

## IV. 完新世における地形発達と地形形成環境

### 1. 完新世における沖積低地の地形発達

#### (1) 新潟平野北東部の地形発達

まずはじめに、遺跡の分布状況と海岸部の沖積層から得られた年代資料をもとに海岸砂丘列の形成期について再検討する。なお、本研究における砂丘列の形成期は、厳密な砂丘砂（風成砂層）の堆積期ではなく、風成砂丘の基礎となる浜堤列（砂堤列）の形成期として議論する。

第3図は、新潟県教育委員会（1979）に基づいて、砂丘から出土する遺物を時代別に整理したものである。この図から、縄文時代前期は新砂丘I-1のみに、縄文時代中期・後期・晩期は新砂丘I-4までに、弥生時代は新砂丘II-2までに、古墳時代以降は新砂丘III-2までに分布することがわかる。また、この図の範囲にはないが、新砂丘II-2の延長部に位置する新潟市の緒立遺跡からは縄文晩期の土器が出土している（榎根、1985）。

砂丘地域における年代資料としては、新潟東港の地下約-8mから産出した埋没樹の $^{14}\text{C}$ 年代が $2,340 \pm 125$  yrs BP（茂木、1980）、亀田町丸山における新砂丘I・新砂丘II間の泥炭質堆積物の基底の $^{14}\text{C}$ 年代が $3,130 \pm 110$  yrs BP（海津、1991）と得られており、また、約5,000 BPに供給された沼沢ハミスが、新砂丘I-4、II-1、II-2の地下に認められている。以上の遺物の出土状況と年代資料から、新砂丘I-1は縄文時代前期以前、新砂丘I-2、I-3、I-4は縄文時代前期以降中期以前、新砂丘IIは縄文時代中期以降晩期以前、新砂丘IIIは縄文時代晩期以降の形成であると推定され、新潟平野の砂丘列は、完新世中期以降に海側に成長したものであることが確認された。

次に、前章で示した完新統の層相、 $^{14}\text{C}$ 年代、堆積環境の変化、および上述の砂丘列の形成期から、完新世における地形発達を推定する。

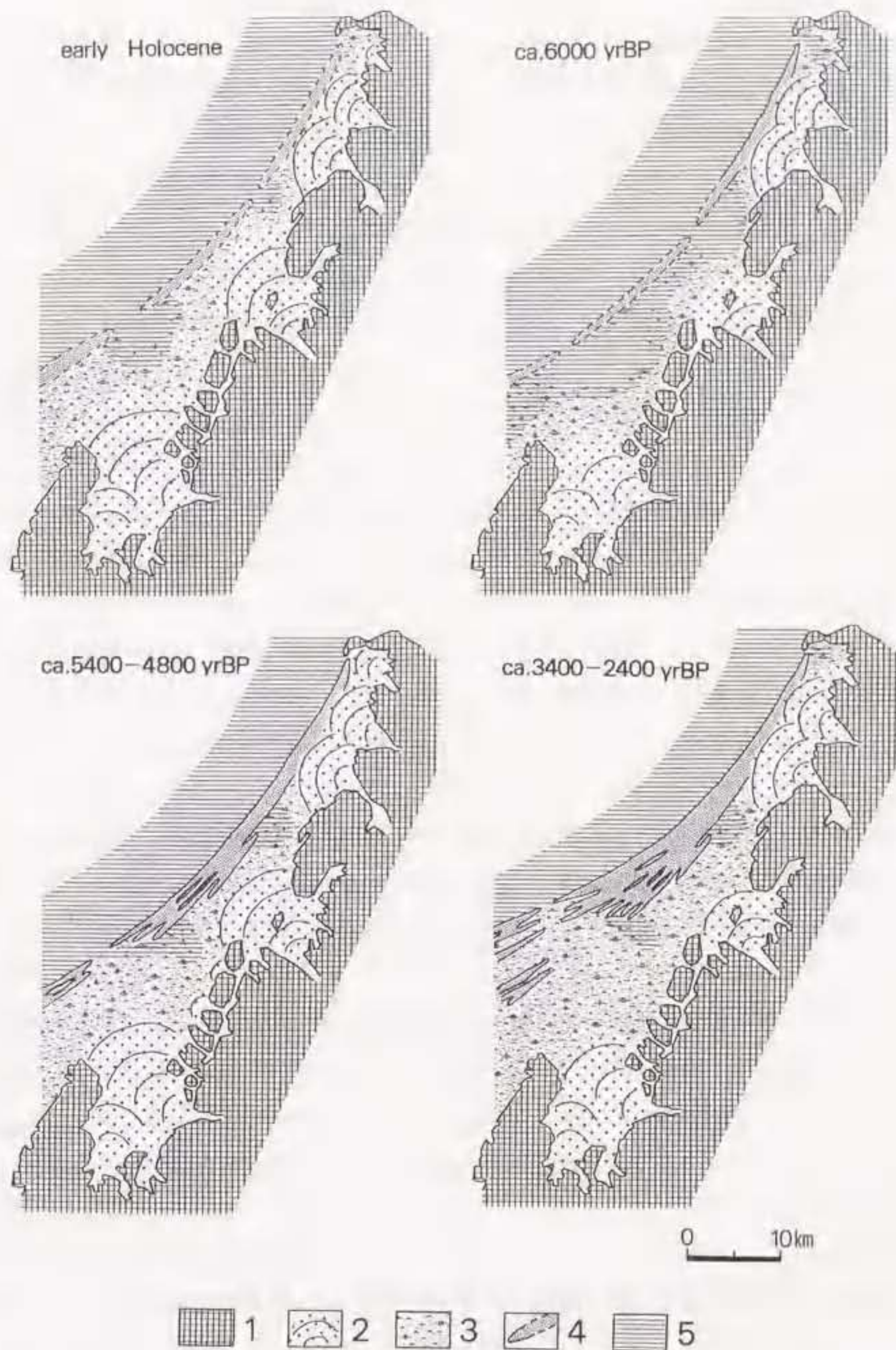
完新世初期については、まだ十分な資料が整っていないため不明な点が多いが、 $9,600 \pm 280$  yrs BPの $^{14}\text{C}$ 年代値が得られた福島潟の地下-25m付近の層準の珪藻分析結果から、潟湖の環境が復元され、完新世初期にはすでに砂州が存在したことが推定される。Pierce and Colquhoun（1970）は、海水準上昇期に形成した砂州をprimary barrierと呼称し、primary barrier形成後にそれを覆って形成した砂州をsecondary barrierと呼称した<sup>14)</sup>。また、Roy et al.（1994）は、海水準上昇期に陸側に移動しながら上方に積み重なって形成される砂州をtransgressive barrierと呼称し、海水準低下期に海側に付加されながら前進する砂州をregressive barrierと呼称した。よって、完新世初期の砂州は、primary

barrier (Pierce and Colquhoun, 1970) もしくはtransgressive barrier (Roy et al., 1994) に相当するものである。さらに、-25m付近の層相を水平方向に追っていくと、旧紫雲寺潟付近でも福島潟と同様の層相がみられることから、旧紫雲寺潟付近でも潟湖が形成され始めていたと考えられる。砂州の位置については、今の所断定できる資料はないが、信濃川下流域の砂州が海水準上昇に伴い累重的に発達してきたと考えられていること(海津, 1989)、transgressive barrierの発達の特徴(Roy et al., 1994)を考え合わせると、新砂丘Iの砂丘列よりはやや海側にあったと推定される。

珪藻分析結果から、潟湖の最拡大期には、砂州に存在した複数の潮流口を通じて、海水が潟湖に流入し、塩分濃度の高い状態であったことが推定された。砂州は、縄文時代前期の遺跡が立地する新砂丘I-I付近に存在したと考えられる。潟湖の拡大した範囲をMC(中部シルト・粘土層)の分布域から検討すると、阿賀野川から旧紫雲寺潟にかけての地域で、内陸側は水原、新発田付近にまで及んでいたと考えられる。また、層相および珪藻分析結果から平野最北端の旧岩船潟付近にも浅い潟湖が拡大したと考えられる。なお、潟湖の最拡大期を直接示す<sup>14</sup>C年代資料はないが、FK地点で得られた-25mの層準で9,600 BP、-9mの層準で4,800 BPという<sup>14</sup>C年代値をもとに、堆積速度を一定と仮定して、海～汽水珪藻の出現率が最も高い-13mの層準の年代を求めると約6,000 BPとなる。海～汽水珪藻の出現頻度が最も高い時期は、海水(外洋水)の流入量が最大の時期であり、相対的に海の営力が強かった時期と考えれば、最大海進期に比較的近い時期を示すであろう。ただし、潮流口の閉塞度の条件や内陸からの物質供給量の条件についても考える必要がある。

海進(海岸線の陸側への移動)は、海水準上昇速度と内陸からの物質供給速度との相対関係で決定するものである(斉藤, 1989)。内陸からの物質供給速度の小さい地域では海水準の最上昇期に海進が最大となるが、内陸からの物質供給速度の大きい地域では、海水準が上昇している過程でも、物質供給速度が海水準上昇速度を上回れば、海退(海岸線の海側への移動)に移行する。水原におけるSB地点、新発田におけるSY地点とも海進を示す堆積物は、約7,800~5,500 BPの層準で現れるが、大河川(阿賀野川、加治川)に比較的近く、物質供給の供給速度が速いことを考えれば、最大海進期は、約7,000 BPに近い時期であった可能性も考えられる。

福島潟付近に拡大した潟湖は、層相(U S:上部砂層)の特徴と珪藻分析結果から、約5,400~4,800 BPに発達したデルタによって急速に埋積が進行するとともに閉塞的な環境となり、潟湖の淡水化が進行したと考えられた。この福島潟付近に発達したデルタは、U Sの分布(連続性)と現在の福島潟に流入する河川の方向から判断して、五頭山地を起源とする小河川(荒川、折居川など)および阿賀野川・加治川の派川のうちのいずれか(もし



第30図 完新世における新潟平野北東部の古地理の変遷

1. 山地・丘陵・段丘 2. 扇状地 3. 氾濫原 4. 砂州・砂丘 5. 海・潟湖

Figure 30 Palaeogeographic maps during the Holocene in the northeastern part of the Niigata Plain

1. mountain, hill and Pleistocene terraces 2. alluvial fan 3. floodplain 4. coastal barrier and sand dune ridge 5. sea and lagoon

くは) 複数の河川の影響したものであると考えられる。また、USの層厚をみると1~10mと地域による差がかなり大きく、場所によってはUSを全く欠く地域もある。よって、潟湖の埋積は鳥趾状デルタが発達する形で、かなり不規則に進行したものと考えられる。

一方、海岸砂丘列の形成時期についてしてみると、約6,000 BP以降、砂丘列が海側(側方)に発達するようになった。特に、背後の潟湖においてデルタが急速に前進した約5,400~4,800 BPとほぼ同時期の縄文時代前期~中期頃に、新砂丘I-2, I-3, もしくはI-4まで、2~3列の砂州(浜堤)が急速に発達しており、その時期がほぼ一致していることが特徴的である。

その後、福島潟付近では、約4,800~3,400 BPの間に、詳細な時期は不明だが、珪藻分析の結果から、再び海水の流入する環境が推定された。

約3,400~2,400 BPには、特に福島潟西部に連続性のよい泥炭層が発達していることから、この時期は、砂州背後に湿原(泥炭地)が大規模に発達したと考えられる。一方、海岸部では、新潟東港の地下-8mから産出した2,340 BPの埋没樹は旧汀線付近に堆積したものと考えられていること(茂木, 1980)から、2,400~2,300 BPまでに砂丘列は、ほぼ現海岸線付近まで発達したと考えられる。なお、約3,000 BPの泥炭層は、信濃川下流の白根付近においても地下15m付近に連続的に発達していることが報告されている(海津, 1989)。

約2,400 BP以降は、珪藻分析結果や層相から判断して、福島潟付近は再びごくわずかに海水の流入する環境となったようであるが、後背湿地的な環境で地形変化(氾濫の影響)が激しかったと推定される。また、海岸部では新砂丘III(風成砂丘)の形成が大規模に進んだと考えられる。

旧岩船潟付近は、US堆積以降、塩分濃度が高く水深の浅い潟湖の環境が続いた。また、旧紫雲寺潟付近は、珪藻分析結果、層相、貝塚の立地などから判断して、約6,000 BP以降も、水深および塩分濃度を低下させながらも潟湖が存在し続けたと推定される。

以上の完新世における地形発達は、第30図の古地理の変遷図にまとめられる。

## (2) 完新世におけるサロベツ原野の地形発達

前章で示した完新統の堆積構造、 $^{14}\text{C}$ 年代測定結果、堆積環境の変化をもとに、完新世における地形発達を検討する。

完新世初期に関しては、深度の大きいボーリング資料の不足により不明な点が多いが、IIM地点の層相・ $^{14}\text{C}$ 年代・FeS<sub>2</sub>含有量分析結果や、Sakaguchi et al. (1985)によるS84地点の珪藻分析・有孔虫分析結果から判断して、約8,000~7,000 BPにはすでに砂州

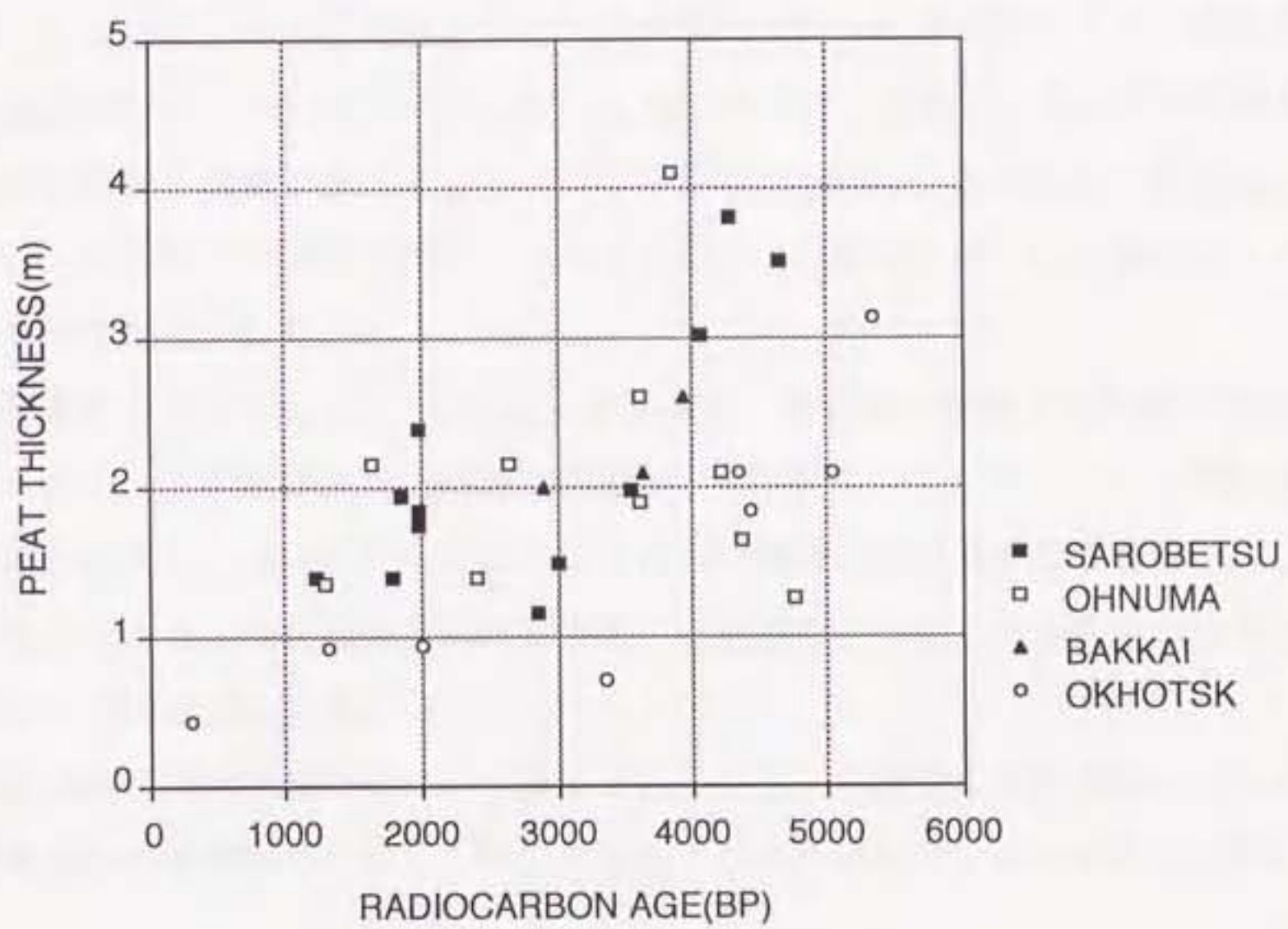
(primary barrier: Pierce and Colquhoun, 1970)が存在し、その背後は潟湖の状態で

あったと推定される。砂州・潮流口の位置や潟湖の拡大範囲についての詳細は不明であるが、完新統下部のシルト・粘土層にみられる貝殻の種類やHM地点のFeS<sub>2</sub>の含有量から判断するかぎり、Sakaguchi *et al.* (1985) も指摘するように、潟湖はかなり閉塞的な環境であったと推定される。

完新統下部のシルト・粘土層の分布域から、完新世海進の最大期には現在の泥炭地の地域に潟湖が広く拡大したと考えられる。しかしながら、HM地点とHE地点のFeS<sub>2</sub>の含有量が継続して低いこと、HM地点の中部には砂州堆積物がみられることから判断すると、海水準上昇にともなって、砂州 (transgressive barrier: Roy *et al.*, 1994) もまた上方に成長し、常に潟湖は外洋と隔てられた状態であったと推定される。豊徳台地近辺の清明には、標高2.5mのところ、6,370±110 yrs BPという<sup>14</sup>C年代を示す*Corbicula* sp. の包含層 (Sakaguchi, 1979) が存在することから、潟湖の最拡大期は約7,000～6,000 BP頃と考えられる。この時期の砂州の正確な位置については不明であるが、最も内陸側に発達している第I砂丘帯付近に位置していたと推定される。潮流口は、HM地点とHE地点のFeS<sub>2</sub>含有量分析結果から、南側の天塩川河口付近と北側の清明付近に存在したと考えられるが、清明川流域の完新統の層厚が薄く、層相も砂質であることから判断して、北側の潮流口は豊徳台地からのびる砂嘴 (sand spits) の発達により、阪口 (1955) も指摘するように、比較的はやい時期に閉塞されたと考えられる。

上サロベツ原野の兜沼付近や円山台地近辺では、泥炭層の層厚が6～7mに達するところがある。北海道北部海岸沖積低地で得られた泥炭の深度 (層厚) と<sup>14</sup>C年代の関係をグラフに示した (第31図)、このグラフに示すとおり、サロベツ原野の泥炭層の堆積速度が約0.8～1.2 mm/yrであることから、約7,000～6,000 BPには、潟湖の沿岸部では水深がごく浅く水生植物の生育が可能な状態となり、泥炭の堆積が一部の地域で開始していたと考えられる。

完新統上部の砂層の分布状態、NS地点の<sup>14</sup>C年代および泥炭層直下の堆積環境から判断して、潟湖は約5,500～5,000 BP頃に埋積が進行し、一部の潟湖 (湖沼) の部分を除いて氾濫原的な環境となったと考えられる。北海道開発庁 (1963) による泥炭層基底等高線図をみると、泥炭層基底はかなり起伏をもった地形を示している。このことから、阪口 (1974) は泥炭地は湛水域が陸化したものではなく、一度陸地になった後に泥炭地化したと推定している。本研究のNS地点の層相と珪藻分析結果からも、阪口 (1974) の推定が支持され、サロベツ原野の泥炭地の大部分は、後背湿地 (氾濫原) 的環境から泥炭地に移行した沼沢地型泥炭地 (阪口, 1974) であることが明らかとなった。ただし、約4,500～4,000 BP以降も湖沼が存在した一部の地域には、KS地点のように湖沼が埋積され泥炭地となった陸化型泥炭地 (阪口, 1974) も認められる。



第31図 北海道北部海岸沖積低地の完新世泥炭の平均堆積速度  
 Figure 31 Mean rates of Holocene peat accumulation in coastal alluvial lowlands of northern Hokkaido

完新統上部に発達する泥炭層基底の $^{14}\text{C}$ 年代から、約4,500~4,000 BPには広い範囲で一斉に泥炭地（沼沢地型泥炭地）の形成が開始したと考えられる。この初期の泥炭地拡大時には、流路付近の層相から判断して、すでに流路は現在とほぼ同じ位置に存在していたと考えられる。流路から比較的離れた地点では、約4,500~4,000 BP以降現在に至るまで、堆積物に証拠を残すような氾濫の影響を受けることなく、泥炭層の形成が継続した。NS地点の $^{14}\text{C}$ 年代から、約4,000~3,000 BPまでは、流路から比較的近い地点でも泥炭層の形成が継続しており、氾濫の影響を受けない比較的静穏な環境であったと推定される。

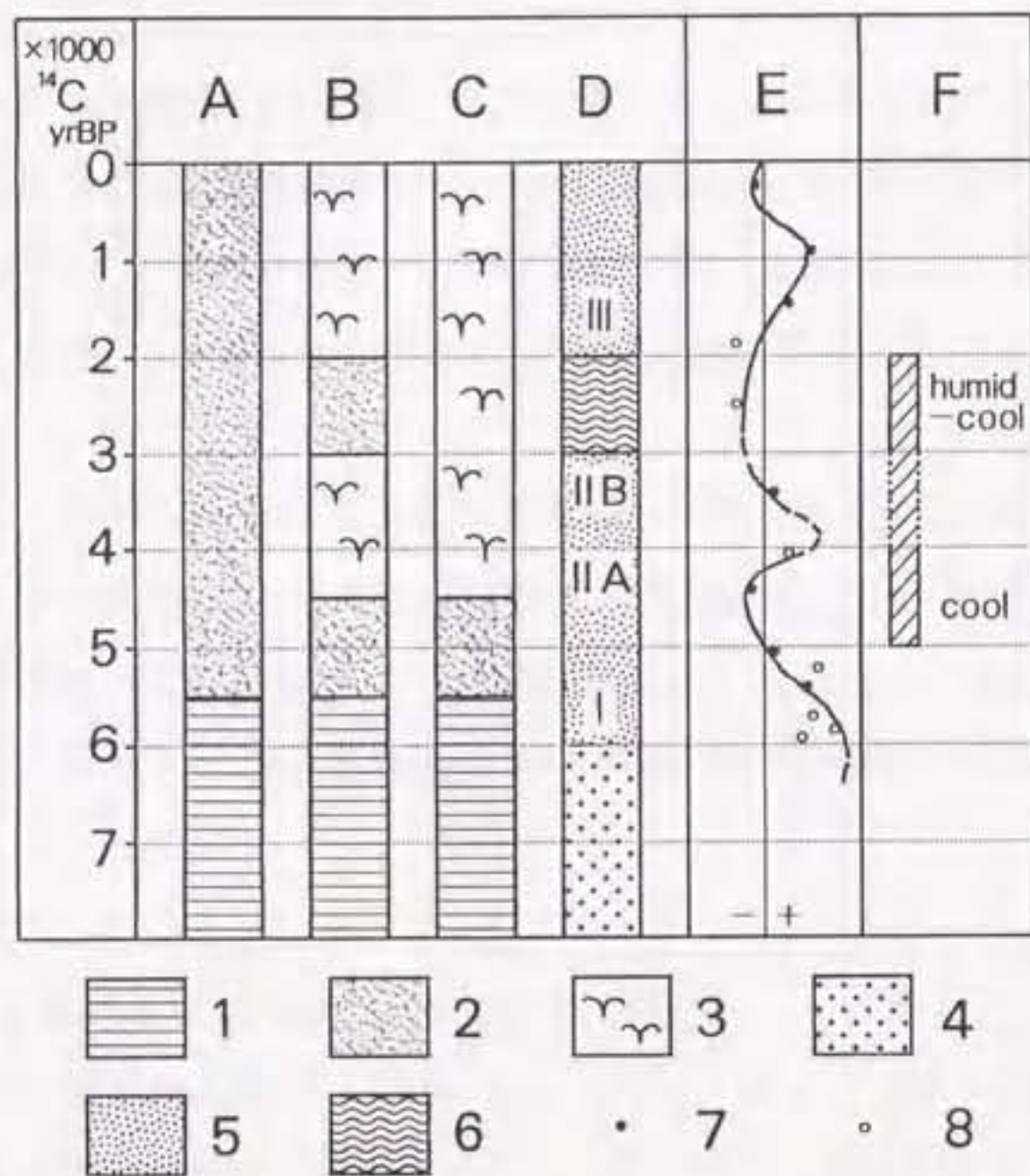
河川の流路から比較的近い地域（流路から約2km以内）では、泥炭層は挟在するシルト層（河成堆積物）によって上位の泥炭層と下位の泥炭層に大別される傾向がある。NS地点における下位の泥炭層の $^{14}\text{C}$ 年代から、約3,000~2,000 BPには、流路に比較的近い泥炭地は、河川の氾濫の影響を頻繁に受けるようになったと考えられる。この氾濫の活発化（蛇行帯の拡大）は、上サロベツ原野の兜沼川（旧サロベツ川）流域、円山台地東の下エベコロベツ川流域などで確認された。

下位の泥炭層基底の $^{14}\text{C}$ 年代から、約2,000 BP以降は、再び広い範囲で泥炭層の形成が開始したと考えられる。この時期には、KS地点の層相と $^{14}\text{C}$ 年代から、上サロベツ原野の中央部にまで泥炭地が拡大し、ほぼ現在みるようなサロベツ原野の泥炭地が形成された。この時期には、KS地点のように陸化型泥炭地の地域と、NS地点のように土砂供給量の減少によって泥炭地化した地域がみられる。

次に、海岸部の砂丘列の形成期について検討する。なお、本研究における砂丘列の形成期は、厳密な風成砂の堆積期ではなく、砂丘の基礎となった浜堤列・砂堤列の形成期である。

砂丘列における $^{14}\text{C}$ 年代資料としては、第ⅡB砂丘帯と第Ⅲ砂丘帯の堤間湿地における層厚1.4mの泥炭層基底が、 $1,790 \pm 230$  yrs BPと得られている。この $^{14}\text{C}$ 年代値から、砂丘列間低地に発達した泥炭の堆積速度を計算すると、約 $0.8\text{mm/yr}$ （誤差の範囲をとると、 $0.7 \sim 0.9\text{mm/yr}$ ）となる。この泥炭の堆積速度を用いて、第Ⅰ砂丘帯と第ⅡA砂丘帯との堤間湿地における層厚約3mの泥炭層の基底年代を推定すると約3,800 BP（誤差の範囲をとると、約4,300~3,300 BP）となる。これらのことから、第Ⅲ砂丘帯は約1,800 BPに、第ⅡA砂丘帯は約4,000 BP頃に、すでに砂丘帯の基礎となる浜堤列が、背後の地域を閉塞する程度に形成されていたことが推定される。

第Ⅰ砂丘帯の形成期についての直接的な資料はないが、内陸部の泥炭層が約4,500 BPに形成が始まっていること、豊徳台地上の風成層をのせる古土壌の $^{14}\text{C}$ 年代が $5,760 \pm 60$  yrs BPであること（成瀬ほか、1984）から、第Ⅰ砂丘帯は完新世中期における海水準の最大上昇期の砂州を基礎として、約6,000~5,000 BPに形成されたと推定される。



第32図 模式的に示した完新世におけるサロベツ原野の古環境変化

A:流路沿い B:流路付近の泥炭地 C:流路から離れた泥炭地 D:海岸砂丘列 E:オホーツク海沿岸の相対的海水準変動(平井, 1987) F:花粉群集(古植生)から推定された古気候(五十嵐, 1988)

1. 潟湖 2. 氾濫原 3. 泥炭地 4. 海岸砂州 5. 砂丘列 6. 土壌 7. 泥炭 8. 貝殻

Figure 32 Chronology of Holocene palaeoenvironmental changes in the Sarobetsu Lowland  
 A:river channel side B:peatland near the river channel C:peatland far from the river channel  
 D:coastal sand dune ridge E:relative sea-level changes in the Sea of Okhotsk by Hirai(1987)  
 F:palaeoclimate estimated from pollen analysis by Igarashi(1988)  
 1.lagoon 2.floodplain 3.peatland 4.coastal barrier 5.sand dune ridge 6.soil  
 7.peat 8.shell



また、第Ⅰ砂丘帯から第ⅡB砂丘帯までの表層部には、褐色砂質土壌層が認められる。遠藤（1984）は、最終氷期以降における北海道沿岸地域における環境変遷を検討しているが、そのなかで3,000～2,000 BPに砂丘は植生によって固定され、土壌（旧期クロスナ層）が形成されたとしている。また、上杉・遠藤（1973）は、石狩平野以北のサロベツ、礼文島、声間、浜頓別、常呂などの砂丘地帯では、旧期クロスナ層相当層は、道南のそれに比べて、腐植の集積が弱く褐色をおびているとしている。このことから、サロベツ原野の砂丘地帯でみられた褐色砂質土壌層は、旧期クロスナ層に対比されると考えられる。したがって、第Ⅰ砂丘帯から第ⅡB砂丘帯は約2,000 BPには存在していたと考えられる。さらに、第ⅡA砂丘帯が変形しているのに対して、第ⅡB砂丘帯は直線的な一次砂丘の形態をとどめていることから、第ⅡB砂丘帯は形成直後に土壌の発達によって固定化されたと推定される。

以上の検討に基づいて各砂丘帯の形成期をまとめると、第Ⅰ砂丘帯は約6,000～5,000 BP、第ⅡA・第ⅡB砂丘帯は約4,500～2,000 BP、第Ⅲ砂丘帯は約2,000 BP以降と考えられる。ただし、第ⅡA砂丘帯と第ⅡB砂丘帯は、連続的に形成されたものではない。

以上のサロベツ原野における完新世の地形発達と環境変化との関わりは第32図の模式図に整理される。

### (3) 完新世後半における風蓮湖周辺低地の泥炭地の形成過程

大平ほか（1994）は、堆積物の層序・層相、<sup>14</sup>C年代値、および珪藻分析結果に基づく堆積環境の変化から、風蓮川本流低地では約2,800～2,600 BPに、風蓮川支流低地では約4,500～4,100 BPに湿原の形成が始まったことを明らかにした。また、別当賀川低地でも、風蓮川低地とほぼ同様な層序が認められ、矢臼別層と沖積層が砂質から泥炭質へと移行変わる層準との関係がほぼ等しいことから、風蓮川低地とほぼ同時期に泥炭地の拡大がみられたと推定した。さらに、このような泥炭地の拡大は、完新世の海水準上昇に伴って形成された溺れ谷が海水準の安定化により埋積が進み、水深のごく浅い水域あるいは干潟となって極めて緩傾斜な堆積面をつくり、その後のわずかな水位の低下に伴って、広範囲の土地がキタヨシやスゲなどに代表される水生植物が生育可能な環境へ急速に移行することによって起こったと判断している。このような大平ほか（1994）が示した風蓮湖周辺低地の泥炭地は、その形成過程から判断して、陸化型泥炭地（阪口、1974）と考えられる。

### (4) 完新世における地形発達の共通性

以上の3地域において推定された完新世の地形発達を比較すると、以下のような共通性が認められる。すなわち、完新世前半に砂州の発達とその背後の潟湖の拡大がみられるこ

と（新潟平野北東部，サロベツ原野），完新世後半にデルタの前進と砂丘列（浜堤列）の形成がみられること（新潟平野北東部，サロベツ原野），完新世後半の特定の時期に泥炭地の拡大がみられること（新潟平野北東部，サロベツ原野，風運湖周辺低地），完新世の特定の時期にデルタ性堆積物あるいは河成堆積物の急速な堆積がみられること（新潟平野北東部，サロベツ原野）である。

とくに，新潟平野北東部とサロベツ原野における砂州地形の形成過程の概要が共通していることは，バリアータイプがほぼ共通した地形発達を経験してきたことを示すものである。こうした海岸沖積低地の地形発達の共通性は，地形発達の進行が完新世における地形形成環境の変化に大きく支配されていることによると考えられる。次節において，地域ごとに，海岸沖積低地の地形発達と相対的海水準変動との関連，地形発達と気候変化との関連について検討を行う。

