

東京大学大学院新領域創成科学研究科

環境学研究系自然環境学専攻

自然環境変動学分野

2008 年度

修士論文

荒川低地上流域とその周辺地域における

更新世末期以降の地形発達史

Geomorphic development of the Upper part of the Arakawa Lowland and
its surrounding areas since the Latest Pleistocene

2009 年 2 月 27 日 提出

2008 年度 3 月修了

指導教員 須貝 俊彦 教授

076702 石原 武志

目次

1. はじめに	1
1.1. 背景	1
1.2. 目的	2
2. 調査地域の地形・地質概要	3
2.1. 地形	3
2.2. 地質	3
2.3. 河川	4
2.4. 活断層	4
3. ボーリングコアの分析による沖積層層序区分	7
3.1. 使用コア	7
3.2. 分析方法	7
3.3. コア記載	7
3.3.1. FK1 コア	7
3.3.2. OS-A コア	8
3.3.3. OS-B コア	8
3.3.4. YSM-01～08 コア	9
3.4. 地質断面からみた層序区分	9
3.4.1. G _{1u}	9
3.4.2. S _{1l1}	9
3.4.3. S _{1l2}	9
3.4.4. S _{1m}	9
3.4.5. S _{1u}	10
3.5. 各岩相から推定される堆積環境	10
3.5.1. G _{1u}	10
3.5.2. S _{1l1}	10
3.5.3. S _{1l2}	10
3.5.4. S _{1m}	10
3.5.5. S _{1u}	10
3.6. 荒川低地中・下流域の層序との対比	11
3.6.1. Matsuda(1974), Kaizuka et al(1977)との対比	11
3.6.2. 安藤ほか(1987), 安藤・藤本(1990), 安藤・方違(1997)との対比	11
3.7. 利根川の流路変更による堆積速度の低下について	12
3.8. 堆積環境の変遷	12
4. 既存ボーリングデータの解析による沖積層の空間分布と埋没地形	19
4.1. 使用ボーリングデータ	19
4.2. 解析方法	19
4.3. 地形地質断面図の記載	19
4.3.1. A-A'断面	20
4.3.2. B-B'断面	20
4.3.3. C-C'断面	20
4.3.4. D-D'断面	21
4.4. 考察	21

4.4.1. 沖積層の堆積過程と堆積環境	21
4.4.2. 埋没地形面群の分布特性と形成環境	24
5. 荒川低地上流域とその周辺地域における更新世末期以降の地形発達史	34
5.1. 更新世後期の海面低下期(約 5~3 万年前)	34
5.2. 更新世末期の低海面期(約 3~1.5 万年前)	34
5.3. 更新世最末期~完新世前期の海面上昇期(約 1.5 万年前~7000 年前)	34
5.4. 完新世中期以降の高海面期(約 7000~4000 年前)	34
5.5. 約 4000 年前以降	35
5.6. 関東平野における荒川低地の発達史の特長	35
6. まとめ	38
謝辞	39
引用文献	39
要旨	44

1. はじめに

1.1. 背景

日本をはじめとするモンスーンアジア諸国の臨海沖積低地には、人口・都市・インフラ・農地などが集中しており、経済活動・居住の場として重要な役割を占めている(海津,1994; 斎藤,2007a など)。一方、沖積低地は、洪水や地震、高潮などの自然災害に対して脆弱であることも知られている(斎藤,2007a など)。近年は人間活動による地形改変や地球温暖化およびそれに伴う海面上昇などにより、臨海沖積低地の災害ポテンシャルの増加が懸念されている(IPCC,2007 など)。中国の黄河デルタやベトナムの紅河デルタ、タイのチャオプラヤ川デルタなど一部の臨海沖積低地では、ダム建設の影響による土砂供給量の減少、あるいは地下水の過剰揚水による地盤沈下の影響で沿岸侵食が進行(Thanh et al.,2004; Chu et al.,2006; Ericson et al.,2006; 斎藤,2007b など)し、地球環境変動に対する脆弱性の問題が既に顕在化しつつある。

沖積低地は、第四紀末期の氷河性海水準変動や気候変動に敏感に反応した河川の沖積作用の影響下に形成されており、沖積低地の地形や地層には海面変化や河川プロセスに加え、地殻変動や火山活動などの自然環境の変化の影響が様々な形で保存されている(海津,1994)。沖積低地の安定的な開発・利用、および将来的な自然環境の変化の予測のためにも、沖積低地の地形発達過程を明らかにすることが不可欠である。

臨海沖積低地の多くは、最終氷期最盛期に形成された谷地形に、以後の急速な海水準上昇に伴って沖積層が厚く堆積し、完新世前期の縄文海進期には低地のかなりの部分が溺れ谷や内湾となった。日本では、主要な低地の臨海部で、海水準変動に伴う海岸線の移動の結果、沖積層の堆積環境が河成→海成→河成と変化したこと(池田,1964)や、堆積した沖積層の層序・層相に共通性を持つことが明らかにされた(井関,1983)。このような共通性は日本に限らず、モンスーンアジアの大河川河口部の沖積層にもみられる(堀ほか,2006)。また、沖積層の研究成果を踏まえた低地の地形発達過程の解明も日本各地で行われた。海津(1981a,b)はそれらをまとめ、古地理の変遷とそれにかかわる要因との関係から沖積低地の地形発達が大きく6つのパターンに分けられることを示した。

近年では加速器質量分析(AMS)法を用いた高密度な¹⁴C年代や火山灰編年に、シーケンス層序学的検討を組み合わせ、ボーリングコアの詳細な解析から地層形成をよりダイナミックに捉える研究も活発に行われている(増田,1998; 斎藤,2008 など)。例えば、国内外の臨海沖積低地において、沖積層の畧重様式や堆積速度の変遷が1000年オーダーで明らかされ、(Saito,1995; 増田ほか,2001; Hori et al,2001; Ta et al, 2002; 木村ほか,2006, Tanabe et al,2006 など)、完新世を通じたデルタの発達過程やそれに対する人間活動の影響も論じられている(Saito et al,2001; Ta et al, 2002; 山口ほか,2003; 斎藤,2007bなど)。

一方、臨海沖積低地の中でも内陸側になると、内湾堆積物は尖滅し、氾濫原堆積物が厚く堆積する。さらに上流側では沖積層全体が砂礫層より構成され、扇状地が分布し続けた

(海津,1994). このような内陸部の沖積低地は, 臨海部と比してボーリング資料が不足することや, 年代試料が得にくいことなどもあり, 十分な研究がなされていない. しかし, 地形形成の主要素である河川プロセスは, 流域をひとまとまりのシステムとして機能しており, 地形発達過程の解明には内陸から臨海までをひとつの流域と捉えることが重要である. また, 海水準変動に応じた堆積環境の変化がどこまで及ぶかを理解する上でも, 内陸部の沖積低地についての知見の蓄積が求められる.

荒川低地は関東平野中央部に位置する沖積低地である. 最終氷期の海面低下期から完新世中ごろまでの利根川は荒川低地を經由して東京湾へ注ぐ河川であった(菊地,1979; 平井,1983). 松田(1993)や小松原ほか(2008)は, 荒川低地の沖積層は大宮台地を挟んで隣接する中川低地の沖積層と比較して粗粒であることを指摘し, 荒川低地では土砂供給量が多かったと考察している. また, 荒川低地における海域の拡大は中川低地と比較しても限定的であり, この要因の一つとして, 当時荒川低地の方が河川の堆積作用が強く, 海域の拡大を阻んでいた可能性が言及されている(Matsuda,1974; 安藤・方違,1997). このように, 利根川・荒川の河川プロセスが地形形成に大きく作用したと考えられる荒川低地は, 海水準変動に対する河川の応答および地形形成の地域的差異を理解するうえでも興味深いフィールドである. しかし, 縄文海進期にも海域の拡大しなかった荒川低地上流域をはじめとする内陸部の研究は非常に乏しく, 沖積層の層序などの基本的な情報も不明である.

1.2. 目的

上述した研究背景を踏まえ, 関東平野中央部の沖積低地を, 流域を構成するひとつのまとまりをもった地域と位置づけ, 海水準変動と河川プロセス, 地形形成とのかかわりを解明することが求められる. そのうち本研究では, 基本的情報の不足している荒川低地上流域と隣接地域を対象に, ボーリングコアおよび既存ボーリング資料を用いて沖積層の層序ならびに地形発達過程を明らかにすることを目的とする.

2. 調査地域の地形・地質概要

2.1. 地形

関東平野は日本の他の平野と比べて台地の占める割合が多く、沖積低地はこれらの台地を開析する河川の流路に沿って細長く分布する。一方、台地は関東造盆地運動と呼ばれる地殻変動の影響により、平野周縁から中央へ向かって高度を下げる盆状の地形をなし、関東平野中央部の加須付近では、低地との比高が非常に小さい。利根川は中央部を自由に蛇行し、広い低地を形成してきた。これらの低地は、妻沼低地、加須低地、中川低地、荒川低地と呼ばれ(堀口,1986)、本研究でもその呼称を用いる(Fig.1)。このうち、本研究の調査対象地域は妻沼低地の深谷付近から行田・吹上を経て荒川低地の川越付近に至る範囲および加須低地の西縁である。

荒川低地は関東平野西部に位置し、東を大宮台地に西を武蔵野台地に限られた、北西―南東方向へ細長く伸びる沖積低地である(Fig.1)。上流は妻沼低地に、下流は東京低地に連続している。低地内には荒川の本流および関東山地からの支流の市野川、越辺川、入間川などが流入し、自然堤防や後背湿地などの微地形を形成している。本研究では、荒川と市野川の合流点以北を上流域、荒川と入間川の合流点以南を下流域、両者の間を中流域と便宜的に区別する。本研究の調査対象地域は中流域以北である。

妻沼低地は荒川低地に北隣し、利根川右岸に沿って東西に細長く伸びる低地である(Fig1)。西は利根川と烏川の合流点付近で、東は行田市東部で加須低地に連続する。南は櫛引台地および本庄台地に崖線で接し、北は大間々扇状地と館林台地に限られる。深谷よりも上流は利根川の扇状地が分布し、下流は氾濫原となる。また、低地南西部には荒川の新扇状地(以下熊谷扇状地と呼ぶ)が形成されている。

加須低地は関東造盆地運動の中心部に位置し、大宮台地北方に続く台地が沖積層に薄く被覆され埋没し、周囲の沖積低地と比較して特異な低地である。加須低地西縁の行田付近では、埋め残されている台地面が微高地として分布する。

2.2. 地質

荒川上流域の関東山地の地質(Fig.2)は、高圧型変成岩類(三波川帯)、中～古生代の堆積岩類(秩父帯)、中生代～古第三紀の堆積岩類(四万十帯)が、北西―南東方向で北から南に帯状に配列する。堆積岩類は沿岸性堆積物やプレートにのって遠くから運ばれてきた遠洋性堆積物が陸縁に付加したもので、砂岩・泥岩を主体とし、チャート・石灰岩などが分布する。関東平野西縁部に分布する丘陵群のうち、調査地域周辺の丘陵は主に新第三紀中新統で構成され、堆積岩類や花崗岩・凝灰岩・片麻岩など多岐に渡る。利根川上流域の地質は、上述の関東山地に加えて、北側に赤城山、榛名山、草津白根山、浅間山などの第四紀火山の地質が反映される(Fig.2)。

2.3. 河川

荒川は標高 2000m 以上の関東山地を水源とし、秩父盆地を貫流した後、埼玉県寄居付近で関東平野へ流れ出す。寄居～熊谷付近では、扇状地起源の台地間のせまい谷底低地を下り、熊谷西部に扇頂を持つ現成の扇状地を形成している。熊谷より流路を南東へ変え、熊谷市南東部からは氾濫原となり、荒川低地を流下する。途中荒川低地中流域では、入間川をはじめとする関東山地からの支流が多数合流する。東京低地ではデルタを形成し、東京湾へ注いでいる。

利根川は三国山地を水源とし、赤城火山と榛名火山の間を通り抜け、関東平野に出たところで扇状地を形成している。扇端は妻沼低地の深谷付近で、それより下流は氾濫原となり、加須低地、下総台地間の利根川下流低地を経て太平洋に注ぐ。加須低地から下総への流路は近世の利根川の瀬替え・改修工事によるものであり、それ以前の利根川は加須低地から中川低地、東京低地を流下して東京湾へ注いでいた(大熊,1981 など)。

2.4. 活断層

関東平野北西縁から中央部にかけては、北西－南東方向に 80km に及ぶ深谷断層系が存在する(Fig.1; Sugiyama et al.,2003)。深谷断層は榛名山の南方から高崎、深谷を経て、旧吹上町－旧大里町境界の荒川河床付近まで約 65km にわたる断層で、南西側が相対的に隆起する逆断層である(水野ほか、2006)。ボーリング調査により、深谷～吹上間における平均上下変位速度は 0.5~0.6m/ky 程度と推定されている(水野ほか,2004)。綾瀬川断層は深谷断層南端部から北東側にステップし、鴻巣市から伊奈町にかけて少なくとも約 15km にわたり連続する南西側隆起の逆断層である。綾瀬川断層北部の平均上下変位速度は、約 0.1m/ky と見積もられている(石山ほか,2005;; 須貝ほか,2007)。

