溜池遺跡-総理大臣官邸整備に伴う埋蔵文化財発掘調査報告書-」, 259-269. 都内遺跡調査会.
- 吉川昌伸. 1997a. 水場の遺構地点の花粉化石群. 「寺野東遺跡V-小山市内東部地区工業団地造成に伴う埋蔵文化財発掘調査一. 縄文時代環状盛土遺構・水場の遺構編-2」, 24-29. 栃木県教育委員会.

-
- 吉川昌伸, 1997b, 溜池遺跡の地質・層序, 「溜池遺跡—地下鉄7号線溜池・駒込間遺跡発掘調査報告書7-2-1」, 45-57. 地下鉄7号線溜池・駒込間遺跡調査会.
- 吉川昌伸, 1997c, 溜池遺跡の花粉化石群, 「溜池遺跡—地下鉄7号線溜池・駒込間遺跡発掘調査報告書7-2-1」, 83-106. 地下鉄7号線溜池・駒込間遺跡調査会.
- 吉川昌伸・藤根 久・是枝若奈, 1991, 篠谷ツ遺跡の古環境変遷史, 「篠谷ツ・木曾呂北・木曾呂 市道南浦和越谷線新設工事に伴う埋蔵文化財発掘調査報告書」, 285-315. 埼玉県川口市遺跡調査会.
- 吉川昌伸・菱田 量, 1992, 地質・層序, 「東京都練馬区愛宕下遺跡調査報告書」, 271-303. 練馬区遺跡調査会.

Environmental Changes during the Last 12,000 Years in the Kanto Plain

Masanobu YOSHIKAWA

Stratigraphy and environmental changes during the last 12,000 years in the Kanto Plain are as follows.

The alluvial deposit of the Kanto Plain is divided into two formations, the Nanagochi Formation of the latest Pleistocene, and the Yurakucho Formation of the Holocene. The Yurakucho Formation unconformably covers the Nanagochi Formation with the basal gravel bed (HBG) formed about 10,500 yrs. B.P. The Yurakucho Formation is divided into two formations, the lower one composed mainly of marine deposits during the Jomon Transgression, and the upper one mainly consisting of fluvial and delta deposits. During the deposition of the Upper Yurakucho Formation, dissected valleys in the upland were filled mainly with wood peat, and with herbaceous peat since the Yayoi Period.

At about 12,000 yrs. B.P., cool-temperate to boreal coniferous and deciduous broad-leaved forests changed into deciduous broad-leaved forests dominated by *Quercus* subgen. *Lepidobalanus* in the Kanto Plain. *Castanea* flourished usually as natural vegetation since about 10,000 yrs. B.P. During the Middle to Later Jomon Period (ca. 5,000–2,150 yrs. B.P.), *Castanea* forests expanded in many places on the upland. This expansion of *Castanea* forests was artificially induced by an environmental change. Evergreen broad-leaved forests already flourished at the southern end of the Boso Peninsula in 7,000 yrs. B.P., and expanded since about 7,500 yrs. B.P. along the coast of Oku-Tokyo Bay and at 3,000 yrs. B.P. on the coast of Tokyo Bay. However, deciduous broad-leaved forest flourished on the inner upland. The increase in the inland humidity induced by the Jomon Transgression must have caused expansion of evergreen broad-leaved forests from the southern part to north of the Kanto Plain and from coast to inland. *Cryptomeria* forests expanded by about 3,000 yrs. B.P. in the south Kanto and spread to the northern region. Evergreen broad-leaved forests and *Cryptomeria* forests expanded also on the Musashino Upland, Oomiya Upland, and North Kanto since the Yayoi Period. Expansion of these forests was induced not only by nature but also by human impact on ecosystem. Six epoch-making events of PE, HE1, HE2, HE3, HE4, HE5 are identified based on stratigraphy and plant fossil assemblages of the alluvial lowland during the last 12,000 years in the Kanto Plain. Each event corresponds to a change both on the land and in the alluvial lowland.

Ancient Forest Research,
Yamanoshita 106, Fukuoka-Nagafukuro, Shiroishi, Miyagi, 989-0232 Japan
古代の森研究舎 〒989-0232 宮城県白石市福岡長袋字山ノ下106