## 2. 海岸沖積低地の地形発達と地形形成環境

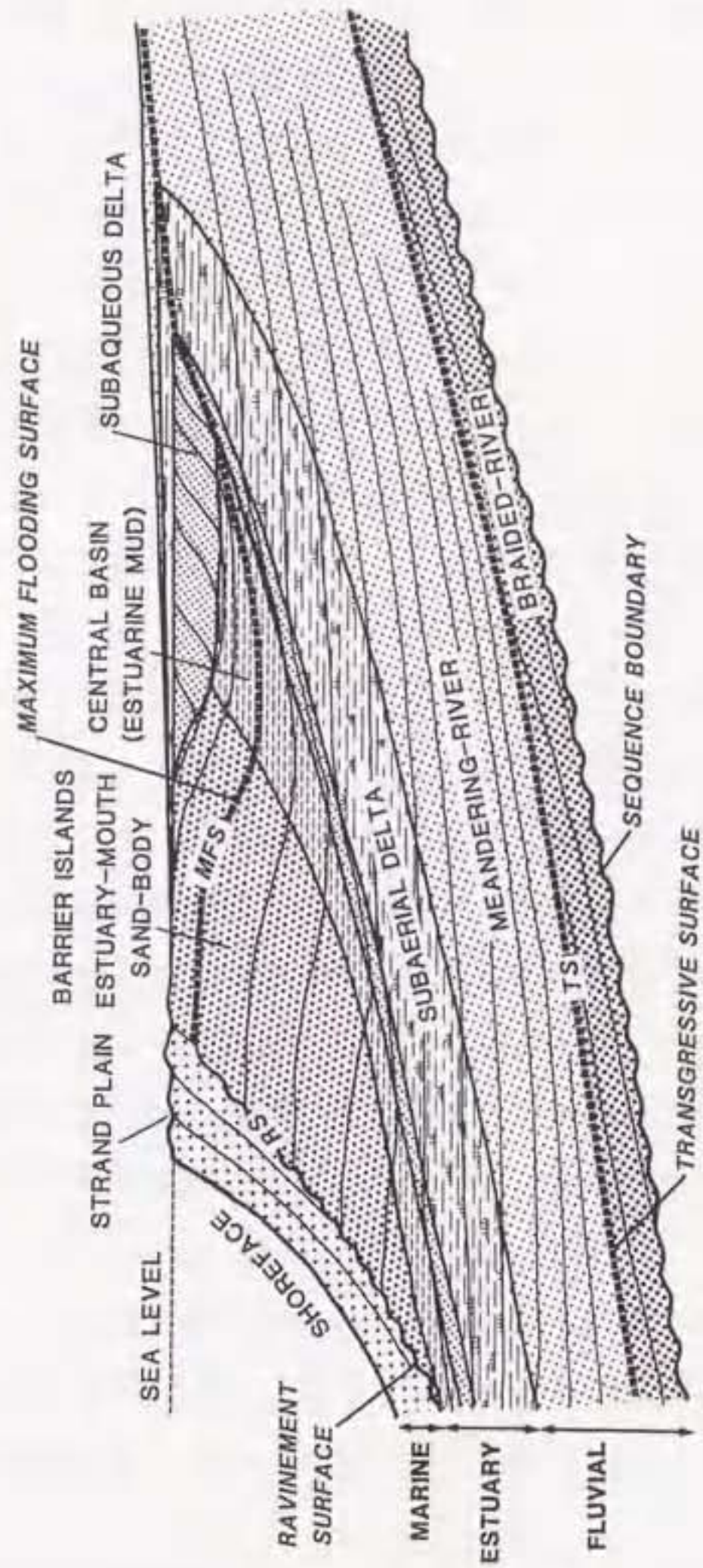
### (1) 海岸沖積低地の地形発達と相対的海水準変動

#### ① 新潟平野北東部の地形発達と相対的海水準変動

第1章ですでに記したように，デルタタイプの沖積層は，標準的な沖積層として堆積構造や堆積過程に関して古くから研究されており，その層相変化は相対的海水準変動にともなう内陸からの物質供給量の相対的变化（三角州の前進・後退）によって説明されている。バリアータイプの沖積層についても，その層相変化はやはり海水準変動によって規定されている（斉藤，1987；松原，1989；Saito，1995）。さらに，ストランドブレインの沖積層の堆積過程についても，完新世後半の相対的海水準変動との関連がすでに指摘されている（Moriwaki，1982；松本，1984）。

そこでまず，本研究で明らかとされた新潟平野北東部の地形発達が，従来の研究で指摘されているように完新世の相対的海水準変動に支配されたものかどうかについて，沖積層の堆積構造および堆積過程に注目して検証する。

Saito (1995) は，関東地方の小櫃川三角州と霞ヶ浦における沖積層の堆積過程を sequence stratigraphy の方法から検討し，物質供給量の多い場合のバリアータイプの堆積モデルを描いている（第33図）。この堆積モデルでは，完新世の相対的海水準変動に対応した沖積層の堆積過程および堆積相が示されている。この堆積モデルと新潟平野北東部の沖積層の堆積構造（第8図-a断面）を比較すると，全体的に非常に共通していることがわかる。この堆積モデルに示された砂州背後の地域は，下位から，河成礫層・砂層（網状河川・蛇行河川の堆積物），エスチュアリー成（河成と海成の混合した堆積環境）のシル



SCHEMATIC PROFILE ALONG THE AXIS OF A WAVE-DOMINATED ESTUARY

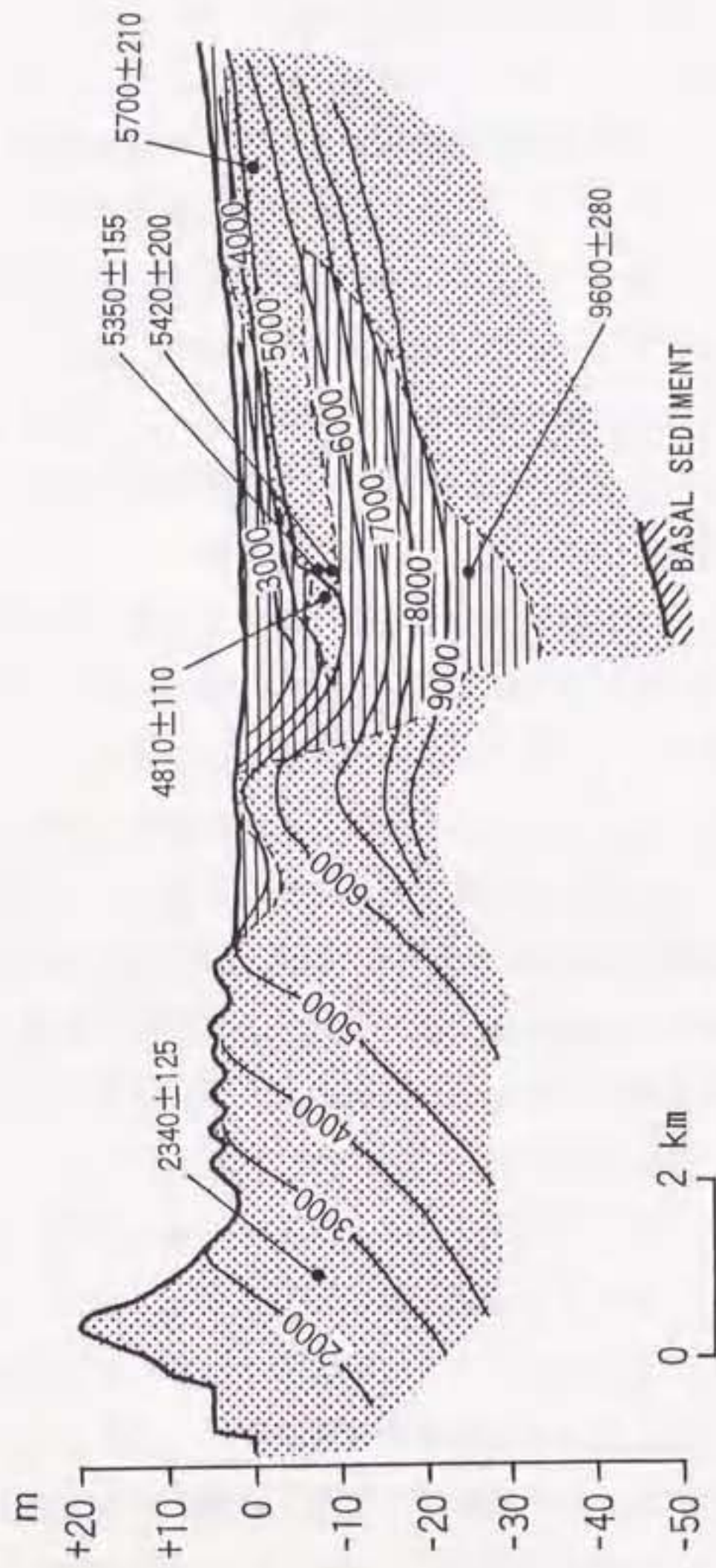
第33図 パリアータイプ (wave-dominated estuary) の沖積層の堆積過程 (Saito, 1995)  
 Figure 33 Schematic incised-valley sequences in a microtidal and fluvial-dominated setting, as interpreted from the Obitsu River and Kasumigaura-Kashima lowlands (Saito, 1995)

ト層・砂層（デルタ頂置層・デルタ前置層）、エスチュアリー成の泥層（潟湖成堆積物）、エスチュアリー成の砂層・シルト層（デルタ前置層・デルタ頂置層）、河成砂層（蛇行河川の堆積物）という堆積相の変化を示している。この堆積相の区分と新潟平野北東部の層序区分を比較すると、LSはエスチュアリー成の砂層・シルト層、MCはエスチュアリー成の泥層、USはエスチュアリー成の砂層、Tはエスチュアリー成のシルト層と河成砂層の部分に対応すると考えられる。この対比は、珪藻分析から推定される堆積環境ともほぼ一致する。なお、エスチュアリー（estuary）とは、潮流（tidal currents）による海域からの物質供給と河川による陸域からの物質供給が混合している地域を指す（Boyd *et al.*, 1992; Davis, 1994）。一方、潟湖（lagoon）は潮流による物質供給はないが、ストームの際のウォッシュオーバー（washover）や風によって海域あるいは砂州からの物質供給が起こる地域を指すものであり（Cooper, 1994; Davis, 1994）、用語の定義では潟湖とエスチュアリーは明確に区別される。しかしながら、堆積物の特徴からこの両者を区別することは極めて困難である。よって、本研究では厳密にこの両者を区別せず一括して扱った。

第34図は、新潟平野北東部の堆積過程を1000年間隔の堆積同時間面で表現したものである。この図は、第8図-a断面を基にして、周辺で得られている<sup>14</sup>C年代値と沼沢バミスの産出層準を考慮して、1000年間隔の堆積同時間面を推定したものである。この新潟平野北東部の堆積過程（堆積面の変化）は、第33図の堆積モデルと基本的に共通しており、新潟平野北東部の堆積過程が相対的海水準変動に対応したものであることは明らかである。完新世における相対的海水準変動は、一般に、10,000BP～約5,500 BPの海水準上昇期と約5,500 BP以降の安定期（微変動期）からなる。その海水準の動きに対応しながら、新潟平野北東部の基本的な地形発達（堆積過程）の様式は、Roy *et al.* (1994) やCooper (1994) によって示されたバリアータイプ（wave-dominated coast）の地形発達モデルとも共通している。

次に、新潟平野北東部でみられた完新世後半の地形発達と、従来から指摘されている完新世後半の相対的海水準微変動（太田ほか, 1982, 1990）との関連について検討してみたい。

新潟平野北東部の地質断面（第8図-a）をみると、US（上部砂層）の上面が海側に傾斜していることがわかる。このような砂層の形態は、相対的海水準低下を伴う海岸線の前進期（regressive stage）に形成されるものである（海津, 1992; Roy *et al.*, 1994）。海津（1992）は、木曾川デルタの堆積モデルについて検討する中で、regressive stageに堆積したデルタ性砂層の上面が海側に傾斜した模式図を描いている<sup>15)</sup>。また、Roy *et al.* (1994) は、regressive stageに発達したストランドブレインの砂層上面が海側に



第34図 新潟平野北東部の完新統の堆積過程  
数字はBPを示す

Figure 34 Sedimentary sequences of the northeastern part of the Niigata Plain  
isochron lines indicate BP

傾斜することを示した。よって、新潟平野北東部の福島潟付近のUS（上部砂層）上面の傾斜は、US（上部砂層）が堆積した時期に相対的海水準低下があったことを示す可能性がある。もし相対的海水準低下があったとすれば、その時期はUS（上部砂層）堆積時期から、約5,400～4,800 BP頃と考えられる。時期的には、太田ほか（1982, 1990）が指摘した5,000～4,000 BP頃の「縄文中期の小海退」と呼ばれる相対的海水準低下期に対応する可能性がある。ただし、年代的には太田ほか（1990）がまとめた年代より若干ふるく、遠藤ほか（1989）が関東平野中央部の相対的海水準変動曲線から指摘した海水準低下の開始期（5,300 BP）に近い傾向を示している。

Moriwaki（1982）は、九十九里浜平野、勇払原野、秋田平野、新潟平野における砂堤列の形成時期とその規模（海岸線の移動距離）について検討し、海岸線の前進速度と海水準変動との関連を整理した。その結果、海水準低下期を挟む時期の海岸線の前進速度が速いことを明らかとした。本研究では、海岸砂丘列の形成期について再検討した結果、新砂丘I-2, I-3, I-4は縄文時代前期以降縄文時代中期以前に相次いで形成され、海岸線が急速に前進していることが明らかとなった（第30図）。縄文時代前期以降中期以前の時期は、<sup>14</sup>C年代にすると約5,500～4,000 BP頃に相当する。よって、ストランドブレインの前進からも、約5,000 BP頃に相対的海水準低下があった可能性が指摘される。

福島潟付近の堆積物の珪藻分析の結果、約4,800～3,400 BPの間に海水の流入する環境があったことが明らかとされた。従来の海水準変動研究において、5,000～4,000 BP頃と3,000～2,000 BP頃の海水準低下期に挟まれた相対的な高海水準期が指摘されており（太田ほか, 1990）、新潟平野北東部においても、約4,800～3,400 BPの間に再び海水の流入する環境になったことが推定され、この時期に相対的海水準上昇があった可能性がある。

さらに、約3,400～2,400 BPにおける泥炭層の発達も相対的海水準変動との関連性が考えられる。信濃川下流域においても約3,000 BPの年代を示す泥炭層が発達することが報告されており（海津, 1989）、約3,000 BP頃は新潟平野全体で泥炭地が拡大したと考えられる。泥炭地の拡大は、水生植物が安定して繁茂可能な条件と枯死した水生植物がすべて分解されずに残存する条件（植物生産量>分解量の状態）が広い地域でほぼ同時に備わり、そのような水文条件がある程度の期間（福島潟付近では泥炭層最下部と最上部の<sup>14</sup>C年代から約1,000年間）継続したことを示す。こうした条件をもたらした原因として、浜堤列（砂堤列）の発達による内陸部の閉塞度の強化、河川氾濫による影響の減少などが考えられる。

海津（1989）は、新潟平野の信濃川下流域に発達する泥炭層の発達した原因として、潟湖の中心部である白根付近で縄文後期の遺跡がみられること（新潟県教育委員会, 1979）などから判断して、単なる潟湖の閉塞ではなく、相対的海水準低下に伴う潟湖の湿原化で

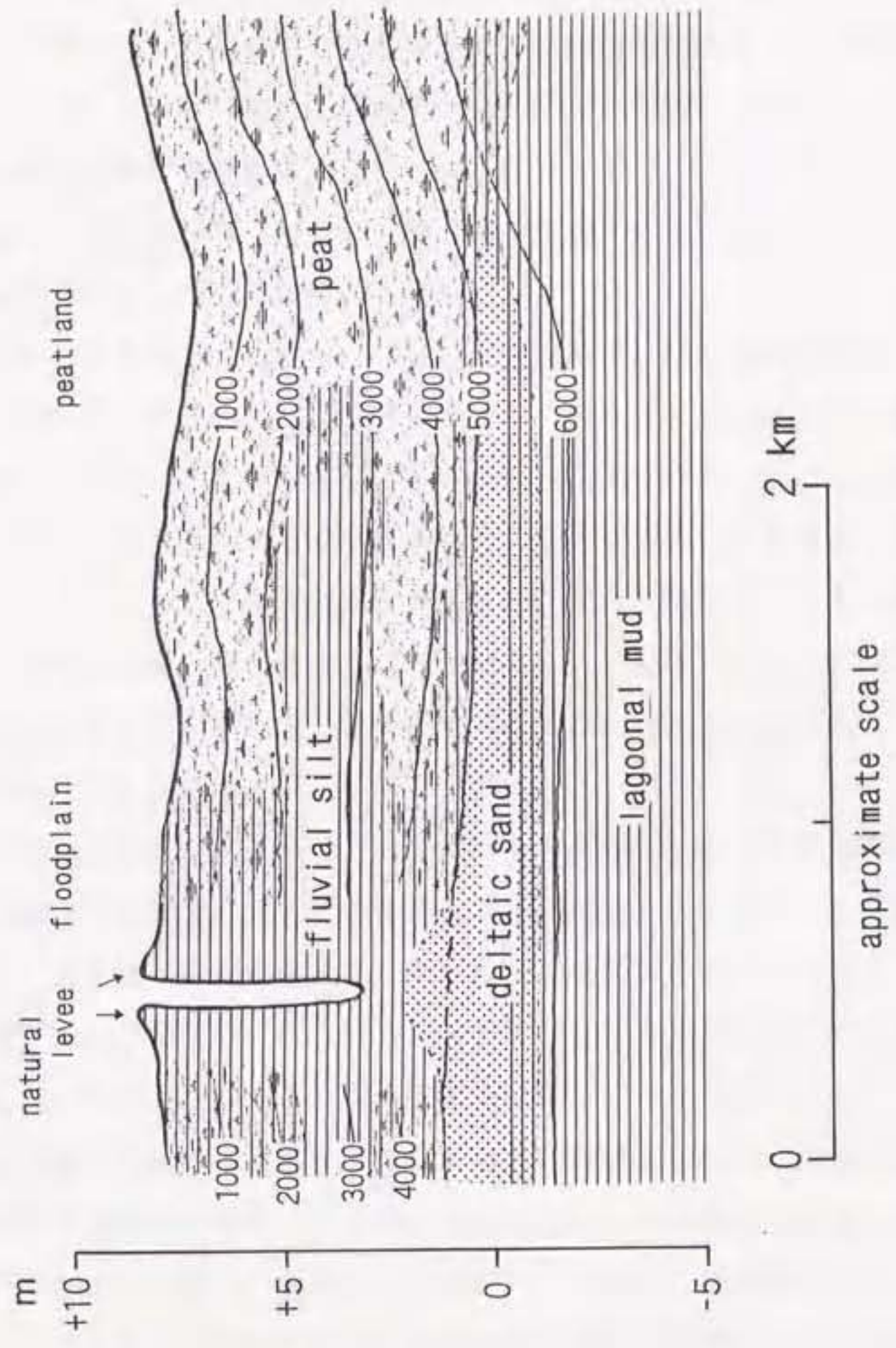
あると考えている。さらに相対的海水準低下は、浜堤列（砂堤列）の前進速度（海岸線の移動速度）がこの時期に増加していることにも関連するとされており（Moriwaki, 1982）。約3,000 BP頃には、浜堤列（砂堤列）の前進によって、その背後に泥炭地の形成されやすい閉塞した環境が拡大したとすれば、やはり相対的海水準低下が関与した可能性が考えられる。この相対的海水準低下は、「弥生の小海退」と呼ばれる相対的海水準低下期（太田ほか, 1982, 1990）に相当する可能性がある。ただし、福島潟付近の泥炭層基底の<sup>14</sup>C年代値（3,380±130 yrs BP）から、海水準低下期は約400 BP程度古い時期にずれる可能性がある。なお、泥炭地の形成（泥炭層の発達）と相対的海水準変動の関わりについては、次のサロベツ原野の泥炭地の形成と海水準変動の関連を検討する際に詳細に議論したい。

## ②サロベツ原野の地形発達と相対的海水準変動

新潟平野北東部の場合と同様に、沖積層の堆積構造に注目し相対的海水準変動との関連を検討する。第Ⅲ章で示したサロベツ原野の沖積層の堆積構造と第33図に示したバリアータイプの堆積モデル（Saito, 1995）とを比較すると、サロベツ原野の砂州は浅い位置の基盤岩を基礎として発達したものである点（阪口, 1974）で異なっているものの、砂州背後の完新統の基本的な堆積構造（第22図）には共通性がみられる。また、新潟平野北東部と同様に完新世前半における砂州の発達も推定された。よって、サロベツ原野の基本的な地形発達も、相対的海水準変動を反映したものと考えられる。

第35図は、サロベツ原野（泥炭地）の上部完新統の模式的な堆積過程を1000年間隔の堆積同時時間面で表現したものである。次に、完新世中期以降の泥炭地の形成と相対的海水準変動との関連について検討する。この図に示すように、泥炭地の拡大は約4,500-4,000 BPに起こったと推定された。この時期は、すでに記したように全国的な相対的海水準低下期（太田ほか, 1982, 1990）に相当しており、泥炭地の拡大との関連が考えられる。海岸沖積低地における泥炭地の形成と相対的海水準変動との関わりを明らかにするためには、まず泥炭の堆積する環境条件を考慮し、さらに、その泥炭の堆積する環境条件が、相対的海水準変動に伴う環境変化（泥炭の堆積可能な土地の形成、周辺地域の地形変化）によって、どのような過程で備わるようになったのかを検討する必要がある。

海岸沖積低地における泥炭の堆積する環境条件とは水文条件と土砂供給の条件である。最も重要な環境条件である水文条件は、水生植物が生育するための適度な水位があり、その植物が枯死したあとに分解されずに残存するのに適度な水位が継続して存在することである。海岸地域における基準面（潟湖・湖沼の水位）は、一般に海水準と連動もしくは関連しているため、完新世における相対的海水準変動の影響がきわめて重要となる。



第35図 サロベツ原野泥炭地の上部完新統の模式的堆積過程  
 数字はBPを示す  
 Figure 35 Schematic sedimentary sequences of the peatland of the Sarobetsu Lowland  
 isochron lines indicate BP



一方、土砂供給の条件とは、低地を形成する河川が、自然堤防を形成することは可能であるが、泥炭の堆積は妨げない程度の土砂供給を行うことであり、この土砂供給の条件が備わらなければ、後背湿地において泥炭は堆積できない（阪口、1974）。すなわち、過度な土砂供給がある河川では、後背湿地まで河成堆積物がおよぶため泥炭の堆積が起こらないのである。

サロベツ原野における泥炭地は、前節の検討で、後背湿地（氾濫原）から発生した沼沢地型泥炭地の地域が広いことが明らかとされた。沼沢地型泥炭地とは、後背湿地が河川氾濫や排水不良などにより沼沢化して泥炭地になったものをいう（阪口、1974）。後背湿地では、河川からの土砂の供給が多くなければ、泥炭を堆積させる水文条件を満たしやすいと考えられる。この後背湿地（泥炭の堆積可能な土地）の形成は、以下に示すように、相対的海水準低下が関与したことが考えられた。

NS地点における堆積物の分析から、後背湿地（氾濫原）は約5,000 BP頃に形成されたと考えられた。さらに、約4,000 BP以降の泥炭層とその下位の約5,000 BPの後背湿地性堆積物（シルト層）との間に不整合が存在する可能性が指摘された。このことから、約5,000～4,000 BPに下位の地層を侵食するような基準面の低下（相対的海水準低下）があった可能性が考えられた。すなわち、相対的海水準低下は、泥炭が堆積可能な水文条件を備えた環境である後背湿地を拡大させたとみることができる。そして、約4,000 BP以降の相対的海水準上昇に伴う地下水位の増加が、後背湿地（氾濫原）の沼沢化を促進し、泥炭層の形成を継続させたと考えられる。

一方、相対的海水準低下によって、土砂供給量が少なく、かつ水生植物の繁茂可能な水文条件が直接整った地域では、相対的な海水準低下の開始にともない、やや時期が古く約5,000 BP頃から泥炭地（陸化型泥炭地）の形成が開始したと考えられる。

さらに、相対的海水準変動に伴う周辺地域の地形変化も、泥炭地の形成に関与した可能性が考えられる。海岸低地における泥炭地の形成に影響する地形変化として、砂州の形成による内陸部の閉塞（それによる排水不良地の拡大）が考えられる。海岸部の砂丘列（浜堤列）の形成時期を検討した結果、約4,500 BP以降に新しい浜堤列（砂堤列）が海側に形成されたことがわかった。新しい浜堤列（砂堤列）の付加は、堆積物の供給域（堆積域）が海側に移動したことを示すものであり、相対的海水準低下が関わっている可能性がある。すなわち、相対的海水準低下に伴った浜堤列（砂堤列）の付加により、背後の地域の閉塞度が強化し、沼沢地型泥炭地の形成が促進された可能性がある。

以上で検討したように、約4,500～4,000 BPの泥炭地の拡大は、太田ほか（1982, 1990）が指摘した5,000～4,000 BP頃の「縄文中期の小海退」と呼ばれる相対的海水準低下を強く反映したことが推定される。

ただし、サロベツ原野におけるすべての泥炭地が、5,000~4,000 BP頃の相対的海水準低下に起因して誕生したわけではなく、完新世の海水準上昇速度が鈍化した約7,000~6,000 BP頃から、泥炭が堆積可能な水文条件と土砂供給の条件を備えた地域では、泥炭地の形成が開始していたと考えられる（第35図）。さらに、完新統下部には、完新世前半の海水準上昇に伴う地下水水位の上昇（排水不良化）によって堆積し、その後、潟湖成あるいはエスチュアリー成泥層に覆われた基底泥炭（basal peat）も存在すると考えられる。

ところで、約3,000~2,000 BPには、流路に比較的近い泥炭地は、河川氾濫の影響を頻繁に受けたと考えられた（第35図）。海岸低地（標高の低い土地）における河道の安定性は、相対的海水準変動にも影響を受けると考えられる。Berendsen（1993）は、Rhine-Meuse川沖積低地において氾濫原の形成と完新世相対的海水準変動との関連を検討した結果、相対的海水準上昇と河成作用の強化（河道変遷の活発化）、相対的海水準低下と泥炭層の形成が時期的に関連することを指摘した。しかしながら、すでに述べたように、約3,000~2,000 BPは相対的海水準低下期にあたっていること、氾濫堆積物の堆積環境は完全に淡水であること、パンケ沼付近のS84地点において泥炭層が連続的に堆積していること（Sakaguchi *et al.*, 1985）を考えあわせると、この時期の河川氾濫の活発化は相対海水準上昇の影響を受けたものではないと考えられる。

約2,000 BPになると再び泥炭地が拡大している。この時期の泥炭地の形成は、陸化型によるもの（KS地点）、土砂供給量の減少によるもの（NS地点）があり、相対的海水準変動との関連性については、いまのところ不明である。

### ③風蓮湖周辺低地の泥炭地の形成と相対的海水準変動

大平ほか（1994）は、風蓮湖岸に直接開いた風蓮川本流低地で約2,800~2,600 BPに、風蓮川本流低地を開いた風蓮川支流低地で約4,500~4,100 BPに泥炭地（陸化型泥炭地）が拡大していることを明らかとした。さらに、風蓮川支流と本流における泥炭地化の時期のずれは、調査地点が比較的近いにもかかわらず<sup>14</sup>C年代で約1,500年間にも及び、上流側（支流側）から下流側に向けて徐々に一定速度で泥炭地が拡大したのではなく、泥炭地の拡大は段階的に起こったとし、そして、この泥炭地の段階的拡大の原因として、湖水位の段階的な低下が溺れ谷の拡大期以降に2回起こったと考えた。そして、その湖水位の段階的な低下は、相対的海水準低下に連動したものであると推定した。

現在の風蓮湖の湖面標高は、潮流口が開いているので海水面と等しく0mである。大平ほか（1994）による珪藻分析の結果、泥炭地の形成される以前の堆積環境には、海水の影響が連続してみられており、風蓮湖の湖水位の変化は海水準の変化を直接示すものといえる。

オホーツク海沿岸地域においては、いくつかの完新世の相対的海水準変動曲線が描かれている（前田，1984；Sakaguchi *et al.*，1985；平井，1987）。これらの研究では、5,000～4,000 BP頃と3,000～2,000 BP頃に相対的海水準低下期が報告されている（太田ほか，1982，1990）。大平ほか（1994）は、風蓮湖周辺低地において認められた泥炭地の拡大期が、上述した完新世後半の2回の相対的海水準低下期とほぼ一致していることから、相対的海水準低下と連動した湖水位の低下による影響を強く受けて泥炭地の段階的な拡大が起こったと推定した。

#### ④海岸沖積低地の地形発達と相対的海水準変動との関連

以上で検討したように、従来の研究で指摘されてきた通り、相対的海水準変動が海岸沖積低地の地形発達に大きく関与したことが検証された。東北日本における海岸沖積低地においても、ほぼ共通した完新世の相対的海水準変動の傾向を示すため、それに対応した海岸沖積低地の地形発達も共通した特徴を持つと考えられる。前項で検討した新潟平野北東部とサロベツ原野の地形発達と相対的海水準変動との関わりから、Saito（1995）も指摘するように、以下のような相対的海水準変動に支配されたバリアータイプの地形発達の特徴が明らかとなった。すなわち、完新世前半の海水準上昇期には、砂州（transgressive barrier）の発達と潟湖あるいはエスチュアリーへの拡大が進行し、完新世後半の海水準安定期あるいは低下期には、デルタとストランドブレインの前進が進行する特徴である。

さらに、完新世後半における泥炭地の急速な拡大についても、相対的海水準変動が関与したことが推定された。その内容は次のように整理される。約4,500～4,000 BPに拡大したサロベツ原野の泥炭地は、後背湿地から発達した沼沢地型泥炭地であり、泥炭が堆積可能な水文条件を備えた環境である後背湿地の形成および内陸部の閉塞度の強化をもたらす浜堤列（砂堤列）の形成に、相対的海水準低下が関与したと考えられた。一方、風蓮川低地では、泥炭地の拡大が約4,500～4,100 BPと約2,800～2,600 BPの2回起こったことが明らかとされ、段階的な泥炭地の拡大の原因は、完新世後半の相対的海水準低下に連動した湖水位の低下が段階的に起こったと推定された（大平ほか，1994）。サロベツ原野と風蓮川低地における泥炭地の急速な拡大に関与したと考えられる相対的海水準低下は、従来の研究で指摘された相対的海水準低下期（太田ほか，1982，1990）と一致する。

しかしながら、完新世の特定の時期にデルタ性堆積物あるいは河成堆積物の急速な堆積がみられることは、相対的海水準変動だけで説明できない。つまり、気候変化が原因で、上流からの物質（土砂）供給量が時期的に増加した場合でも、こうした河成堆積物の急速な堆積を引き起こすことが考えられる。次項において、海岸沖積低地の地形発達と気候条件（物質供給）との関連について検討する。

## (2) 海岸沖積低地の地形発達と気候条件

### ① 新潟平野北東部の地形発達と物質供給

新潟平野北東部の1000年間隔の堆積過程（第34図）をみると、6,000 BP～5,000 BPに堆積速度が増加していることがわかる。これは、約5,400～4,800 BPにデルタとストランドブレインの急速な前進が起こったことによる。前節では、この完新統の堆積過程と相対的海水準低下が関連することを述べた。しかしながら、上流からの物質供給量が増加した場合でも、同様のデルタとストランドブレインの前進が発生すると考えられる。そこで、上流からの物質供給量が増加した形跡について、堆積物の層相から検討してみたい。

US（上部砂層）の層相を検討してみると、福島潟付近では細粒なシルト質砂、砂、細礫混じり砂（三角州性堆積物）よりなるが、河川付近では礫混じり砂、砂礫といった粗粒な堆積物（河成堆積物）に連続する（第8図-d）。加治川付近では、径5～10mm程度の細礫～中礫を主体とし径30mmの中礫を混入する砂礫、礫混じり粗砂（N値15～20）よりなり、下位の堆積物（砂質シルト・シルト質砂、N値5～10）に比べて明らかに粗粒化している（第8図-d）。さらに、旧紫雲寺潟と旧岩船潟でもMCを覆って堆積するUSには、明らかに粗粒な物質が認められる（第8図-b, e）。とくに、大きな河川の流入しない旧岩船潟地域においても粗粒化がみられることは、この時期に河川の運搬力（掃流力）が増大したこと（河成作用の活発化）が推定される。旧紫雲寺潟と旧岩船潟のUSでは、<sup>14</sup>C年代測定値が得られていないため、詳細な堆積年代については今後さらに検討していく必要があるが、約6,000～5,000 BP頃に、上流からの物質供給が活発化した可能性がある。

このことは、新潟古砂丘グループ（1978）が、新砂丘Iの粒度組成が信濃川から北東にいくにつれて粗粒になることから、新砂丘Iの砂丘砂の供給方向を北東方向と考えていることとも矛盾しない。

次に、上流からの物質供給が活発化した時期が存在した可能性について、後背山地における物質移動に関する研究から検討したい。約5,400～4,800 BPに急速なデルタの前進がみられた福島潟付近に流入したと考えられる河川は、五頭山地の西麓を刻んだ河川（荒川、折居川、ツベタ川）、阿賀野川の派川、および加治川の派川である。これらのうち阿賀野川以外の河川は、新潟平野北東部の東側に位置する山地（五頭山地、飯豊山地、楯形山地）を流域としている（第36図）。これらの山地は、その地形条件と地質条件から、非周氷河営力による物質移動が活発な地域とされている（鈴木、1990）。

第4表に新潟平野北東部における後背山地の地形・地質条件をまとめた。五頭山地や楯形山地は、活発な第四紀地殻変動を反映した急峻な山地であり（渡辺・宇根、1985；活断層研究会編、1991）、崩壊を発生させやすい勾配の大きな斜面を有している。また、新潟



第36図 新潟平野北東部の後背山地の地形・地質

1. 古生層 2. 花崗岩類 3. 新第三系 4. 更新統 (魚沼層群・矢代田層群) 5. 完新統

地質は新潟県 (1989) を簡略化

等高線間隔: 50m, 100m, 200m, 400m (400m以上高200m間隔)