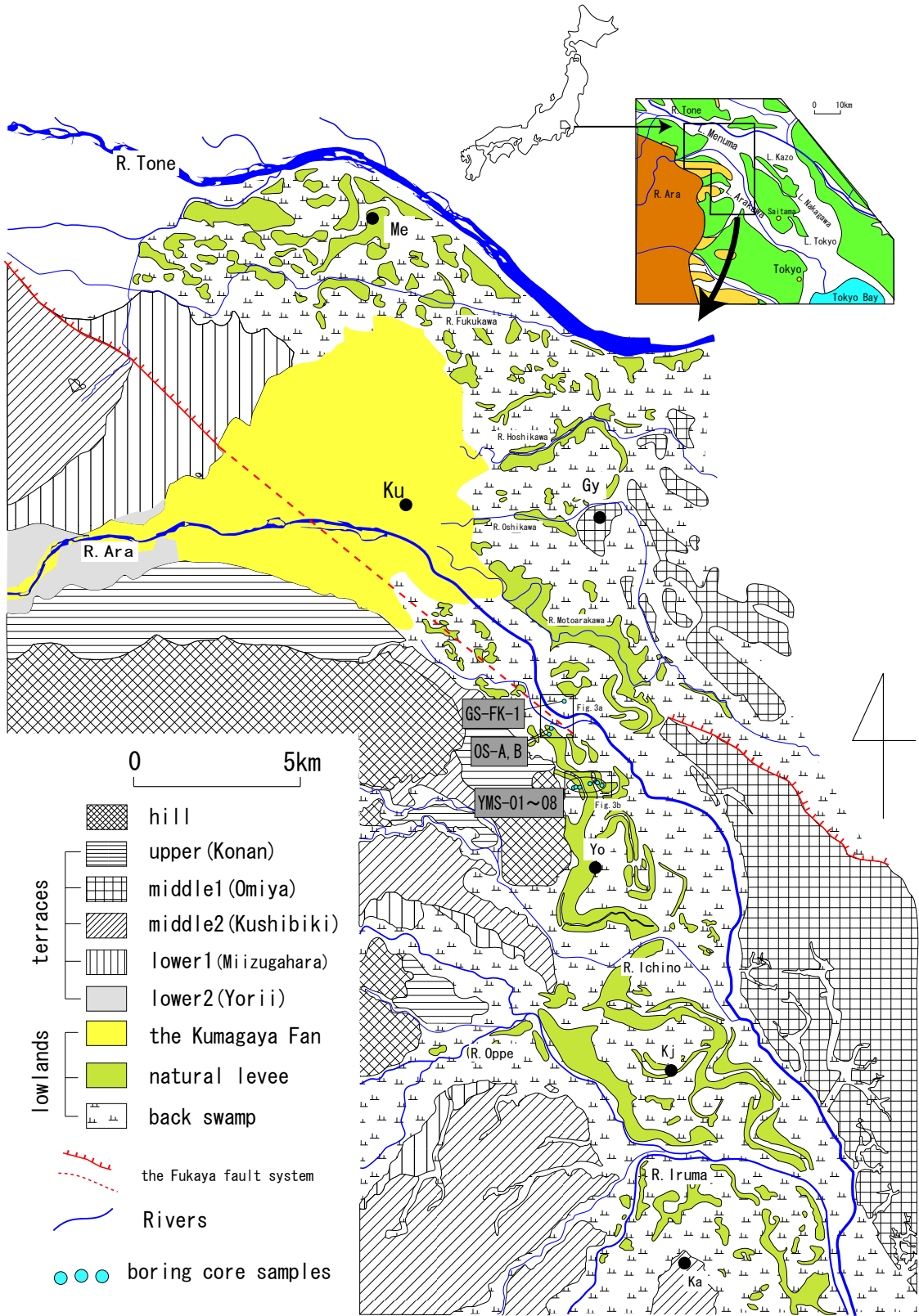


Fig.1 調査地域図
Fig.1 Location map

Gy: Gyoda Ka: Kawagoe Kj: Kawajima
Ku: Kumagaya Me: Menuma Yo: Yoshimi

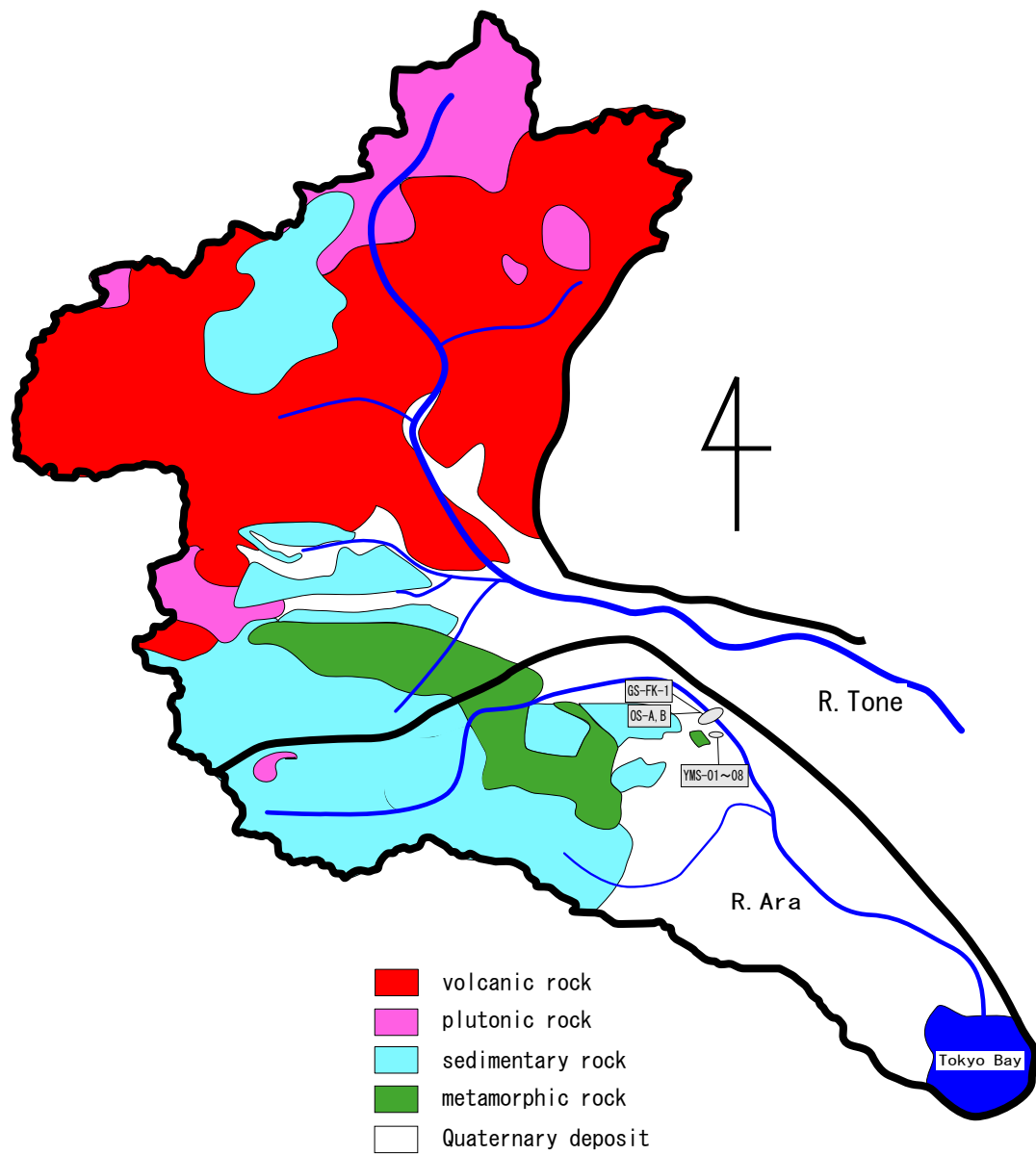


Fig.2 荒川・利根川上流域の地質
 Fig.2 Geological settings in the upper watershed
 of the Ara River and the Tone River

産総研統合地質図DBを元に作成

3. ボーリングコアの分析に基づく沖積層層序区分

荒川低地上流域の沖積層層序を明らかにするため、荒川低地上流域で掘削された複数のボーリングコア(GS-FK-1, OS-A, OS-B, YSM-01~08 コア)の分析を行った。

3.1. 使用コア(吹上・大里・吉見簡易ボーリングコア)

GS-FK-1 コア(以下 FK1 コア)は鴻巣市(旧吹上町)大芦の荒川河川敷(左岸)の標高 20.63m 地点で掘削され、掘削長は 173.0m である(Fig.3a)。本研究では、その内沖積層にあたる最上部 34m について述べる。OS-A,B コアは、熊谷市(旧大里町)小八林の標高 17.50m 地点で掘削され、掘削長はそれぞれ 25m, 20m である(Fig.3a)。両コアとも沖積層を掘り抜いている。YSM-01~08 は吉見町北部で簡易掘削されたボーリングコアで、掘削長は 5~8m である(Fig.3b)。

3.2. 分析方法

各ボーリングコアについて、1/5 スケールで層相記載し、粒度分析結果と合わせて地質柱状図を作成した。粒度分析はレーザー回折式粒度分析装置 SALD-3000(島津製作所製)を用いて、細粒層のみを対象としてコアの深度方向へ 10~20cm 間隔で測定した。また、FK1 コア、OS-B コア、YSM-01 コアについて、表層付近の砂層の鉱物観察を行った。篩い分けにより 125~256 μm の粒径を分離し、バルサムで封入してプレパラートを作成した。粒子 200 粒以上を偏光顕微鏡で同定し、組成を粒数百分率(%)で表示した(Fig.6)。

3.3. コア記載

3.3.1 FK1 (Fig.4a)

砂礫層(深度 22.77m~34.00m)

中礫を主体とするが、大礫も多く含む。基質は一部欠落しているが、全体として砂~小礫基質であると考えられる。下位には粗砂~砂礫層へ上方粗粒化する層(深度 34.00m~37.76m)が連続しているが、基質はシルトを主体としており、深度 34.00m で基質に明瞭な差異が認められる。

粗砂層(深度 20.47m~22.77m)

シルト混じりの粗砂~中砂層で、下位の砂礫層と明瞭な境界で接する。深度 21.88m~22.00m にはシルト層が認められ、上位の粗砂層へ上方粗粒化している。また、20.50~21.00m にはシルトの偽礫が挟まる。礫の混入は認められない。

シルト~砂質シルト層(深度 9.82m~20.47m)

所々有機質なシルト~砂質シルト層からなる。深度 19.00m 付近では薄い砂層も挟む。全体的に均質なシルト層であるが、砂質シルトからなる部分ではわずかに上方粗粒化しない

し細粒化する傾向が見られる。深度 10.80m～10.81m, 14.25m～14.27m, 20.38mの有機物から, それぞれ 5840yBP, 5920yBP, 7790yBPの¹⁴C年代値が得られている(水野ほか,2004)。

中砂層(8.38m～9.82m)

均質な中砂よりなる。9.04～9.42m にシルト層を挟む。

シルト～砂質シルト層(深度 m～9.82m)

腐植質のシルト～砂質シルト層を主体とする。深度 1.50m付近, 1.90m～2.40mには細砂層を挟む。また, 深度 8.3m付近には液状化したシルトおよび噴砂が認められる。本層の深度 3.71m～3.72m, 8.08m～8.13mの有機物からは, それぞれ 2470yBP, 2050yBPの¹⁴C年代値が得られている(水野ほか,2004)。

3.3.2 OS-A (Fig.4b)

砂礫層(深度 17.50m～20.74m)

中礫を主体とし, 所々大礫も含む。基質は砂・礫が多いが, 所々シルト基質の部分も認められる。下位の砂層と明瞭な境界で接している。

礫混じり粗砂層(深度 14.34m～17.50m)

礫混じりの粗粒～中粒砂層で, 砂礫層を薄く挟むこともある。本層は砂礫層から粗砂～中砂へ上方細粒化する構造が数回認められ, 全体的にも細粒化する傾向にある。深度 16.40～16.43mの木片からは, 7210yBPの¹⁴C年代値が得られている(水野ほか,2004)。

シルト～砂質シルト層(深度 11.55m～14.34m)

所々有機質なシルト～砂質シルト層である。深度 14.18mの有機物から, 6070yBPの¹⁴C年代値が得られている(水野ほか,2004)。

礫混じり粗砂層(深度 5.50m～11.55m)

粗粒砂層を主体とし, ところにより小礫を含む。上方細粒化のサイクルが数回認められる。本層からは 3800yBP前後の¹⁴C年代値が得られているが, 年代測定に用いた試料が砂層中に散在する植物片であり, 地層堆積後に生育した植物の茎や根である可能性があり, 検討を要する(水野ほか,2004)。

シルト～砂質シルト層(深度 0.65m～5.50m)

腐植質のシルト～砂質シルト層を主体とする。年代測定値は, 植物片や有機物から 2280～2780yBP が得られている(水野ほか,2004)。また, 深度 4.2m 以深には液状化したシルトおよび噴砂が認められる。

3.3.3. OS-B (Fig.4b)

砂礫層(深度 14.00m～19.30m)

中礫を主体とし, 所々大礫も含む。基質は砂・礫が多いが, 所々シルト基質の部分も認

められる。19.30m 以下には中新統のシルト岩が見られ、砂礫層に不整合に覆われている(水野ほか,2004)。

礫混じり粗砂層(深度 4.10m~14.00m)

礫混じりの粗粒~中粒砂層で、一部に砂礫層を薄く挟む。上方細粒化のサイクルが数回認められる。深度 6.12~6.14m に含まれる細粒軽石層は、約 4500~5500 年前に噴出した浅間 D テフラ(As-D; 町田・新井,2003)に対比される可能性がある(水野ほか,2004)。

シルト~砂質シルト層(深度 1.20m~4.10m)

腐植質のシルト~砂質シルト層を主体とする。OS-B コアの深度 1.31~1.35m に挟在する細粒軽石層は西暦 1108 年に噴出した浅間 B テフラ(As-B; 町田・新井,2003)に対比される(水野ほか,2004)。深度 3.50~4.00m 付近には液状化したシルト及び噴砂が認められる。

3.3.4. YSM-01~08 (Fig.4c)

YSM01~08 のコアは大きく上下 2 層に分けられる。下部層は淘汰の良い細砂~粗砂層であり、YSM01~03 では礫を含む。上部層は均質なシルトおよび逆級化する砂質シルト~細砂を主体とする。YSM-01 コアの深度 3.57-3.61m の泥炭層からは 3780yBP の¹⁴C年代値を得た。

3.4. 地質断面からみた層序区分

FK1, OS-A,B コアの岩相記載結果をもとに、これらのコアを含めた地質断面図から沖積層の層序を検討した(Fig.5)。Fig.5 では、水野ほか(2004)により沖積層が下位から G_{1u}, S_{1l}, S_{1m}, S_{1u} の 4 層に区分されていたが、本研究では水野ほか(2004)の区分を見直し、S_{1l}層を S_{1l1}と S_{1l2}とに分け、5 分した。以下各層について述べる。

3.4.1. G_{1u}

砂礫層で構成される。荒川河床より北東側では、-11m 付近に基底があり、層厚は 9m 程度である。荒川河床付近より南西側では基底の高度が増し、最も南西の OS-B コアでは-2m となる。頂面高度も同様に南西側で高くなっている。