Figure 37 Topography and geology of the drainage basin of the Sarobetsu Lowland  
 1. Palaeozoic erathem 2. Granitic rocks 3. Neogene systems 4. Pleistocene series (Uonuma  
 and Yashiroda Formation) 5. Holocene sediments

Simplified from the geological map by Niigata Prefecture (1989)

Contour line interval: 50m, 100m, 200m, 400m (every 200m above a.s.l. 400m)

第4表 新潟平野北東部とサロベツ原野の後背山地の地形・地質条件

Table 4 General features of drainage mountains of the Niigata Plain and the Sarobetsu Lowland

	Northeastern Niigata Plain	Sarobetsu Lowland
MOUNTAIN(RIVER)	○Mts. Gozu(R. Ara, R. Orii, R. Tsubeta) ◎Mts. Iide(R. Kaji, R. Agano, R. Tainai) Mts. Kushigata(R. Kaji, R. Tainai) Mts. Echigo(R. Agano)	●Soya Hill(R. Sarobetsu, R. Ebekorobetsu) Soya Hill(R. Teshio) Mts. Teshio(R. Teshio) Mts. Kitami(R. Teshio)
ALTITUDE(MAX)	○50~900m(Mt. Hishigatake: 974m) ◎100~2000m(Mt. Dainichidake: 2128m)	●50~400m(Mt. Poroshiri: 427m)
GEOMORPHOLOGY	○◎steep slope above knickpoint active Quaternary tectonic movement	●gentle slope with shallow valley active Lastglacial periglacial process
GEOLOGY	○granite and Neogene rocks ◎Paleozoic and granite rocks	●Neogene rocks
INLAND BASIN	○◎nothing	●nothing
PRESENT PERIGLACIAL AREA	○nothing ◎above ca. 1800m	●nothing
LATE HOLOCENE* PERIGLACIAL AREA	○nothing ◎above ca. 1600m	●nothing
		* Neoglaciation
LATE HOLOCENE MASS MOVEMENT	○ca. 5000-4000 BP(debris flow) ◎ca. 7500-6000 BP and 5500-3000 BP(debris flow)	●ca. 6000-5000 BP(gully)

平野北東部の東側に位置する山地の地質は、風化崩壊物質を生産しやすい花崗岩類などからなっている（新潟県，1989）。こうした地形・地質条件が、新潟平野北東部の後背山地における活発な物質移動の原因となっている。この地域における物質移動については、土石流発達史・土石流堆積物（堆積地形）に関する研究がある（高浜・野崎，1981；笹神団体研究グループ，1982；鈴木，1990）。これらのうち、高浜・野崎（1981）、鈴木（1990）は、完新世における物質移動期について報告している。

高浜・野崎（1981）は五頭山地西麓の土石流発達史について検討し、中期更新世の五頭礫層・中山礫層（GD I）から1967年の羽越豪雨による礫層（GD VI）まで、7回の顕著な土石流発生時期があったと報告している。このうち完新世の土石流堆積物として、GD VI、GD VIIの2期の土石流（土砂流）堆積物を確認した。GD VIはツベタ礫層と呼ばれ、五頭山地と笹神丘陵の間の低地（村杉低地帯）で扇状地の表層部を構成しているものである。ツベタ礫層は、遺物を含む腐植土層から、4～5単位の土石流（土砂流）堆積物に細分される。この砂礫層は、下部から上部まで一様に基質が褐色（7.5YR）を示し、花崗岩が赤色マサ化した部分から供給されたと考えられている。また、その堆積時期は、ツベタ礫層の中央部に縄文中期の遺物を含む腐植土層が挟まり、礫層の最上部に縄文後期の遺物を含む腐植土が挟まっていることから、縄文時代中期～後期と考えられている。

ツベタ礫層に関する<sup>14</sup>C年代は得られていないため、詳細な堆積時期に関しては今後の課題であるが、上述した高浜・野崎（1981）のツベタ礫層の露頭の記載から判断して、土石流（土砂流）は縄文時代中期頃に活発に発生し、縄文時代後期に不活発となったと考えられる。土石流（土砂流）の発生した時期は、<sup>14</sup>C年代に換算して約5,000～4,000 BP頃であり、時期的には、下流部における急速なデルタの前進とほぼ一致していることが特徴的である。

さらに、鈴木（1990）は、飯豊山地北麓<sup>16</sup>の土石流堆積地形とその形成年代について報告している。土石流堆積地形はI面～IV面に分けられ、そのうちIII面とIV面が完新世の土石流堆積地形であるとされている。また、III面の分布が狭いのに対して、IV面は広範囲に谷を埋積するように舌状の地形を形成しているとした。よって、IV面を形成した土石流（土砂流）は、明らかに大規模に発生したことが推定される。さらに、鈴木（1990）は、III面の土石流（土砂流）堆積物に挟在する腐植土の<sup>14</sup>C年代および土石流堆積地形上にみられる考古遺物に基づいて、III面の形成年代は7,500～6,000 BP、IV面の形成年代は5,500～3,000 BPと推定した。ただし、IV面の形成終了年代を示す<sup>14</sup>C年代は得られていないため、IV面の形成終了年代は古くなる可能性があると考えられる。また、IV面の堆積物は、最大径40～50cm、平均径5～8cmの淘汰の悪い角礫よりなるが、亜円礫や砂も含んでいる特徴から、IV面の土石流（土砂流）堆積物には流水の影響があったことも指摘されている。

以上に述べた五頭山地西麓と飯豊山地北麓における研究から、約5,500~4,000 BP頃には、新潟平野北東部の後背山地において、土石流（土砂流）が発生しやすかったと推定される。この時期の土石流（土砂流）の堆積物は、比較的粒径の小さい中礫~砂サイズの碎屑物を多く含んでおり、土石流（土砂流）が豪雨時に発生することを念頭に置けば、これらの物質が下流まで掃流されたことが十分考えられる。よって、新潟平野北東部では、約5,500~4,000 BP頃に上流からの物質供給量が増加した可能性があり、海岸沖積低地の地形発達に影響したことが推定される。

次に、約5,500~4,000 BP頃に土石流（土砂流）を引き起こした気候条件について検討する。土石流（土砂流）は、山地斜面・谷底平野（河床）に堆積している崩壊物質（碎屑物）が、大量の降雨、山地崩壊によりダムアップされた河川の決壊を引き金として、水との混合物となって、急速に谷を流下する現象である。すなわち、斜面上に不安定な状態である土砂とそれを押し流す水がどのような気候条件で備わったのかを考える必要がある。

すでに述べたように、五頭山地は崩壊物質（碎屑物）を生産しやすい地形・地質条件を備えているが、気候変化によってその土砂生産が加速される可能性がある。気候条件が土砂生産に与える影響については、まず第一に、寒冷化による周氷河性岩屑生産の増加が考えられるが、五頭山地の標高（最高標高947m）から考えて、約5,000~4,000 BPにおける気温低下量（年平均気温で現在より約1℃低下：阪口、1989）から見積もられる垂直分布帯の降水量（気温遞減率0.6℃/100mとすると約100~200m）では、周氷河帯は拡大しない。また、日本海側山地特有の偽高山帯の地域にもかからない。飯豊山地（最高標高2128m）の場合は、現在も山頂部が森林限界以上の地域（偽高山帯）であり、完新世後期の気温低下によって周氷河地域（砂礫地）が拡大したことが考えられる。しかし、一般に完新世後半の周氷河性の物質移動量は少ないこと、飯豊山地山麓における完新世の土石流堆積地形は標高160m以下の地域にみられることなどから考えると、周氷河性岩屑生産が土砂生産量を増大させる原因となったことは考えにくい。

それでは、なぜ約5,500~4,000 BP頃に森林帯（森林限界以下の地域）において不安定な斜面の状態がつくられたのであろうか。約5,500~4,000 BP頃は、ヒブシサーマル期（温暖期）および温暖期から寒冷期に移行する時期にあたる。約5,000 BP以降は、気候が温暖から冷涼・湿潤になったとする研究が多い（安田、1990）。こうした気候変化は、植生変化を導き、斜面における植生被覆が弱体化して花崗岩の斜面が風化を受けやすくなった可能性が考えられる。宮城ほか（1979）は、完新世における仙台周辺の斜面削剥は、寒冷あるいは温暖に向かう気候の変化期とヒブシサーマル期に顕著であることを指摘している。さらに、中山・宮城（1984）も気候の変化期（6,000~4,000 BP）に斜面から砂泥層が供給されたことを指摘している。新潟平野北東部における物質移動期は、こうした気候の変化期と



一致する可能性がある。しかしながら、このような植生変化（気候変化）を示す花粉分析結果は、五頭山地・飯豊山地ではいまのところ得られていない。

また、気温低下による斜面の安定性への影響は少なかったが、降雨の条件の変化が顕著であったために、土石流（土砂流）が発生した可能性も考えられる。土石流（土砂流）堆積物の特徴として、層厚が薄い複数のユニットから成っており（高浜・野崎，1981；鈴木，1990），土石流（土砂流）が頻発したことがわかる。よって、土石流（土砂流）を頻発させる豪雨が頻繁に発生したことが推定される。宮城ほか（1979）は、東北地方における花粉分析結果から、ヒブシサーマル期の気候は、夏季の乾燥の前後に豪雨のような形で降水があったことを推定しており、五頭山地・飯豊山地の土石流（土砂流）堆積物の特徴から推定される気候条件と調和的である。

以上の考察を整理すると、土石流（土砂流）の発生した原因として、気温低下によって不安定な斜面状態がつくられたこと、豪雨が頻繁に発生する気候条件であった可能性が考えられる。すなわち、気候条件が原因で後背山地において頻発化した土石流（土砂流）によって下流への土砂供給量が増加し、デルタとストランドプレインの急速な前進をもたらした可能性が考えられる。

## ②サロベツ原野の完新世後半の河川氾濫と気候条件

サロベツ原野における完新世後半の地形発達において、約3,000～2,000 BPに河川氾濫が活発化したことが明らかとされた。この河川氾濫の活発化は、河道に比較的近い泥炭地に、河成シルト層（自然堤防堆積物）が拡大していること（蛇行帯の拡大）から判断された。すでに、述べたように約3,000～2,000 BPは相対的海水準低下期であった（太田ほか，1982，1990）とされており、河川の下刻を促進しやすい条件であったといえる。よって、河川の水位の上昇によって相対的に自然堤防の高さが減じて氾濫がしやすくなったとは考えにくく、河成作用が強まって河床の堆積が進み、河床高度が高くなることで氾濫が起こりやすい条件であったことが考えられる。

サロベツ原野でみられたような完新世後半の特定の時期における河成作用の活発化は、北海道の沿岸地域における完新世の古環境を検討した従来の研究でも認められている（遠藤，1984；大丸，1989）。遠藤（1984）は、渡島半島江差海岸における砂丘の形成史と沖積低地の地形発達を検討し、その中で、4,000～2,000 BPに洪水性堆積物（流木を多量に含む礫層と砂質シルト層）が卓越したことを明らかにした。また、大丸（1989）は完新世における豊平川扇状地の形成過程を検討し、約3,500 BP頃に扇状地礫層の堆積が活発であったことを報告した。以上に示したように、年代にはややばらつきがあるものの、約3,000（3,500）～2,000 BP頃に、北海道の沿岸地域において河成作用が活発化したことが共通し

て確認される。よって、サロベツ原野でみられた河川氾濫の活発化は、ローカルな環境変化ではなく、広域的な環境変化と位置づけられる。

河成作用の推移は、河川の流量と掃流物質の量・粒度に影響を与える気候条件に支配されると考えられる。サロベツ原野あるいは北海道における完新世の気候変化に関して、阪口(1961)、五十嵐(1988)は、花粉分析結果から検討している。阪口(1961)は、サロベツ原野、尾瀬ヶ原などにおける泥炭層の花粉分析結果から、北日本の完新世の気候変化を推定している。それによると、B.C.1,000年頃(約3,000年前)、*Alnus*(ハンノキ属)が減少し*Betula*(カバノキ属)が増加することなどから、気温低下と湿潤化が起こったとした。また、五十嵐(1988)は、サロベツ原野、富良野盆地、石狩平野などにおけるボーリングコアの花粉分析から、北海道における約12,000 BP以降の植生と気候変遷を推定した。その中で、縄文海進の直後(推定年代約5,000-4,000 BP頃)に、*Tsuga*(ツガ属)、*Picea*(トウヒ属)、*Abies*(モミ属)といった針葉樹の一時的な増加期(冷涼期)があり、その後(約4,000 BP以降)は、*Quercus*(コナラ属)を主とする温帯性落葉広葉樹林時代であるが、針葉樹が若干回復した冷涼・湿潤期を介在したとしている。さらに、海岸砂丘における土壌層(旧期クロスナ層)の形成は、砂丘に植物被覆が進行したことを示すものであり、約3,000-2,000 BPの冷涼・湿潤な気候条件との関連が指摘されている(Endo, 1986)。

約3,000-2,000 BP頃の気候条件はどのような環境変化を流域にもたらし、河成作用の活発化を導いたのであろうか。上述した従来の古気候研究では、約3,000-2,000 BP頃の降水量や降雨のタイプに関してはふれられておらず、湿潤の示す具体的な雨の降り方については、いまのところ明らかでない。しかし、海岸沖積低地において粗粒堆積物が卓越していることから、河川の掃流力(流量)の増加あるいは掃流物質(粗粒物質)の増加が起こったと考えられる。この時期に豪雨が頻発した可能性は完全には否定できないが、北海道はポーラーフロントより北に位置し、豪雨が発生しにくいことから、河川の流量に大きな変化が起こったとは考えにくい。よって、気温低下に伴う植生変化によって、斜面の植生被覆が弱化し、斜面が不安定化することで斜面からの物質供給が増加した結果、河川の掃流物質(粗粒物質)の増加が起きて、河成作用が活発化した可能性が考えられる。そこで次に、サロベツ川および下エベコロベツ川の上流域(後背山地)の地形・地質条件を整理し(第4表)、約3,000-2,000 BP頃の気候変化による斜面環境への影響について検討する。サロベツ川および下エベコロベツ川の後背山地(流域)は、宗谷丘陵である(第37図)。宗谷丘陵は、標高100-400m程度の周水河作用を反映した低起伏な丘陵地である。地質は、主に新第三系の泥岩・砂岩よりなるが、固結した中新統の稚内層の地域では周水河性の凸型斜面がよく発達するが、固結度の低い鮮新統の更別層の地域では丘陵の開析が進行



第37図 サロベツ原野の後背山地の地形・地質

1. 新第三系堆積岩類 2. 鮮新-更新統(更別層) 3. 完新統

等高線間隔: 50m, 100m, 200m, 300m

Figure 37 Topography and geology of the drainage basin of the Sarobetsu Lowland

1. Neogene sedimentary rocks 2. Pliocene-Pleistocene series 3. Holocene sediments

Contour line interval: 50m, 100m, 200m, 300m

し小規模凹型斜面が発達する（五十嵐・柳井，1990）。宗谷丘陵における完新世中期以降の物質移動に関する研究はきわめて少なく，いまのところ，約3,000～2,000 BP頃に物質移動が起こったとする報告はされていない。しかしながら，五十嵐（1988）によれば，推定年代約4,000 BP以降にも *Picea*, *Abies* といった針葉樹の回復という植生変化が起こっており，斜面の安定性にも影響した可能性がある。サロベツ川・下エベコロベツ川流域の宗谷丘陵の地質が，固結の進んでいない新第三系の砂岩・泥岩であることを考えると，不安定な斜面の細粒物質は崩壊しやすく，豪雨を伴わなくとも容易に下流まで掃流される可能性がある。ただし，これ以上の推定は完新世中期以降の斜面環境の変化に関する研究の進展を待つ必要がある。

五十嵐・柳井（1990）は，間寒別付近（天塩川流域）の宗谷丘陵において，完新世中期に形成されたガリーを報告している。このガリーを埋積する泥炭層の<sup>14</sup>C年代から，ガリーは約6,000～5,000 BP頃に形成されたと考えられている。そして，花粉化石の証拠（五十嵐，1988）もふまえ，この時期は温暖・湿潤期（降水量の増大期）であったとした。時期的には，サロベツ原野における約5,500～5,000 BP頃の潟湖の埋積期とほぼ一致しており，新潟平野北東部と同様な現象（上流からの物質供給量の増大に伴う下流域におけるデルタの前進）の可能性が示唆される。

### ③泥炭地の形成と気候条件

サロベツ原野では，約4,500～4,000 BPに沼沢化型泥炭地が拡大したと考えられた。この泥炭地の形成は，相対的海水準変動と関連したことが考えられたが，以下に述べるように，気候変化は，泥炭地の形成には直接関与していないと考えられる。

阪口（1974）は，泥炭地の形成には気候条件が関与する場合があるとしている。とくに，沼沢化型泥炭地と高位泥炭地の存在そのものが気候に支配されるとし，泥炭地の形成がどのような気候要素の変化に影響されるのかについて整理している。その中で，沼沢化型泥炭地の形成は，降水量の増大（気温は不変で降水量のみが増加した場合）および湿度の増大（気温・降水量がともに変動した場合）に影響されるとした。五十嵐（1988）によるサロベツ原野における花粉分析結果では，推定年代約5,000～4,000 BP頃に，気候が冷涼化（低温化）したとされているが，とくに沼沢化型泥炭地の形成を促すような顕著な降水量・湿度の増加は確認されていない。

サロベツ原野では，約7,000～6,000 BPには，泥炭地の形成が一部の地域で開始していたと考えられた。これは，すでに述べた泥炭を堆積させる水文条件と土砂供給の条件を備えていれば，約7,000～6,000 BPの気候は，泥炭地の形成（泥炭の堆積）に十分な降水量・湿度であったことを示すものである。さらに，北海道中央部の内陸盆地（剣淵盆地，富良野

盆地)や北海道東部の標津台地開析谷(茨散)においては、完新世をとおして泥炭層が連続的に堆積していること(五十嵐ほか, 1993; 遠藤ほか, 1988)を考慮すると、水文条件(水文条件を備えた堆積場)と土砂供給の条件を備えていれば、完新世における北海道の気候条件は、常に泥炭地を形成するのに十分な降水量・湿度であったと考えられる。

以上のことから、海岸沖積低地における泥炭地の形成には、相対的海水準変動による水文条件を備えた堆積場の形成という役割が果たされていることが明確となった。このことは、北海道の海岸沖積低地における泥炭地の形成に一般的に当てはまると考えられる。

#### ④海岸沖積低地の地形発達と気候条件との関連

新潟平野北東部においては、約5,400~4,800 BPのデルタとストランドブレインの急速な前進がみられた。この現象は、相対的海水準低下と関連するだけでなく、時期的に重なる約5,500~3,000 BP頃に後背山地において土石流(土砂流)が頻発していることから、上流からの物質供給の増加も関与した可能性が考えられた。そして、こうした現象の背景として、豪雨が多発しやすい気候条件であったこと、温暖期から冷涼期への気候の変化期で不安定な斜面状態がつくられやすかったことが推定された。また、サロベツ原野においては、約3,000~2,000 BPに泥炭地を流下する河川の氾濫が活発化したことが明らかとされた。こうした河成作用の活発化は、北海道の沿岸地域に共通してみられることから、広域的な気候変化が影響したと推定された。従来の古気候研究では、約3,000~2,000 BP頃は冷涼・湿潤な気候と推定されていることから、河川氾濫の活発化は、気温低下を反映した斜面の不安定化によって掃流物質(粗粒物質)が増加したことが原因である可能性が考えられた。

以上のことから、気候変化は流域の斜面環境に影響を与え、河成作用の変化を導き、物質供給量の時期的変化を引き起こした可能性が指摘される。

## V. 完新世の河成活動と気候変化

### 1. 東北日本の海岸沖積低地における河成沖積層の堆積時期

完新世における新潟平野北東部とサロベツ原野の地形発達には、気候変化を反映した河成作用の活発化による上流からの物質供給量の増加が関与した可能性が考えられた。この章では、東北日本を対象として、完新世における河成活動の活発期とそれを導いた気候条件に関して以下の方法で検討する。まず、従来の研究で明らかにされた東北日本の海岸沖積低地における河成沖積層の堆積時期およびその堆積が活発であった時期を整理する。次に、海岸沖積低地における河成沖積層の堆積速度は、海水準変動（速度）と上流からの物質供給（速度）が複合して決定することから、河成沖積層の堆積が活発であった時期と完新世の相対的海水準変動との関連について検討する。さらに次項において、従来の研究で明らかにされている東北日本の上流域（山地・山麓部）における物質移動期と海岸沖積低地における河成沖積層の堆積が活発であった時期とを比較し、完新世における河成活動の活発期を推定する。さらに、上流域（山地・山麓部）における物質移動のタイプと完新世の古気候研究に基づき、河成活動の活発化をもたらした気候条件について検討する。

一般に、海岸域の沖積層は堆積環境に基づき海成層（海成沖積層）と陸成層あるいは河成層（河成沖積層）に区分される。この堆積環境に基づく区分は、主に堆積した場所の違いと堆積作用に関与した営力（沿岸流、波、河川）の違いの両方に注目したものである。この区分の場合には、上流からの物質供給（河成作用）を反映しているデルタ堆積物（溺れ谷デルタのデルタ前置層）であっても、堆積した場所が海域（海面下）であれば海成沖積層に区分されることになる（斎藤，1987）。

そこで本研究では、上流からの物質供給（河成作用）による堆積物を考慮するため、本来の河成沖積層だけでなく海域（海面下）に堆積したデルタ堆積物の堆積時期についても検討する。また、間接的に河成作用の影響を受けた浜堤列・砂堤列堆積物の堆積時期にも注目する。浜堤列・砂堤列堆積物は、海の営力（沿岸流、波）で供給されたものであるが、河川から供給された物質が二次移動する場合が考えられるためである。ただし、沿岸流によって侵食物質が供給されるタイプの浜堤列・砂堤列は対象から除外した（サロベツ原野や勇払原野の砂堤列）。

さらに、本研究では河成沖積層のうち、粗粒物質（砂礫、砂、砂質層）の堆積時期に注目する。その理由は、粗粒物質は、河川の掃流力（運搬力）が強かった時期（河成作用が活発な時期）に供給された可能性が大きいと考えられるためである。また、データの制約

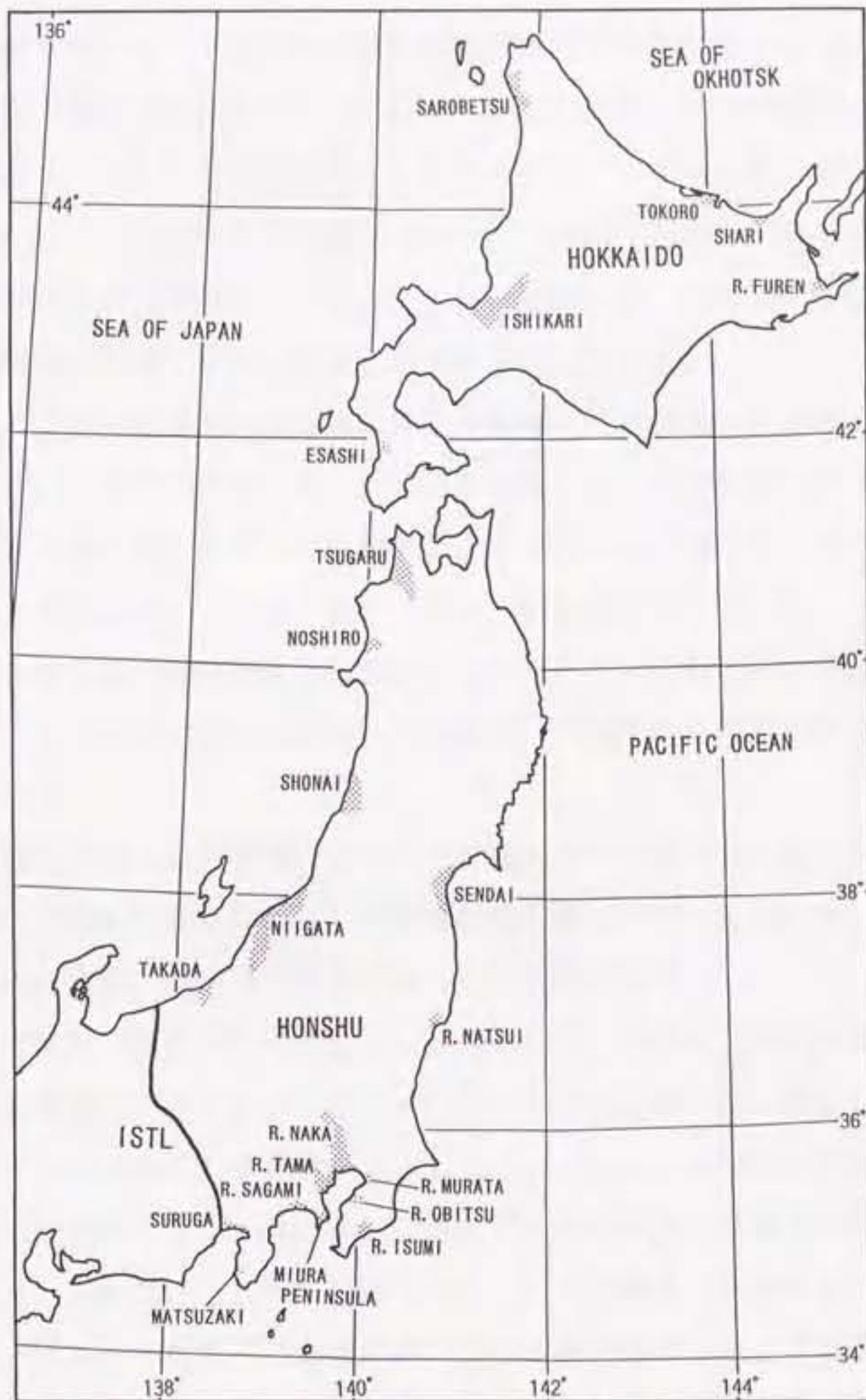
の問題（技術的な問題）として、堆積環境に関する分析がすべての研究で行われていないこともあり、海岸地域における細粒物質は層相だけから、海成か河成かを判断するのが困難な場合もあるためである。ただし、サロベツ原野の場合は、堆積物の分析によって、泥炭層に挟在する河成シルト層が認定されているので研究対象に含めることにした。

研究対象としたのは、東北日本における22の海岸沖積低地である（第38図）。大規模な沖積低地で、流域ごとに地形発達ที่明らかになっている場合や浜堤列・砂堤列の地形発達が個別に明らかにされている場合があるので、30地域に分けて検討を行った。その30地域の沖積低地（文献）は、サロベツ原野（本研究）、石狩海岸平野（松下，1979）、豊平川扇状地（大丸，1989）、石狩平野・伏竜川低地（大丸，1989）、江差海岸・小櫃川低地（遠藤，1984）、常呂平野（Sakaguchi et al., 1985）、斜里平野（遠藤ほか，1988）、風蓮川低地（大平ほか，1994）、津軽平野（海津，1976）、能代平野（辻，1981）、庄内平野・最上川低地（有賀，1984）、庄内平野・日光川低地（有賀，1984）、仙台海岸平野（松本，1984）、仙台平野（小元・大内，1978）、夏井川海岸平野（藤本，1988）、新潟平野・加治川扇状地（本研究）、新潟平野北東部（本研究）、新潟海岸平野（本研究）、高田平野・保倉川低地（高野ほか，1988）、夷隅川低地（関本・遠藤，1989）、小櫃川低地（Saito, 1995）、村田川低地（辻ほか，1983）、関東平野・中川低地（遠藤ほか，1992）、多摩川低地（海津，1984）、三浦半島谷底平野（太田ほか，1994）、相模川低地（奥村・見上，1976）、松崎低地（松原ほか，1986）、黄瀬川扇状地（松原，1984）、鹿野川低地（松原，1989）、浮島ヶ原低地（松原，1989）である。

完新世中期に海域（潟湖）となった沖積低地（完新世海進が及んだ沖積低地）を対象としたが、豊平川扇状地（大丸，1989）については、完新世海進が及ばなかったが、完新世の地形発達が詳細に明らかにされており、下流部の地形発達との対比ができることから対象に含めた。

次に、河成沖積層（粗粒物質）の堆積時期およびその堆積が活発であった時期を推定するための手順を述べる。まず、地質断面図や地質柱状図において粗粒物質に注目し、粗粒物質から得られた $^{14}\text{C}$ 年代（付表一第1表）、粗粒物質の直下・直上から得られた $^{14}\text{C}$ 年代（付表一第2表）および挟在するテフラ（付表一第3表）に基づいて粗粒物質の堆積時期を判断する。そして粗粒物質の堆積環境（河成、海成）を層相・挟在する貝殻の有無・珪藻群集から判断し、河成沖積層（粗粒物質）の堆積時期と地形変化を第5表に整理した。さらに、①河成沖積層（粗粒物質）の堆積速度が増加した時期および②堆積物の顕著な粗粒化の時期を河成沖積層（粗粒物質）の堆積が活発であった時期と判断した。

①は、多数の $^{14}\text{C}$ 年代資料から河成沖積層の堆積過程が同時間面で復元されている地域において可能である。一般に、日本の海岸沖積低地においては $^{14}\text{C}$ 年代資料が比較的得られて



第38図 東北日本の海岸沖積低地の分布

河成沖積層の堆積時期が明らかにされている海岸沖積低地のみを示す

Figure 38 Map showing the locations of coastal alluvial lowlands in Northeastern Japan where fluvial periods are clarified by dating methods



いるようであるが、こうした条件を備えた低地はそれほど多くなく、東北日本では、関東平野の中川低地（遠藤ほか，1992）と新潟平野北東部（本研究）のみで堆積速度の変化が認められた。

②とは、洪水性堆積物のように顕著な粗粒堆積物が確認できる時期である、ある時期に上流からの粗粒物質の供給が活発化したとすれば、低地内の至る所で同時期の粗粒物質が堆積すると考えられる。こうした現象がみられた低地は、サロベツ原野（本研究）、豊平川扇状地（大丸，1989）、江差海岸・小櫃川沖積低地（遠藤，1984）、斜里平野（遠藤ほか，1988）、加治川扇状地（本研究）である。大丸（1989）は、約3,500 BP頃に豊平川扇状地の一部を作る礫層が急速に堆積したことを明らかにしている。

第39図に東北日本における海岸沖積低地の河成沖積層（粗粒物質）の堆積時期および河成沖積層（粗粒物質）の堆積が活発であった時期を比較した。この図で、NO DATAとなっているところは、沖積低地全域における堆積物のデータが得られておらず、その時期の河成沖積層（粗粒物質）が確認されていない場合である。何も記入されていないところは、沖積低地全域における沖積層の資料が得られているものの、その時期の河成沖積層（粗粒物質）が確認されず、その時期に河成沖積層（粗粒物質）の堆積が不活発であったと判断されることを示している。

完新世前半の河成沖積層（粗粒物質）については資料が少なく不明な点が多いが、関東地方の海岸沖積低地で得られた資料から、完新世初期の約10,000～9,000 BP、約8,000 BP頃に河成沖積層（粗粒物質）の堆積が活発であった可能性がある。