3.4.2. S_{1l1}

礫混じりの砂層を主体とするが、一部は腐植質の砂~シルトである。層厚は 2~4m で、頂面高度は北東側で 0m 付近、南西側で 2~3m である。

3.4.3. S_{1l2}

腐植質シルトを主体とし、砂をレンズ状に挟むところがある。S_{1l2}の堆積年代は、FK1 コアおよび OS-A コアから得られた¹⁴C年代値より、およそ 7800~6000yBP と推定される。

3.4.4. S_{1m}

礫混じり砂層を主体とする。OS-B から No.8 にかけては砂層が厚く堆積し、層厚は 4~

7m程度である。一方、FK1 コアより北東側ではシルト層または腐植質・シルト質砂層となっている。S_{1m}の堆積時期はおよそ 6000yBP～3800yBP頃と考えられる。OS-BおよびYSM-01 の鉱物組成については、石英と長石が多いが、他に輝石類が 20%前後観察された(Fig.6)。

3.4.5. S_{1u}

腐植質シルトを主体とする。荒川河床付近には砂礫～砂層も見られる。FK, OS-Bコアより得られた¹⁴C年代値は約 2800yBP以降を示す。またYSM-01 コアのS_{1u}最下部から約3800yBPの値が得られていることから、S_{1u}層は 3800yBP以降に堆積したと考えられる。FK1, OS-B, YSM-01 の鉱物観察結果では、石英と長石が殆どを占め、他に輝石類が 5%程度見られる(Fig.6)。

3.5. 各岩相から推定される堆積環境

まず、各堆積相について解釈し、荒川低地上流域における沖積層の堆積環境の変遷について考察を行う。

3.5.1. G_{1u}

本層は、礫質河川堆積物と考えられる。また、本層はBGに対比される(水野ほか,2004)ことから、最終氷期の海面低下期に形成された埋没谷底に堆積したと推定される。

3.5.2. S_{1l1}

本層の主体をなす粗砂層は、氾濫原における河川堆積物と考えられる。地質断面図で認められる腐植質の砂～シルト層は、自然堤防や後背湿地の堆積物である可能性が考えられる。以上より、本層は氾濫原堆積物と解釈できる。

3.5.3. S_{1l2}

所々逆級化傾向を示す砂質シルト堆積物は氾濫堆積物の可能性が示唆される(増田・伊勢屋,1985)。また、泥炭層を挟むシルト層は後背湿地的環境を示していると推定される。本層は細粒層の卓越した氾濫原堆積物と考えられる。

3.5.4. S_{1m}

主体の粗砂層は砂質河川堆積物と考えられる。本層もS_{1l1}と同じく河川作用の活発な氾濫原をなしていたと解釈できる。

3.5.5. S_{1u}

逆級化する砂質シルト～細粒砂層や泥炭層を挟むシルト層は自然堤防や後背湿地の環境が推定される。本層は細粒層の卓越する氾濫原堆積物と考えられる。

以上より、荒川低地上流域の沖積層は、扇状地性堆積物(G_{1u})と氾濫原堆積物(S_{1l1}～S_{1u})とに大きく2分される。しかしながら、氾濫原堆積物を詳細に見ると、砂の卓越する層(S_{1l1}とS_{1m})と泥の卓越する層(S_{1l2}とS_{1u})とが交互に累重している。沖積層の堆積過程で、堆積

速度が幾度か変化していたことが推定される。

3.6. 荒川低地中・下流域の層序との対比

3.6.1. Matsuda(1974), Kaizuka et al(1977)との対比

東京低地の沖積層は岩相に基づいて下部から上部へ、基底礫層(BG)、下部砂泥層(LSおよびLC)、中間砂層(MS)、上部泥層(UC)、上部砂層(US)、最上部層(UA)と細分され、これらの地層の堆積環境は、河谷底(BG)→入江の河口付近(LS・LC)→一時的な海面低下による陸化侵食(MS)→やや深い沖合(UC)→浅海ないし河口(US)→氾濫原(UA)と変化したと解釈されている(貝塚,1979)。また、BGとLS・LCは七号地層、MSからUAまでは有楽町層に対比される(遠藤ほか,1983)。なお、MSの堆積環境やMS堆積時の海水準変動については木村ほか(2006)や田辺ほか(2006)により再解釈がなされている。

BGはG_{1u}に、LS・LCはS_{1l}にそれぞれ相当する。MSおよびUCは貝殻を含むなどの特徴から縄文海進期の海成層であり、上流域には存在しない。S_{1l}が同時異相の関係にあったと考えられる。デルタフロント堆積物であるUSとデルタを覆うUAの一部がS_{1m}に、UAの上部がS_{1u}にそれぞれ対応する。

3.6.2. 安藤ほか(1987), 安藤・藤本(1990), 安藤・方違(1997)との対比

荒川低地中・下流域の沖積層は珪藻化石に基づいて5つの珪藻帯(I~V)に区分されている(安藤ほか,1987; 安藤・藤本,1990; 安藤・方違,1997)。それによれば、荒川低地中・下流域では、BGの堆積(I)後、淡水域(II)→急速な海進と内湾化(III)→汽水化・干潟の形成あるいは河川作用の増大(IV)→沼沢・湿地化(V)という環境変遷をたどる。I・II帯、III~V帯は、東京低地の七号地層、有楽町層(遠藤ほか,1983)にそれぞれ対比される。なお、III帯とIV帯はさらに細分されているが、ここでは一括して扱い、さらにIII・IVを合わせて海成層と呼ぶ。以上の珪藻帯区分と、前節で区分した上流域の沖積層層序の対比を行う。

I帯はBGに相当する珪藻帯であり、G_{1u}と対比できる。

II帯は層相の変化の激しい淡水域で、砂泥互層で構成されることから氾濫原の環境が推定されている(安藤・方違,1997)。よって、S_{1l}と対比できる。なお、¹⁴C年代値については、荒川低地中流域では9040yBPの年代が得られているのに対し(安藤・方違,1997)、OS-Aコアからは7210yBPの年代が出ており、年代に隔たりが生じているが、年代対比を行うには十分な数の結果が得られていないため、ここでは議論しない。

荒川低地中流域の海成層(III, IV帯)は、8600~6800yBPに堆積した(安藤・方違,1997)。上流域に海成層は存在しないが、S_{1l}から7800~6000yBPの¹⁴C年代値が得られていることから、S_{1l}が海成層と同時異相の関係にあると考えられる。

V帯は陸成の沼沢・湿地などの環境を示し、氾濫原と考えられる。荒川低地中流域では6800yBP以降に堆積した(安藤・方違,1997)。V帯はS_{1m}層およびS_{1u}層にほぼ対比される。

以上の層序対比を Table.1 に示す.

3.7. 利根川の流路変更による堆積速度の低下について

FK1, OS-B, YSM-01 の鉱物観察結果(Fig.6)によると, S_{1m}では石英・長石に加え輝石類が 20%前後の割合で含まれているのに対し, S_{1u}中の砂は石英・長石が殆どであり, 輝石類は 5%以下と非常に少ない.

菱田(1992)は利根川, 荒川, 入間川, 渡良瀬川, 思川で採取した砂礫の鉱物, 岩石片の組成を調べている. それによれば, 利根川河床の砂礫は主に安山岩や流紋岩などの火山岩で構成され, 堆積岩は少ない. 鉱物では火山岩由来とされる輝石類が多く見られるのが特徴であり, 石英・斜長石も多い. 一方, 荒川河床の礫は堆積岩と結晶片岩で占められる. 鉱物では石英・斜長石が主体で, 輝石をはじめとする有色鉱物は少ない.

FK1, OS-B, YSM-01 で観察された輝石類は, 利根川からもたらされた可能性が高い. S_{1m}堆積時には利根川は荒川低地を流下していたと考えられる. 対して, S_{1u}堆積時には利根川が荒川低地を経由しなくなったことを示唆する.

利根川東流の詳しい時期については見解が分かれているものの, 約 4000~2000 年前頃, 加須低地~中川低地を流下するようになったとされる(菊地,1979; 堀口,1981; 平井,1983; 遠藤ほか,1987; 久保,1989; 江口,1991; 江口・村田,1999 など). 荒川低地上流域における S_{1u}の堆積は約 3800yBP以降であり, 上述の利根川東流の時期と整合的である. 約 3800yBP以降に堆積速度が低下し, 泥層が卓越する環境へ移行した要因の一つに, 利根川東流が関係しているのであろう.

3.8 堆積環境の変遷

以上をふまえ, 荒川低地上流域における沖積層の堆積環境の変遷について考察する.

荒川低地では最終氷期極相期の海面低下に伴い深い埋没谷が刻まれ, 沖積層基底礫層(G_{1u})が堆積した. その後, 海水準が上昇に転じると, G_{1u}の上に砂泥互層からなる氾濫原堆積物の堆積が進んだ(S_{1l1}). 完新世に入り, 海水準の継続的な上昇によって荒川低地中流域まで海が進入した. 上流域では氾濫原が内陸側へ後退し, 細粒堆積物が卓越する氾濫原の環境となった(S_{1l2}). やがて, 中・下流域では海の埋積が始まり, 海岸線は再び前進した. 上流域では, 粗粒堆積物が再び卓越するようになる(S_{1m}). 約 4000 年前以降になると, 利根川の流路変更によって掃流物質の供給量が減少し, 泥層を主体とする氾濫原が形成された(S_{1u}).

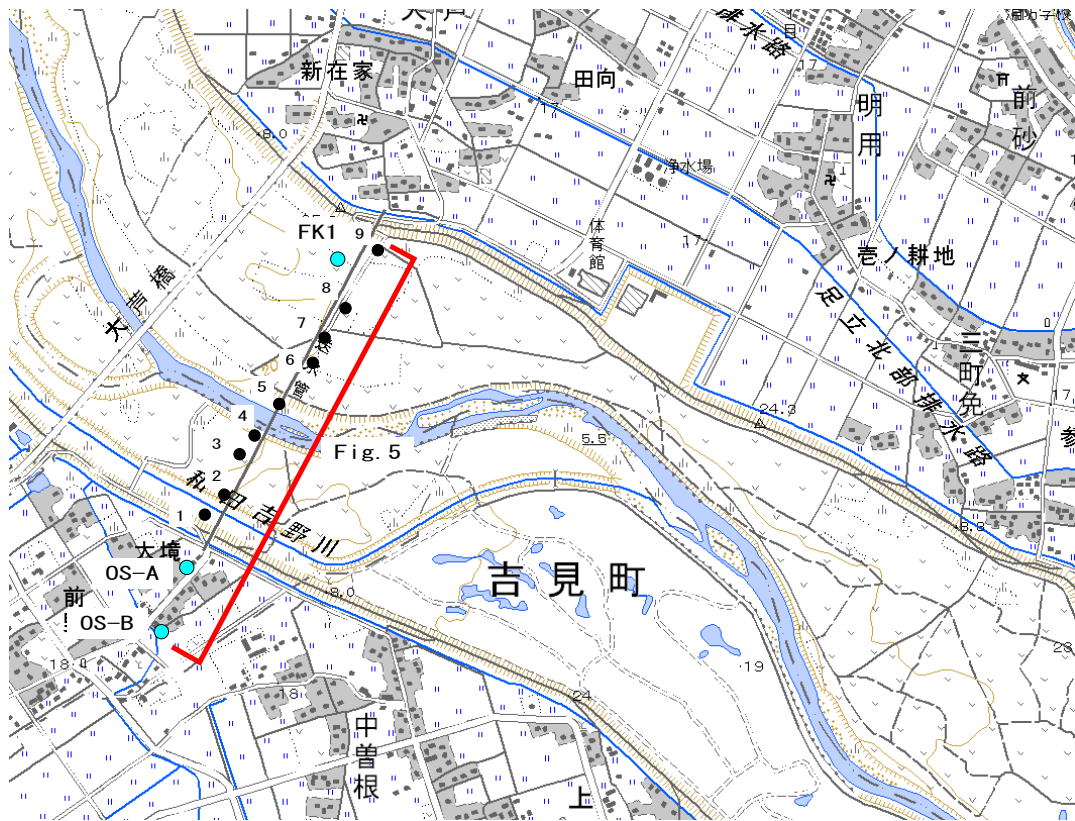


Fig. 3a FK1, OS-A, Bの位置
 Fig. 3a Core sites of FK1, OS-A, and OS-B

0 500m



Fig. 3b YSM-01~08の位置
 Fig. 3b Core sites of YSM-01~08

0 500m

(国土地理院 2万5千分の1地形図「熊谷」「東松山」使用)

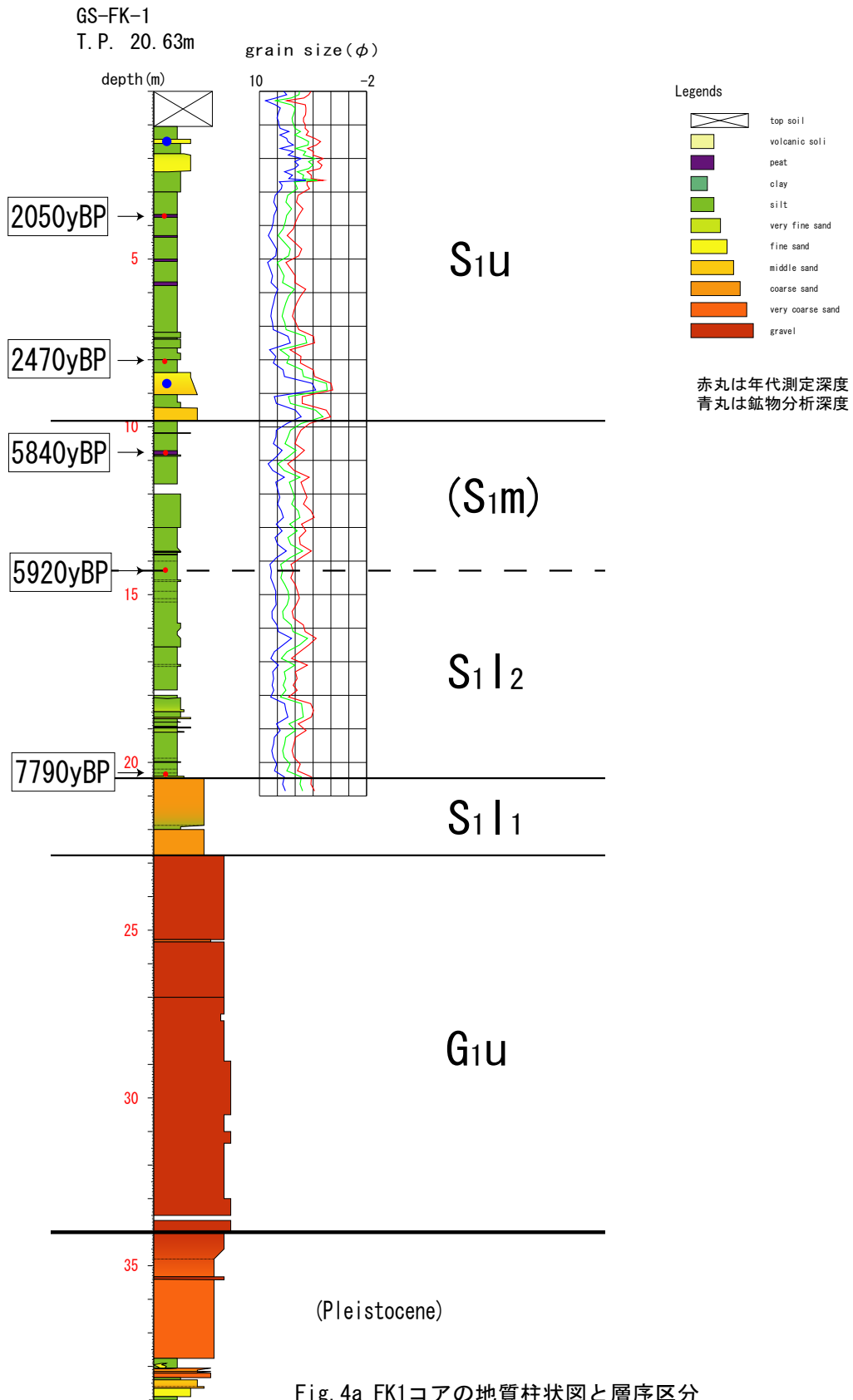


Fig. 4a FK1コアの地質柱状図と層序区分

Fig. 4a Geologic column of FK1 and stratigraphic divisions of the latest Pleistocene-Holocene incised valley fills

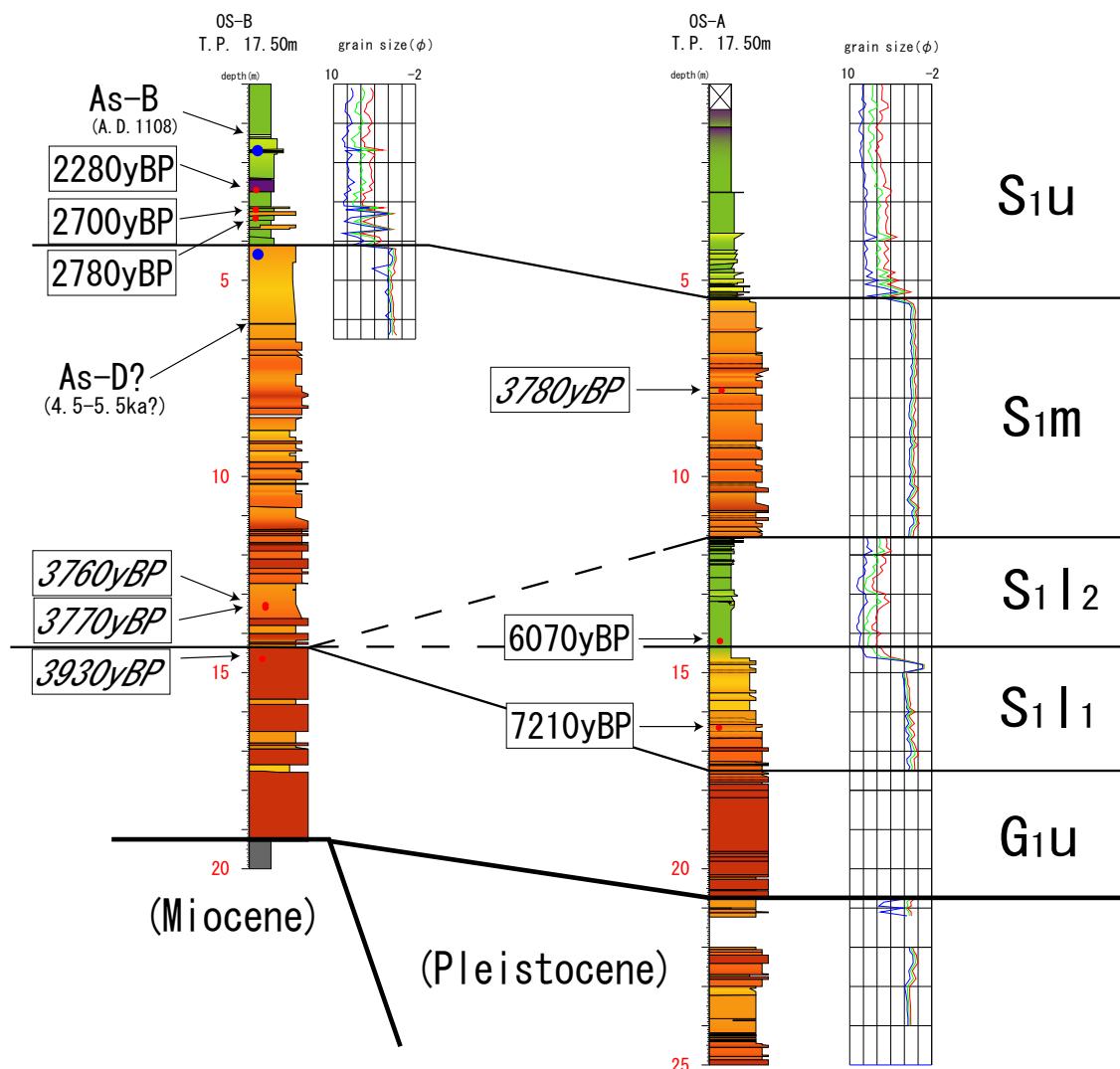


Fig. 4b OS-A, OS-Bコアの地質柱状図と層序区分

Fig. 4b Geologic column of OS-A and OS-B and stratigraphic divisions of the latest Pleistocene-Holocene incised valley fills

¹⁴C年代値, テフラは水野ほか(2004)より
 斜体字の年代値は要検討(水野ほか, 2004)

YSM-01	YSM-02	YSM-03	YSM-04	YSM-05	YSM-06	YSM-07	YSM-08
T.P. 15.53m	T.P. 16.29m	T.P. 16.98m	T.P. 15.99m	T.P. 15.61m	T.P. 15.74m	T.P. 15.93m	T.P. 15.68m

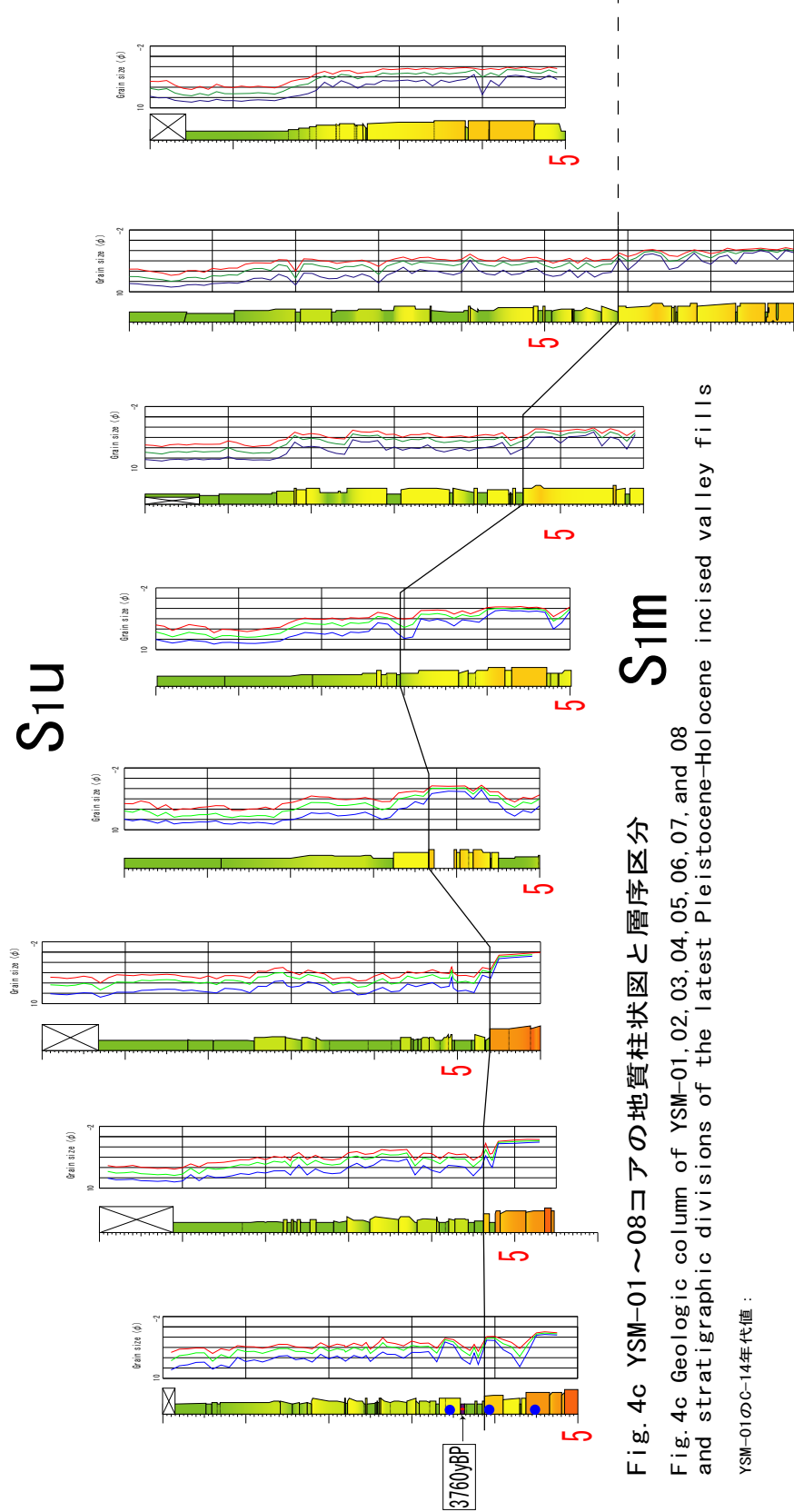


Fig. 4c YSM-01～08コアの地質柱状図と層序区分
 Fig. 4c Geologic column of YSM-01, 02, 03, 04, 05, 06, 07, and 08
 and stratigraphic divisions of the latest Pleistocene-Holocene incised valley fills
 YSM-01のC-14年代値 :

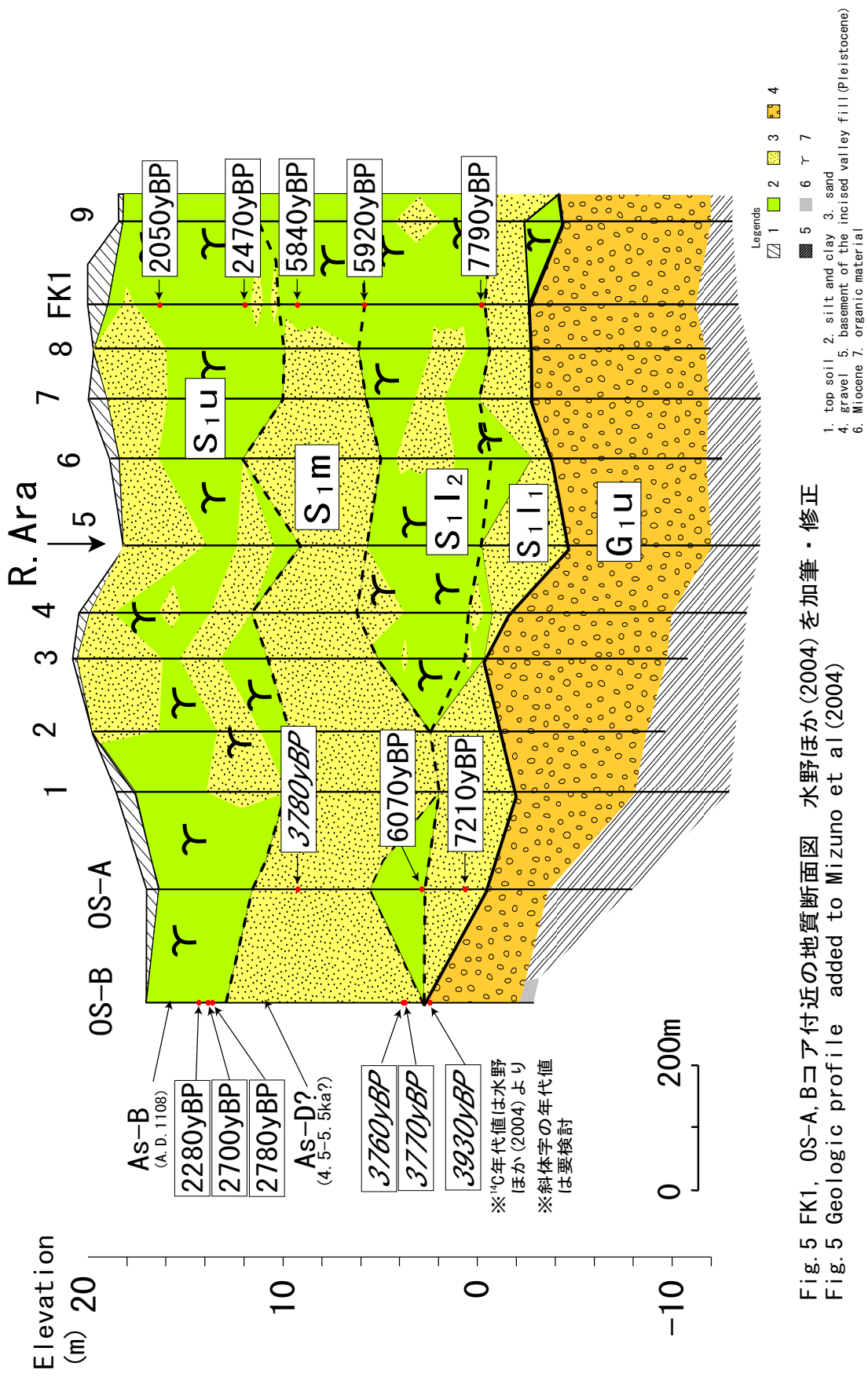


Fig. 5 FK1, OS-A, Bコア付近の地質断面図 水野ほか(2004)を加筆・修正
 Fig. 5 Geologic profile added to Mizuno et al (2004)