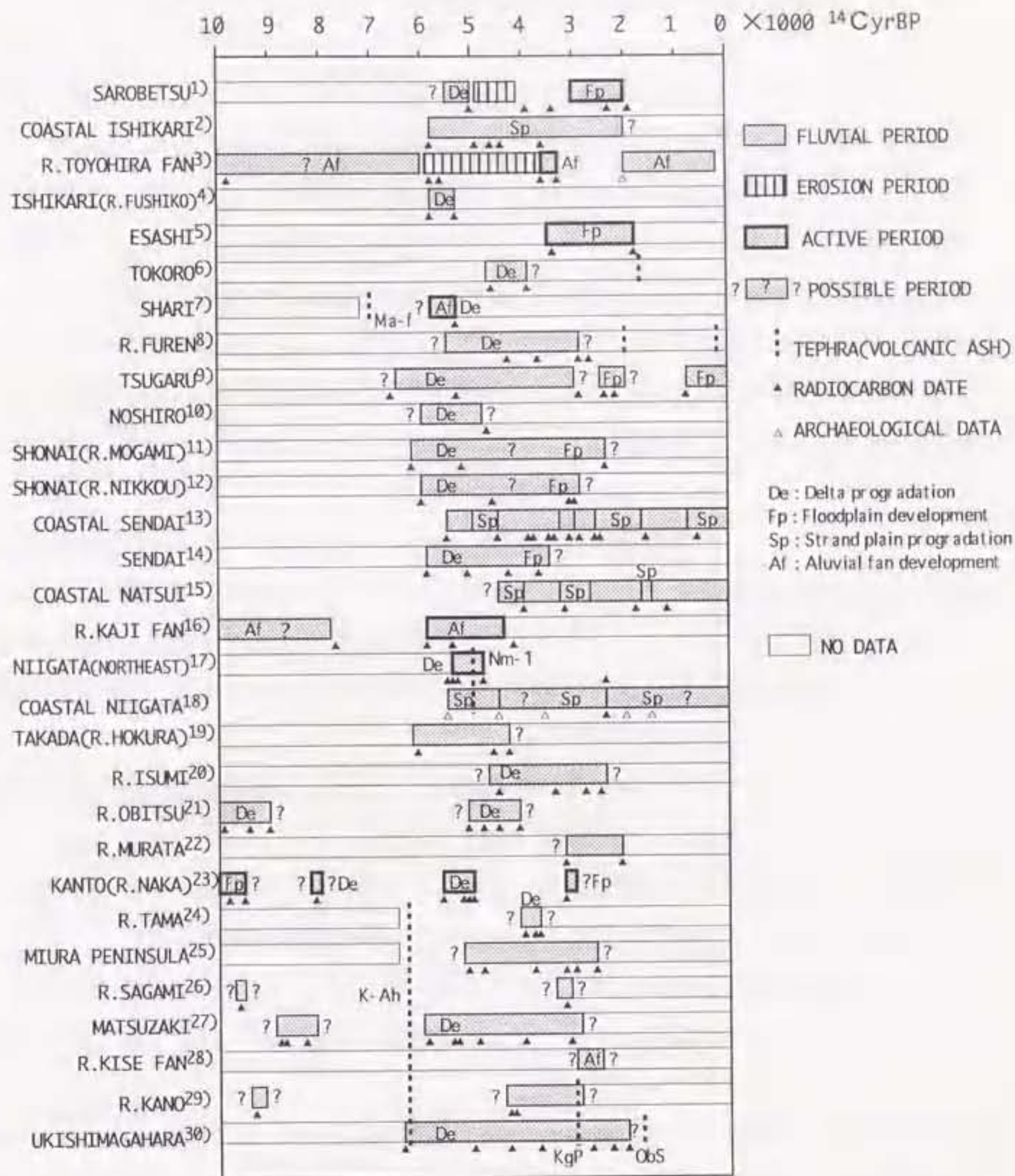
完新世中期以降では、ほぼ共通して約6,000 BP以降に河成沖積層（粗粒物質）の堆積が開始しており、この時期にデルタとストランドブレインの前進が一斉に開始したことがわかる。この共通性は、海水準の上昇速度が低下したため、河川の物質供給速度が相対的に増加したことに原因がある。また、約2,000 BP頃までに粗粒物質の堆積を終えた沖積低地が多いように見える。これは、約2,000 BP頃までに、河成沖積層（粗粒物質）の堆積による沖積低地の拡大（デルタ・氾濫原の形成）が、広い地域で進行したことを示すのではないだろうか。しかし、比較的新しい時期（約2,000 BP以降）の河成沖積層（粗粒物質）の堆積時期に関する資料は少ないので、今後さらに資料を蓄積する必要がある。

さらに、約6,000 BP以降の時期では、約5,500～5,000 BP、約3,500～2,000 BPに河成沖積層（粗粒物質）の堆積が活発であったことがわかる。同時期に河成沖積層（粗粒物質）の急速な堆積が起こった原因は、完新世相対的海水準変動と上流からの物質供給量の変化から考える必要がある。その説明は、次の3つの場合が考えられる。すなわち、①上流からの物質供給量（絶対量）は常に一定であって、海水準の相対的低下によって河川の物質供給速度が相対的に増加した場合（海水準低下が原因の場合）、②海水準は一定であった

第5表 東北日本の海岸沖積低地における完新世の河成沖積層（粗粒物質）の堆積時期  
 Table 5 Holocene fluvial periods of the coastal alluvial lowlands in Northeastern Japan

LOCATION	FLUVIAL PERIOD(ka)	GEOMORPHIC CHANGE	DATING	REFERENCE
<i>HOKKAIDO</i>				
SAROBETSU	>5.5~5.0	delta progradation	<sup>14</sup> C	This study
	3.0~2.0*	floodplain lateral expansion	<sup>14</sup> C	"
COASTAL ISHIKARI	5.8~2.0	strandplain progradation	<sup>14</sup> C	Matsushita(1979)
R.TOYOHIRA FAN	10.0~>6.0	alluvial fan development	<sup>14</sup> C	Daimaru(1989)
	(5.9~3.5)	erosion		"
	3.5*(3.3~3.6)	alluvial fan development	<sup>14</sup> C	"
	2.0~0.2	alluvial fan development	Archaeology	"
ISHIKARI(R.FUSHIKO)	5.8~5.0	delta progradation	<sup>14</sup> C	"
ESAHI(R.OBITSU)	3.5~1.8*	floodplain development	<sup>14</sup> C	Endo(1984)
TOKORO	>4.6~3.9>	delta progradation	<sup>14</sup> C	Sakakuchi et al.(1985)
SHARI	>5.8~5.4*	alluvial fan-delta progradation	<sup>14</sup> C	Endo et al.(1988)
R.FUREN	>4.3~2.9	delta progradation	<sup>14</sup> C	Ohira et al.(1994)
<i>Tohoku</i>				
TSUGARU	>6.5~3.0>	delta progradation	<sup>14</sup> C	Umitsu(1976)
	2.5~2.0>	floodplain development	<sup>14</sup> C	Umitsu(1974)
	0.8~	floodplain development	<sup>14</sup> C	Umitsu(1976)
NOSHIRO	>ca.6~4.8>	delta progradation	<sup>14</sup> C	Tsuji(1981)
SHONAI(R.MOGAMI)	6.2~2.3>	delta-floodplain development	<sup>14</sup> C	Ariga(1984)
SHONAI(R.NIKKOU)	6.0~2.9>	delta-floodplain development	<sup>14</sup> C	"
SENDAI	5.9~3.5>	delta-floodplain development	<sup>14</sup> C	Omoto-Ouchi(1978)
COASTAL SENDAI	5.0~0	strandplain progradation	<sup>14</sup> C	Matsimoto(1984)
COASTAL NATSUI	>4.0~1.6>	strandplain progradation	<sup>14</sup> C	Fujimoto(1988)
<i>Hokuriku</i>				
NIIGATA(NORTHEAST)	5.4~4.8	delta progradation	<sup>14</sup> C	This study
R.KAJI FAN	? ~7.8	alluvial fan development	<sup>14</sup> C	"
	5.9~4.2*	alluvial fan development	<sup>14</sup> C	"
COASTAL NIIGATA	5.5~4.5*	strandplain progradation	Archaeology-Tephra	"
	<4.5~2.3>	strandplain progradation	Archaeology- <sup>14</sup> C	"
TAKADA(R.HOKURA)	6.2~4.3>	?	<sup>14</sup> C	Takano et al.(1988)
<i>Kanto</i>				
R.ISUMI	>4.7~2.4>	delta progradation	<sup>14</sup> C	Sekimoto-Endo(1989)
R.OBITSU	>5.1~4.1>	delta progradation	<sup>14</sup> C	Saito(1995)
	15.0~9.3>	delta progradation?	<sup>14</sup> C	Matsubara(1980MS)
R.MURATA	>3.2~2.1	?	<sup>14</sup> C	Tsuji et al.(1983)
TOKYO LOWLAND	12.0~9.5*	Floodplain (HBG) development	<sup>14</sup> C	Shibasaki et al.(1971)
R.NAKA	>8.2~8.0>*	delta progradation?	<sup>14</sup> C	Endo et al.(1988)
	5.6~5.0*	delta progradation	<sup>14</sup> C	Endo et al.(1992)
	3.2~3.0>*	floodplain development	<sup>14</sup> C	Hirai(1983)
R.TAMA	4.1~3.7	delta progradation?	<sup>14</sup> C	Umitsu(1984)
MIURA PENINSULA	>5.2~2.6>	?	<sup>14</sup> C	Ota et al.(1994)
R.SAGAMI	>9.7~9.5	?	<sup>14</sup> C	Okumura-Mikami(1976)
	>3.4~3.1>	?	<sup>14</sup> C	"
<i>Tokai</i>				
MATSUZAKI	>8.9~8.1>	?	<sup>14</sup> C	Matsubara et al.(1986)
	6.0~3.1>	delta progradation?	<sup>14</sup> C	"
R.KISE FAN	>3.0~2.5>	alluvial fan development	Tephra	Matsubara(1984)
R.KANO	>9.4~9.1>	?	<sup>14</sup> C	Matsubara(1989)
	>4.4~ca.3>	?	<sup>14</sup> C-Tephra	"
UKISHIMAGAHARA	6.4~2.0>	delta progradation?	<sup>14</sup> C-Tephra	"

\* RELATIVE ACTIVE PERIODS



第39図 完新世における東北日本の海岸沖積低地の河成沖積層の堆積時期

1)大平(1995), 2)松下(1979), 3)大丸(1989), 4)大丸(1989), 5)遠藤(1984), 6)Sakaguchi *et al.* (1985), 7)遠藤ほか(1988), 8)大平ほか(1994), 9)海津(1976), 10)辻(1981), 11)有賀(1984), 12)有賀(1984), 13)松本(1984), 14)小元・大内(1978), 15)藤本(1988), 16)大平(1992), 17)大平(1992), 18)大平(1992), 19)高野ほか(1988), 20)関本・遠藤(1989), 21)Saito(1995), 22)辻ほか(1983), 23)遠藤ほか(1992), 24)海津(1984), 25)太田ほか(1994), 26)奥村・見上(1976), 27)松原ほか(1986), 28)松原(1984), 29)松原(1989), 30)松原(1989)  
 Figure 39 Chronology of Holocene fluvial periods of the coastal alluvial lowlands in Northeast Japan

が、上流からの物質供給量の絶対量が増加した場合（物質供給量の増加が原因の場合）、③海水準の相対的低下に加え、上流からの物質供給量の絶対量も増加した場合（複合的な原因の場合）である。

第IV章で記したように、新潟平野北東部における約5,400～4,800 BPの急速なデルタとストランドブレインの前進は、③の複合的な原因が考えられた。河成沖積層（粗粒物質）の堆積が活発化した約5,500～5,000 BP、約3,500～2,000 BPは、日本各地でみられる相対的海水準低下期（太田ほか、1990）に相当しており、相対的海水準低下が河成沖積層（粗粒物質）の急速な堆積に関わっている可能性が大きいと考えられる。そこで、次に新潟平野北東部の後背山地でみられたような物質移動の活発化が、東北日本における山地・山麓部においても共通してみられるのかについて整理し、これらの時期に河成活動が活発化して上流から物質供給量の絶対量が増加した可能性について検討する。

## 2. 東北日本の山地・山麓域における物質移動期と河成活動

本研究では、海岸沖積低地における河成沖積層（粗粒物質）の堆積が活発であった時期と上流域（山地・山麓部）の物質移動期とを対比することで、海岸沖積低地でみられた河成沖積層の堆積と完新世の河成活動との関連および完新世における河成活動の傾向について検討した。

海岸沖積低地への物質供給は、流域における物質移動としてとらえることが必要である（海津、1994）。すなわち、山地—山麓—（盆地—谷底平野）—海岸沖積低地という流域の地形発達を明らかにし、物質移動の様式、時期、移動量について検討することが必要である。しかし、完新世の地形発達に関して、このような試みはいまのところ行われていない<sup>17)</sup>。そこで、従来多くの研究が行われてきた東北日本の山地斜面の物質移動期と、前項で確認された河成沖積層（粗粒物質）の堆積が活発であった時期との対比を試みることにする。

東北日本の山地・山麓部における物質移動に関する従来の研究を整理し、完新世の物質移動期と物質移動の内容をまとめた（第6表）。対象とした地域（文献）は、宗谷丘陵（五十嵐・柳井、1990）、大雪山周辺湿原（高橋、1987）、日高山脈（山本・中村、1986；山本、1989）、夕張山地（清水、1989）、日高地方海岸段丘地帯（柳井・五十嵐、1990）、厚真川流域（柳井、1989）、豊平川流域（高橋、1986）、北上山地（吉永・西条、1989；吉永ほか、1989）、遠野盆地東部（大平、未公表）、仙台周辺丘陵（宮城ほか、1979；Miyagi *et al.*, 1981）、川樋盆地（中山・宮城、1984）、月山（刈谷、1995）、飯豊山地（西城・小松原、1988；鈴木、1990）、五頭山地西麓（高浜・野崎、1981）、越後山地（Takada *et al.*, 1990）、谷川岳北麓（鈴木、1988）、小烏山（三枝・

第6表 東北日本の山地・山麓部における完新世の物質移動期

Table 6 The periods of the environmental changes at the mountains and the mountain foot in Northeastern Japan during the Holocene

LOCATION	PERIOD(ka)	ENVIRONMENTAL CHANGE / CLIMATE	DATING	REFERENCE
<i>HOKKAIDO</i>				
SOYA HILL	6~5	gully / precipitation increase?	<sup>14</sup> C	Igarashi-Yanai(1990)
MT. DAISETSU	4~3	solifluction lobe / cool?	<sup>14</sup> C	Takahashi(1987)
	0.2~	?	Tephra	"
MTS. HIDAKA	6~5	gully / precipitation increase?	<sup>14</sup> C	Yamamoto-Nakamura(1986)
	?~9	solifluction / cold	Tephra	Yamamoto(1989)
	9	slope deposition	Tephra	"
	?~3	slope deposition	Tephra	"
	3~?	slope deposition	Tephra	"
	7~?	slope deposition	Kuroboku soil	"
MTS. YUBARI	8~?	slope deposition	Tephra	Shimizu(1989)
HIDAKA MARINE	?~8	Talus	<sup>14</sup> C	Yanai-Igarashi(1990)
-TERRACE	2.6~	Talus(every150-200yr)	<sup>14</sup> C	"
ATSUMA	?~9	slope deposition	Tephra	Yanai(1989)
	?~3	slope deposition	Tephra	"
R. TOYOHIRA	8.4~?	debris flow	<sup>14</sup> C	Takahashi(1986)
UPPER REACH	7.1~6.2	landslide	<sup>14</sup> C	"
<i>TOHOKU</i>				
MTS. KITAKAMI NORTH	7~5	alluvial cone	Tephra	Yoshinaga-Saijo(1989)
	3.5~1.0	alluvial cone	Tephra· <sup>14</sup> C	"
(MIYAMOTO)	5~?	alluvial cone	<sup>14</sup> C	"
(SUNAGO)	8~7	talus	Tephra	Yoshinaga et al.(1989)
	5	talus	Tephra· <sup>14</sup> C	"
	ca.3.5	talus	?	"
	2.5	talus	<sup>14</sup> C	"
MTS. KITAKAMI NORTH	8~5	gully	Tephra	Yoshigi(1993)
EAST TOUND	1.5	debris flow	<sup>14</sup> C	Ohira(unpublished)
HILL SLOPE	?~8	denudation	<sup>14</sup> C	Miyagi et al.(1979)
AROUND SENDAI	6~5(2.5)*	denudation / heavy rain?	<sup>14</sup> C	"
	1~	denudation	<sup>14</sup> C	"
KAWADOI BASIN	6~4	slope deposition / precipitation increase?	<sup>14</sup> C	Nakayama-Miyagi(1984)
	2.5~	slope deposition / precipitation increase?	<sup>14</sup> C	"
	5.5	slope deposition / precipitation increase?	<sup>14</sup> C	Koiwa et al.(1995)
	2.0	slope deposition / precipitation increase?	<sup>14</sup> C	"
MT. GASSAN	5.5~1.1(3~2)	slope deposition	<sup>14</sup> C	Kariya(1995)
MTS. IIDE	5.5~4.0	landslide	Tephra· <sup>14</sup> C	Saijo-Komatsubara(1988)
(NORTH FOOT)	5.5~3.0	debris flow / heavy rain?	<sup>14</sup> C·Archaeology	Suzuki(1990)
MTS. GOZU(WEST FOOT)	5~4	debris flow / heavy rain?	Archaeology	Takahama-Nozaki(1981)
MTS. ECHIGO	3.4~2.4	periglacial slope / cold?	<sup>14</sup> C	Takada et al.(1990)
MTS. TANIGAWA	11.0~8.0	slope deposition	Tephra· <sup>14</sup> C	Suzuki(1988)
(NORTH FOOT)	4.0~3.5	slope deposition	<sup>14</sup> C	"
MT. SHIROUMA	6.3~5.0*	slope deposition / heavy rain?	Tephra· <sup>14</sup> C	Souma(1988)
	3.0~2.5*	slope deposition / heavy rain?	<sup>14</sup> C	"
<i>KANTO</i>				
MT. KOGARASU	6.3	debris flow	<sup>14</sup> C	Kariya-Saegusa(1994)

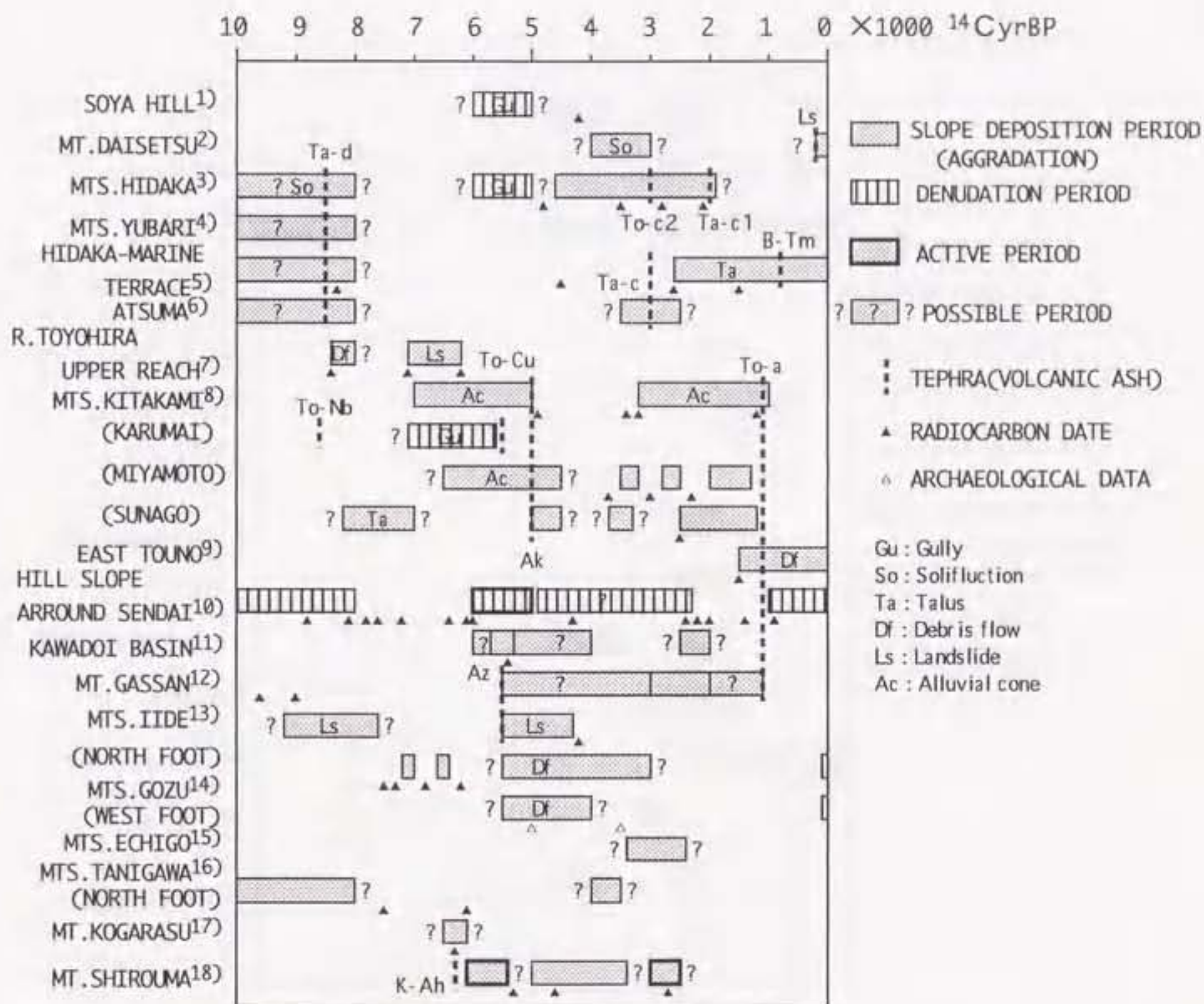
\* RELATIVE ACTIVE PERIODS

苅谷, 1994), 白馬岳周辺(相馬, 1988)である。ここで取り上げた山地・山麓部は、第39図の海岸沖積低地の流域にあたる地域も含まれるが、完新世における東北日本の物質移動の傾向をとらえる立場から対象に含めた。また、白馬岳周辺は、西南日本に位置するが、物質移動から降水のタイプに関しても言及されており、地域的にも比較的近いため対象に含めた。

第40図は、第39図と同様に横軸に $^{14}\text{C}$ 年代をとり、各地域の物質移動期と物質移動の様式を比較したものである。この図から物質移動期の傾向についてみていく。地域による地形条件・地質条件などが様々であるため、物質移動期はかならずしもきれいに一致しないが、以下のような時期的な傾向が読みとれる。物質移動は、完新世初期の約10,000~8,000 BP、完新世中期~後期の約6,000~1,000 BPに起こった地域が多いようである。完新世初期は、氷期から完新世(後氷期)への移行期であり、急速な温暖化により降水量(豪雨の頻度)が増加して、斜面物質が移動したことが明らかにされている(Oguchi, 1992; Sugai, 1993; 吉永・小岩, 1996)。

完新世中期~後期を詳しくみると、約6,000~5,000 BP頃と約4,000~2,000 BP頃に物質移動が特に活発であったようである。約6,000~5,000 BP頃は、沖積錐やガリーなどの流水に伴う物質移動がみられる地域が多いことに特徴がある。宮城ほか(1979)は、仙台周辺の丘陵斜面の削剥過程を検討し、ヒブシサーマル期における斜面の削剥が顕著であったことを指摘している。また、相馬(1988)は、北アルプス北部白馬岳周辺の湿原堆積物に挟在する斜面堆積物の分析から、約5,000 BP以前に、温暖で大雨の頻度の高い時期が存在したことを推定している。さらに、新潟平野北東部の後背山地において土石流(土砂流)が頻発化したことを考えあわせると、この時期の物質移動は、豪雨にともなう流水によって引き起こされたものが多い傾向が読みとれる。一方、約4,000~2,000 BP頃の物質移動は、それとはやや様相が異なっているようである。この時期は、完新世後半でも特に寒冷な気候とされる時期(Lamb, 1977)であり、高山域における周氷河性の物質移動・周氷河性斜面の拡大が確認されている(Takada et al., 1990)。しかし、高山域以外の森林帯(森林限界以下の地域)でも物質移動がみられるが、ヒブシサーマル期ほど規模が大きくなく(宮城ほか, 1979)、大規模な土石流地形も確認されていない。よって、東北日本におけるこの時期の物質移動は、主に気温低下による斜面状態の不安定化を反映したもので、豪雨の頻発化が原因ではないと考えられる。

これまで示したように、山地・山麓部の物質移動は、主に気候条件に起因している。そこで次に、日本における完新世の古気候研究を整理し、完新世における気候変化の傾向をまとめた(第41図)。従来の古気候研究で明らかとされている完新世の気候変化の傾向は以下のような共通性がみられる。すなわち、約6,000~5,000 BP頃はヒブシサーマル期と呼

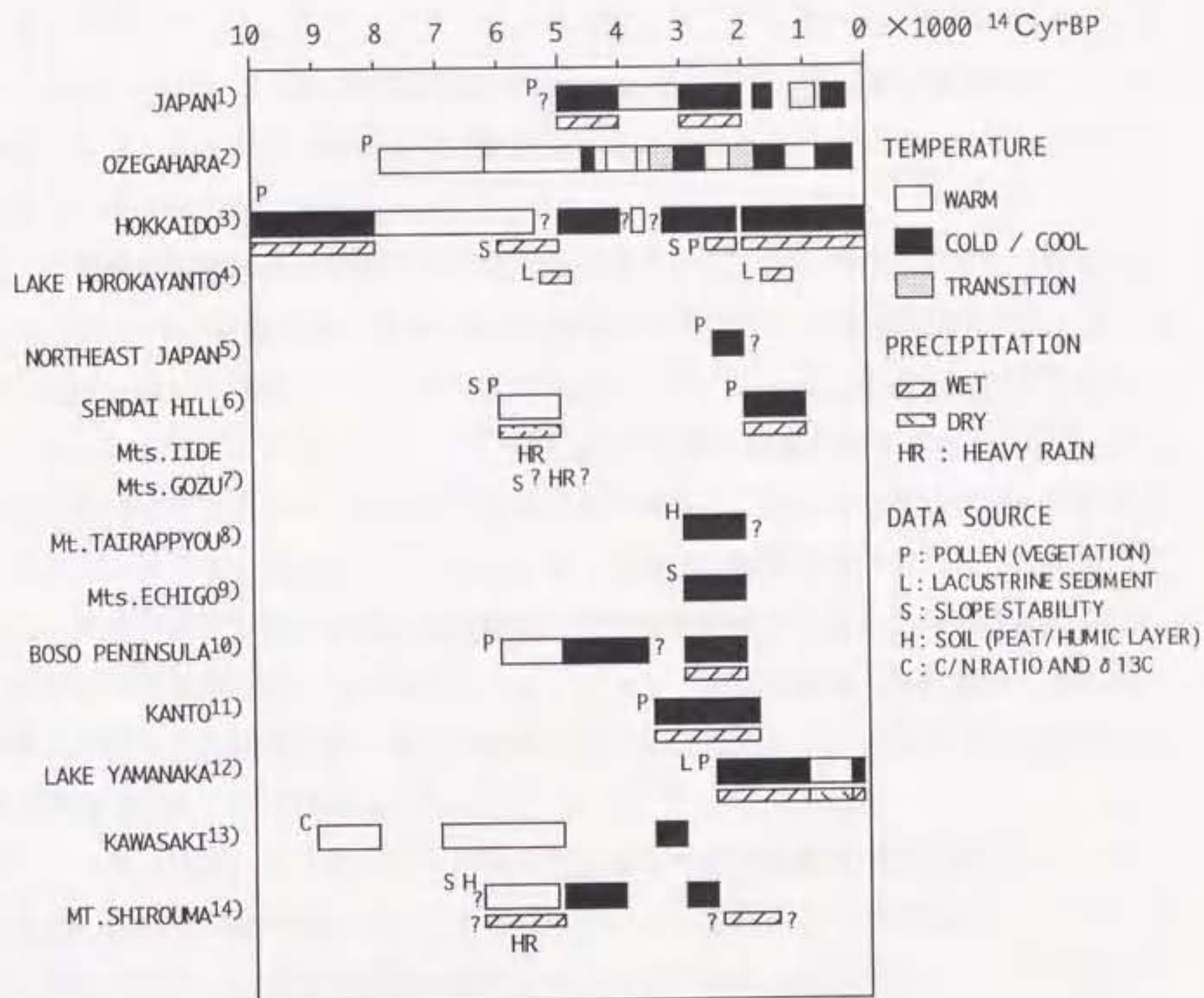


第40図 東北日本の山地・山麓部における完新世の物質移動

1)五十嵐・柳井(1990), 2)高橋(1987), 3)山本・中村(1986)・山本(1989), 4)清水(1989), 5)柳井・五十嵐(1990), 6)柳井(1989), 7)高橋(1986), 8)吉永・西城(1989)・吉永ほか(1989), 9)大平(未公表), 10)宮城ほか(1979), 11)中山・宮城(1984), 12)苅谷(1995), 13)西城・小松原(1988)・鈴木(1990), 14)高浜・野崎(1981), 15)Takada *et al.* (1990), 16)鈴木(1988), 17)苅谷・三枝(1994), 18)相馬(1988)

テフラは付表-第3表を参照

Figure 40 Chronology of the Holocene environmental changes of the mountains and mountain foot in Northeast Japan



第41図 日本における完新世の古気候変化

1) 安田 (1990), 2) 阪口 (1989), 3) 阪口 (1961)・前田 (1984)・遠藤 (1984)・五十嵐 (1988)・柳井・五十嵐 (1990)・高橋 (1992), 4) 中尾 (1990), 5) 安田 (1973), 6) 宮城ほか (1979)・Miyagi *et al.* (1981), 7) 高浜・野崎 (1981)・鈴木 (1990), 8) 小泉ほか (1984), 9) Takada *et al.* (1990)・高田 (1992), 10) 辻・鈴木 (1977), 11) 辻 (1989)・遠藤ほか (1989), 12) 小杉ほか (1993), 13) 中井ほか (1987), 14) 相馬 (1988)

Figure 41 Chronology of Holocene climatic changes



ばれる温暖期であるが、約5,000 BP頃から寒冷（冷涼）期に変化する。寒冷（冷涼）期は約4,000 BP頃まで続き、その後、温暖期をはさみ、約4,000～2,000 BP頃は、再び寒冷（冷涼）・湿潤期になった。

降水量の変化についてみると、ヒブシサーマル期はとくに本州において豪雨が多かったことがわかる。4,000～2,000 BP頃は湿潤であったとする研究は多いが、豪雨が多かったとする研究はない。この時期の湿潤化は、気温低下による蒸発量の減少によって相対的に湿度が上昇し、湿潤化した可能性もある。

山地・山麓域の物質移動と気候条件の関連を整理すると、以下のことが考えられる。約6,000～5,000 BP頃の物質移動は豪雨の頻度の増加が関与している可能性が考えられる。また、約5,000 BP頃から寒冷（冷涼）な気候に変化したことも斜面上の不安定物質を生み出す原因になったことが考えられる。一方、約4,000～2,000 BP頃の物質移動は気温低下による斜面の不安定化によるもので豪雨の頻度の増加は関与していない可能性が考えられる。

以上に示したように、東北日本における山地・山麓域の物質移動期を整理した結果、完新世中期～後期における物質移動の活発期は、海岸沖積低地でみられた河成沖積層（粗粒物質）の堆積の活発期と同時性が認められる。よって、河成沖積層（粗粒物質）の堆積の活発化は、上流からの物質供給の増加を反映したことが考えられ、上記の2つの時期に河成活動が活発化したことが推定される。

ただし、山地（流域）による地形・地質条件の違いや内陸盆地の存在の違いによって、物質移動期の違いや移動時間の違い（タイムラグ）が生まれることが予測される<sup>17)</sup>が、本稿では、流域の条件による河成活動の現れ方の違いについては検討することはできなかった。

遠藤ほか（1992）は、関東平野の中川低地における沖積層の堆積過程から、13,000～11,500 BP、10,500～9,000 BP（HBG層準）、7,500～8,000 BP（小規模）、5,500～5,000 BP、3,500～2,000 BPに河成活動が活発であったとした。よって、本研究で確認された完新世の河成活動の活発期は、遠藤ほか（1992）が関東平野から指摘した河成作用の活発期と同様の傾向を示したといえる。

### 3. 東北日本における完新世の河成活動の活発化と気候条件

前節の検討で、気候条件を反映した上流域における物質移動期が、海岸沖積低地でみられた河成沖積層（粗粒物質）の堆積の活発期とほぼ対応していることから、河成活動の活発化によって海岸低地の河成沖積層（粗粒物質）の堆積が加速されたことが明らかとなった。

最後に、前項までの検討をふまえて、完新世中期～後期の2回の河成活動の活発期がどのような気候条件に対応したのかについて以下に整理する。

①約5,500～5,000 BPの河成活動の活発化は、ヒブシサーマル期（あるいはその末期）の豪雨の頻発化によって、上流域において物質移動が活発化したこと、河川の掃流力が増加したことに原因があると考えられた。温暖期であるヒブシサーマル期には、夏季のポーラフロントが東北地方付近まで北上し、そのため東北地方では台風の襲来頻度が増加し、梅雨前線の活動もうけやすくなり、豪雨が頻発化したと推定される。また、北海道でもガリーの形成に示されるように降水量が増加したことが推定される。さらに、それに加え温暖期から寒冷期への移行（気温低下）も影響し、斜面上の不安定物質が増加したことも関与した可能性がある。この時期の斜面上の不安定物質の増加は、非周氷河地域（森林帯）において確認されており、寒冷化による周氷河性岩屑生産の活発化が原因でないことがわかる。さらに、第VI章で記すように、気温低下が起こったとしても、大気循環パターンの変化による影響で、ポーラフロントが東北地方付近にまで北上する状態、もしくはポーラフロントにおける降雨が活発化した状態で、豪雨の頻度が高かった可能性も考えられる。これについては、第VI章において議論したい。

以上を整理すると、この時期の河成活動の活発化は、豪雨の頻度の高い気候条件を反映した粗粒物質の増加と河川の掃流力の強化が主な原因と考えられる。また、気候変化に伴う斜面上の不安定物質（非周氷河性作用による粗粒物質）の増加も原因となった可能性がある。

②約3,500～2,000 BPの河成活動の活発化は、寒冷（冷涼）化による斜面上の不安定物質（粗粒物質）の増加が原因と考えられる。この時期の物質移動は、周氷河地域と森林帯において認められる。高山域においては周氷河性岩屑生産（掃流サイズの岩屑生産）が活発化したこと、森林帯においては植生の被覆が変化することで不安定物質が増加したことが考えられる。そして、その不安定物質が降雨（豪雨）の際に掃流された結果、河成活動（粗粒物質の堆積）が活発化したと考えられる。この時期は、豪雨の頻度が増加したという報告は得られていない。