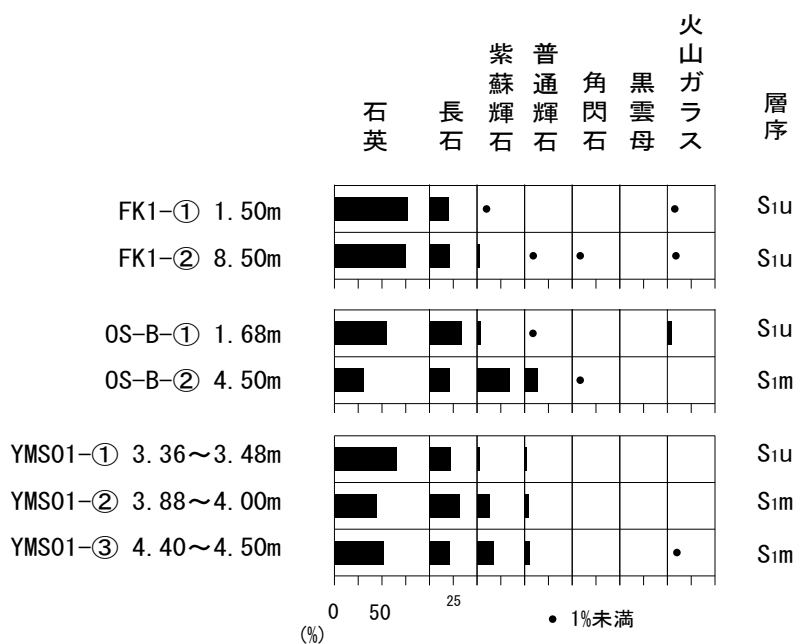


Fig. 6 FK1, OS-B, YSM-01コアの鉱物観察結果
 Fig. 6 mineralogical analysis of FK1, OS-B, and YSM-01

Table. 1 荒川低地上流域, 中・下流域, 東京低地の沖積層の層序対比
 Table. 1 Stratigraphic comparisons among the Upper part of the Arakawa Lowland, the Middle and Lower part of the Arakawa Lowland, and the Tokyo Lowland

荒川低地上流域 妻沼低地	荒川低地中・下流域 東京低地			Kaizuka et al (1977) 安藤・方達 (1997) 水野ほか (2004) など
	本研究	安藤ほか (1987) 安藤・方達 (1997)	Matsuda (1974) Kaizuka et al (1977)	
S1u	V 帯 ・淡水成の珪藻帯	UA (最上部層)	上部	ca. 4,000yBP
S1m	IV 帯 ・汽水成の珪藻帯	US (上部砂層)	有楽町層	ca. 7,000~ 6,000yBP
S1l2	III 帯 ・汽水~海水成の珪藻帯	UC (上部泥層)	下部	
S1l1	II 帯 ・淡水成の珪藻帯	LS・LC (下部砂泥層)		ca. 11,000~ 10,000yBP
G1u	I 帯 ・淡水成の珪藻帯	BG (基底礫層)	七号地層	ca. 15,000yBP

marine deposit

4. 既存ボーリングデータの解析による沖積層の空間分布と埋没地形

本章では、3章で明らかにした沖積層層序の空間的広がりを把握するため、既存のボーリング柱状図資料(以下ボーリング資料)から多数の地形地質断面図を作成し、荒川低地上・中流域と妻沼低地における沖積層の空間分布と埋没地形について検討した。

4.1. 使用ボーリングデータ

本章は以下のボーリング柱状図データを用いた。本数は1500本以上である。

- ・FK1, OS-A,B, YSM-01~08 コア
- ・埼玉県環境科学国際センターの所有する柱状図データ
- ・地盤沈下・地下水位観測井の柱状図データ
- ・各市町村(熊谷市, 鴻巣市, 川島町, 吉見町)の所有する柱状図データ
- ・既往文献(安藤・方達,1997; 川島町,2006)の柱状図データ
- ・国土地盤情報サイト「Kunijiban(<http://www.kunijiban.pwri.go.jp>)」で公開されている柱状図データ

4.2. 解析方法

3章で得られた層序区分結果を指標とし、各ボーリングコアと既存のボーリング資料を用いて荒川低地上流域、中流域、妻沼低地における地形地質断面図を作成した。データ位置と断面図の位置をFig.7に示す。

ボーリング資料を用いた層相区分では、岩相、N値、色調、および腐植物・貝化石・火山灰などの含有物などの情報が有効な指標とされる(貝塚・森山,1969; 松田,1973)。断面の作成に際しては、岩相の水平・垂直方向の連続性と、これらの指標の著しい差の認められるところに着目し、3章で得られた層序区分を適用するとともに沖積層層序の面的分布を検討した。個々のボーリング資料の情報の精度にはばらつきがあるため(岩相記事やN値の有無など)、できるだけ多く断面図を作成し、3次元的な構造を検討できるようにしたが、ここでは代表的なものをいくつか挙げるに留める。

地形地質断面図の作成と平行して、その他のボーリング資料を検討し、沖積層の基底を求め、その等高線を描いた(Fig.10)。その後、後述するように、断面図に現れている埋没平坦面や埋没段丘崖を追跡し、埋没地形面を区分した(Fig.11)。

4.3. 地形地質断面図の記載

ボーリング資料から作成した地形地質断面図をFig.8に示す。ここでは各断面の岩相の特徴を説明する。3章で区分した層序の適用は4.4.1.で行う。

4.3.1. A-A'断面

Fig.8aは妻沼低地北部の断面図である。利根川堤外地における沖積層の基盤は凝灰質粘

土を挟む砂泥互層で、約 15m に頂面をもつ。沖積層は基盤の上に 10m 程度の層厚の砂礫層で構成され、表層には砂～泥が約 5m の厚さでのる。砂礫層の N 値は 40 以下で、やや緩い砂礫層である。

利根川右岸堤内地には基盤を若干切り込んだ谷地形が認められ、谷底には N 値 50 以上の硬質な砂礫層が堆積する。基底は 8m 以上と考えられるが、基底に達した資料が少ないため、詳細は不明である。この砂礫層は南の熊谷扇状地へ向かって急激に高度を増しつつ連続する。頂面の高度は、谷部で 17~18m、熊谷扇状地では 20~27m である。

硬質な礫層の上位には N 値が 20~40 程度のやや締まりの悪い砂礫層、砂層が順に累重する。砂礫層は、現利根川流路付近から熊谷扇状地まで連続すると考えられる。最上部には N 値 5 以下の軟弱な泥層が広く分布する。熊谷扇状地では 2~3m と薄いのが、妻沼低地では 4~6m とやや厚くなっている。また、砂～礫層をレンズ状に挟んでいる。

なお、堀口(1981)は熊谷市(旧妻沼町)弥藤吾(No.8~10 地点付近)において、地下 4m の砂質シルト層および地下 7m の砂層からそれぞれ 2260yBP、3480yBP の¹⁴C年代値を得ている。

4.3.2. B-B'断面

Fig.8b は妻沼低地を東流する星川に沿った断面図である。沖積層の基盤は中～後期更新世の堆積物の下総層群である(松島ほか,2006; 平社,2008)。N 値は砂層で 20~50 以上、泥層も 10~20 以上であり、後述する沖積層と区別できる。東側の加須低地では沖積層が比較的薄く(No.27-32)、基底は 10m 程度である。表層付近まで関東ロームに覆われるところも見られる(No.33-35)。

妻沼低地には下総層群を刻み込んだ基底高度 0~3m の谷地形がみられ、基底には N 値が 50 以上の硬質な砂礫層が層厚 5m 前後で堆積している。頂面高度は 5m 以上である。この砂礫層も Fig.7A と同様に西方の熊谷扇状地へ向かって急激に高度を増しつつ連続する。砂礫層の上位は N 値 10~30 程度の砂礫層～砂層と N 値 0~5 程度の軟弱な泥層からなる。砂礫層については、下位の砂礫層から N 値が急激に変化することから区別している。砂礫～砂層は 6~12m および 15~19m 付近に見られるが、地表付近まで泥層が厚く堆積しているところもある。

熊谷扇状地は地表下 2~3m 付近から砂礫層が厚く堆積する。砂礫層は N 値や色調などを指標に、上下 2 層に分けられる。下位の砂礫層は N 値 50 以上の硬質な砂礫層で、妻沼低地の砂礫層から連続する。上位の N 値 20~30 程度の砂礫層は熊谷扇状地に分布し、扇端部で細粒堆積物に覆われて尖滅する。また、扇端付近では、上下の砂礫層の間に泥層が挟まれていることがある(No.8~12)。なお、早乙女ほか(2007)は上位の砂礫層が 6000calyBP 頃までに堆積し、さらに星川沿いにパイプ状に伸びていたとしている。

4.3.3. C-C'断面

Fig.8c は荒川低地上流域の断面図である。沖積低地の東は大宮台地で境されている

(No.20, 21). 現在の荒川の流路付近(No.17~19)では、5m 付近に頂面を持つ砂礫層が存在し、その上には一部に凝灰質粘土をのせる。砂礫層の直上部はフラッドロームの可能性もあるが、ボーリング資料からは判別が困難であるため、凝灰質粘土層に含めた。その西側の荒川の堤外地(No.9~16)の地下には 1~4m に頂面を持つ砂礫層が分布し、同じく凝灰質粘土をのせている。これらの砂礫層は埋没段丘礫層であり、凝灰質粘土は関東ローム層と考えられる。また、西側の No.3 付近にも 8m 付近に頂面をもつ砂礫層が認められる。本研究では、これらの埋没段丘について、高位の面を埋没段丘 I 面、低位の面を埋没段丘 II 面と呼ぶ。

沖積低地の埋没谷は埋没段丘の西側に刻まれている(No.4~8)。基底高度は-9m、頂面高度は-3~-1m である。基盤は下総層群である(大矢ほか,1996; 平社,2008)。また、西方の市野川の流路付近には 0m 付近に砂礫層が薄く堆積している。市野川周辺の沖積層の基盤は堀口ほか(1976)によれば、周辺の丘陵を構成する新第三紀の凝灰岩である。

埋没谷の砂礫層の上位には 10m 付近まで砂層が厚く堆積し、泥層はレンズ状に挟まる。一方、埋没段丘面を覆う沖積層や市野川付近の沖積層、および表層付近は腐植質の泥層が広く分布し、砂層がレンズ状にわずかに認められるのみである。

4.3.4. D-D'断面

Fig.8d は荒川低地中流域の断面図である。Fig.7C と同様に低地の東を大宮台地に限られ、台地に沿う荒川流路付近(No.11~12)には埋没段丘礫層が見られる。礫層の上位には凝灰質粘土などの表記はなく、関東ローム層は洗い流されてしまった可能性がある。

Fig.8d では低地の西側にも埋没段丘礫層が認められる(No.1)。礫層の頂面高度はそれぞれ -11m、-5m である。

埋没谷はこれらの埋没段丘面の上に刻まれている。基底の高度は、基底に達した資料が少ないため詳細は不明であるが、少なくとも-20m 以下、-25m 付近にあると考えられる。頂面は-15~-10m 付近にある。砂礫層の上位には砂層と泥層が複雑に入り混じり堆積している。

Fig.8dのNo.7,9,10 の 3 地点は安藤・方違(1997)により珪藻分析が行われており、それによれば-10~0mは海成層である。また、安藤・方違(1997)の図によれば、Fig.7Dの少なくともNo.4~12 までは海成層が分布している。Fig.8dの海成層の分布範囲は安藤・方違(1997)に基づいて示した。No.7 の海成層中の腐植物混じりシルトからは 8600~6800yBPの¹⁴C年代値が得られている(安藤・方違,1997)。

4.4. 考察

4.4.1. 沖積層の堆積過程と堆積環境

Fig.5 の沖積層層序と各地形地質断面図で示された沖積層との連続性を確かめるため、利根川の埋没谷沿いに地質断面図を作成した(Fig.9)。以下、各層序の連続性について考察

する。

ここで注意すべき点として、沖積層中に鍵層のある場合や、沖積層の絶対年代が十分に得られている場合を除き、厳密には上流側および下流側への時間面の延長は、本来は困難である(海津,1977; 1981b)。しかし、ある地域における層相変化はその地域における古地理変遷を表し、層面を古地理の時期の境界とすることが可能であり、その地域の区分を上流・下流へ延長させることで調査地域全域にわたるそれぞれの古地理の時期に対応する堆積物を決定できる(海津,1977; 1981b)。本研究では、3章で区分した荒川低地上流域(Fig.5)における沖積層の層序を基準とし、中流域と妻沼低地へ層序を延長した。

Fig.8の各地質断面図の埋没谷底に堆積する砂礫層はN値 50 以上と硬質であることや火山灰層が挟まれないこと、地形面の配列から考えて、G_{1u}と考えられる。G_{1u}は安藤・方違(1997)の基底礫層へも整合的に連続する(Fig.9 No.19~28)。砂礫層の層厚は5~10m程度である。また、Fig.8a,bで、G_{1u}はいずれも熊谷扇状地へ連続している。荒川はG_{1u}堆積当ても扇状地を発達させ、利根川の埋没谷に合流していた可能性を示唆するものである(4.4.2.で後述)。

G_{1u}からは年代値が得られていないため、具体的な堆積時期は不明である。しかし、中川低地の栗橋付近でBGを覆う粘土層の最下部から約 18000yBPの¹⁴C年代値が得られている(平井,1983)ことや、熊谷扇状地の北西に隣接する櫛引台地の低位面(御稜威ヶ原面)が約 25000~20000 年前に形成された(中村ほか,2007)ことを考慮すると、約 25000~18000 年前の間に堆積したと考えられる。