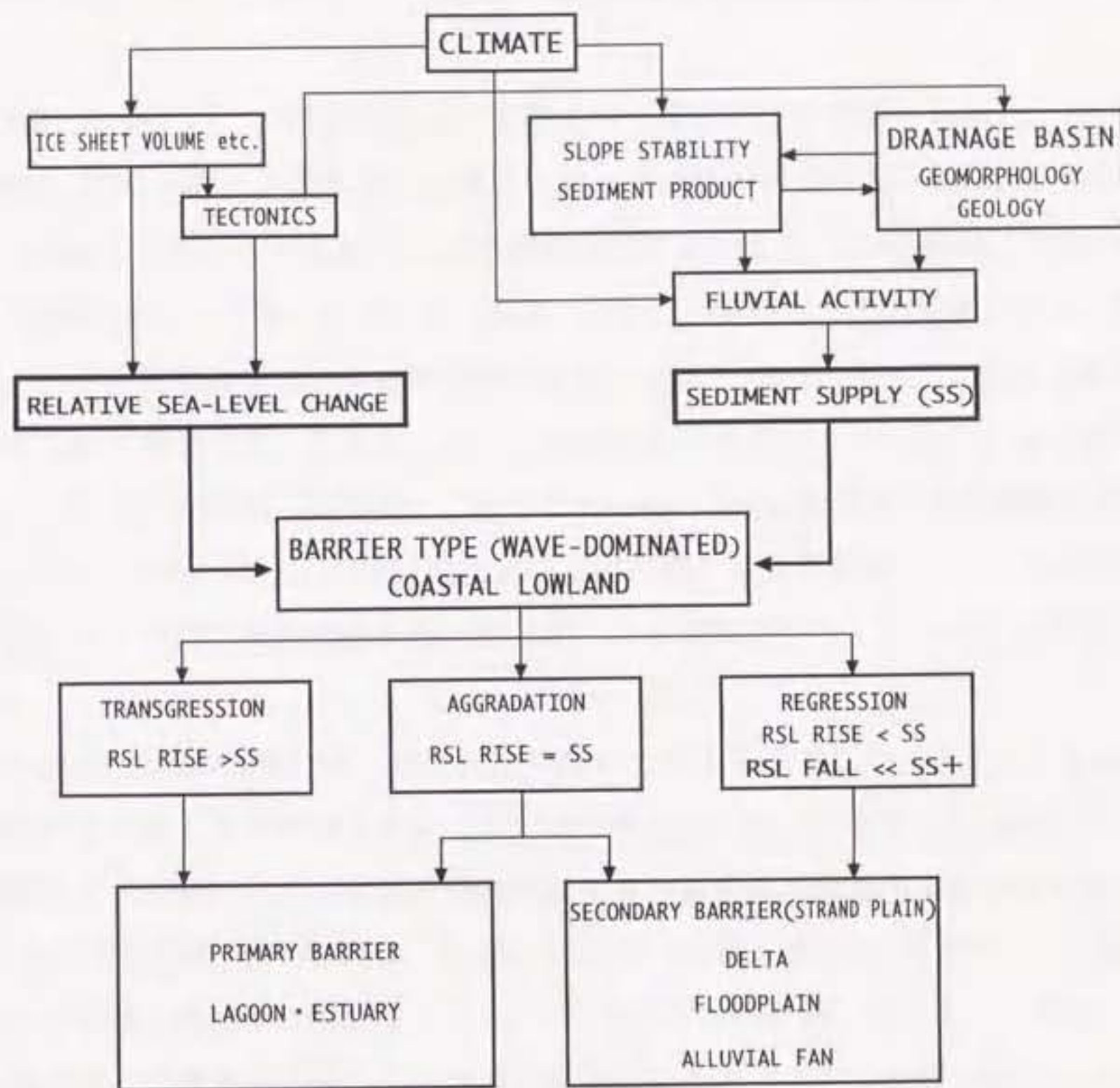
以上のように、河成活動の活発化の原因は、従来の研究では気候の湿潤化、あるいは寒冷・湿潤化と対応することが指摘されてきたが（遠藤ほか、1992）、本研究では山地・山麓部の物質移動の時期とその様式を検討することから、気候条件と河成活動との対応の実態をより深く検討することができた。また、井関（1985）は沖積層上部砂層の形成環境を、周氷河性岩屑生産（掃流サイズの物質生産：小泉・柳町、1982）の活発化という高山域における粗粒物質の増加だけで説明したが、本研究では森林帯における粗粒物質（不安定な斜面物質）の増加とそれを掃流する豪雨の存在も重要であると考えられた。

## VI. 完新世における海岸沖積低地の地形形成環境の変遷

### 1. 完新世における東北日本のバリアータイプの地形形成環境の変遷

前章までの検討で、完新世における東北日本の海岸沖積低地の地形発達は、相対的海水準変動と気候変化に起因する河成活動（上流からの物質供給量の変化）の影響を受けて進行してきたことが考えられた。それを踏まえて、本研究で対象としたバリアータイプの地形発達を決定する要因（地形形成環境）を第42図のフローチャートに示した。この図におけるTRANSGRESSION, AGGRADATION, REGRESSIONは、それぞれ海岸線の陸側への移動する状態（海進）、海岸線の位置は不変で堆積のみが進行する状態、海岸線の海側への移動する状態（海退）を示している。従来の研究では、上流からの物質供給量（SS）は一定であると仮定され、相対的海水準（RSL）変動で地形発達（海岸線の移動）が説明されてきたが、この図の特徴は、相対的海水準変動（速度）と上流からの物質供給（速度）の変化という2つの変数の相対的な力関係で地形発達（海岸線の移動）を説明していることである。すなわち、①相対的海水準上昇速度が上流からの物質供給速度を上回る状態（ $RSL \text{ RISE} > SS$ ）では、海岸線の陸側への移動が起こり、砂州（primary barrier: Pierce and Colquhoun, 1970, transgressive barrier: Roy *et al.*, 1994）は内陸へ移動しながら上方へ成長し、その背後には潟湖もしくはエスチュアリーが拡大する。②海水準上昇速度と上流からの物質供給速度が均衡する状態では海岸線の位置は不動であり、その状態になる直前の地形を継続することになる。③海水準上昇速度を上流からの物質供給速度が上回る状態（ $RSL \text{ RISE} < SS$ ）では、海岸線の海側への移動が起こり、砂州（secondary barrier: Pierce and Colquhoun, 1970）は海側に付加されながら成長し、背後の潟湖もしくはエスチュアリーに向けてデルタが前進する。また、そのデルタを覆って氾濫原の形成も行われる。さらに、相対的海水準低下期に上流からの物質供給速度の増加が起こった場合（ $RSL \text{ FALL} \ll SS+$ ）には、上記の地形変化が加速度的に進行することになる。

上流からの物質供給速度の変化は、河成活動（河成作用の変化）に支配されている。河成活動は、気候条件（降水量の変化）を直接反映するだけでなく、気候条件が関与する山地斜面の安定性や土砂生産をも反映する。また、河成活動は流域（後背山地）の地形・地質条件による影響も受けている。第V章で検討したように、完新世の気候変化によって河成活動の活発な時期が存在したことが考えられた。こうした河成活動の活発な時期が、相対的海水準低下期とほぼ同時期にあったため、従来の研究では上流からの物質供給速度の変化は意識されにくかったと考えられる。また、上流からの物質供給速度の変化は、主に



第42図 バリアータイプの海岸沖積低地の地形発達を決定する要因

Figure 42 Flowchart of the geomorphic development of the wave-dominated coastal lowlands relation to environmental factors

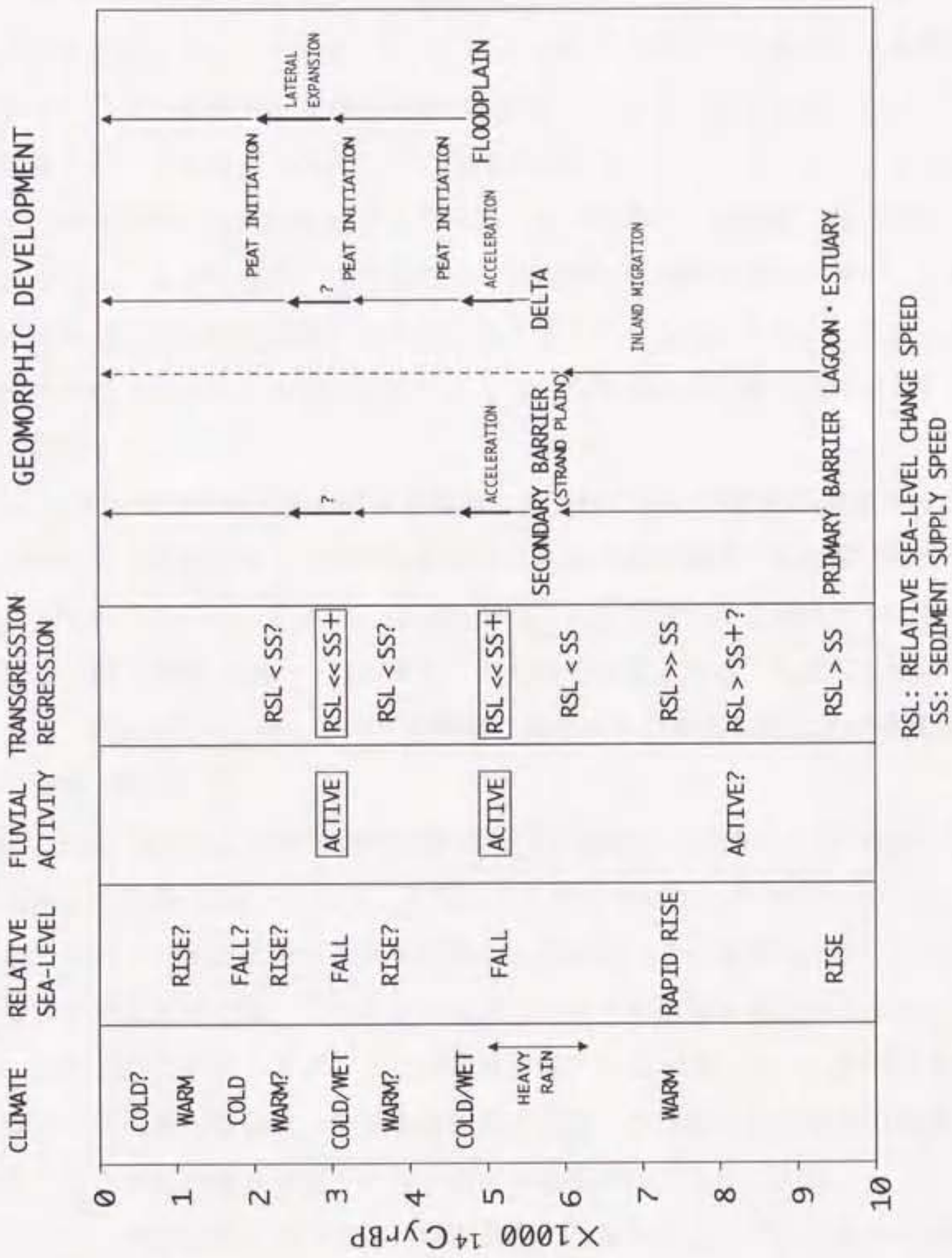
完新世後半の相対的海水準微変動期において海岸線の移動（地形変化）に影響するようになることも、バリアータイプの地形発達の説明には考慮されなかったと考えられる。

次に、完新世における東北日本の海岸沖積低地（バリアータイプ）の地形形成環境の時期的な変遷（第43図）を、上記の2つの変数の相対的な力関係の時期的変化に注目してみたい。

10,000 BP頃については、本研究において直接資料を得ることはできなかった。11,000～10,000 BP頃は、最終氷期から後氷期の温暖期へ向かう過程での寒冷期（Younger Dryas期）である（Lamb, 1977）。関東地方の海岸沖積低地においては、この時期に河成砂礫層（HBG層）が発達したことが知られている（Endo et al., 1982）。この原因として、寒冷化によって、周氷河性岩屑生産および物質移動が活発化し、それによって上流からの物質供給量が増大した可能性が考えられる。また、相対的海水準が一時的に低下した可能性も考えられる。しかし、山麓部（森林帯）におけるYounger Dryas期前後の斜面環境の変化は十分明らかにされておらず、10,000 BP頃における海岸部への物質供給については不明な点が多い。また、この時期の相対的海水準変動に関しても資料が少なく、今後の研究をまたねばならない。

Younger Dryas期以降の温暖化は、相対的海水準の上昇をもたらした。とくに、8,000 BP以降は、相対的海水準上昇速度が大きかったと考えられている（たとえば、遠藤ほか、1989）。遠藤ほか（1989）による関東平野中央部における相対的海水準変動曲線に基づいて、10,000 BPの相対的海水準を-40m、7,000 BPの相対的海水準を±0mとすると、10,000～7,000 BPの海水準上昇速度は約1.3cm/年という急速なものであったことがわかる。この時期には、海水準上昇速度が上流からの物質供給速度を大きく上回る状態（ $RSL \gg SS$ ）となり、海岸線の陸側への移動（海進）が発生することになったのである。バリアータイプの場合は、砂州（primary barrier, transgressive barrier）が内陸へ移動しながら発達し、その背後には潟湖もしくはエスチュアリーが内陸に拡大していくことになった。ところで、Younger Dryas期以降は、降水量（降水強度）の増加によって、山地斜面の不安定と河川の侵食力・掃流力の強化（吉永・小岩、1996）によって、下流への物質供給量が晩氷期よりも増大したことが予測される。しかし、物質供給速度が完新世前半の相対的海水準上昇速度を上回るほどではなかったため、完新世前期～中期には海岸線の後退（海退）が進行したと考えられる。

その後、7,000～6,000 BP頃になると海水準上昇速度が鈍化すると、上流からの物質供給量の多い地域では、上流からの物質供給速度が海水準上昇速度を上回る状態（ $RSL < SS$ ）となり、海岸線あるいは潟湖もしくはエスチュアリーの湖岸線の海側への移動（海退）が開始したと考えられる。新潟平野北東部の阿賀野川付近はこのような条件の地域であり、



第43図 完新世における東北日本の海岸沖積低地（バリアータイプ）の地形形成環境の変遷  
 Figure 43 Chronology of the geomorphic development of the wave-dominated coastal lowland in Northeastern Japan during the Holocene

海退に移行した時期も古かったと考えられる。

5,500~5,000 BPには、相対的海水準低下に加えて上流からの物質供給速度も増加する状態 (RSL << SS+) となり、海岸線の急速な海側への移動 (海退) が起こるようになった。潟湖もしくはエスチュアリーに向けてデルタが急速 (加速度的) に前進し、海岸部では primary barrier を覆って secondary barrier (ストランドブレイン) が急速に海側に付加されていった。この時期の上流からの物質供給速度の増加は、気候条件に起因した河成活動の活発化を反映したことが考えられた。この時期の気候条件は豪雨の発生頻度が高く、さらに寒冷化により斜面も不安定な状態 (植生変化により植被が弱化した状態) であったことも関係したことが考えられた。この時期のストランドブレインとデルタの急速な拡大によって、海岸沖積低地には閉塞された状態 (排水不良) の氾濫原 (後背湿地) が拡大することになった。この氾濫原 (後背湿地) では泥炭の堆積する条件が整い、5,000~4,000 BP頃の泥炭地 (沼沢地型泥炭地) の急速な拡大をもたらした。なお、5,000~4,000 BP頃の相対的海水準低下にともなう水位の低下によって直接泥炭地 (陸化型泥炭地) が形成された地域も存在する。

4,000~3,000 BP頃には、相対的海水準の上昇が起こった可能性が指摘されている (太田ほか, 1990) が、新潟平野とサロベツ原野ではこの時期の海進 (海岸線の陸側への移動) の証拠はみられなかった。これは、この時期は、相対的海水準上昇速度を上流からの物質供給速度が上回る状態 (RSL < SS) であったためと考えられる。ただし、新潟平野北東部においては、約4,800~3,400 BPの間に潟湖に海水が再び流入したことが確認され、海水準上昇との関連が推定された。

3,500~2,000 BP頃は、再び相対的海水準低下に加えて上流からの物質供給速度 (供給量) も増加する状態 (RSL << SS+) となったと考えられた。新潟平野北東部における泥炭層の発達とサロベツ原野における河川氾濫の活発化は、その状態を反映したものと考えられる。新潟平野北東部では、この時期の急速なデルタの前進は確認されなかったが、2,400~2,300 BPまでにストランドブレインが現海岸線付近まで達したことが推定された。この時期の顕著な泥炭層の発達は、急速な海岸線の海側への移動により背後の地域の閉塞が強化されたことと相対的海水準低下に伴い潟湖の水位が低下したことによって起こったと説明される。サロベツ原野においては、河成活動の活発化によって、上流からの物質供給速度 (供給量) が増大し、それによって蛇行帯 (河道変遷が発生する帯) 付近において河川氾濫が活発化したと考えられる。

2,000 BP頃以降は、相対的な海水準微変動があった可能性が指摘されている (福沢ほか, 1995) が、新潟平野などの大きな河川が流下している地域では、基本的には相対的海水準上昇速度が上流からの物質供給速度を上回ることはなく、常に物質供給速度が卓越す

る状態 (RSL < SS) で海岸線の海側への移動が継続したと考えられる。ただし、この時期には、人間活動の影響を反映した物質供給量の増大などを考える必要もあり、海岸沖積低地の地形形成環境は、より複雑なものとなったことが予想される。

## 2. 温帯における河成活動とその要因

東北日本における海岸沖積低地の地形発達に、完新世中期以降の河成活動の活発化（上流からの物質供給量の増加）が影響したことが推定された。この東北日本において確認された河成活動の活発期と、従来の研究で温帯で報告されている河成活動の活発期とを比較し、時期的な共通性、およびその原因について整理したい。

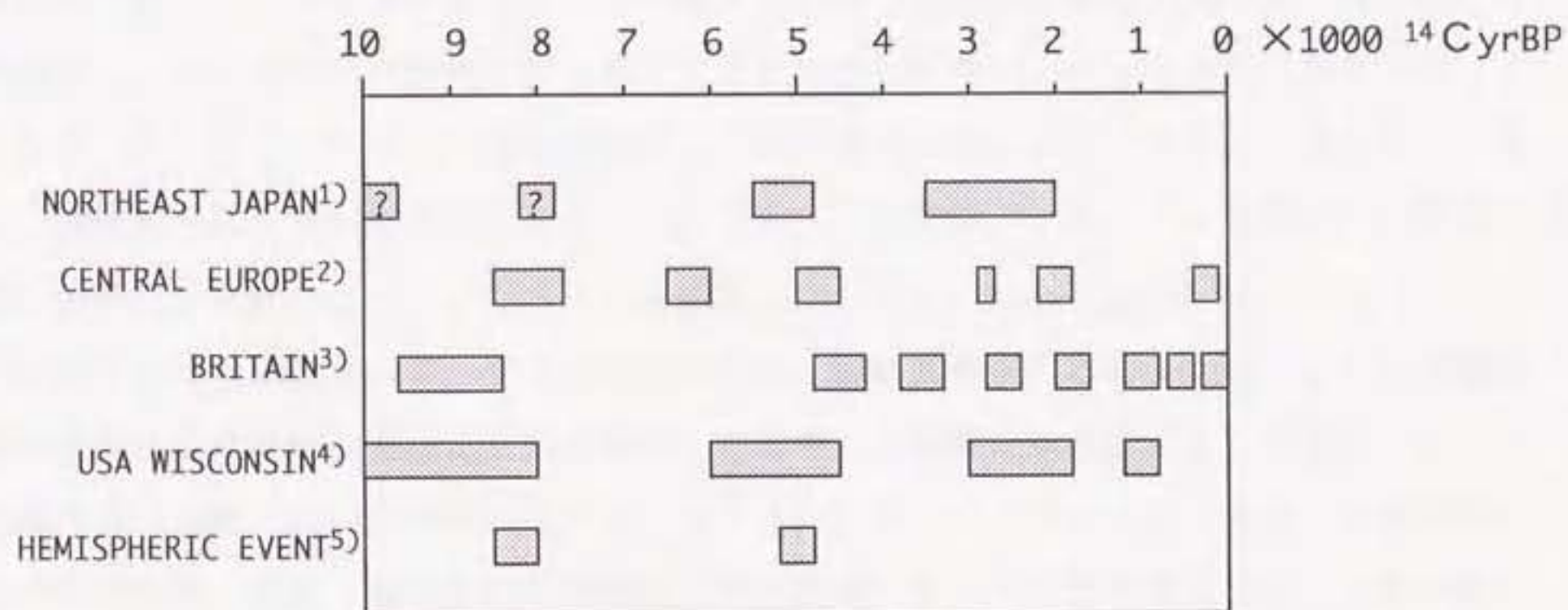
完新世における温帯の河成活動に関しては、第1章で記したように、欧米においてかなりの研究の蓄積がある。これらの欧米の河成活動の研究では、主として河川地形（氾濫原、河成段丘）の形成過程（沖積層の堆積過程）に基づいて、砂礫堆積時期、侵食時期、大規模な洪水多発期・洪水発生頻度などが検討されてきた。それらの成果によって、中央ヨーロッパに共通する河成活動の活発期 (Starkel, 1991)、ブリテン島に共通する河成活動の活発期 (Macklin and Lewin, 1993)、北米（アメリカ合衆国ウイスコンシン州）に共通する河成活動の活発期 (Knox, 1983, 1985)、両大陸に共通してみられる河成活動の活発期およびその同時性の原因 (Starkel, 1991; Knox, 1995) などが議論されている。

第44図に、東北日本（本研究）、中央ヨーロッパ (Starkel, 1991)、ブリテン島 (Macklin and Lewin, 1993)、アメリカ合衆国ウイスコンシン州のミシシッピ川上流域 (Knox, 1983) における完新世の河成活動の活発期の対比を示した。また、Knox (1983) や Starkel (1991) によって指摘された半球規模でみられる河成活動の変動期（約8,500～8,000 BP, 約5,000 BP）についてもこの図に示した。この半球規模でみられる河成活動の変動は、気候変化との関連が指摘されている。

この図の河成活動の活発期の対比から、上記の2回の半球規模でみられる河成活動の変動期以外にも、約3,500～2,000 BP頃にもグローバルに河成活動の活発化が確認されるようである。Knox (1995) も、中央ヨーロッパの河成活動の活発期 (Starkel, 1985, 1991)、ミシシッピ川上流域の河成活動の活発期 (Knox, 1983) には共通性があるとし、グローバル（北半球）にみられる河成活動の活発期のひとつとして、約3,500～2,800 BPの重要性を指摘している。

東北日本でみられた河成活動の活発期（約5,500～5,000 BP, 約3,500～2,000 BP）は、グローバル（北半球）に共通して確認されることがわかる。こうしたグローバル（北半球）な河成活動の同時性を議論した最近の古水文研究では、同時的な変化の原因をグロー





第44図 温帯における完新世の河成活動の活発期の比較

Figure 44 Phases of increased fluvial activity in selected area of temperate zone  
 1)This study, 2)Starkel(1991), 3)Maclin and Lewin(1993), 4)Knox(1983), 5)Knox(1983), Starkel(1991)

バルな大気循環の変化に求めているものが多い (Wendland and Bryson, 1974; Wendland, 1982; Knox, 1983, 1995; StarkeI, 1991, 1995b)。

Wendland and Bryson (1974) は、完新世にはいくつかの異なるグローバルな大気循環パターンが存在したとし、ある大気循環パターンが他の大気循環パターンに変化するときに、グローバルな気候変化を発生させて、同時期の河成活動の活発期を起こしたと考えた。また、Knox (1995) は完新世における顕著な河成活動の変化期 (alluvial discontinuities) の同時性の原因として、以下の記すように、寒冷化が原因となって発生した大規模な大気循環の変化を考えている。すなわち、寒冷化によって極地と赤道との温度傾斜 (温度差) が増加することで子午線面循環流 (極地から赤道方向への大気の流れ) が増加し、極の大気が低緯度に深く貫入すると同等の熱帯の大気も極方向へ貫入するようになる。こうした大気の不安定な状態は、中緯度地方に激しいサイクロンと豪雨をもたらす。規模の大きな洪水を発生させるようになる。その結果、グローバルに同時期の河成活動の活発化が現れたというメカニズムを想定した。なお、Knox (1995) はこうしたメカニズムの考え方の基礎として、すでに1970年代に、偏西風の弱化和歪みがサイクロンの移動速度を鈍化させ降雨の長期化を引き起こした結果、大規模な洪水などを引き起こしたという考え方 (Lamb, 1974) が提示されているとした。さらに、StarkeI (1995b) も完新世における降水量・流量・水分貯留の変動は、大気循環パターンの変化および火山活動の変化によってコントロールされているとし、温帯の各地域における水文環境の変化の振幅 (規模) とその様相は、その地域の条件により様々であるが、半球規模に時期的な同時性が存在することを指摘している。

上記の従来の古水文地形的研究を考慮すると、東北日本における河成活動の活発化は、寒冷化に伴うグローバルな大気循環パターンの変化を反映した可能性がある。第V章での検討で、東北日本における約5,500~5,000 BPの河成活動の活発化には豪雨の頻発化が推定された。そして、この豪雨の頻発化はホーラーフロントの北上による台風の襲来頻度の増加が原因として考えられた。上記のKnox (1995) による大気循環パターンの変化を考慮すると、寒冷化にともなってホーラーフロントゾーンにおいて降水量が増加した可能性も考えられる。さらに、東北日本における約3,500~2,000 BPの河成活動の活発化は、第V章での検討で、寒冷 (冷涼) 化に伴う斜面上の不安定物質 (粗粒物質) の増加が原因と考えられた。東北日本において、この時期における豪雨の存在は報告されていないが、約5,500~5,000 BPの河成活動の活発化と同様に、寒冷 (冷涼) 化による大気循環パターンの変化に伴いホーラーフロントゾーンにおいて降水量が増加した可能性も否定できない。

以上の検討から、東北日本における完新世の河成活動の活発化は、寒冷 (冷涼) 化による斜面における不安定物質 (周氷河性および非周氷河性) の増加と、寒冷 (冷涼) 化に対

応したグローバルな大気循環パターンの変化がもたらしたポーラーフロントルゾーンにおける降水量の増加に対応した可能性が考えられる。

## VII. 結論

本研究の目的は、(1)完新世における海岸沖積低地の地形発達を、特に河成層の堆積に注目して復元すること、(2)海岸沖積低地の地形発達に、完新世の相対的海水準変動と気候変化(河成活動)がどのように関与したのかについて明らかにすること、(3)完新世におけるその時期的な変遷を明らかにすること、(4)東北日本における完新世の河成活動の傾向を明らかにし、その傾向とグローバル(北半球)に確認される温帯の河成活動との対応を明らかにすることである。海岸沖積低地の地形発達は、従来の研究では相対海水準変動との関連で説明されることが多かったが、本研究は上流からの物質供給量(速度)の変化と地形発達との関連についても解明することに特徴がある。さらに本研究では、物質供給量(速度)の変化を導く完新世における河成活動の変化とそれをコントロールする気候変化についても検討を行った。研究対象地域は、新潟平野北東部、サロベツ原野、風蓮湖周辺低地という東北日本の海岸沖積低地である。その選択理由は、気候条件からみた場合、気候帯の移動(ポーラーフロントの移動)などが起こった場合、梅雨前線の活動の変化、台風襲来の頻度の増加などにより、西南日本的な降水の特徴(降水量・豪雨頻度の増加)が東北日本においても現れる可能性があるためである。また、地形・地質条件からみた場合、上流からの物質供給量の変化とバリアータイプの地形発達との関連を検討できるためである。

研究の手順は以下に示すとおりである。まず、ボーリング資試料の分析に基づいて、研究対象地域の完新世における地形発達を復元し、完新世の相対的海水準変動(太田ほか、1982, 1990)との関連を検討する。さらに、海岸沖積低地における河成沖積層(粗粒物質)の堆積時期と、上流域で明らかとされている完新世の物質移動期との対比を行い、上流からの物質供給量(速度)の増加が海岸沖積低地の地形発達に影響した時期(河成活動の活発期)について検討した。次に、東北日本の海岸沖積低地における河成沖積層の堆積時期と山地・山麓部の物質移動期を整理・比較することから、東北日本に共通する河成活動の活発期を明らかにするとともに、それをもたらした気候変化についても検討を行った。

復元された完新世における各海岸沖積低地の地形発達は、第IV章第1節に記した通りである。本研究で復元された完新世における海岸沖積低地の地形発達は、従来の研究で指摘されてきたように、基本的には相対的海水準変動によって支配されていることが考えられた。すなわち、新潟平野北東部の沖積層の堆積過程(第34図)に示されるように、完新世前半の相対的海水準の上昇と完新世後半の相対的海水準の安定あるいは低下に対応して、

海岸沖積低地の基本的な地形発達が進んだことが明らかとなった。さらに、完新世中期以降の相対的海水準微変動も急速な泥炭地の形成に関与したことも推定された(第32図)。しかしながら、本研究で対象とした海岸沖積低地の完新世における地形発達は、相対的海水準変動のみに支配されるものではなく、上流からの物質供給量(速度)の変化が関与していることが考えられた。上流からの物質供給量(速度)の増加が関与した地形変化として、新潟平野北東部においては約5,400-4,800 BPにデルタとストランドブレインの急速な前進が起こったこと(第34図)、サロベツ原野においては約3,000-2,000 BPに河川氾濫の活発化が起こったこと(第35図)が確認された。とくに、前者の新潟平野北東部の地形変化は、後背山地における土石流の頻発化を反映した物質供給量(速度)の増加によることが推定された。さらに、この土石流が頻発化した原因として、完新世の気候変化(豪雨の多発化および気温低下)も関与した可能性が考えられた。

次に、東北日本の海岸沖積低地における河成沖積層(粗粒物質)の堆積時期を整理した結果、活発な河成沖積層(粗粒物質)の堆積時期に共通性(同時性)が確認された。完新世前半については資料が少ないため不明な点が多いが、完新世中期以降においては、約5,500-5,000 BP、約3,500-2,000 BPに河成沖積層(粗粒物質)の堆積が活発であった傾向がみられた(第39図)。これらの時期は、完新世中期以降の相対的海水準低下期(太田ほか, 1982, 1990)と対応するだけでなく、山地・山麓部における物質移動期の活発期(約6,000-5,000 BP頃、約4,000-2,000 BP頃)とも同時性がみられる(第40図)。このことから、東北日本の海岸沖積低地における河成沖積層(粗粒物質)の急速な堆積は、相対的海水準低下と上流からの物質供給量(速度)の増加(河成活動の活発化)がほぼ同時期に発生したことに対応したと推定された。さらに、完新世における気候変化の傾向を整理した結果(第41図)、約6,000-5,000 BP頃の河成活動の活発化は豪雨の頻度の増加が関与している可能性が考えられた。また、約5,000 BP頃から気候が寒冷(冷涼)化したことも斜面上の不安定物質を生み出す原因になった可能性も考えられた。一方、約4,000-2,000 BP頃の物質移動は、気温低下による斜面上の不安定物質の増加が主な原因として考えられた。

以上で記したように、完新世における東北日本の海岸沖積低地(バリアータイプ)の地形発達は、相対的海水準変動と気候変化に起因する河成活動(上流からの物質供給量の変化)の両者の影響を受けて進行してきたことが明らかとされた。完新世におけるバリアータイプの地形発達と地形形成環境の関連については、第42図のフローチャートに整理される。この図で示すように、海岸沖積低地の地形発達(海岸線の移動)は、相対的海水準変動と上流からの物質供給量(速度)の変化という二つの変数の相対的な力関係で説明される。相対的海水準上昇速度が上流からの物質供給量(速度)を上回った場合は、砂州

(primary barrier, transgressive barrier) が内陸へ移動しながら上方へ成長し、その背後には潟湖もしくはエスチュアリーが拡大する。一方、上流からの物質供給量(速度)が相対的海水準上昇速度を上回った場合は、ストランドブレイン(secondary barrier)が海側に付加されながら成長し、背後の潟湖もしくはエスチュアリーに向けてデルタが前進する。さらに、相対的海水準低下と上流からの物質供給量(速度)の増加が同時期に発生にした場合には、デルタとストランドブレインの加速度的な前進が起こることが考えられる。上流からの物質供給量(速度)は、気候変化に起因した河成活動の推移を反映するが、気候変化による河成活動の推移は流域の地形・地質条件によっても影響を受けることが考えられた。

東北日本のバリアータイプの地形発達と完新世における地形形成環境の変遷については第43図に整理された。本研究では、とくに完新世後半における地形形成環境と地形発達との特徴的な関連が明らかとされた。すなわち、完新世後半において、二つの時期に相対的海水準低下と上流からの物質供給量(速度)の増加(河成活動の活発化)が同時期に発生したことで、バリアータイプの地形発達(海岸線の海側への移動)が加速度的に進行したことが考えられた。その時期とは、約5,500~5,000 BPと約3,500~2,000 BPであり、これらの時期に、デルタやストランドブレインの加速度的な前進や氾濫原(蛇行帯)の側方への拡大が起こったと考えられる。

本研究で明らかとされた東北日本における完新世の河成活動の活発期(約5,500~5,000 BP, 約3,500~2,000 BP)は、従来の研究によって北半球の温帯(35~70° N: IGCP-project158Aによる設定)において明らかとされている完新世の河成活動の活発期と同時性が確認された。また、従来の古気候研究や古水文地形学的研究では、河成活動の活発期は、グローバルな大気循環パターンの変化期との同時性が指摘されている。これらのことから、東北日本における完新世の河成活動の活発期は局地的な気候変化によるものではなく、半球規模に共通した気候変化を反映した可能性が考えられた。さらに、東北日本における完新世の河成活動の活発化は、グローバルな大気循環パターンの変化がもたらしたポーラーフロントルゾーンにおける降水量の増加に対応した可能性も考えられる。

最後に、今後の課題として以下のことが考えられる。本研究では、海岸沖積低地における河成沖積層の堆積時期と山地・山麓部の物質移動期を比較することから、完新世における河成活動の推移の傾向を考察した。しかし、上流から下流への物質移動は、各流域における地形・地質条件による影響を受けると考えられる。よって、地形別(標高、内陸盆地の有無)、地質別に河成活動の推移について整理する必要がある。また、上流から下流への物質移動にタイムラグが存在することも考えられる。さらに、本研究では、物質移動の時期に関する定性的な検討を行うだけにとどまり、移動土砂量の変化といった定量的な把

握はできなかつた。そこで、上流から下流までのひとつの流域を対象として、完新世における物質移動の時期と物質移動量に関する詳細なデータを得ることが必要と考えられる。こうした陸域から海岸域への物質供給量（物質供給速度）に関する研究は、今後の海岸環境の変化を予測する上でも重要な資料となると考えられる。さらに、上記のこととも関連して、とくに約2,000 BP以降の海岸沖積低地の地形発達および上流からの物質供給速度について明らかにすることも重要である。この時期は、自然環境の変動だけでなく人類活動の影響が顕著に現れる時期でもある。これまでの研究では、約10,000 BP以降の海岸沖積低地の地形発達が500~1,000年オーダーのタイムスケールで復元されることが多く、約2,000 BP以降の海岸沖積低地の地形発達に関しては、地形学・地質学の分野では十分検討されているとはいえない。約2,000 BP以降の海岸沖積低地の地形発達を100~500年オーダーのタイムスケールで復元することは、短期~中期な海岸環境の変化を検討する上で重要である。すなわち、中期~長期的なタイムスケールで復元された海岸環境の変化に関する資料と短期的なタイムスケールで観測された海岸環境の変化に関する資料に基づいて、自然環境の変動および人類活動による自然環境への影響が検討でき、今後の海岸環境の変化の予測にも利用されると考えられる。

## 注

- 1) 本研究では, sea-level changes に対して海水準変動という用語を使用する。
- 2) 本研究では,  $^{14}\text{C}$ 年代測定に基づく年代は, BP (Before presentもしくはBefore Physics) を付して表記する。なお,  $^{14}\text{C}$ 年代測定値は, yrs BPを付して表記する。
- 3) 比流量とは, 単位流域面積当たりの流量であり, どれだけ水を出しやすいかの指標とされる。比流量は, 一般に単位流域面積当たりの降水量を反映する。
- 4) 砂州地形には, 砂州 (barrier), 浜堤 (beach-ridge), 砂堆・砂堤 (sandy-ridge), 砂丘 (sand dune), チェニアー (chenier) などがあり, 地形営力を考慮して用語が使い分けられている。しかし, 実際の砂州地形は浜堤を覆って風成砂丘が形成されたものが多く, 複合的な地形営力が関与している。また, 研究者によって使用する用語が異なる場合もある。そこで, 本研究では, 完新世後半に海岸線に付加されながら海側に向けて発達した砂州列を呼称する場合には, 浜堤列・砂堤列もしくはストランドブレインを使用する。ただし, 砂州地形の列区分の名称は, 従来の研究の名称を踏襲した。よって, 浜堤列あるいは砂堤列の形成を議論した場合でも, 列区分の名称には「新砂丘I-2」のように砂丘という用語が使用されることになる。しかし, その場合は厳密な風成砂丘の形成を示すものではない。
- 5) さらに, 堆積場 (海の深度) も海岸沖積低地の地形を決定する重要な条件となる。
- 6) 現在のサロベツ川の流路は, 河川改修や放水路の掘削によって一部の地域で自然の状態から大きく変化しており, 旧流路に別の河川名がつけられている (たとえば, サロベツ川が兜沼川という名称に変更)。本研究では, 昭和53年発行の5万分の1地形図にそって河川名を記載し, 必要に応じて旧名称も ( ) 内に併記することにする。
- 7) 貝殻の鑑定は, 松島義章博士 (神奈川県立博物館) による。
- 8) 本研究では, 斎藤 (1989) に従い, 海進 (transgression) とは海岸線が陸側に移動すること, 海退 (regression) とは海岸線が海側に移動することと定義する。すなわち, 海水準上昇=海進, 海水準低下=海退という一対一の関係ではない。海岸線の移動は, 本来, 相対的な海水準変動 (速度) だけでなく, 陸域からの物質供給量 (速度) および海岸線付近の侵食量 (速度) を含めた相対的な力関係で決定されるものである。
- 9) 本研究では, 約10,000 BP以降の急速な相対的な海水準上昇速度が陸域からの物質供給速度を大きく上回ることによって発生した海進を, 完新世海進 (Holocene transgression) もしくは縄文海進と呼ぶ。後氷期海進 (Post-glacial transgression) という用語は, 大陸氷床地域において使用される場合が多いため, 本研究では後氷期海進という用語は使用し



ない。

10)本研究では、齊藤(1989)に従って海進最盛期という用語は使用しない。その理由は、最盛期という語句では、海進の最大期(海岸線の陸側への移動が最大になった状態)であるのか、海水準の上昇速度が最大の時期であるのかの判断があいまいになるためである。

11)*Aulacoseira granulata* は、従来の研究で *Melosira granulata* と記載されていた種である。

12)*Cyclotella caspia* は、従来の研究で、*Cyclotella striata* , *Cyclotella stylorum*と記載されてきた種である。

13)明らかに陸成層と考えられる表層の泥炭層の中から産出した海～汽水生珪藻については、すべて再堆積したものと判断した。再堆積種としたものは、*Denticulopsis* spp. , *Thalassiosira* spp. (*Thalassiosira bramaputrae*を除く) , *Coscinodiscus* spp. , *Actinoptychus* spp. , *Thalassionema nitzschioides* , *Paralia sulcata* , *Rhophoneis surirella*などである。これらのうち、*Denticulopsis* spp. , *Thalassiosira* spp. , *Coscinodiscus* spp. は、Sakaguchi *et al.* (1985)による分析においても、基盤岩から再堆積したものと考えられている。再堆積種の出現率は、全出現珪藻の10%程度であるが、層準によっては50%以上に達する場合もあった。

14)この他に、secondary barrierは、progradational barrier (Davis, 1994) と呼ばれる場合もある。

15)ただし、海津(1992)は、濃尾平野の上部砂層の層厚が厚いため、海水準微変動の影響は、上部砂層上面に浅い谷が形成される程度で顕著には認められないとした。

16)鈴木(1990)が、研究対象とした飯豊山地北麓は、胎内川の流域にあたる。しかし、飯豊山地南麓においても同様に土石流堆積地形が存在していることから、加治川流域においても、完新世中期～後期に活発な物質移動があったものと考えられる。

17)氷期から完新世における山地から扇状地への物質移動(物質移動量、時期、タイムラグなど)に関して、小口による一連の研究がある(小口, 1988, 1991; Oguchi, 1992, 1994)。

## 引用文献

- 青木滋・仲川隆夫(1980)：新潟平野の地盤地質について，新潟大学災害研究所年報，2，25-40。
- 赤松守雄・北川芳男・松下勝秀・五十嵐八枝子(1981)：サロベツ原野と石狩海岸平野における自然貝殻層の<sup>14</sup>C年代—日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代(139)—，地球科学，35，215-218。
- 阿子島功(1983)：山形県馬見ヶ崎流域における過去2万年および最近の侵食速度，地形，4，97-106。
- 有明海研究グループ(1965)：有明・不知火海域の第四系，地団研専報，11，86p。
- 有賀友子(1982)：安部川下流沖積平野における砂礫分布範囲の変化，東北地理，34，87-98。
- 有賀友子(1984)：庄内平野の地形発達—更新世末期以降の砂礫分布範囲の変化—，東北地理，36，13-24。
- 安藤一男(1986)：珪藻群集からみた埼玉県見沼低地の古環境の変遷と完新世の最高海水準，第四紀研究，25，165-176。
- 安藤一男(1988)：埼玉県荒川低地における沖積上部砂層の上位でみられる海成粘土層，第四紀研究，27，139-151。
- 安藤一男(1990)：淡水産珪藻による環境指標種群の設定と古環境復元への応用，東北地理，42，73-83。
- 安藤一男・南雲保(1983)：埼玉県，荒川低地沖積層のケイソウ，日本歯科大学紀要，12，241-290。
- 五十嵐八枝子(1988)：北海道における晩水期以降の気候変遷—花粉化石群集からの解析—，井関弘太郎編：『日本における沖積平野・沖積層の形成と第四紀末期の自然環境とのかかわりに関する研究』，昭和61-62年度科学研究費補助金(総合研究A)研究成果報告書，31-38。
- 五十嵐八枝子・柳井清治(1990)：北海道北部宗谷丘陵にみられる完新世の化石ガリー，第四紀研究，28，413-417。
- 五十嵐八枝子・五十嵐恒夫・大丸裕武・山田治・宮城豊彦・松下勝秀・平松和彦(1993)：北海道の剣淵盆地と富良野盆地における植生変遷史，第四紀研究，32，89-105。
- 池谷仙之・和田秀樹・阿久津浩・高橋実(1990)：浜名湖の起源と地史的変遷，地質学論集，36，129-149。
- 池田俊雄(1964)：東海道における沖積層の研究，東北大学地質古生物教室邦文報告，60，1-85。
- 泉谷毅一・佐久間敏雄・神田良隆・宍戸信貞(1975)：上サロベツ原野の泥炭土—断面形態と2・3の理化学性—，北海道開発局土木試験所月報，266，1-16。
- 井関弘太郎(1956)：日本周辺の陸棚と沖積統基底面との関係，名古屋大学文学部研究論集，XIV(14)，85-102。
- 井関弘太郎(1962)：沖積平野の基礎的問題点，名古屋大学文学部研究論集，XXIV(24)，51-74。
- 井関弘太郎(1975)：沖積層基底礫層について，地学雑誌，84，247-264。
- 井関弘太郎(1978)：日本における海水準変動研究の展望，地理学評論，51，188-196。
- 井関弘太郎(1983)：『沖積平野』，東京大学出版会，145p。
- 井関弘太郎(1985)：沖積上部砂層・砂礫層形成の環境と要因，細井淳一郎先生退官記念論文集出版事業会編：『地域をめぐる自然と人間とをめぐる接点』，1-8。
- 井関弘太郎(1988)：日本における沖積平野研究のあゆみ，第四紀研究，26，187-200。
- 磯望・山川克己・米澤宏・松原敏子(1980)：岐阜県高原川流域における土石流による岩屑供給と沖積錐の成長速度，地理学評論，53，699-720。
- 磯部一洋(1980)：新潟平野砂丘形成時における旧信濃川河口の位置，地質調査所月報，31，521-523。
- 上杉陽・遠藤邦彦(1973)：石狩海岸平野の地形と土壌について，第四紀研究，12，115-124。
- 海津正倫(1976)：津軽平野の沖積世における地形発達史，地理学評論，49，714-735。
- 海津正倫(1981a)：日本における沖積低地の古地理，愛媛大学教育学部紀要 自然科学編，1，33-79。
- 海津正倫(1981b)：日本における沖積低地の発達過程，地理学評論，54，142-160。
- 海津正倫(1984)：多摩川下流域における上部砂礫層について，愛媛大学教育学部紀要 第三部(自然科学) 4，1-12。
- 海津正倫(1989)：完新世における新潟平野の地形発達史，日本地理学会予稿集，35，198-199。
- 海津正倫(1990)：沖積低地の地形発達と泥炭地の形成，植生史研究，6，3-13。
- 海津正倫(1991)：『沖積平野における上部砂層の特質とその形成に関する研究』，昭和63-平成2年度科学研究費補助金一般研究(C)研究成果報告書，79p。
- 海津正倫(1992)：沖積層上部砂層の形成とその地域的特色，名古屋大学文学部研究論集，113・史学38。

- 海津正倫 (1994) : 『沖積低地の古環境学』, 古今書院, 270p.
- 遠藤邦彦 (1969) : 日本における沖積世の砂丘形成について, 地理学評論, 42, 160-163.
- 遠藤邦彦 (1984) : 最終氷期以降の北海道沿岸地域の環境変遷, 福田正己・小嶋尚・野上道男編: 『寒冷地域の自然環境』, 北海道大学図書刊行会, 231-250.
- 遠藤邦彦・相馬秀広・隅田まり (1988) : 斜里平野の地形と沖積層, 井関弘太郎編: 『日本における沖積平野・沖積層の形成と第四紀末期の自然環境とのかかわりに関する研究』, 昭和61-62年度科学研究費補助金研究成果報告書, 39-44.
- 遠藤邦彦・五十嵐八枝子・隅田まり・鈴木敬治・宮田雄一郎 (1988) : 北海道東部, 野付海岸茨散で得られた過去15000年間の古環境, 井関弘太郎編: 『日本における沖積平野・沖積層の形成と第四紀末期の自然環境とのかかわりに関する研究』, 昭和61-62年度科学研究費補助金研究成果報告書, 45-52.
- 遠藤邦彦・小杉正人・松下まり子・宮地直道・菱田量・高野司 (1989) : 千葉県古流山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, 61-71.
- 遠藤邦彦・小杉正人・印牧もところ・江口誠一・吉川昌伸・関本勝久・菱田量 (1992) : 中川低地沖積層における古環境と河成活動の推移—温帯における河成活動史との比較—, 日本第四紀学会講演要旨集, 22, 102-103.
- 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—Atlas of Holocene Sea level Records in Japan を資料として—, 第四紀研究, 21, 133-143.
- 太田陽子・海津正倫・松島義章 (1990) : 日本における完新世相対的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, 29, 31-48.
- 太田陽子・藤森孝俊・鹿島薫・蟹江康光・松島義章 (1994) : 三浦半島, 北武断層東端付近の完新世段丘—その年代・古生物・地殻変動に関する資料—, 第四紀研究, 33, 37-43.
- 太田陽子・松島義章・三好真澄・鹿島薫・前田保夫・森脇広 (1985) : 銚子半島およびその周辺地域の完新世における環境変遷, 第四紀研究, 24, 13-29.
- 太田陽子・石橋克彦・松島義章・松田時彦・三好真澄・鹿島薫・松原彰子 (1986) : 掘削調査に基づく伊豆半島南部における完新世相対的海水準変化, 第四紀研究, 25, 213-222.
- 大平明夫 (1992) : 完新世における新潟平野北東部の地形発達史, 地理学評論, 65A, 867-888.
- 大平明夫 (1995) : 完新世におけるサロベツ原野の泥炭地の形成と古環境変化, 地理学評論, 68A, 695-712.
- 大平明夫・海津正倫・浜出智 (1994) : 風蓮湖周辺地域における完新世後半の湿原の形成, 第四紀研究, 33, 45-50.
- 小口高 (1988) : 松本盆地および周辺山地における最終氷期以降の地形発達史, 第四紀研究, 27, 101-124.
- 小口高 (1991) : 山地流域の侵食域と堆積域における最終氷期末期以降の土砂移動の量的検討, 地形, 12, 25-39.
- 奥村清・見上敬三 (1976) : 相模川低地の沖積層に含まれる埋没腐植土等の<sup>14</sup>C年代, 第四紀研究, 15, 133-135.
- 小野亜紀子 (1988) : 福山平野沖積層の堆積環境, 地理科学, 43, 93-109.
- 小野有五・平川一臣 (1975) : ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境, 地理学評論, 48, 1-26.
- 小元久仁夫・大内定 (1978) : 仙台平野の完新世海水準変化に関する資料, 地理学評論, 51, 158-175.
- 貝塚爽平 (1969) : 変化する地球—地殻変動と海面変化と気候変化の中で—, 科学, 39, 11-19.
- 貝塚爽平 (1977) : 『日本の地形』, 岩波新書 234p.
- 貝塚爽平・成瀬洋・太田陽子 (1985) : 『日本の自然4—日本の平野と海岸』, 岩波書店, 226p.
- 鹿島薫 (1985) : 銚子半島高神低地の完新世における珪藻群集の推移と古海水準, 第四紀研究, 24, 125-138.
- 鹿島薫 (1986) : 沖積層中の珪藻遺骸群集の推移と完新世の古環境変遷, 地理学評論, 59A, 383-403.
- 門村浩 (1971) : 扇状地の微地形とその形成—東海道地域の緩勾配扇状地を中心に—, 矢沢大二・戸谷洋・貝塚爽平編: 『扇状地』, 古今書院, 55-96.
- 荻谷愛彦 (1995) : 月山の残雪凹地における礫の風化皮膜の厚さの空間変化, 地理学評論, 68A, 260-272.

- 梶根勇 (1985) : 『越後平野の1000年』, 新潟日報事業社, 222p.
- 茅根創 (1991) : 房総半島富津砂州の形成に伴う完新世の貝類群集の変遷, 第四紀研究, 30, 265-280.
- 茅根創・吉川虎雄 (1986) : 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, 59A, 18-36.
- 木越邦彦 (1978) : 『年代を測る—放射性炭素法』, 中公新書496, 中央公論社, 191p.
- 小崎尚・福田正己・石城謙吉・酒井昭・佐久間敏雄・菊地勝弘 (1994) : 『日本の自然 地域編 北海道』, 岩波書店, 176p.
- 小久保清治 (1960) : 『浮遊珪藻類』, 恒星社厚生閣, 330p.
- 小杉正人 (1988) : 珪藻の環境指標群集の設定と古環境復元への応用, 第四紀研究, 27, 1-20.
- 小杉正人 (1989) : 完新世における東京湾の海岸線の変遷, 地理学評論, 62A, 359-374.
- 小林弘・安藤一男 (1978) : 日本産 *Stauroneis* 属ケイソウ, 東京学芸大学紀要 4 部門, 30, 273-292.
- 西条潔・小松原琢 (1988) : 飯豊・朝日山地稜線部にみられる完新世中期のテフラとその山地斜面編年上の意義について, 地学雑誌, 97, 69-76.
- 齊藤文紀 (1987) : 海水準変動に支配された海成沖積層の形成モデル, 月刊地球, 99, 533-541.
- 齊藤文紀 (1988) : 海水準上昇期における浜名湖の堆積環境—完新世海岸砂州の復元上の問題点—, Jour. Res. Gr. Clas. Sed. Japan (Clastic Sediments), 5, 109-132.
- 齊藤文紀 (1989) : 海進・海退, 海水準変動と堆積相, 堆積学研究会報, 31, 49-54.
- 齊藤文紀・井内美郎・横田節哉 (1990) : 霞ヶ浦の地史: 海水準変動に影響された沿岸湖沼環境変動史, 地質学論集, 36, 103-118.
- 三枝茂・苅谷愛彦 (1994) : 山梨県北部, 小烏山の岩塊流構成層から得た炭化木片の<sup>14</sup>C年代, 季刊地理学, 46, 173-175.
- 阪口豊 (1955) : 天塩地方北部サロベツ原野の構造, 資源科学研究所彙報, 38, 1-9.
- 阪口豊 (1957) : 上サロベツ泥炭の分解度と二三の理学的性質, 資源科学研究所彙報, 45, 23-32.
- 阪口豊 (1958) : サロベツ原野とその周辺の沖積世の古地理, 第四紀研究, 1, 76-91.
- 阪口豊 (1961) : 北日本の完新世の気候変化, 地理学評論, 34, 1-10.
- 阪口豊 (1964) : 越後平野の古地理の問題によせて, 第四紀研究, 3, 284-289.
- 阪口豊 (1974) : 『泥炭地の地学—環境の変化を探る—』, 東京大学出版会, 329p.
- 阪口豊 (1989) : 『尾瀬ヶ原の自然史—景観の秘密をさぐる』, 中央公論社, 229p.
- 阪口豊・高橋裕・鎮西清高 (1976) : 日本の地形—その生い立ちと特色—, 科学, 46, 223-234.
- 笹神団体研究グループ (1982) : 笹神丘陵の第四系, 地球科学, 36, 240-260.
- 更別グループ・藤則雄・朝比奈正二郎 (1966) : 稚内・サロベツ地域の第四系, 第四紀研究, 5, 1-11.
- 澤祥・松島義章・澤真澄 (1994) : 三浦半島平作川低地の完新世の古地理変遷, 第四紀研究, 33, 81-94.
- 清水長正 (1989) : 夕張山地南部・日高山脈西部における最終氷期から完新世初頭にかけての斜面安定性の垂直的変動, 第四紀研究, 28, 159-170.
- 白神宏 (1983) : 周防灘北岸における浜堤発達の地域的差異, 地理科学, 38, 133-141.
- 白神宏 (1985) : FeS<sub>2</sub>含有量からみた広島平野沖積層の堆積構造, 地理学評論, 58A, 631-644.
- 白神宏 (1993) : イオウ分析法, 日本第四紀学会編『第四紀試料分析法 2 研究対象別分析法』, 東京大学出版会, 119-124.
- 須貝俊彦 (1992) : 碓氷川における中期更新世以降の河成段丘発達史, 地理学評論, 65, 339-353.
- 鈴木郁夫 (1988) : 谷川連峰北麓における最終氷期後期以降の岩屑堆積地形, 井関弘太郎編: 『日本における沖積平野・沖積層の形成と第四紀末期の自然環境とのかかわりに関する研究』, 昭和61-62年度科学研究費補助金(総合研究A)研究成果報告書, 79-92.
- 鈴木郁夫 (1990) : 飯豊山地北麓における土石流堆積物の年代, 第四紀研究, 29, 25-29.
- 鈴木泰輔・齊藤文紀 (1987) : 霞ヶ浦湖底堆積物の重鉍物組成と供給源, 地質調査所月報, 38, 139-164.
- 関本勝久・遠藤邦彦 (1989) : 千葉県夷隅川下流域における完新統と底生有孔虫群に基づく古環境, 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要(応用地学), 24, 65-79.
- 相馬秀廣 (1988) : 湿原堆積物および高山土壌からみた北アルプス北部白馬岳周辺における斜面の安定性の変遷, 奈良女子大学地理学研究報告Ⅲ, 73-103.
- 大丸裕武 (1989) : 完新世における豊平川扇状地とその下流氾濫原の形成過程, 地理学評論, 62A, 589-603.
- 高野武男・長谷川正・米山正次・藤田剛・黒田一武 (1988) : 頸城村の地形と地質, 頸城村市編さん委員

- 会編：『頸城村史自然編』，51p.
- 高橋伸幸（1986）：札幌南西山地における3つの地すべりに関する<sup>14</sup>C年代，地理学評論，59A，98-107.
- 高橋伸幸（1987）：大雪山の高地湿原における微地形形成について，東北地理，39，161-169.
- 高浜信行・野崎保（1981）：新潟平野東縁，五頭山地西麓の土石流発達史，地質学雑誌，87，807-822.
- 田口敬子（1993）：伊豆半島の完新世における相対的海水準変化，第四紀研究，32，13-29.
- 武田喬男・二宮洗三（1977）：日本の豪雨・豪雪，科学，47，138-148.
- 辻誠一郎（1981）：秋田県の低地における完新世後半の花粉群集，東北地理，33，81-88.
- 辻誠一郎・南木陸彦・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.
- 辻井達一（1987）：『湿原』，中公新書839，中央公論社，204p.
- 徳井由美（1989）：北海道における17世紀以降の火山噴火とその人文環境への影響，お茶の水地理，30，27-33.
- 中井信之・中村俊夫（1988）：放射性炭素年代測定法，地質学論集，29，235-252.
- 中井信之・太田友子・藤澤寛・吉田正夫（1982）：堆積物コアの炭素同位体比，C/N比およびFeS<sub>2</sub>含有量からみた名古屋港周辺の高気候，古海水準変動，第四紀研究，21，169-177.
- 長岡信治・前空秀明・松島義章（1991）：宮崎平野の完新世地形発達史，第四紀研究，30，59-78.
- 中田正夫・前田保夫・長岡信治・横山祐典・奥野淳一・松本英二・松島義章・佐藤裕司・松田功・三瓶良和（1994）：ハイドロアイソスタシーと西九州の水中遺跡，第四紀研究，33，361-368.
- 中野尊正・武久義彦（1960）：新潟の地盤沈下，地理学評論，33，1-8.
- 中村俊夫（1995）：加速器質量分析（AMS）法による<sup>14</sup>C年代測定の高精度化および正確度向上の検討，第四紀研究，34，171-183.
- 中村俊夫・中井信之（1988）：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，29，83-106.
- 中山知子・宮城豊彦（1984）：閉鎖系堆積物からみた最終氷期中葉以降の環境変化と斜面発達過程—山形県川樋盆地—，東北地理，36，25-38.
- 南雲保・安藤一男（1984）：埼玉県，荒川低地沖積層の珪藻（2），日本歯科大学紀要，13，123-134.
- 南雲保・安藤一男（1985）：埼玉県，荒川低地沖積層の珪藻（3）*Cyclotella* sp. 及び*Cyclotella styloum* Brightwellの分類学的検討，日本歯科大学紀要，13，123-134.
- 南雲保・長田敬五（1984）：長野県野々海湿原のケイソウ，日本歯科大学紀要，13，137-151.
- 南雲保・小林弘（1985）：淡・汽水産珪藻*Cyclotella* 属の3種*C. atlas*，*C. caspia*，*C. madunae*の微細構造，日本プランクトン学会報，32，101-109.
- 名古屋大学アイソトープ総合センター天然放射能測定室（1987）：『天然放射能測定（天然レベル放射性C）用試料調整法』，10p.
- 成瀬敏郎・瀬川秀良・福本紘・中西弘樹・村上良典・林正久（1984）：北海道北部海岸における砂丘発達の特性，大矢雅彦編：『寒冷地における平野の特性と形成機構に関する研究報告—オホーツク海沿岸を中心として—』，昭和56-58年度科学研究費補助金（総合研究A）研究成果報告書，51-61.
- 新潟県（1989）：『新潟県地質図および説明書』，新潟県
- 新潟県教育委員会（1979）：『新潟県遺跡地図』，新潟県
- 新潟古砂丘グループ（1974）：新潟砂丘と人類遺跡—新潟砂丘の形成史I—，第四紀研究，13，57-65.
- 新潟古砂丘グループ（1978）：新潟砂丘砂—新潟砂丘の形成史II—，第四紀研究，17，25-38.
- 新潟珪藻研究グループ（1976）：新潟平野の沖積層の珪藻遺骸群集，新潟大学地質鉱物学研究報告，4，35-41.
- 新潟第四紀研究グループ（1972）：東京低地および新潟平野沖積層の生層序区分と堆積環境，地質学論集，7，213-233.
- 長谷川和夫・湊正雄・大矢暁・柴崎達雄・陶山国男・高橋雄一郎・和田温之（1967）：新潟平野における晩期第四系の年齢，第四紀研究，6，79-84.
- 長谷川康雄（1965）：関東平野前期縄文時代における沖積土の微古生物学的研究—化石珪藻について—その1—，資源科学研究所彙報，67，73-83.
- 平井幸弘（1987）：サロマ湖の湖岸・湖底地形と完新世後半のオホーツク海の海水準変動，東北地理，39，1-15.
- 平川一臣・小野有五（1974）：十勝平野の地形発達史，地理学評論，47，607-632.

- 福沢仁之 (1995) : 天然「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞, 第四紀研究, 34, 135-149.
- 福沢仁之・小泉格・岡村真・安田喜憲 (1995) : 水月湖細粒堆積物に認められる過去2,000年間の風成塵・海水準・降水変動の記録, 地学雑誌, 104, 69-81.
- 藤本潔 (1988) : 福島県南東部に位置する海岸平野の浜堤列とその形成期, 東北地理, 40, 139-149.
- 藤本潔 (1990) : 松島湾岸谷底平野における後期完新世海水準微変動の連続的復元, 地理学評論, 63A, 629-652.
- 藤本潔 (1993) : 能登半島七尾西湾岸日用川低地における完新世後期の海水準変動, 第四紀研究, 32, 1-12.
- 吉川博恭 (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.
- 北海道開発庁 (1963) : 『北海道未開発泥炭地調査報告』, 315p.
- 前田保夫 (1984) : 完新世における北海道オホーツク海沿岸の古環境の変遷, 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, 430-440.
- 前田保夫・松島義章・佐藤裕司・熊野茂 (1982) : 海成層上限 (Marine limit) の認定, 第四紀研究, 21, 195-201.
- 町田貞・井口正男・貝塚爽平・佐藤正・榎根勇・小野有五編 (1981) : 『地形学辞典』, 二宮書店, 767p.
- 町田洋・新井房夫 (1992) : 『火山灰アトラス—日本列島とその周辺』, 東京大学出版会, 376p.
- 松下勝秀 (1979) : 石狩海岸平野における埋没地形と土部更新—完新統について, 第四紀研究, 18, 69-78.
- 松島義章 (1984) : 日本列島における後氷期の浅海性貝類群集—特に環境変化に伴うその時間・空間的変遷—, 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), 15, 37-110.
- 松田磐余 (1973) : 多摩川下流低地の沖積層と埋没地形, 地理学評論, 46, 339-356.
- 松原彰子 (1984) : 駿河湾奥部沖積平野の地形発達史, 地理学評論, 57, 27-56.
- 松原彰子 (1989) : 完新世における砂州地形の発達過程—駿河湾沿岸低地を例として—, 地理学評論, 62A, 160-183.
- 松原彰子・松島義章・石橋克彦・森脇広・鹿島薫 (1986) : 伊豆半島西岸松崎低地の完新世における環境変遷, 地学雑誌, 95, 23-40.
- 松本秀明 (1984) : 海岸平野にみられる浜堤列と完新世後期の海水準微変動, 地理学評論, 57A, 720-738.
- 三位秀夫 (1966) : 沖積世における海岸砂州の発達, 第四紀研究, 5, 139-148.
- 箕浦幸治・中谷周 (1990) : 津軽十三湖及び周辺湖沼の成り立ち, 地質学論集, 36, 71-87.
- 湊正雄 (1976) : 埋没段丘について, 新潟大学理学部地質鉱物学研究報告, 4, 1-10.
- 宮城豊彦・日比野紘一郎・川村智子 (1979) : 仙台周辺の丘陵斜面の削剥過程と完新世の環境変化, 第四紀研究, 18, 143-154.
- 宮田雄一郎・山口昇一・矢崎清貴 (1988) : 『計根別地域の地質』, 地域地質研究報 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 77p.
- 三好真澄・太田陽子・澤祥・今泉俊文・鹿島薫 (1985) : 北海道奥尻島の完新世海成段丘, 地理学評論, 58A, 596-608.
- 茂木昭夫 (1980) : 新潟東港における埋没樹の年代測定, 第四紀研究, 19, 53-55.
- 森脇広 (1978) : 完新世における海水準変動の諸問題—諸外国の例—, 地理学評論, 51, 176-187.
- 森脇広 (1979) : 九十九里浜平野の地形発達史, 第四紀研究, 18, 1-16.
- 安田喜憲 (1990) : 『気候と文明の盛衰』, 朝倉書店, 358p.
- 柳井清治 (1989) : テフクロノロジーによる北海道中央部山地斜面の年代解析, 地形, 10, 1-12.
- 柳井清治・五十嵐八枝子 (1990) : 北海道日高地方海岸段丘地帯における斜面崩壊の発生史とその古環境変化, 第四紀研究, 29, 319-336.
- 山本憲志郎 (1989) : 完新世における日高山脈北部の周氷河性斜面堆積物の移動期, 第四紀研究, 28, 139-157.
- 山本憲志郎・中村俊夫 (1986) : 狩勝峠—日勝峠周辺の完新世における斜面堆積物の移動期, 日本地理学会予稿集, 29, 56-57.
- 吉川虎雄・杉村新・貝塚爽平・太田陽子・阪口豊 (1973) : 『新編日本地形論』, 東京大学出版会, 415p.
- 吉永秀一郎・小岩直人 (1996) : 森林山地における更新世末期から完新世初頭にかけての斜面変化, 地

- 形, 17, 285-307.
- 吉永秀一郎・西城潔 (1989) : 北上山地北部の完新世における百年・千年オーダーの斜面変化. 地形, 10, 285-301.
- 吉永秀一郎・小岩直人 (1996) : 森林山地における更新世末期から完新世初頭にかけての斜面変化. 地形, 17, 285-307.
- 吉永秀一郎・西城潔・小岩直人 (1989) : 崖錐の成長からみた完新世における山地斜面の削剥特性. 地形, 10, 179-193.
- 吉元豊 (1991) : -風蓮湖- その自然と開発保護 (その1). 北海道の自然と生物, 5, 68-84.
- 柳田誠 (1981) : 沙流川における最終間氷期以降の河岸段丘の形成過程. 地理学評論, 54, 423-436.
- 米倉伸之 (1995) : [IGBP・LOICZ (海岸・沿岸域における陸域海域の相互作用) 研究計画の立案]. 平成6年度科学研究費補助金 (総合研究B) 研究成果報告書, 120p.
- 斎藤昂・大矢雅彦 (1988) : 荒川と胎内川における扇状地発達の違いについて. 東北地理, 40, 79-94.
- 渡辺満久 (1991) : 北上低地帯における河成段丘面の福年および後期更新世における岩屑供給. 第四紀研究, 30, 19-42.
- 和田温之 (1972) : 新潟平野の形成過程. 地質学論集, 7, 77-89.