荒川低地上流域(Fig.8c)では、G_{1u}の上位に礫混じりの砂層が累重する。3章のFig.5と比較から、この砂層はS_{1l1}に対比できる。中・下流側へ連続させると砂泥互層となり、複雑な層序を示す。一方、上流側の妻沼低地では礫層がところどころに挟在し、星川付近(Fig.8b)より上流では砂礫層へ遷移する。S_{1l1}堆積時は海面上昇期にあたり、最下流の東京低地では氾濫原~デルタ(井関,1983; 海津,1994 など)、荒川低地中・下流域も氾濫原の堆積環境へ移った(安藤・方違,1997 など)。荒川低地上流域から妻沼低地南部にかけても扇状地的な堆積環境から氾濫原の堆積環境へ変化したことが伺えるが、妻沼低地北部については扇状地の環境が継続していた。すなわち、S_{1l1}は海水準の上昇に伴う堆積環境の変化が上流側へ波及していく段階の堆積物であると考えられる。扇状地と氾濫原の境は妻沼低地にあった。なお、熊谷扇状地では、星川沿い(BB'断面付近)に更新世末の扇状地礫層を掘り込んだ幅 100~200mの谷地形が刻まれ、その谷を充填する砂礫層がS_{1l1}に相当する堆積物である可能性が指摘されている(古田ほか,2008)。古田ほか(2008)の断面図を考慮すると、Fig.8bの熊谷扇状地におけるG_{1u}の上部はS_{1l1}に対比されるべきかもしれない。しかし、ボーリング資料からではこれらの識別は困難であることから、本研究では一括してG_{1u}に含めた。

S_{1l2}は中・下流域の海成層と同時異相である(3.6.)。一方、妻沼低地でも、7~12m付近よ

り泥層が卓越し、Fig.9のNo.2付近まで追跡できる。しかし、Fig.8aより上流では砂礫～砂層となり、泥層の面的広がりには認められない。以上より、荒川低地における海岸線が最奥部に達した当時、氾濫原はS_{1l1}堆積時よりもさらに内陸側へ後退し、扇状地性低地と氾濫原との境はFig.8aよりやや下流付近にあったと考えられる。また、熊谷扇状地の扇端には上下の砂礫層の間に2~4mの層厚の泥層が挟在する(Fig.8b)。上位の砂礫層は6000calyBPまでに堆積していることから(早乙女ほか,2007)、S_{1m}に対比され、下位の泥層はS_{1l2}に相当すると考えられる。このことは、熊谷扇状地が現在よりも縮小していた可能性を示唆する。

荒川低地中流域に分布する海成層の堆積環境はどのようなものであったのだろうか。本地域では-10m付近より海成層が堆積するが、入間川付近(Fig.9, No.24~27)では-10~-5m付近に厚く砂が堆積している。この砂は入間川沿いに面的に分布しており(Fig.12a)、当時の河口に堆積したデルタ堆積物と考えられる。当時の中・下流域の境付近には入間川のデルタが形成されていたのであろう。-10~-5mの時点では海水の侵入と上流からの土砂とのせめぎ合いがみられていたとする安藤・方違(1997)の見解とも調和的である。一方、中流域の中央部では、泥層が厚く堆積している(Fig.12a)。安藤・方違(1997)では汽水泥質干潟指標群の珪藻が最も多く産出し、海水と淡水の混ざり合う地域であったと述べていることからして、この地域には泥質の干潟が広がっていたと考えられる。下流部に入間川がデルタを発達させたことで、中流域はラグーンになっていた可能性もある。

8600yBPを過ぎると最も海が拡大し、8300yBP頃にはFig.8のNo.19地点まで海水の影響が及んだ(安藤・方違,1997)。入間川のデルタが分布していた地域も泥層が広く堆積しており(Fig.12b)、海水の侵入が土砂供給を上回った結果、浅い内湾になっていたと考えられる。中流域にも引き続き泥層が堆積しているが、ところにより砂が厚く堆積している(Fig.9 No.19,22)。この砂の分布域は棒状に細長く伸びているように認められる(Fig.12b)。これらの砂は、上流域の利根川・荒川本流や支流の入間川・越辺川・都幾川などによってもたらされたものであろう。泥層が厚く堆積しているために河道が移動しにくく、細長く伸びた形で堆積したと考えられる。同様のことは相模川低地(貝塚・森山,1969)や多摩川低地(松田,1973)でもみられる。

荒川低地中流域では6800yBP以降に海退が始まる(安藤・方違,1997)。Fig.9のNo.20, 28のボーリング資料の¹⁴C年代値から判断すると、6300yBP頃には中流域の陸化は完了したようである(安藤・方違,1997; 川島町,2006)。海を埋積する堆積物はS_{1m}におおよそ相当し、下流域では内湾を埋積する上部砂層、およびその上に累重する最上部層の一部に連続する。しかし、上流域のS_{1m}の堆積年代は約6000~4000yBP頃で、中流域の陸化時期よりも若干遅い。中流域は入間川、越辺川、都幾川などの関東山地からの支流が多数合流する地域であり、これら支流からの土砂供給によって陸化がいち早く開始された可能性が考えられる。妻沼低地では、S_{1m}堆積当時は熊谷扇状地が前進し、約6000calyBP頃には星川

沿いに砂礫層がパイプ状に伸びていた(早乙女ほか、2007)。Fig.8bの15~20m付近に堆積する砂礫層は熊谷扇状地から伸びたパイプ状砂礫層であろう。堆積年代も上流域のS_{1m}堆積時期と整合的である。熊谷扇状地の前進によって粗粒堆積物が活発に供給されたと考えられる。

ところで、Fig.8bではS_{1m}が東の加須低地側まで伸び、埋没台地上にも堆積している。加須低地に埋没する台地には、加須埋没谷と呼ばれる細長い谷が北西-南東方向に複数刻まれている(平井,1983)。加須埋没谷は中川低地の埋没立川段丘に連続し、利根川と荒川がかつて加須地域を流下し形成したものである。加須埋没谷の谷底標高は加須低地西縁で10m程度であり、Fig.8bのNo.27~32は加須埋没谷の一部を表しているものと考えられる。S_{1m}堆積当時、加須地域の台地の相対的沈降と妻沼低地の埋積によって両者の比高が小さくなり、利根川・荒川の一部が加須低地へ流れるようになったことを示唆する。遠藤ほか(1988)や菱田(1992)は、中川低地下流の有楽町層下部層、上部層の砂質堆積物に利根川起源の安山岩や荒川起源の結晶片岩などが含まれることから、早ければ5000年前以降には利根川・荒川の一部が綾瀬川や元荒川の谷を通じて中川低地に流下していたと述べている。これらの事実は、S_{1m}堆積物が加須埋没谷に及んでいることと矛盾しない。

現在の沖積低地面を構成するS_{1u}は中・下流域では最上部層の上部に連続する(Fig.9)。中・下流域の表層も細粒な泥層を主体とし、荒川低地全体で堆積速度が低下した可能性がある。約4000年前以降に利根川の本流が加須低地へ移り、荒川低地を経由しなくなったことが大きく影響しているであろう。

4.4.2. 埋没地形面群の分布特性と形成環境

Fig.8~11に基づき、沖積低地下に存在する埋没地形の考察を行う。なお、Fig.10における等高線はG_{1u}及び埋没段丘砂礫層の頂面高度を表している。これは、ボーリング資料のほとんどが砂礫層の基底に達しておらず、基底の地形を復元することが困難なためである。

a. 沖積低地下の埋没谷(Fig.10,11)

妻沼低地の現利根川右岸と支流の福川の間付近に北西-南東方向に分布する。利根川と福川の合流点付近で進路を南へ向け、行田市街地の西側を南下し、荒川低地へ向かう。荒川低地上流域では低地中央を通過し、支流の入間川などと合流後、流向を南東へ変える。

荒川は妻沼低地で利根川と合流し、一大河川となって荒川低地を流下していたと考えられる。荒川と利根川の合流位置については、現在の荒川流路付近であることが言及されている(沢口,2005)。しかしG_{1u}相当層頂面の等高線は、熊谷扇状地と同様に弧を描いていることや利根川の埋没谷が扇状地の弧をなぞるように形成されていることから、荒川は利根川の埋没谷が形成された当ても扇状地を発達させ、利根川の埋没谷へ合流していたと考えられる。

以上より、荒川低地から妻沼低地にかけて分布する利根川の埋没谷の詳細な位置と、当

時の荒川が扇状地を発達させていたことを明らかにすることが出来た。

b. 埋没段丘(Fig.10,11)

埋没段丘面は荒川低地の埋没谷の両岸に追跡できる。埋没段丘Ⅰ面は荒川低地上流域の大宮台地沿い、及び中流域の武蔵野台地側に分布している。Ⅱ面は埋没谷の右岸側に連続的に分布している。また、これらよりもさらに低位の段丘面が断片的に認められる。この段丘面をⅢ面とする。Ⅰ、Ⅱ面は、砂礫層上にシルト層、凝灰質粘土層、腐植土層を厚さ5m程度でのせることがある。なお、本研究では砂礫層の頂面を埋没段丘面の高度として扱う。妻沼低地では、明瞭な段丘面は認められない。

c. 下流側の埋没地形面との対比

荒川低地下流域から東京低地にかけての埋没地形については、以下の研究がある。Matsuda(1974)は東京低地と周辺部の埋没地形を整理し、高位よりT₀、T₁、T₂、T₃、T₄の5面に区分した。これらのうち、T₁とT₂はそれぞれ立川Ⅰ面、立川Ⅱ面(遠藤ほか,1983)に、T₄はBG(Kaizuka et al.,1977)に対比される。安藤・渡辺(1996)は武蔵野台地北東部の支谷内から荒川低地下流域にかけての埋没段丘を検討し、Ar₀~Ar₃の4面に区分した。これらのうち、Ar₁はT₁に、Ar₂はT₂に、Ar₃はT₄にそれぞれ対比される。これらの埋没地形面と本研究で認められた埋没地形面との対比を行うため、Fig.13を作成した。

Ⅰ~Ⅲ面及びG_{1u}は滑らかに連続し、下位のものほど縦断勾配が増す。荒川低地上・中流域における勾配は、Ⅰ面が0.77/1000、Ⅱ面が1.00/1000、G_{1u}頂面が1.31/1000程度である。下流域では全体的に緩勾配となるが、やはり下位の地形面ほど勾配が大きい(Matsuda,1974; 安藤・渡辺,1996)。

Ⅰ~Ⅲ面およびG_{1u}と下流域の埋没地形面の分布高度を比較すると、Ⅰ面はAr₁(T₁)面に、Ⅱ面はAr₂(T₂)面に、G_{1u}はAr₃(T₄)面にそれぞれ連続する。Ⅲ面については、資料が少ないため、下流域への連続性は不明である。以上より、Ⅰ~Ⅲ面は最終氷期後半に形成された埋没立川段丘であることが明らかとなった。また、G_{1u}がBGに相当することも改めて確かめられた。Ⅰ・Ⅱ面の形成時期は、T₁およびT₂がともにAT火山灰に覆われていることから(遠藤ほか,1983)、約3万年前よりも古いと考えられる。

d. 深谷断層による変形

荒川低地と妻沼低地の境界付近(Fig.13; No.20)において、G_{1u}が頂面、基底ともに上流側が落ち込んでいるのが認められる。Fig.10のG_{1u}頂面の等高線も、荒川を挟んで上流側が-4~-2mであるのに対し、下流側が-1~0mと高くなっている。この事実は、海水準変動の影響のみによっては説明できない。

これは、深谷断層系の存在が関係していると考えられる。南西側隆起の逆断層である深

谷断層はFig.13のNo.20付近を横断すること(Fig.7; 山口ほか,1999)や, 深谷断層が完新世に活動したこと(水野ほか,2004)が推定されている. Fig.13に見られるG1uの落ち込みは, 深谷断層の活動による変位を反映したものであろう. また, 妻沼低地に明瞭な埋没段丘が認められない理由として, 妻沼低地が同断層の下盤側の沈降域にあたるために, 断層活動によって海面低下の影響が相殺され, 段丘が形成されにくい環境にあったと推定される.