- Alexander, C.S. and Nunnally, N.R. (1972) : Channel stability on the lower Ohio River. *Annals of the Association of American Geographers*, 62, 411-417.
- Arbogast, A.F. and Johnson, W.C. (1994) : Climatic implications of the late Quaternary alluvial records of a small drainage basin in the central Great Plains. *Quaternary Research*, 41, 298-305.
- Baker, V.R., Kochel, R.C. and Patton, P.C. (1988) : Flood geomorphology. A Wiley-Interscience Publication, 503p.
- Belknap, D.F. and Kraft, J.C. (1977) : Holocene relative sea-level changes and coastal stratigraphic units on the northwest flank of the Baltimore canyon trough geosyncline. *Journal of Sedimentary Geology*, 47, 610-629.
- Bennema, J. (1954) : Holocene movements of land and sea-level in the coastal area of the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 16, 254-264.
- Berendsen, H.J.A. (1993) : Holocene fluvial geomorphology of the floodplain of the River Rhine and Meuse in the Netherlands. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 88, 97-107.
- Bloom, A.L. (1964) : Peat accumulation and compaction in a Connecticut coastal marsh. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 599-603.
- Bloom, A.L. (1977) : Atlas of sea-level curves. IGCP Project 61, Ithaca, New York, Cornell University
- Bloom, A.L. and Stuiver, M. (1963) : Submergence of the Connecticut coast. *Science*, 139, 332-334.
- Boyd, R., Dalrymple, R. and Zaitlin, B.A. (1992) : Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80, 139-150.
- Brankenridge, G.R. (1980) : Widespread episodes of stream erosion during the Holocene and their climatic cause. *Nature*, 283, 655-656.
- Brown, A.G. (1985) : Traditional and multivariate techniques in the interpretation of floodplain sediment grain size variations. *Earth surface processes and landforms*, 10, 281-291.
- Brown, A.G. and Barber, K. (1985) : Late Holocene paleoecology and sedimentary history of a small lowland catchment in central England. *Quaternary Research*, 24, 87-102.
- Butzer, K.W. (1980) : Holocene alluvial sequences: problems of dating and correlation. In Cullingford, R.A., Davidson, D.A. and Lewin, J. (eds) : *Timescales in Geomorphology*. John Wiley & Sons, 131-142.
- Burrin, P.J. (1985) : Holocene alluviation in southeast England and some implications for palaeohydrological studies. *Earth surface processes and landforms*, 10, 257-271.

- Carter, R.W.G. and Woodroffe, C.D. (1994) : Coastal evolution: an introduction. In Carter, R.W.G. and Woodroffe, C.D. (eds) : Coastal Evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics. Cambridge University Press, 1-31.
- Carter, R.W.G. and Woodroffe, C.D. eds. (1994) : Coastal Evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics. Cambridge University Press, 517p.
- Chatters, J.C. and Hoover, K.A. (1986) : Changing late Holocene flooding frequencies on the Columbia River, Washington. Quaternary Research, 26, 309-320.
- Chatters, J.C. and Hoover, K.A. (1992) : Response of the Columbia River fluvial system to Holocene climatic change. Quaternary Research, 37, 42-59.
- Clark, J.A. and Lingle, C.S. (1979) : Predicted relative sea-level changes (18,000 years BP to present) caused by lateglacial retreat of the Antarctic ice sheet. Quaternary Research, 11, 279-298.
- Clark, J.A., Fallell, W.E. and Peltier, W.R. (1978) : Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation. Quaternary Research, 9, 265-287.
- Coleman, J.M. and Smith, W.G. (1964) : Late Recent rise of sea level. Geological Society of America Bulletin, 75, 833-840.
- Cooper, J.A.G. (1994) : Lagoons and microtidal coasts. In Carter, R.W.G. and Woodroffe, C.D. (eds.) : Coastal Evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics. Cambridge University Press, 219-265.
- Curray, J.R. (1961) : Late Quaternary sea level: a discussion. Geological Society of America Bulletin, 72, 1707-1712.
- Davis, R.A. (1994) : Barrier island systems - a Geologic overview. In Davis, R.A. (ed.) : Geology of Holocene barrier island systems. Springer-Verlag, 1-46.
- Davis, R.A. ed. (1994) : Geology of Holocene barrier island systems. Springer-Verlag, 464p.
- Devoy, R.J.N. ed. (1987) : Sea surface studies: a global view. Croom Helm, 649p.
- Donoghue, J.F., Davis, R.A., Fretcher, C.H. and Suter, J.R. eds. (1992) : Quaternary coastal evolution. Sedimentary Geology, Special Issue, 80, 137-332.
- Endo, K. (1986) : Coastal sand dune in Japan. Proc. Inst. Nat. Sci., Nihon Univ., 21, 37-54.
- Endo, K., Sekimoto, K. and Takano, T. (1982) : Holocene stratigraphy and paleoenvironments in the Kanto plain, in relation to the Jomon transgression. Proc. Inst. Nat. Sci., Nihon Univ., 17, 1-16.
- Fairbridge, R.W. (1961) : Eustatic changes in sea level. In L.H. Ahrens et al. (eds.) : Physics and Chemistry of the Earth 4, Pergamon Press, 99-185.
- Fielding, C.R. (1993) : A review of recent research in fluvial sedimentology. Sedimentary Geology, 85, 3-14.
- Fisk, H.N. and McFarlen, E. Jr. (1955) : Late Quaternary deltaic deposits of the Mississippi River. Geological Society of America, Special Paper, 62, 279-302.
- Fisk, H.N., McFarlen, E. Jr., Kolb, C.R. and Wilbert, L.J. Jr. (1954) : Sedimentary framework of the modern Mississippi delta. Journal of Sedimentary Petrology, 76-99.
- Godwin, H., Suggate, R.P. and Willis, E.H. (1958) : Radiocarbon dating of the eustatic rise in ocean level. Nature, 181, 1518-1519.
- Goudie, A., Atkinson, B.W., Gregory, K.J., Simmons, I.G., Stoddart, D.R. and Sugden, D. (1988) : The Encyclopaedic Dictionary of Physical Geography.



- Blackwell, 528p.
- Gregory, K.J. ed. (1983) : Background to Palaeohydrology. John Wiley & Sons, Chichester, 486p.
- Gregory, K.J., Lewin, J. and Thornes, J.B. eds. (1987) : Palaeohydrology in Practice: A river basin analysis. John Wiley & Sons, Chichester, 370p.
- Gregory, K.J., Starkel, L. and Baker, V.R. eds. (1995) : Global Continental Palaeohydrology. John Wiley & Sons, 334p.
- Hageman, B.P. (1969) : The western part of the Netherlands during the Holocene. *Geologie en Mijnbouw*, 48, 373-389.
- Harvey, A.M. and Renwick, W.H. (1987) : Holocene alluvial fan and terrace formation in the Bowland fells, northwest England. *Earth surface processes and landforms*, 12, 249-257.
- Hendy, N.I. (1964) : Bacillariophyceae (Diatom). An introductory account of the smaller algae of British coastal water, Part 5, Her Majesty's Stationery Office, London, 317p.
- Hustedt, F. (1930) : Bacillariophyta. A. Pascher (ed.) : *Süsswasser-Flora, Mitteleuropas*, Heft 10, Gustav Fischer, Jena, 466p.
- Hustedt, F. (1930) : Die Kieslagen Deutschlands, Österreichs und der Schweiz unter Berücksichtigung der übrigen Länder Europas sowie der angrenzenden Meeresgebiete. 1. Teil, Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz 7, Leipzig, 920p.
- Hustedt, F. (1959) : Die Kieslagen Deutschlands, Österreichs und der Schweiz unter Berücksichtigung der übrigen Länder Europas sowie der angrenzenden Meeresgebiete. 2. Teil, Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz 7, Leipzig, 845p.
- Hustedt, F. (1961-1966) : Die Kieslagen Deutschlands, Österreichs und der Schweiz unter Berücksichtigung der übrigen Länder Europas sowie der angrenzenden Meeresgebiete. 3. Teil, Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz 7, Leipzig, 816p.
- Jelgersma, S. (1961) : Holocene sea-level changes in the Netherlands. *Mededelingen van de Geologische Stichting, Serie C, VI-7*, 1-100.
- Jelgersma, S. (1966) : Sea-level changes during the last 10,000 years. Sawyer, J.S. (ed.) : *Proceedings of the International Symposium on World climate, 8,000 to 0 B.C.*, Royal Meteorological Society, London, 54-69.
- Jelgersma, S. and Pannekoek, A.J. (1960) : Post-glacial rise of sea level in the Netherlands (a preliminary report). *Geologie en Mijnbouw*, 39, 201-207.
- Kaizuka, S., Naruse, Y., and Matsuda, I. (1977) : Recent formations and their basal topography in and around Tokyo bay, central Japan. *Quaternary Research*, 8, 32-50.
- Knox, J.C. (1972) : Valley alluviation in southwestern Wisconsin. *Annals of the Association of American Geographers*, 62, 401-410.
- Knox, J.C. (1983) : Responses of river systems to Holocene climates. In Wright, H.E. Jr. (ed.) : *Late-Quaternary Environments of the United States, vol. 2*, University of Minnesota Press, 26-41.
- Knox, J.C. (1985) : Responses of floods to Holocene climatic changes in the upper Mississippi valley. *Quaternary Research*, 23, 287-300.
- Knox, J.C. (1988) : Climatic influence on upper Mississippi valley floods. In Baker, V.R., Kochel, R.C. and Patton, P.C. (eds.) : *Flood geomorphology*, A Wiley-Interscience Publication, 279-300.
- Knox, J.C. (1995) : Fluvial system since 20,000 years BP. In Gregory, K.J., Starkel, L. and Baker, V.R. (eds.) : *Global Continental Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, 87-108.
- Kraft, J.C. (1971) : Sedimentary facies patterns and geologic history of a Holocene marine transgression. *Geological Society of America Bulletin*,

82, 2131-2158.

- Kraft, J.C., Rapp, G. and Aschenbrenner, S.E. (1975) : Late Holocene paleogeography of the coastal plain of the Gulf of Messenia, Greece, and its relationships to archaeological settings and coastal change. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 1191-1208.
- Kraft, J.C., Allen, E.A. and Maurmeyer, E.M. (1978) : The geological and paleogeomorphological evolution of a spit system and its associated coastal environments: Cape Henlopen Spit, Delaware. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48, 211-226.
- Lamb, H.H. (1974) : The current trend of world climate: a report on the early 1970s and a perspective. University of East Anglia, Norwich, Climate Research Unit Publication No.3.
- Lamb, H.H. (1977) : Climate: present past and future. Volume 2. Climatic history and the future. Methuen & Co. Ltd, London, 835p.
- Leatherman, S.P. (1983) : Barrier dynamics and landward migration with Holocene sea-level rise. *Nature*, 415-418.
- Machida, Y. (1980) : Tephra and its implications with regard to the Japanese Quaternary Period. Association of Japanese Geographers (eds.) : *Geography of Japan, Teikokushoin*, 29-53.
- Macklin, M.G. and Lewin, J. (1993) : Holocene river alluviation in Britain. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 88, 109-122.
- Macklin, M.G., Rumsby, B.T. and Heap, T. (1992) : Flood alluviation and entrenchment: Holocene valley-floor development and transformation in the British upland. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 631-643.
- Martin, C.W. (1992) : Late Holocene alluvial chronology and climate change in the central Great Plains. *Quaternary Research*, 37, 315-322.
- Matsubara, A. (1988) : Geomorphic development of barriers in the coastal lowlands during the Holocene - A case study of the coastal lowlands along the Suruga Bay, central Japan -. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, 20, 57-77.
- Matsumoto, H. (1985) : Beach ridge ranges and the Holocene sea-level fluctuations on alluvial coastal plains, northeast Japan. *Sci. Rep. of Tohoku Univ., 7th, Ser. (Geography)*, 35, 15-46.
- May, D.W. (1989) : Holocene alluvial fills in the South Loup Valley, Nebraska. *Quaternary Research*, 32, 117-120.
- McDowell, P.F. (1983) : Evidence of stream response to Holocene climatic change in a small Wisconsin watershed. *Quaternary Research*, 19, 100-116.
- Minato, M., Suyama, K., Hasegawa, K., Oya, A., Takahashi, Y., Nakagawa, K., Wada, N. and Shibasaki, T. (1968) : Absolute age of subsurface late Quaternary deposits in the Niigata Lowland. *Jour. Fac. Hokkaido University, Ser. 13*, 401-406.
- Miyagi, T., Hibino, K., Kawamura, T. and Nakagami, K. (1981) : Hillslope development under changing environment since 20,000 years B.P. in Northeast Japan. *Sci. Repts. Tohoku Univ., 7th series (Geography)*, 31, 1-14.
- Moriwaki, H. (1978) : Problems concerning Holocene sea-level changes. *Geogr. Repts. Tokyo Metropol. Univ.*, 13, 49-64.
- Moriwaki, H. (1982) : Geomorphic development of Holocene coastal plains in Japan. *Geogr. Repts. Tokyo Metropol. Univ.*, 17, 1-43.
- McFarlen, E. (1961) : Radiocarbon dating of Late Quaternary deposits, South Louisiana. *Geological Society of America Bulletin*, 72, 129-158.
- Moriwaki, H. (1982) : Geomorphic development of Holocene coastal plains in Japan. *Geogr. Repts. Tokyo Metropol. Univ.*, 17, 1-43.

- Nakada, M., Yonekura, N. and Lambeck, K. (1991) : Late Pleistocene and Holocene sea-level changes in Japan : implications for tectonic histories and mantle rheology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 85, 107-122.
- Oguchi, T. (1992) : Responses of drainage basins to the Pleistocene-Holocene climatic change: Japan and other mid-latitude regions. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, 24, 51-73.
- Omoto, K. (1979) : Holocene sea-level changes: a critical review. *Sci. Rep. of Tohoku Univ.*, 7th, Ser. (Geography), 29, 205-222.
- Ota, Y. (1987) : Sea-level changes during the Holocene: The North Pacific. In Devoy, R.J.N. (ed) : *Sea surface studies - a global view*. Croom Helm, 348-474.
- Ota, Y., Matsushima, Y. and Moriwaki, H. (1981) : Atlas of Holocene sea-level records in Japan. Japanese Working Group IGCP Project 61. Yokohama National University, 195p.
- Ota, Y., Matsushima, Y. and Umitsu, M. ed. (1987a) : Atlas of Late Quaternary sea level records in Japan, vol.1, Review papers and Holocene. Japanese Working Group of IGCP Project 200, Yokohama National University, 580p.
- Ota, Y., Koike, K., Yonekura, N., Miyauchi, T. and Yagi, H. ed. (1987b) : Atlas of Late Quaternary sea level records in Japan. Vol.2, Late Pleistocene. Japanese Working Group of IGCP Project 200, Yokohama National University, 529p.
- Otvos, E.G. Jr. (1970) : Development and migration of barrier islands, Northern Gulf of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 241-246.
- Passmore, D.G., Macklin, M.G., Stevenson, A.C., O'Brien, C.F. and Davis, B.A.S. (1992) : A Holocene alluvial sequence in the lower Tyne valley, northern Britain: a record of river response to environmental change. *The Holocene*, 2, 138-147.
- Patrick, R. and Reimer, C.W. (1966) : The diatoms of the United States. *Monographs of Natural Science of Philadelphia*, No.13, The Academy of Natural Sciences of Philadelphia. 688p.
- Patrick, R. and Reimer, C.W. (1975) : The diatoms of the United States. vol.2. *Monographs of Natural Sciences of Philadelphia*, No.13, The Academy of Natural Sciences of Philadelphia, 213p.
- Pierce, J.W. and Colquhoun, D.J. (1970) : Holocene evolution of a portion of the North Carolina Coast. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 3697-3714.
- Pirazzoli, P.A. (1991) : World atlas of Holocene sea-level changes. *Elsevier Oceanography Series Volume 58*, Amsterdam, 300p.
- Rachocki, A.H. and Church, M. eds. (1990) : Alluvial fans: a field approach. *John Wiley & Sons*, 391p.
- Round, F.E., Crawford, R.M. and Mann, D.G. (1990) : The diatoms : biology and morphology of the genera. *Cambridge University Press*, 747p.
- Roy, P.S., Thom, B.G. and Wright, L.D. (1980) : Holocene sequences on an embayed high-energy coast: an evolutionary model. *Sedimentary Geology*, 16, 1-9.
- Roy, P.S., Cowell, P.J., Ferland, M.A. and Thom, B.G. (1994) : Wave-dominated coasts. In Carter, R.W.G. and Woodroffe, C.D. (eds.) : *Coastal Evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. *Cambridge University Press*, 121-186.
- Russell, R.J. (1940) : Quaternary history of Louisiana. *Geological Society of America Bulletin*, 51, 1199-1234.
- Saito, Y. (1995) : High-resolution sequence stratigraphy of an incised-valley fill in a wave- and fluvial-dominated setting: latest

- Pleistocene-Holocene examples from the Kanto Plain, central Japan.  
*Mem. Geol. Soc. Japan*, 45, 76-100.
- Sakaguchi, Y. (1961) : Paleogeographical studies of peat bogs in northern Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2*, 12, Pt. 3, 421-513.
- Sakaguchi, Y. (1979) : Distribution and genesis of Japanese peatlands. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo.*, 11, 17-38.
- Sakaguchi, Y., Kashima, K. and Matsubara, A. (1985) : Holocene marine deposits in Hokkaido and their sedimentary environments. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, 17, 1-17.
- Schofield, J.C. (1960) : Sea level fluctuation during the last 4,000 years as recorded by a chenier plain, Firth of Thames, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geography*, 3, 467-485.
- Scholl, D.W. and Stuiver, M. (1967) : Recent submergence of Southern Florida: a comparison with adjacent coasts and other eustatic data. *Geological Society of America Bulletin*, 78, 437-454.
- Scott, D.B., Pirazzoli, P.A. and Honig, C.A. eds. (1988) : Late Quaternary sea-level correlation and applications. *Proceedings of the NATO Advanced Study Institute, Series C*, 256, Kluwer Academic Publishers, 228p.
- Semeniuk, V. (1993) : The Pilbara coast: riverine coastal plain in tropical arid setting, northwestern Australia. *Sedimentary Geology*, 83, 235-256.
- Shennan, I. (1987) : Holocene sea-level changes in the North Sea region. Tooley, M.J. and Shennan, I. (eds.) : *Sea-Level Changes*, Blackwell, 109-151.
- Shennan, I. and Tooley, M.J. (1987) : *Conspectus of fundamental and strategic research on sea-level changes*. Tooley, M.J. and Shennan, I. (eds.) : *Sea-Level Changes*, Blackwell, 371-390.
- Shepard, F.P. (1964) : Sea level changes in the past 6,000 years: possible archeological significance. *Science*, 163, 574-576.
- Shepard, F.P. and Suess, H.E. (1956) : Rate of postglacial rise of sea level. *Science*, 123, 1082-1083.
- Starkel, L. (1985) : Late glacial and postglacial history of river valleys in Europe as a reflection of climatic changes. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 21, 159-164.
- Starkel, L. (1990) : Fluvial environment as an expression of geocological changes. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 79, 133-152.
- Starkel, L. (1991) : Characteristics of the temperate zone and fluvial palaeohydrology. In Starkel, L., Gregory, K.J. and Thornes, J.B. (eds.) : *Temperate Palaeohydrology: fluvial processes in the temperate zone during the last 15,000 years*. John Wiley & Sons, 3-12.
- Starkel, L. (1995a) : Reconstruction of hydrological changes between 7000 and 3000 BP in the upper and middle Vistula River basin, Poland. *The Holocene*, 5, 34-42.
- Starkel, L. (1995b) : Palaeohydrology of temperate zone. In Gregory, K.J., Starkel, L. and Baker, V.R. (eds.) : *Global Continental Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, 233-257.
- Starkel, L., Gregory, K.J. and Gardiner, V. (1985) : Introduction (special issue on Progress in Palaeohydrology). *Earth Surface Processes and Landforms*, 10, 203-245.
- Starkel, L., Gregory, K.J. and Thornes, J.B. eds. (1991) : *Temperate Palaeohydrology: fluvial processes in the temperate zone during the last 15,000 years*. John Wiley & Sons, Chichester, 548p.
- Sugai, T. (1993) : River terrace development by concurrent fluvial processes and climatic changes. *Geomorphology*, 6, 243-252.
- Takada, M., Sasaki, M., Yanagimachi, O. and Omori, H. (1990) : Environmental changes during the late Holocene and the climatic implications of snow

- accumulation hollows in and around Mt. Tango, the Echigo Range, central Japan. *Bull. Rep. Geogr. Univ. Tokyo*, 22, 35-53.
- Tanimura, Y. (1981) : Late Quaternary diatoms of the Sea of Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 51, 1-36.
- Thom, B.G. and Roy, P.S. (1985) : Relative sea levels and coastal sedimentation in southeast Australia in the Holocene. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 257-264.
- Thom, B.G., Bowman, G.M. and Roy, P.S. (1981) : Late Quaternary evolution of coastal sand barriers, Port Stephens - Myall Lakes area, central New South Wales, Australia. *Quaternary Research*, 15, 345-364.
- Thornbury, W.D. (1954) : *Principles of Geomorphology*. John Wiley & Sons, 618p.
- Tipping, R. (1994) : Fluvial chronology and valley floor evolution of the upper bowmont valley, Borders region, Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19, 641-657.
- Tooley, M. (1987) : Sea-level studies. Tooley, M.J. and Shennan, I. eds. : *Sea-Level Changes*, Blackwell, 1-24.
- Tooley, M.J. and Shennan, I. eds. (1987) : *Sea-level changes*. Blackwell, 397p.
- Törnqvist, T.E. and Van Dijk, G.J. (1993) : Optimizing sampling strategy for radiocarbon dating of Holocene fluvial systems in a vertically aggrading setting. *Boreas*, 22, 129-145.
- Törnqvist, T.E., Van Ree, M.H.M. and Faessen, E.L.J.H. (1993) : Longitudinal facies architectural changes of a middle Holocene anastomosing distributary system (Rhine-Meuse delta, central Netherlands). *Sedimentary Geology*, 85, 203-219.
- Umitsu, M. (1991) : Holocene sea-level changes and coastal evolution in Japan. *The Quaternary Research (Daiyonkikenkyu)*, 30, 187-196.
- Umitsu, M. (1993) : Late Quaternary sedimentary environments and landforms in the Ganges delta. *Sedimentary Geology*, 83, 177-186.
- van de Plassche, O. (1982) : Sea-level changes and water-level movements in the Netherlands during the Holocene. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 36, 1-93.
- van de Plassche, O. ed. (1986) : *Sea-level research: A manual for the collection and evaluation of data*. Geo Books, Norwich, 618p.
- van de Plassche, O. (1994) : Foreword. In Carter, R.W.G. and Woodroffe, C.D. (eds) : *Coastal Evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press
- van de Plassche, O., van Heteren, S., Gehrels, W.R. and Mook, W.G. (1992) : Water-level changes in the Hammock River marsh palaeovalley, Connecticut between 13,000 and 6000 (14C) yrs B.P.. *Sedimentary Geology*, 80, 247-260.
- van der Spek, A.J.F. and Beets, D.J. (1992) : Mid-Holocene evolution of a tidal basin in the western Netherlands: a model for future changes in the northern Netherlands under conditions of accelerated sea-level rise. *Sedimentary Geology*, 80, 185-197.
- van Straaten, L.M.J.U. (1954) : Radiocarbon dating and changes of sea level at Velzen (Netherlands). *Geologie en Mijnbouw*, 16, 247-253.
- van Straaten, L.M.J.U. (1965) : Coastal barrier deposits in South- and North-Holland in particular in the areas around Scheveningen and IJmuiden. *Mededelingen van de Geologische Stichting, Nieuwe Serie*, 17, 41-75.
- Walcott, R.I. (1972) : Past sea levels, eustasy and deformation of the earth. *Quaternary Research*, 2, 1-14.
- Wendland, W.M. (1982) : Geomorphic responses to climatic forcing during the Holocene. In Thorn, C.E. (ed.) : *Space and Time in Geomorphology*, Allen

- and Unwin, London, 355-371.
- Wendland, W.M. and Bryson, R.A. (1974) : Dating climatic episodes of the Holocene. *Quaternary Research*, 4, 9-24.
- Woodroffe, C.D. (1993) : Late Quaternary evolution of coastal and lowland riverine plains of Southeast Asia and northern Australia. *Sedimentary Geology, Special Issue*, 83, 163-358.
- Woodroffe, C.D. and Chappell, J. (1993) : Holocene emergence and evolution of the McArthur River Delta, southwestern Gulf of Carpentaria, Australia. *Sedimentary Geology*, 83, 303-317.
- Woodroffe, C.D., Chappell, J., Thom, B.G. and Wallensky, E. (1989) : Depositional model of a macrotidal estuary and floodplain, South Alligator River, Northern Australia. *Sedimentology*, 36, 737-756.

付表一第1表 東北日本の海岸沖積低地における完新世の粗粒堆積物に関する<sup>14</sup>C年代

APPENDIX-Table 1 Radiocarbon dates of the Holocene coarse sediments of the coastal alluvial lowlands in Northeastern Japan

試料採取地点	標高(深度)m	試料・層準(堆積環境)	<sup>14</sup> C年代(yrsBP)	コード番号	文献
サロベツ原野					
豊富町西豊富	3.05(4.95)	木片・氾濫(河成)堆積物中	2,250±280	NUA-2202	大平(1995)
石狩平野					
豊平川扇状地	ca.1(ca.14)	木片・扇状地礫層最上部	9,840±60	KSU-1092	大丸(1989)
	ca.6(ca.9)	木片・河成礫層中(舌状地形)	3,615±80	HR-070	"
	ca.6(ca.9)	木片・河成礫層中(舌状地形)	3,370±25	KSU-1090	"
花咲砂堤列	3.0(ca.1)	ハマグリ・浅海成(砂堤)堆積物中	5,850±210	GaK-4053	北川ほか(1973)
	2.5(ca.1.5)	木片・浅海成(砂堤)堆積物中	4,570±110	GaK-5112	中田ほか(1975)
	-8.5(ca.12.5)	貝殻・浅海成(砂堤)堆積物中	3,640±120	GaK-4367	Igarashi(1975)
	-9.5(ca.13.5)	貝殻・浅海成(砂堤)堆積物中	4,920±560	GaK-5787	"
	-11.0(ca.15)	貝殻・浅海成(砂堤)堆積物中	4,410±160	GaK-5955	"
江差海岸					
小橋川下流低地	(ca.5)	木材・河成(洪水性)礫層下部	3,370±105		遠藤(1984)
	(ca.2.5)	泥炭・河成(洪水性)礫層中部	1,810±95		"
常呂川下流低地					
土佐	ca.3.6(2.4)	マガキ・海成(潮汐三角州)堆積物中	5,840±150	TH-855	海津(1983)
	ca.-0.5	マガキ・浅海成砂層中	2,550±110	TH-856	"
ライトコロ川低地	(5.10~5.15)	泥炭質粘土・上部(三角州)砂層中	4,430±120	TK-618	Sakaguchi et al.(1985)
	(5.43~5.45)	泥炭質粘土・上部(三角州)砂層中	4,340±100	TK-619	"
	(5.95~6.00)	泥炭質粘土・上部(三角州)砂層中	4,500±90	TK-620	"
	(6.75~6.78)	泥炭質粘土・上部(三角州)砂層中	3,940±70	TK-591	"
	(9.93~9.95)	泥炭質粘土・上部(三角州)砂層中	4,130±110	TK-630	"
	(9.95~9.98)	泥炭質粘土・上部(三角州)砂層中	4,620±110	TK-592	"
クッチャロ湖					
ヤスベツ川低地	ca.2(ca.3)	アサリ・浅海成砂層最上部	5,890±95	N-3991	松島(1982)
	ca.2(ca.3)	マガキ・浅海成砂層最上部	5,610±130	GaK-3083	"
風蓮湖					
風蓮川低地	(1.85)	木片・上部(三角州)砂層上部	2,920±300	NUA-1998	大平ほか(1994)
	(2.40)	木片・上部(三角州)砂層上部	3,730±300	NUA-2038	"
	(2.10)	木片・上部(三角州)砂層上部	4,310±190	NUA-1706	"
津軽平野					
中里	(39.0)	泥炭・下部砂層下部	9,050±250	GaK-222	牛島ほか(1962)
鶴田鶴寿橋	7	埋没樹・最上部河成砂礫層基底	2,240±90	GaK-4776	海津(1974)
	7	埋没樹・最上部河成砂礫層基底	2,480±85	N-1958	多田・大矢(1975)
庄内平野					
日向川	ca.1	泥炭・最上部河成砂層中	3,090±100	GaK-4577	米地ほか(1984)
	ca.0	泥炭・上部河成砂礫層中	4,600±115	GaK-4580	"
	ca.5	泥炭・最上部河成砂層中	2,990±95	GaK-4579	"
最上川	ca.-7	泥炭・最上部河成砂礫層下部	2,280±110	TH-817	有賀(1984)
陸前高田平野					
気仙川	-4.8~-5.7	泥炭・最上部河成砂礫層下部	3,100±120	TH-783	千田ほか(1984)
石巻平野					
塩入	-0.7	マガキ・浅海成(浜堤)砂層中	3,350±130	TH-562	松本(1984)
仙台平野					
小鶴	-2.3	木片・上部河成砂泥層中部	4,315±145	TH-080	小元・大内(1978)
	-2.0	木片・上部河成砂泥層上部	3,790±135	TH-055	"
	-1.6	木片・上部河成砂泥層上部	3,500±130	TH-073	"
阿武隈川左岸	0.3	泥炭・上部河成砂層中	5,140±140	TH-787	松本(1984)
	0.9	ヤマトシジミ・浅海成(浜堤)砂層中	4,470±120	TH-373	松本(1981)
北部	-3.6	ハマグリ・浅海成(浜堤)砂層中	2,970±120	TH-675	松本(1984)
中部	-4.3	マガキ・浅海成(浜堤)砂層中	5,520±170	TH-534	"
	-5.0	木片・浅海成(浜堤)砂層中	3,070±110	TH-350	松本(1981)
	-6.3	ウバガイ・浅海成(浜堤)砂層中	3,580±110	TH-352	"
	-9.0	ハマグリ・浅海成(浜堤)砂層中	3,750±110	TH-270	"
	-4.5	貝殻片・浅海成(浜堤)砂層中	2,630±100	TH-351	"
	-7.0	ウバガイ・浅海成(浜堤)砂層中	1,650±90	TH-354	"
夏井川下流平野					
海岸浜堤列中央部	ca.-4	ウバガイ・浅海成(浜堤)砂層中	3,610±140	TH-1204	藤本(1988)
	ca.-4	ウバガイ・浅海成(浜堤)砂層中	3,340±130	TH-1194	"
	ca.-4	ウバガイ・浅海成(浜堤)砂層中	3,220±120	TH-1227	"
	ca.-3	ウバガイ・浅海成(浜堤)砂層中	1,770±100	TH-1195	"
	ca.-2	泥炭質シルト・風成砂層中	1,880±220	TH-1183	"
藤原川下流平野					
藤原川谷底	-6.7~-7.0	ウバガイ・浅海成(浜堤)砂層中	2,730±110	TH-1229	藤本(1988)
	-2.7	イワガキ・浅海成(浜堤)砂層中	1,680±100	TH-1228	"
新潟平野(阿賀野川以北)					
新潟東港	ca.-8	木片・浜堤砂層(粗粒部)中	2,340±125	TH-119	茂木(1980)