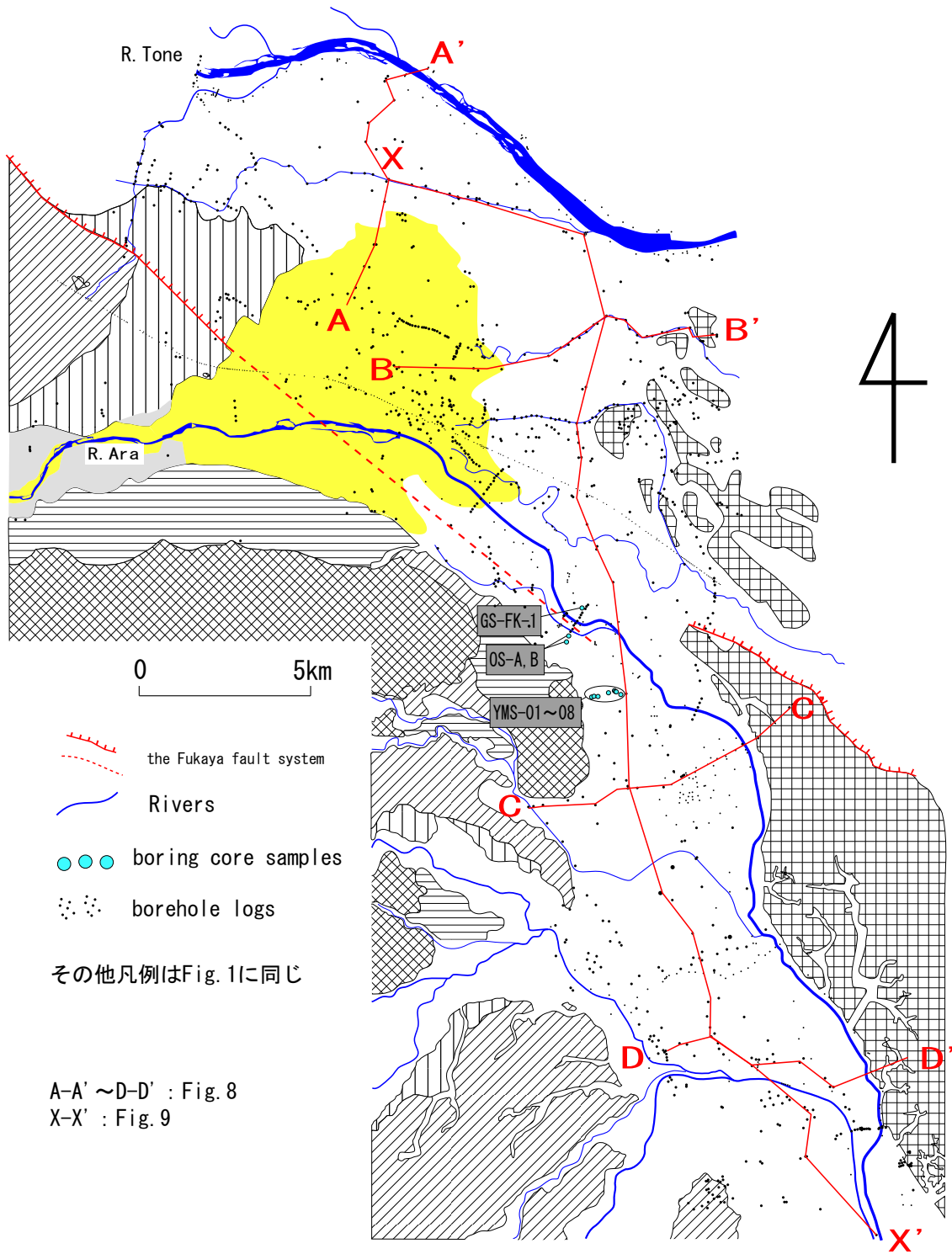


Fig.7 ボーリングデータ位置図
 Fig.7 Location map of borehole log data

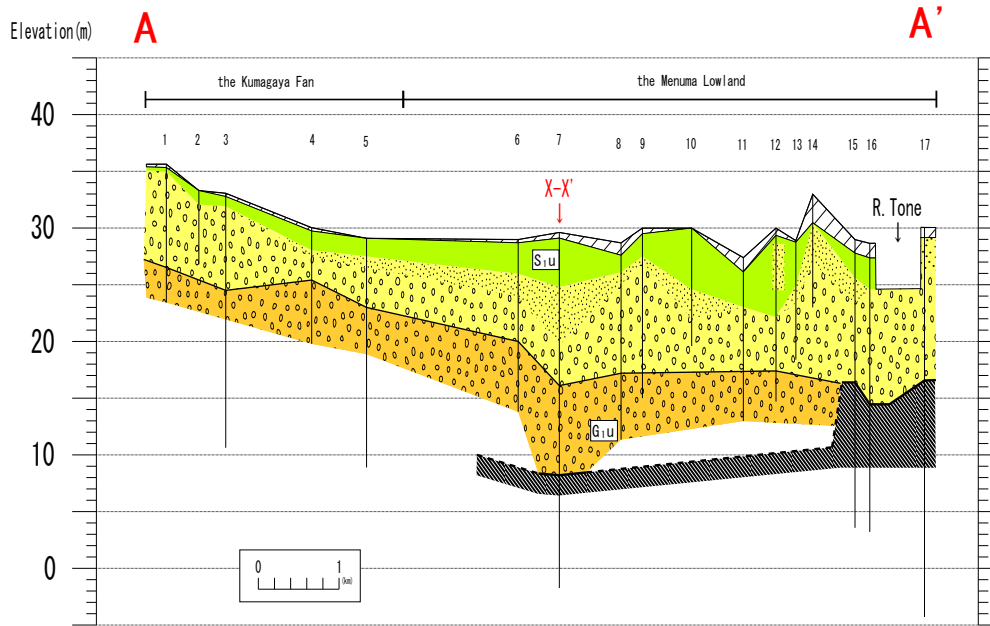


Fig. 8a 地質断面図 A-A' 妻沼低地北部

Fig. 8a Geologic profile (A-A')
The northern part of the Menuma Lowland

Legends

- | | | | | |
|---|---|---|---|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |

1. top soil
2. marine deposit
3. silt and clay
4. sand
5. gravel
6. gravel (Gu)
7. gravel (buried terraces)
8. Kanto loam (including flood loam)
9. basement of incised fill
10. organic material

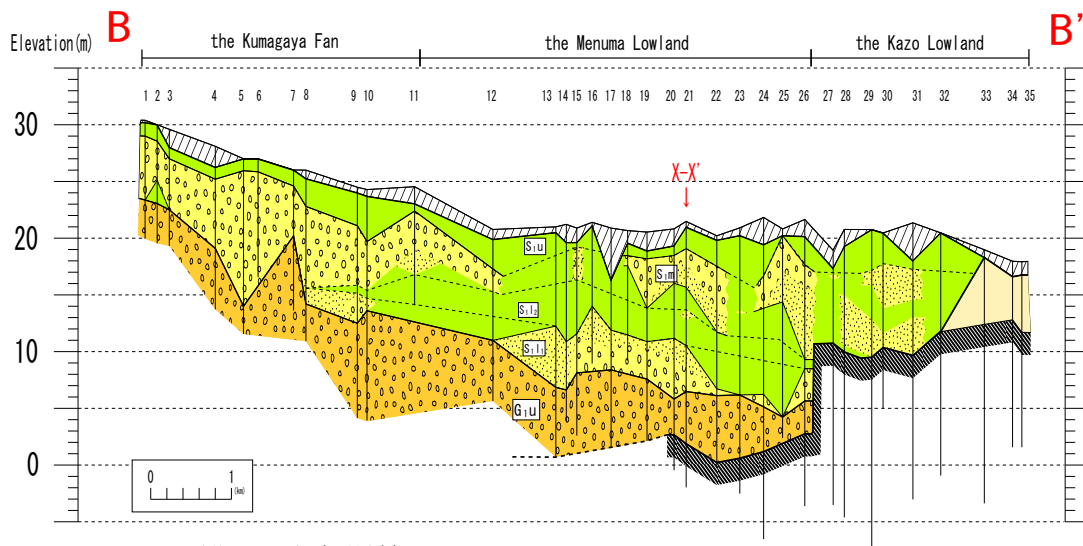


Fig. 8b 地質断面図 B-B' 妻沼低地南部

Fig. 8b Geologic profile (B-B')
The southern part of the Menuma Lowland

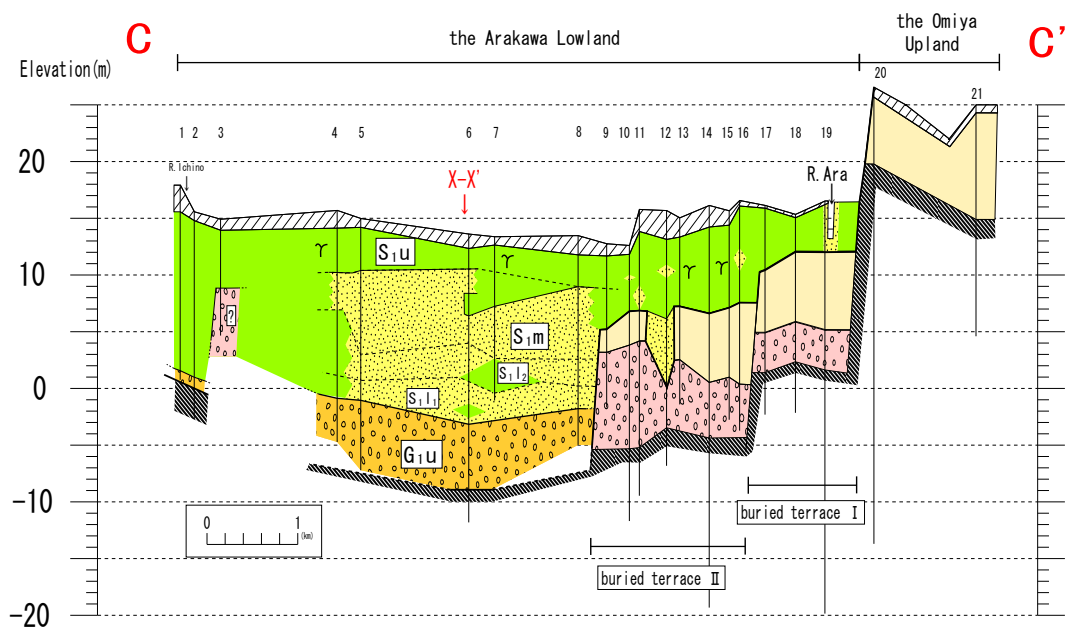


Fig. 8c 地質断面図 C-C' 荒川低地上流域

Fig. 8c Geologic profile (C-C')
The upper part of the Arakawa Lowland

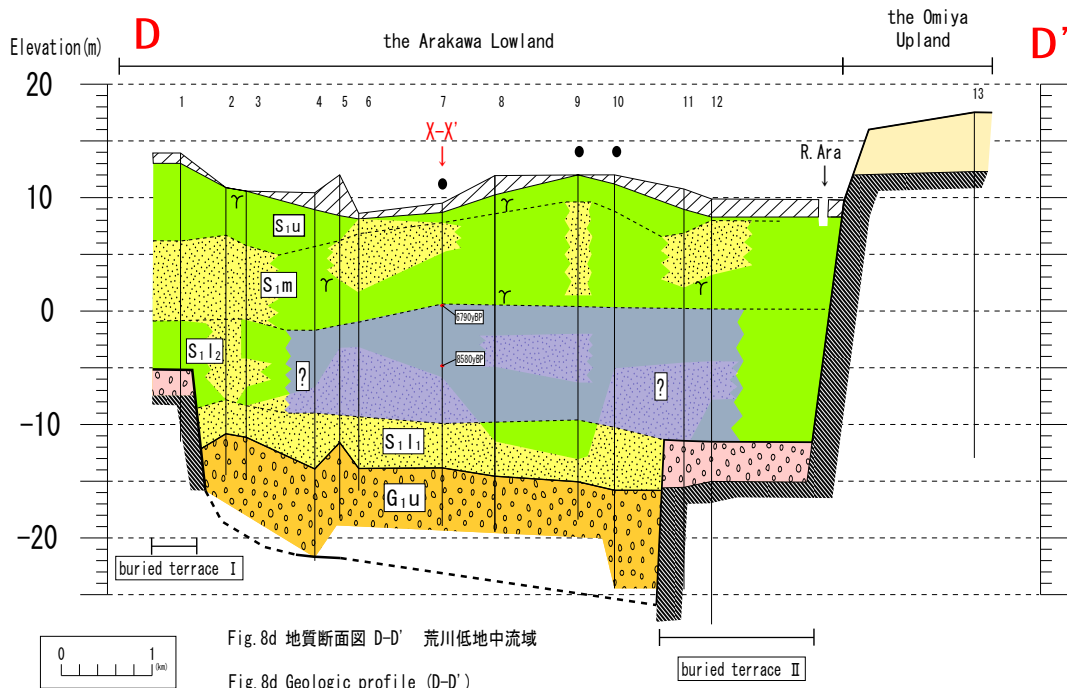
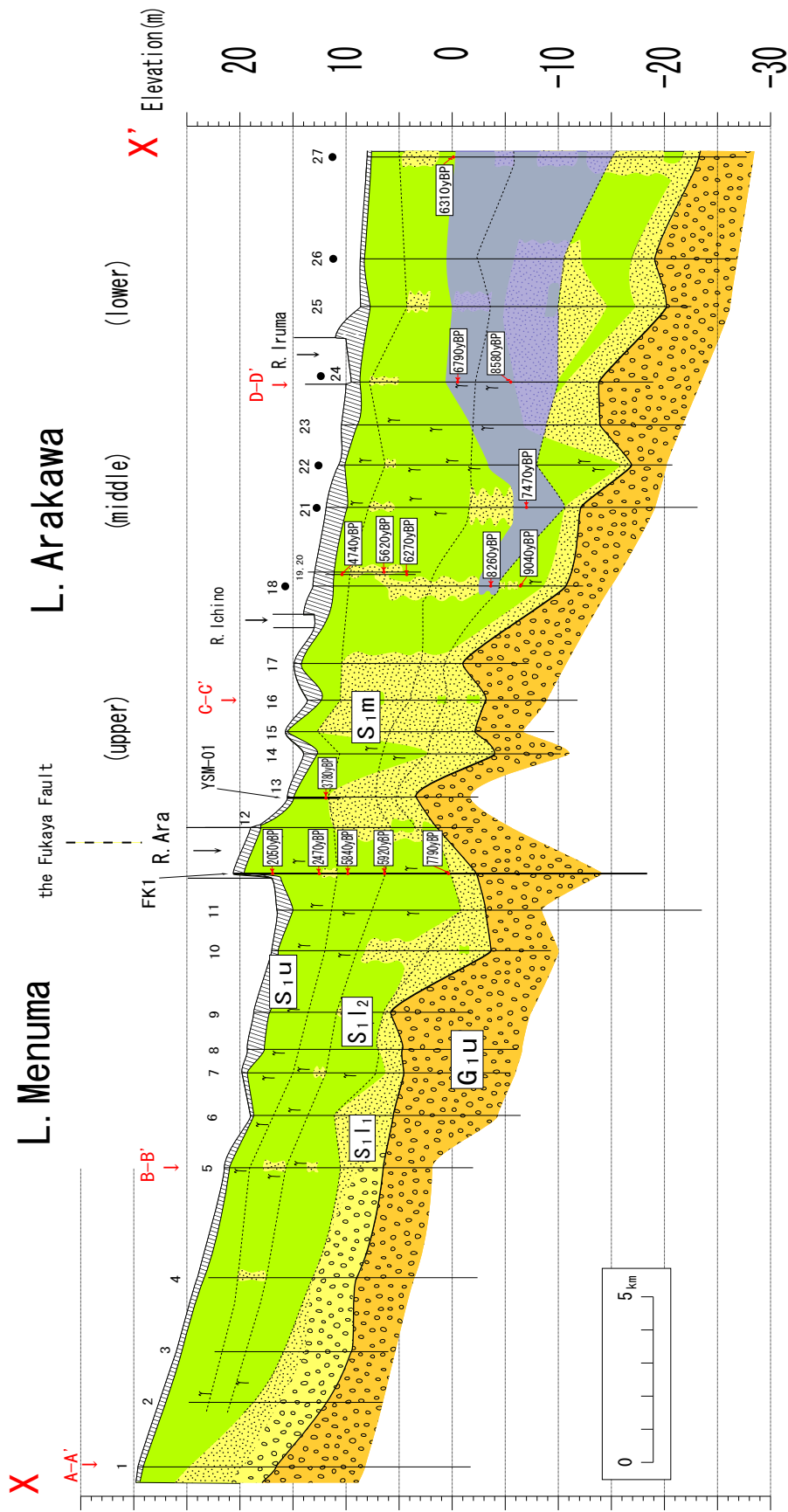