試料採取地点	標高(深度)m	試料・層準(堆積環境)	<sup>14</sup> C年代(yrsBP)	コード番号	文献
新発田市住吉	-4.15~-4.45	木片・上部河成砂礫層中	5,910±110	NUTA-1689	大平(1992)
	-5.15~-5.45	木片・上部河成砂礫層中	5,390±110	NUTA-1705	"
福島潟濁口橋	-9.15~-9.45	木片・上部(三角州)砂層中	4,810±110	NUTA-1336	"
福島潟放水路大橋	-7.58~-7.68	木片・上部(三角州)砂層中	5,350±155		鴨井ほか(1990)
	-9.88~-9.98	木片・上部(三角州)砂層中	5,420±200		"
福島潟	ca.-8~-9	木片・上部(三角州)砂層中	5,510±185		鴨井ほか(1995)
高田平野(旧保倉川流路)					
頸城村百間町	(ca.4)	木片・河成砂層中	6,130±190		高野ほか(1988)
頸城村島田	(ca.2)	木片・河成砂層中	4,280±90		"
霞ヶ浦		(↓海成粘土層直下)			
湖底堆積物	-45.12~-45.17	泥炭・下部(汽水成)砂層中	9,920±230	GaK-11230	斉藤ほか(1990)
湖底堆積物	-44.63~-44.68	泥炭・下部(汽水成)砂層中	9,980±260	GaK-11232	"
湖底堆積物	-48.47~-48.52	泥炭・下部(汽水成)砂層中	8,580±180	GaK-11233	"
湖底堆積物	-48.42~-48.47	泥炭・下部(汽水成)砂層中	7,810±170	GaK-11234	"
湖底堆積物	-49.20~-49.25	泥炭・下部(汽水成)砂層中	10,120±180	GaK-11235	"
銚子半島高神低地					
銚子市高神	3.08~3.43	腐植質シルト・浅海成上部砂層中	7,250±230	GaK-12376	鹿島ほか(1990)
九十九里浜平野					
樽海低地帯	2.9	アサリ・海成上部砂層中	6,100±190	GaK-6031	辻・鈴木(1977)
	2.3	アサリ・海成上部砂層中	5,940±180	GaK-6030	"
	ca.3	マガキ・海成上部砂層中	5,520±120	GaK-5359	森脇(1979)
九十九里町西野	ca.-1	チョウセンハマグリ・浅海成(浜堤)砂層中	2,490±130	GaK-6431	"
九十九里町小関	ca.-1	チョウセンハマグリ・浅海成(浜堤)砂層中	2,190±150	GaK-7029	"
夷隅川低地					
国吉層上部	ca.7~8	ハマグリ・浅海成砂層中	7,200±210	GaK-8854	関本・遠藤(1989)
	ca.5~6	木材・浅海成砂礫層中	6,780±150	GaK-7815	"
	ca.5~6	マガキ・浅海成砂層中	7,220±200	GaK-7816	"
	ca.7~8	キサゴ・浅海成砂層中	6,560±140	GaK-9042	"
		木材・浅海成砂層最上部中	5,530±140	GaK-7938	"
横宿層	ca.11~12	泥炭・河成砂礫層中	2,460±110	GaK-12191	"
	ca.9~10	泥炭・河成砂礫層中	4,620±120	GaK-7486	長澤(1979)
	ca.10~11	木材・河成砂礫層中	3,470±120	GaK-7478	関本・遠藤(1989)
房総半島西岸					
富津砂州	33.64~33.67	腐植・浅海成砂層下部	9,330±160	JGS-398	茅根(1991)
	30.04~30.09	オキシジミ・浅海成砂層中	9,230±140	JGS-376	"
	26.33~26.39	ウラカガミ・浅海成砂層中	8,680±130	JGS-377	"
	19.21~19.43	7ツリ・材マガイ・浅海成砂層中	8,450±160	JGS-390	"
	13.30~13.35	アサリ他・浅海成砂層中	8,230±170	JGS-400	"
	8.07~8.17	バカガイ・海成上部砂層(砂州層)中	5,170±110	JGS-378	"
	7.52~7.62	バカガイ・海成上部砂層(砂州層)中	4,460±90	JGS-379	"
	5.72~5.74	バカガイ・海成上部砂層(砂州層)中	3,630±110	JGS-385	"
	6.98~7.01	バカガイ・海成上部砂層(砂州層)中	3,090±90	JGS-384	"
	5.92~5.99	バカガイ・海成上部砂層(砂州層)中	2,950±120	JGS-383	"
	1.35~1.45	材マガイ・7ツリ・浅海成最上部砂礫層中	490±80	JGS-391	"
小櫃川下流低地					
木更津市(OR17)		？・下部河成砂泥互層中	14,670±200		Saito(1995)
		？・下部河成砂泥互層中	14,570±200		"
		？・下部河成砂泥互層中	14,620±200		"
		？・下部河成砂泥互層中	11,880±180		"
		？・下部河成砂泥互層中	11,910±180		"
		？・下部河成砂泥互層中	11,500±170		"
		？・下部河成砂泥互層中	10,880±160		"
		？・下部河成砂泥互層中	10,780±160		"
		？・下部河成砂泥互層中	10,230±150		"
		？・下部河成砂泥互層中	10,460±160		"
		？・下部河成砂泥互層中	10,060±170		"
		？・下部河成砂泥互層中	9,100±150		"
		？・下部河成砂泥互層中	9,050±180		"
		貝殻・上部砂層(三角州前置層)中	5,100±120		"
		貝殻・上部砂層(三角州前置層)中	4,100±220		"
		貝殻・上部砂層(三角州前置層)中	4,120±230		"
		貝殻・上部砂層(三角州前置層)中	4,460±100		"
		貝殻・上部砂層(三角州前置層)中	4,760±150		"
木更津市飯富	-25	腐植・下部砂層中	9,380±90	TK-322	松原(1980MS)
	-18	腐植・下部砂層中	9,380±90	TK-321	"
村田川下流低地					
支流開析谷	3.50~3.60	泥炭・河成砂層中	3,190±130	GaK-10307	辻ほか(1983)



試料採取地点	標高(深度)m	試料・層準(堆積環境)	<sup>14</sup> C年代(yrsBP)	コード番号	文献
関東平野(奥東京湾)					
東京低地		有機質シルト・HBG層中	9,820±230	GaK-1936	Shibasaki et al.(1971)
		有機質シルト・HBG層中	9,500±260	GaK-1937	#
中川低地(草加南部)	1~2	木材・洪水性河成砂層中(浅海成砂層開折)	4,570±100	GaK-12517	遠藤ほか(1987)
	1~2	泥炭・洪水性河成砂層中(浅海成砂層開折)	5,270±120	GaK-12516	#
	2~3	木材・浅海成砂層上部	8,120±110	GaK-12515	#
	0~1	木材・浅海成砂層上部	6,140±100	GaK-12152	#
中川低地(草加北西)	1~2	腐植・中部泥層中砂層レンズ中	8,010±380	GaK-12532	遠藤ほか(1988)
中川低地(三郷)	(11.98~12.09)	腐植・上部砂層(三角州前置層)中	5,010±220	NUTA-	遠藤ほか(1992)
	(14.98~15.12)	腐植・上部砂層(三角州前置層)中	5,160±160	NUTA-	#
	(21.98~22.07)	腐植・上部砂層(三角州前置層)中	5,120±200	NUTA-	#
	(23.95~24.05)	腐植・上部砂層(三角州前置層)中	5,660±520	NUTA-	#
	(24.38)	貝殻・上部砂層(三角州前置層)中	5,100±150	NUTA-	#
坂川低地(流山)	ca.1~2	マガキ・浅海成(浜堤)砂層中	4,790±140	GaK-12185	遠藤ほか(1992)
多摩川下流低地					
川崎市中原区	(6~9)	木材・上部砂層(三角州前置層)中	3,800±95	N-3712	正岡(1981)・海津(1984)
	(6~9)	木材・上部砂層(三角州前置層)中	3,760±95	N-3713	#
	(6~9)	木材・上部砂層(三角州前置層)中	3,960±95	N-3714	#
川崎市川崎区	-4.2	木片・上部砂層(三角州前置層)最下部	1,390±100	GaK-12093	松島編(1987)
大岡川下流低地					
横浜市	ca.0	貝殻・浅海成砂層中	2,180±100	GaK-12108	松島・山口(1982)
三浦半島					
馬堀海岸	0.9~1.5	貝殻・浅海成砂層中	1,400±100	GaK-10604	太田ほか(1984)
久里浜	-0.5	貝殻・浅海成砂層中	2,210±100	GaK-10602	#
	-2.5~-3.5	貝殻・浅海成砂層中	5,010±140	GaK-10603	#
	ca.2	貝殻・浅海成砂層中	3,680±130	TH-585	菅沼(1981)
野比海岸	8.2	チヨウセンハマグリ・浅海成砂層中	5,440±140	GaK-13396	太田ほか(1994)
	7.5	オニアサリ他・浅海成砂層中	6,860±110	GaK-13393	#
	6.5	キサゴ・浅海成砂層中	7,450±150	GaK-13394	#
	7.1	オニアサリ他・浅海成砂層中	7,590±170	GaK-13383	#
	17.2	泥炭質土壌・河成砂層中	5,220±100	GaK-13388	#
	20.8	泥炭質土壌・河成砂層中	4,060±120	GaK-13387	#
野比海岸	18.0	泥炭・河成砂層中	5,180±100	GaK-13740	太田ほか(1994)
	20.1	泥炭質土壌・河成砂層中	4,830±120	GaK-13391	#
	20.9	泥炭質土壌・河成砂層中	3,820±90	GaK-13390	#
	23.7	泥炭質土壌・河成砂層中	2,620±120	GaK-13385	#
小田湾長井	3.2~3.5	シラオガイ・浅海成砂層中	2,960±80	GaK-13605	澤(1992)
	4.7~5.2	オキシジミ・浅海成砂層中	3,140±90	GaK-13603	#
葉山森戸川低地	ca.-28	木片・下部砂層(HBG層?)中	9,050±270	GaK-9228	松島(1982)
	ca.9	泥炭・河成砂層中	5,030±90	N-3766	#
相模川下流低地					
平塚市街地	-1.0	木片・河成砂層中	3,260±115	N-1762	奥村・見上(1976)
中村川下流低地					
小舟	19.5	木片・上部河成砂層下部	6,250±150	GaK-3858	遠藤ほか(1979)
	17.5	貝殻・浅海成砂層中	7,340±230	GaK-5887	#
	16.5	貝殻・浅海成砂層中	7,410±230	GaK-6278	#
伊豆半島					
伊東大川低地	-7.2~-7.3	木片・浅海成砂層中	5,320±100	GaK-15013	田口(1993)
下田福生沢川低地	1.5~1.6	泥炭・浅海成砂層中	2,370±120	GaK-15017	#
大賀茂川低地	1.2~-0.5	オキシジミ・浅海成砂層中	4,460±170	GaK-9085	太田ほか(1986)
	-0.3	ハマグリ・浅海成砂層中	3,110±120	GaK-9078	#
	0.9	オキシジミ・浅海成砂層中	3,300±140	GaK-9083	#
	1.7	オキシジミ他・浅海成砂層中	2,940±110	GaK-9082	#
	0.9	オキシジミ・浅海成砂層中	2,940±150	GaK-9076	#
	1.3	オキシジミ他・浅海成砂層中	3,520±140	GaK-9075	#
	1.3	オキシジミ他・浅海成砂層中	3,070±240	GaK-9075	#
	1.6	オキシジミ他・浅海成砂層中	3,790±140	GaK-9086	#
	1.7	ヒメカノコガイ他・浅海成砂層中	3,320±110	GaK-9077	#
青野川低地	0.8	チヨウセンハマグリ・浅海成砂層中	2,040±120	GaK-10772	#
	ca.-5	イワガキ・浅海成砂層中	7,040±160	GaK-9081	#
松崎低地(那賀川)	-3.17	植物片・河成砂層中	4,930±130	GaK-10425	松原ほか(1986)
	-3.19	木片・河成砂層中	5,410±140	GaK-10420	#
	-3.23	木片・河成砂層中	5,270±140	GaK-10426	#
	-3.40	木片・河成砂層中	4,020±220	GaK-10421	#
	-3.43	木片・河成砂層中	5,950±200	GaK-10427	#
	-14.01	植物片・河成砂層中	3,130±180	GaK-10422	#

## つづき

試料採取地点	標高(深度)m	試料・層準(堆積環境)	<sup>14</sup> C年代(yrsBP)	コード番号	文献
松崎低地(那賀川)	-19.93	木片・浅海成砂層中	8,720±210	GaK-10433	松原ほか(1986)
	-22.13	泥炭質粘土・浅海成砂層中	8,320±220	GaK-19424	"
	-25.68	木片・浅海成砂層中	8,690±170	GaK-10432	"
	-26.25	木片・下部河成砂礫層中	8,680±170	GaK-10434	"
鹿野川低地 函南町	-30.88	腐植土・下部河成砂礫層中	9,250±160	I-14973	松原(1989)
	-0.80	泥炭・上部河成砂礫層中	4,160±100	I-14972	"
	-1.33	腐植土・上部河成砂礫層中	4,250±100	I-14971	"
浮島ヶ原 富士市東部	-14.35	腐植土・河成砂礫層最下部	6,410±160		山崎(1982)・松原(1984)
	-6.58	腐植土・河成砂礫層中	6,360±160	GaK-8783	"
	-6.00	腐植土・河成砂礫層中	4,360±130	GaK-8784	"
	-0.78	腐植土・河成砂礫層中	2,280±120	GaK-8459	"
	-0.43	腐植土・河成砂礫層中	2,060±140	GaK-8458	"
富士市東部	-38.65	腐植土・下部海成砂礫層中	8,650±100	N-4813	米倉ほか(1985)
	-38.35	腐植土・下部海成砂礫層中	8,900±110	N-4812	"
	-9.95	泥炭・上部河成砂礫層下部	4,960±105	N-4809	"
	-7.75	泥炭・上部河成砂礫層中	3,690±80	N-4808	"
	-4.30	泥炭・上部河成砂礫層中	2,700±75	N-4807	"
	-1.50	泥炭・上部河成砂礫層中	2,260±85	N-4806	"

付表一第2表 東北日本の海岸沖積低地における完新世の細粒堆積物(粗粒堆積物直下・直上)に関する<sup>14</sup>C年代

APPENDIX-Table 2 Radiocarbon dates of the Holocene fine sediments (just below or above coarse sediments) of the coastal alluvial lowlands in Northeastern Japan

試料採取地点	標高(深度)m	試料・層準(堆積環境)	<sup>14</sup> C年代(yrsBP)	コード番号	文献
<b>サロベツ原野</b>					
豊富町西豊富	5.60(2.40)	泥炭・氾濫堆積物直上	1,970±290	NUTA-2078	大平(1995)
	2.05(5.95)	泥炭・氾濫堆積物直下	3,540±270	NUTA-2182	"
	1.35(6.65)	泥炭・氾濫堆積物間	3,920±160	NUTA-2628	"
	1.15(6.85)	植物片・上部(三角州)砂層直上	5,110±270	NUTA-2629	"
<b>石狩平野</b>					
豊平川扇状地	ca.2(ca.13)	木片・扇状地礫層間	5,930±50	KSU-1091	大丸(1989)
豊平川下流氾濫原	ca.-6(ca.11)	木片・上部(三角州)砂層直下	5,880±20	NUTA-195	"
	ca.0(ca.5)	泥炭・上部(三角州)砂層直上	5,270±90	HR-068	"
	ca.1(ca.11)	泥炭・扇状地砂層間	5,700±25	KSU-1291	"
<b>江差海岸</b>					
砂川		黒土層・更新世段丘面上	7,000±140		遠藤(1984)
<b>常呂川下流低地</b>					
ライトコロ川低地(10.71~10.75)		有機質粘土・上部(三角州)砂層直下	4,590±140	TK-622	Sakaguchi et al.(1985)
<b>斜里平野</b>					
サルマ川低地		泥炭・上部河成砂礫層直上	5,340±130	GaK-13441	遠藤ほか(1988)
<b>風蓮湖</b>					
風蓮川低地	(1.45)	泥炭・上部(三角州)砂層直上	2,780±310	NUTA-2040	大平ほか(1994)
	(1.70)	泥炭・上部(三角州)砂層直上	2,740±300	NUTA-2075	"
	(1.40)	泥炭・上部(三角州)砂層直上	2,630±200	NUTA-2074	"
<b>釧路湿原</b>					
遠矢	1.45~1.35(4.25~4.40)	泥炭・上部(三角州)砂層直上	4,090±230	JGS-119	Ihira et al.(1985)
<b>函館平野</b>					
東部	0.9(4.4)	泥炭・上部(三角州)砂層直上	5,890±110	GaK-17135	太田ほか(1994)
<b>津軽平野</b>					
柏	ca.3	泥炭・上部(三角州)砂層直下	5,290±145	N-2251	海津(1976)
木造	ca.1	貝殻・上部(三角州)砂層直下	6,650±115	N-2202	"
木造	0.5	木片・上部(三角州)砂層直上	2,900±85	GaK-5252	"
金木	ca.3	泥炭・自然堤防堆積物直下	840±85	GaK-5254	"
<b>能代平野</b>					
米代川低地	5.6~5.8(3.4~3.2)	泥炭質シルト・上部(三角州)砂層直上	4,760±160	GaK-5891	辻(1981)
<b>秋田平野</b>					
女湯	5.5	泥炭・浜堤列砂層直上	4,470±130	TH-767	松本(1984)
八郎潟南部	1.0	泥炭・浜堤列砂層直上	3,550±130	TH-638	"
	2.0	泥炭・浜堤列砂層直上	2,320±120	TH-639	"
		泥炭・浜堤列砂層直上	1,500±100	TH-442	日比野ほか(1979)
	2.0	泥炭・浜堤列砂層直上	780±100	TH-671	松本(1984)
	2.0	泥炭・浜堤列砂層直上	570±100	TH-640	"
<b>庄内平野</b>					
日向川	ca.-9	泥炭・上部河成砂泥層直下	6,040±130	GaK-4578	米地ほか(1984)
	ca.-5	泥炭・上部(三角州)砂層直上	3,150±150	TH-845	有賀(1984)
最上川	ca.-9	泥炭・上部(三角州)砂層直下	6,180±150	TH-772	"
	ca.-1.4	泥炭・上部(三角州)砂層直上	5,170±130	TH-391	Omoto(1979)
	ca.3.5	泥炭・最上部河成砂泥層下部	2,270±100	TH-390	"
<b>田名部平野</b>					
大曲	0.8	泥炭・海成上部砂層直上	4,470±140	TH-645	松本(1984)
	1.0	泥炭・海成上部砂層直上	3,050±120	TH-644	"
	3.0	木片・浜堤列砂層直上	2,180±130	TH-687	"
	2.0	泥炭・海成上部砂層直上	580±120	TH-770	"
<b>青森平野</b>					
西部	1.7	泥炭・浜堤列砂層直上	5,100±160	TH-641	松本(1984)
	1.0	泥炭・浜堤列砂層直上	2,570±120	TH-642	"
<b>石巻平野</b>					
広瀬	-0.4	泥炭・浜堤列砂層直上	1,950±120	TH-563	松本(1984)
矢本	0.8	泥炭・浜堤列砂層直上	2,140±120	TH-561	"
谷地	-0.7	泥炭・浜堤列砂層直上	2,960±120	TH-559	松本(1984)
	-1.0	泥炭・浜堤列砂層直上	2,190±130	TH-684	"
	-1.5	泥炭・浜堤列砂層直上	1,440±100	TH-558	"
<b>仙台平野</b>					
小鶴	-3.8	木片・上部河成砂泥層直下	5,910±170	TH-067	小元・大内(1978)
阿武隈川左岸	-2.7	マガキ・上部(三角州)砂層直下	5,630±170	TH-786	松本(1984)
北部	-0.8	泥炭・浜堤列砂層直上	2,510±120	TH-674	"
	-0.3	泥炭・浜堤列砂層直上	730±130	TH-806	"
中部	-0.2	有機質粘土・浜堤列砂層直上	4,400±120	TH-358	松本(1981)
	-0.2	泥炭・浜堤列砂層直上	3,900±120	TH-375	"
<b>夏井川下流平野</b>					
海岸浜堤列中央部	1.2~1.3	泥炭・浜堤列砂層直上	3,940±170	TH-1182	藤本(1988)

試料採取地点	標高(深度)m	試料・層準(堆積環境)	<sup>14</sup> C年代(yrsBP)	コード番号	文献
海岸浜堤列中央部	ca.0	有機質粘土・浜堤列砂層直上	1,260±130	TH-967	藤本(1988)
	ca.0	有機質粘土・浜堤列砂層直上	1,110±180	TH-1173	"
藤原川下流平野					
藤原川谷底	-0.2	有機質粘土・浜堤列砂層直上	1,130±110	TH-970	藤本(1988)
蛟川下流平野					
海岸浜堤列北部	-2.0~-1.7	有機質粘土・浜堤列砂層直上	2,750±160	TH-972	藤本(1988)
	-1.3~-1.0	有機質粘土・浜堤列砂層直上	2,350±190	TH-1172	"
新潟平野(阿賀野川以北)					
新発田市住吉	-14.15~-14.45	木片・下部砂層直上砂質泥層中	7,730±160	NUTA-1692	大平(1992)
	2.15~2.45	木片・上部河成砂礫層直上	4,160±130	NUTA-1690	"
豊栄市川西	-2.90~-2.95	泥炭・上部河成砂層直上	3,380±130	NUTA-1338	"
	-1.70~-1.75	泥炭・河成泥層直下	2,480±160	NUTA-1271	"
水原町中央	-5.15~-5.47	木片・河成砂泥層中	5,660±140	NUTA-2630	大平(1996)
新潟平野(信濃川流域)					
中之口村打越	4.20(13.8)	木片・上部河成砂泥層直上?	4,150±120		長谷川ほか(1967)
高田平野(旧保倉川流路)					
頸城村北方	(ca.2~3)	泥炭・上部河成砂層直上	4,610±110		高野ほか(1988)
	(ca.2~3)	泥炭・上部河成砂層直上	4,410±100		"
銚子半島高神低地					
銚子市高神	3.3	泥炭・海成上部砂層直上	5,460±180	GaK-10967	太田ほか(1985)
	4.2	泥炭・海成上部砂層直上	5,420±110	GaK-10968	"
	4.0	泥炭・海成上部砂層直上	4,860±130	GaK-10970	"
	3.75~4.00	泥炭・海成上部砂層直上	5,320±110	GaK-12375	"
九十九里浜平野					
樽海低地帯	ca.4	泥炭・海成上部砂層直上	5,470±110	GaK-5563	辻・鈴木(1977)
東金市	ca.5	泥炭・浜堤列砂層直上	1,880±90	GaK-6431	森脇(1979)
夷隅川低地					
国吉層下部	ca.5	マガキ・浅海成砂層直下	7,920±170	GaK-7814	関本・遠藤(1989)
横宿層	ca.11	泥炭・河成砂礫層直上	3,880±140	GaK-8853	"
丸山川低地					
新田	10.5	腐植物・河成砂礫層直下(河口感潮域)	7,020±50	KSU-743	鹿島(1985)
房総半島西岸					
富津砂州	37.64~37.71	腐植・汽水成下部砂層直下	9,870±90	JGS-406	茅根(1991)
村田川下流低地					
支流開析谷	ca.7	泥炭・浅海成砂層直上	5,720±190		辻ほか(1983)
	2.10~2.15	泥炭・河成砂層直上	2,160±140	GaK-10306	"
関東平野(奥東京湾)					
中川低地(三郷)	(42.12~42.18)	泥炭・HBG直下	12,120±610		遠藤ほか(1992)
	(42.97~43.09)	泥炭・HBG直下	9,960±370		"
坂川低地(流山)	ca.0	ウミノナ・浅海性砂層直下	5,670±110	GaK-12354	遠藤ほか(1989)
	ca.0~-1	マガキ・浅海性砂層直下	5,820±110	GaK-12187	"
	ca.1	泥炭・浅海性砂層直上	4,400±100	GaK-12184	遠藤ほか(1992)
坂川低地(流山)	ca.1	マガキ・浅海性砂層直上	4,490±90	GaK-12353	遠藤ほか(1992)
中川低地(栗橋北部)	ca.1	泥炭・洪水性河成砂層直下	3,220±90	N-4249	平井(1983)
多摩川下流低地					
川崎市幸区	-9.75	マガキ・中部泥層中砂層直上	7,250±160	NUTA-142	松島編(1987)
川崎市川崎区	-38.05~-38.55	泥炭質シルト・HBG直下?	10,360±210	GaK-11834	"
三浦半島					
平作川低地	7.9	カガミガイ・河成砂層直下	4,910±130	GaK-11364	蟹江(1992)
相模川下流低地					
寒川町	-24.4	泥炭・下部砂礫層直上	9,520±125	N-1761	奥村・見上(1976)
伊豆半島					
伊東大川低地	0.0~0.1	泥炭・河成砂礫層直下	3,890±140	GaK-15012	田口(1993)
鹿野川低地					
雨南町	-2.50	腐植土・軽石質河成砂礫層直下	3,800±70	TK-438	松原(1984)
沼津市	-3.15	腐植土・埋没砂礫州堆積物直上	4,310±100	TK-441	"
浮島ヶ原					
沼津市西部	3.80	泥炭・埋没砂礫州堆積物直上	2,540±60	KSU-746	松原(1992)
雌鹿塚遺跡	ca.1.1	泥炭・埋没砂礫州堆積物直上	2,910±190	NU-128	"
静清低地					
巴川低地	-2.40	貝殻・砂礫州堆積物直下	1,950±80		松島(1984)
榛原低地					
牧ノ原台地開析谷	0.53	泥炭・埋没砂礫州堆積物直上	3,320±160	GaK-9524	松原(1992)
菊川平野					
小笠村西村	6.7	泥炭・浜堤列砂層直上	2,950±50	TK-552	鹿島ほか(1985)
大東村大坂	6.2	泥炭・浜堤列砂層直上	3,440±50	TK-513	"

付表一第3表 東北日本の海岸沖積低地における粗粒堆積物の年代を推定するのに有効なテフラ  
 APPENDIX-Table 3 Holocene tephras useful to dating of the Holocene coarse sediments

海岸低地名	火山・テフラ名(記号)	確認地点・層準	年代(ka)	文献
常呂平野	常呂火山灰 I・II	砂丘・浜堤列構成層中	1.7	遠藤・上杉(1972)大平(1992)
斜里平野	Ma-f	河成砂礫層中(二次堆積)	6.5-7.2	遠藤ほか(1988)
野付崎	km-2a	砂嘴構成層(浅海性砂層)中	0.5	佐々木ほか(1971)高野(1978)
	km-1f	砂嘴構成層(浅海性砂層)中	3	"
春国岱(風連湖)	Me-a1, Me-a2*	砂丘(浜堤)列間低地	0.2	遠藤ほか(1989)大平ほか(1994)
風蓮川低地	矢白別層	最上部泥炭層中	2	佐々木ほか(1971)大平ほか(1994)
勇払原野	Ta-c	砂丘(浜堤)列間低地	2.5-3.0	Moriwaki(1982)
小川原湖	十和田中振(To-Cu)	海成(湖成)堆積物中	5.5	石塚・鹿島(1986)
新潟平野(阿賀野川)	沼沢沼軽石(Nm-1)	砂丘(浜堤)列構成層中	5	只見川第四紀研究グループ(1966)大平(1992)
多摩川低地	鬼界7か村火山灰(K-Ah)	上部砂礫層下位海成泥層中	6.3	松島編(1987)
伊豆半島松崎低地	鬼界7か村火山灰(K-Ah)	上部砂礫層下位海成泥層中	6.3	松原ほか(1986)
黄瀬川扇状地	御殿場泥流	河成(扇状地)礫層中	2.5-3.0	松原(1984)
鹿野川低地	伊豆天城加ゴ平軽石(KgP)	河成砂礫層中	3	松原(1984)松原(1989)
浮島ヶ原低地	鬼界7か村火山灰(K-Ah)	上部砂礫層下位海成泥層中	6.3	"
	伊豆天城加ゴ平軽石(KgP)	後背湿地・河成砂礫層中	3	"
	大淵スコリア(ObS)	後背湿地・砂丘構成層中	1.7	松原(1992)

\*給源火山：樽前山・駒ヶ岳

## 謝辞

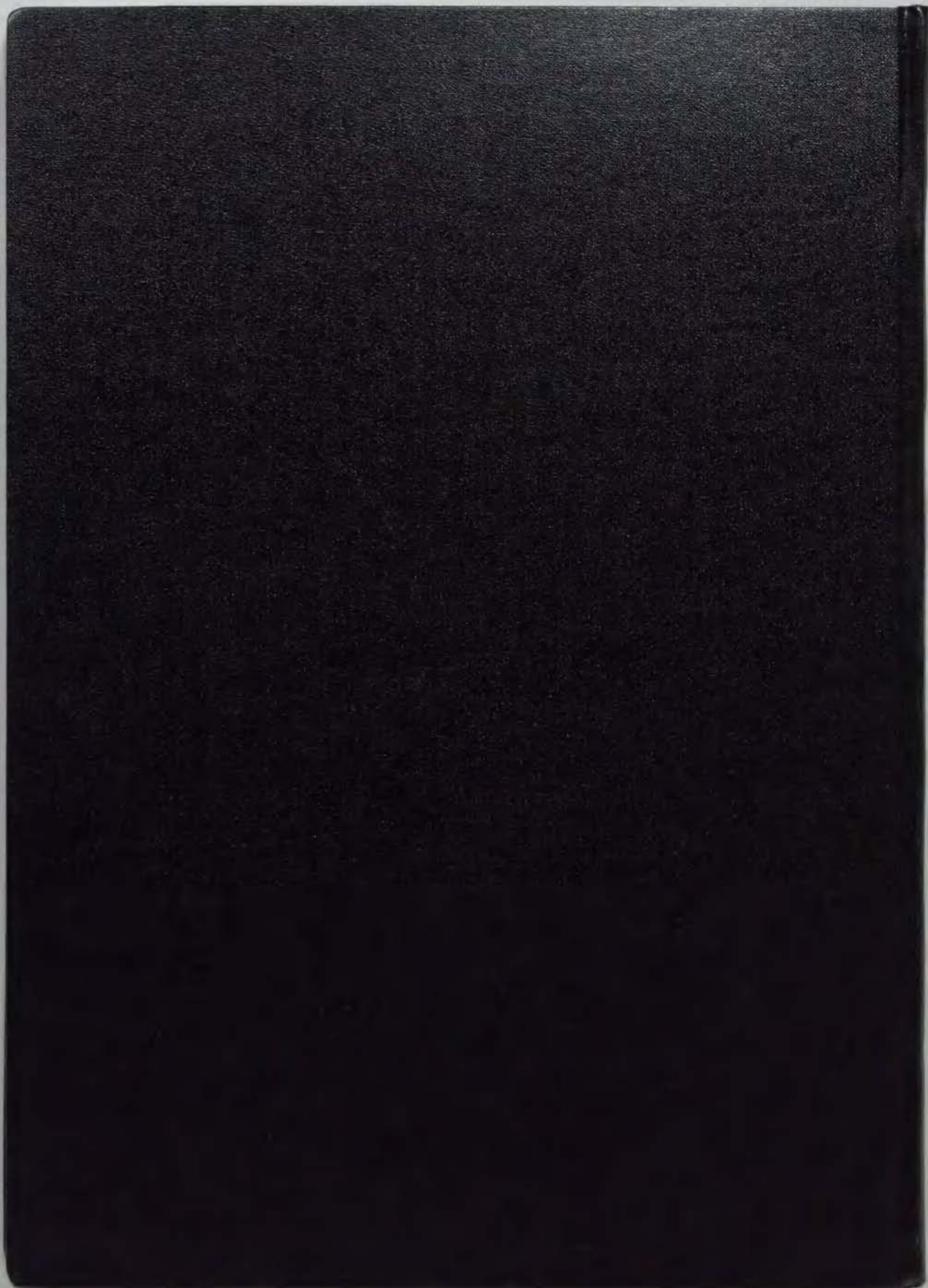
こうして本稿が完成できたのは、多くの先生方からのご指導によるものです。とくに、名古屋大学文学部地理学教室の海津正倫先生には、名古屋大学大学院博士課程前期課程入学から現在に至るまで、終始ご指導いただきました。ここにあらためて深く感謝いたします。また、名古屋大学文学部地理学教室の石水照雄先生（現名城大学）、石原潤先生（現京都大学）、岡本耕平先生、高橋誠先生（現長崎大学）、溝口常俊先生には、修士論文や投稿論文の作成などに際してご指導をいただきました。さらに、名古屋大学文学部名誉教授の井関弘太郎先生には、研究に関して有益なご助言をいただきました。ここに厚くお礼を申し上げます。新潟大学教育学部の鈴木郁夫先生には、学部学生時代から現在に至るまで、多くのご助言をいただくとともに、たびたび測量機材を貸していただきました。あらためて厚くお礼を申し上げます。

また、本研究を遂行する過程で、名古屋大学年代測定資料研究センターの中村俊夫先生には、タンデム加速器質量分析計による<sup>14</sup>C年代測定を懇切丁寧にご指導いただきました。また、年代測定資料研究センターの方々にも様々なご指導をいただきました。さらに、神奈川県立博物館の松島義章博士（現神奈川県立生命の星・地球博物館）には、新潟平野のボーリングコアに含まれていた貝殻を鑑定していただきました。記して深く感謝いたします。また、札幌での資料収集の際にお世話になりました野中健一先生（元北海道大学、現三重大学）にも厚くお礼を申し上げます。

本研究に使用した地質資料の収集に際して、以下の機関にご協力をお願いいたしました。新潟平野の調査では、建設省新潟国道工事事務所・羽越工事事務所、新潟県新潟土木事務所・柴田土木事務所・村上土木事務所・新発田農地事務所・村上農地事務所、村上市役所、神林村役場、荒川町役場、中条町役場、紫雲寺町役場、加治川村役場、豊浦町役場、豊栄市役所、豊栄市博物館、北日本技術コンサルタントの方々にお世話になりました。サロベツ原野の調査では、北海道立地下資源調査所、北海道開発局稚内開発建設部稚内農業事務所・留萌開発建設部天塩地域農業開発事務所、北海道開発局農業水産部、北海道稚内土木現業所・留萌土木現業所、北海道宗谷支庁宗谷北部地区農業改良普及所、豊富町役場の方々にお世話になりました。風蓮湖の調査では、北海道開発局釧路開発建設部根室国道維持事務所の方々にお世話になりました。ここに記して厚くお礼を申し上げます。また、現地調査は、名古屋大学の大学院生・学部生（調査当時）の岡島建、神谷秀彦、愛宕誠治、伊藤健司、大西宏治、朝岡知絵、上野美葉、土屋純、西村雄一郎の諸氏に協力していただきました。厚くお礼を申し上げます。

最後に、いままで心配をかけました両親に心から感謝したいと思います。

1997年2月  
大平明夫



inches 1 2 3 4 5 6 7 8  
cm 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19

# Kodak Color Control Patches

© Kodak, 2007 TM: Kodak



# Kodak Gray Scale



© Kodak, 2007 TM: Kodak

**A** 1 2 3 4 5 6 **M** 8 9 10 11 12 13 14 15 **B** 17 18 19