Fig. 8d 地質断面図 D-D' 荒川低地中流域

Fig. 8d Geologic profile (D-D')
The middle part of the Arakawa Lowland

- 安藤・方達(1997)により珪藻分析が行われたデータ
- diatom analysis data in Ando and Hochigai (1997)



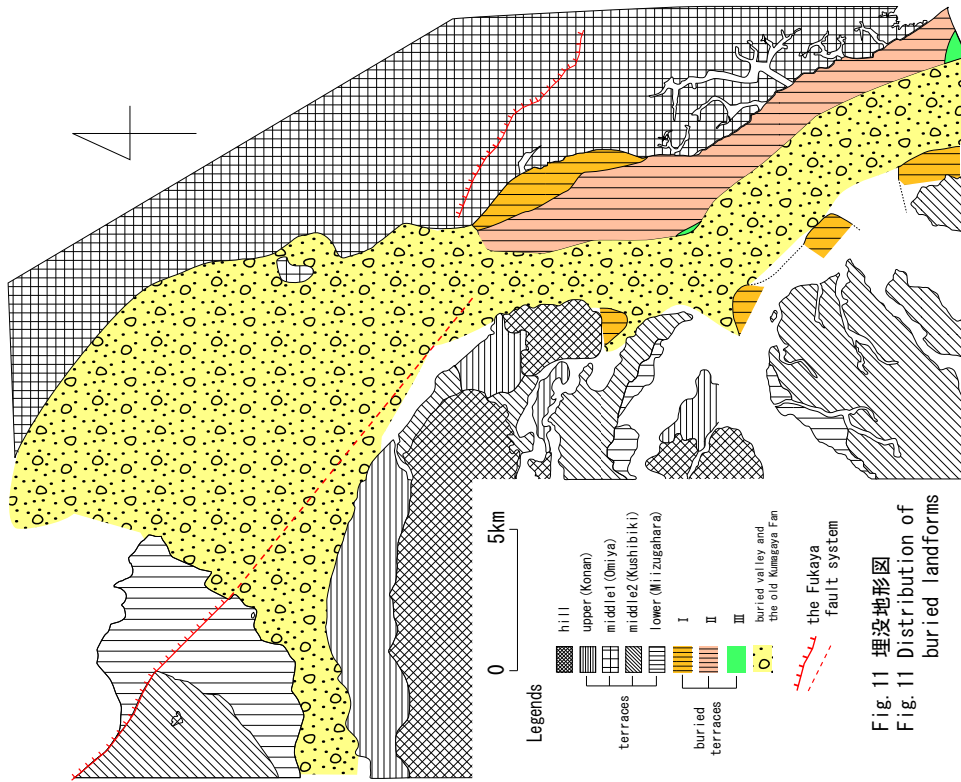
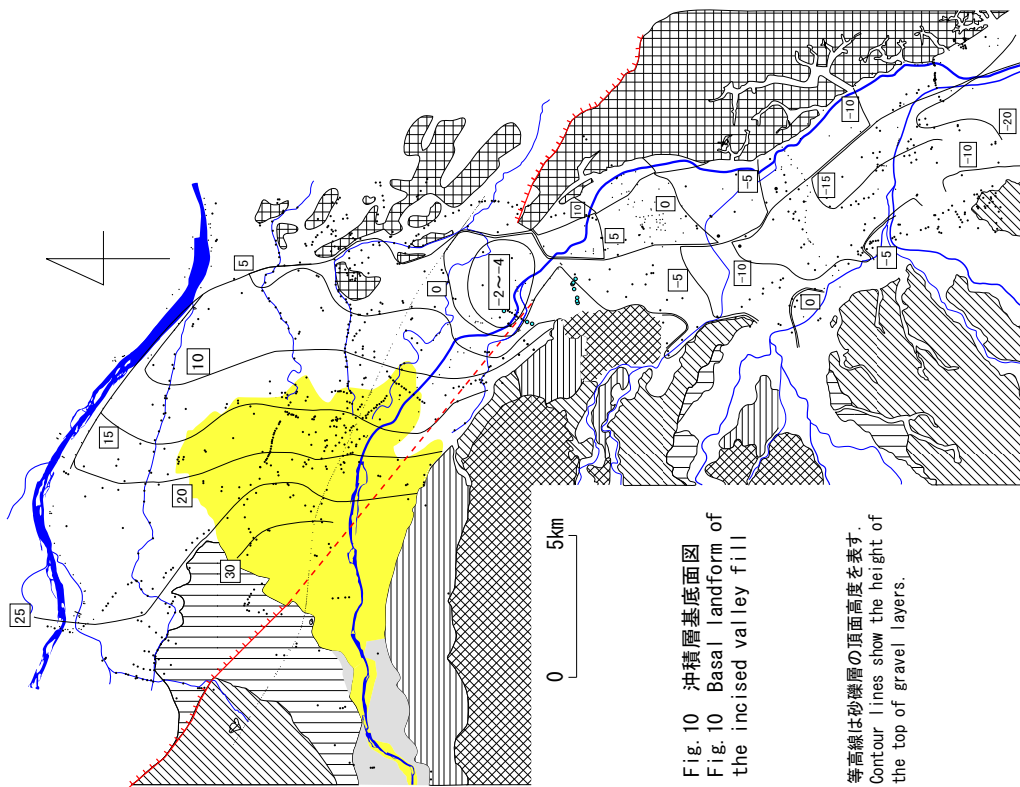
凡例はFig. 7と同じ

● 安藤(1986), 安藤・藤本(1990), 安藤・方達(1997)により柱状分析が行われたデータ

● diatom analysis data in Ardo(1996), Ardo and Fujimoto(1990), and Ando and Hoshigai(1997)

C-14年代推定
No. 21: 菅原ほか(2008)
FK1: 水野ほか(2004)
No. 18, 24, 20: 安藤・方達(1997)
No. 19, 20: 川崎(2006)

Fig. 9 利根川の埋没谷に沿う縦断面図
Fig. 9 longitudinal profile along the buried valley of paleo-Tone River



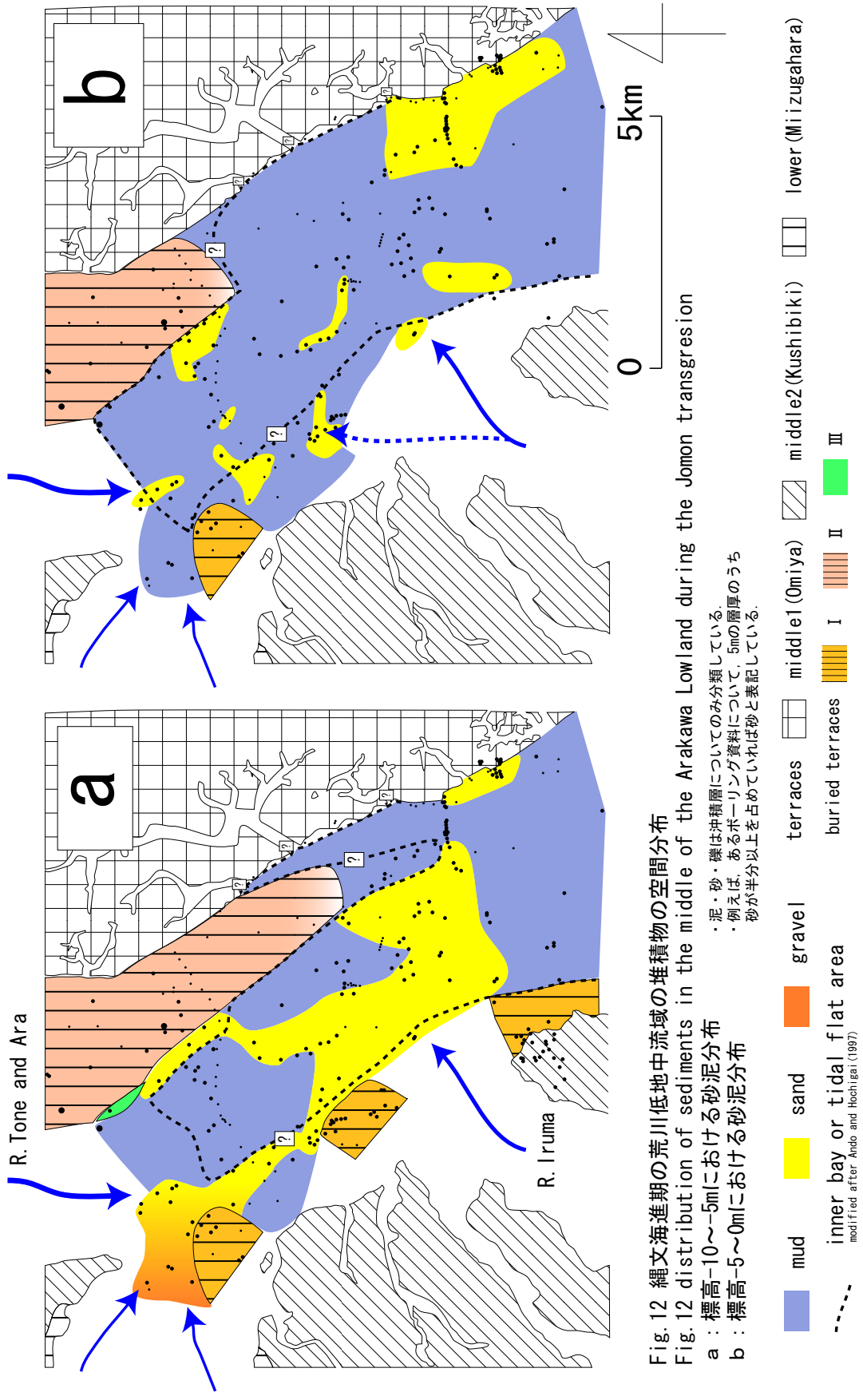


Fig. 12 縄文海進期の荒川低地中流域の堆積物の空間分布
 Fig. 12 distribution of sediments in the middle of the Arakawa Lowland during the Jomon transgression

a : 標高-10~-5mにおける砂泥分布
 b : 標高-5~-0mにおける砂泥分布

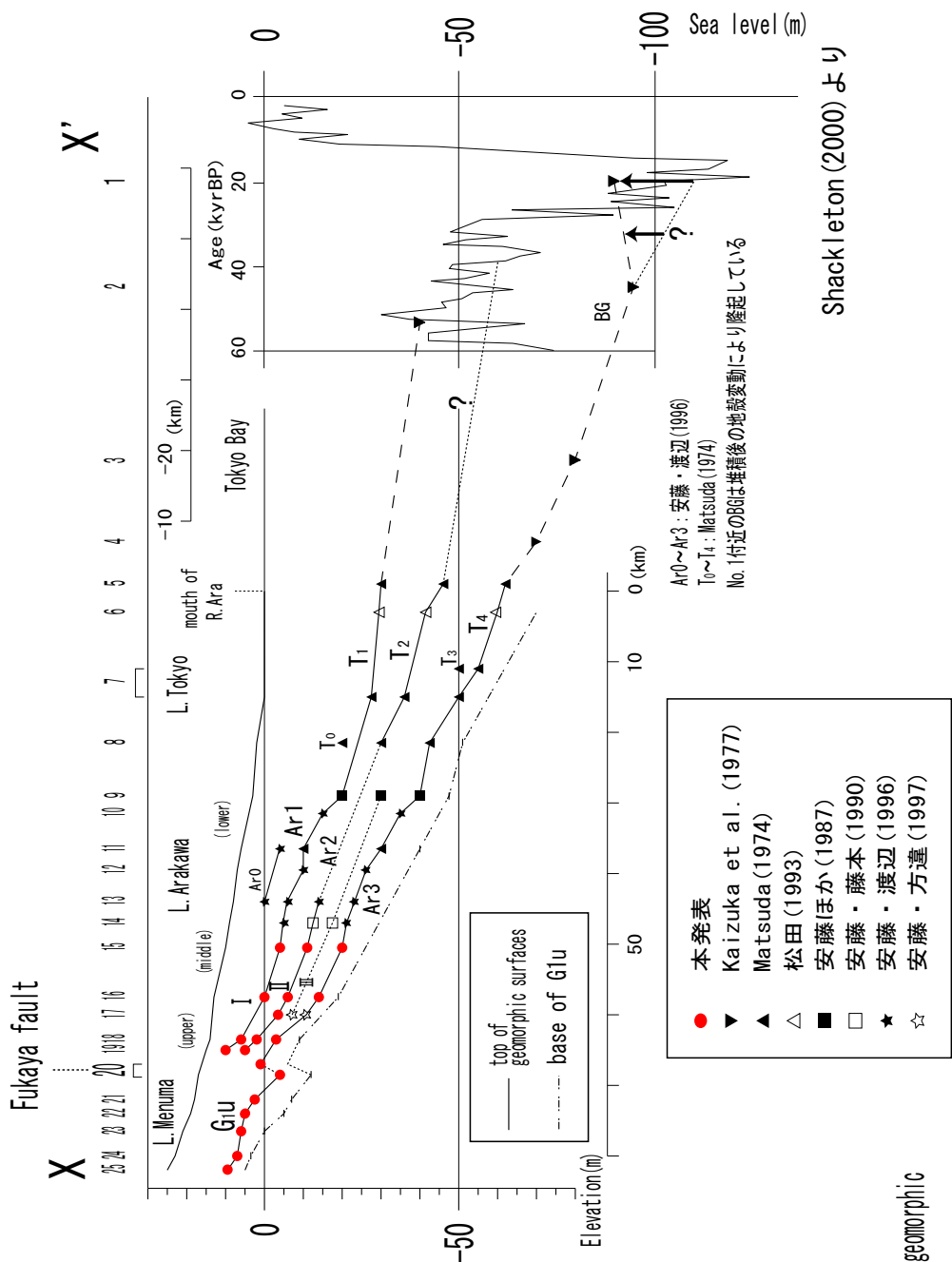


Fig. 13 埋没地形面群の縦断面

Fig.13 Longitudinal profiles of the buried geomorphic surface levels along the line in Fig.1

5. 荒川低地上流域とその周辺地域における更新世末期以降の地形発達史

3・4章を踏まえ、荒川低地上流域と周辺地域における最終氷期以降の古地理について考察する。

5.1. 後期更新世の海面低下期(約 5~3 万年前)

6~3万年前の相対的な海面低下期に、荒川低地ではⅠ、Ⅱ面が順次形成された。Ⅰ面形成当時の海面は-40m付近とされている(Kaizuka et al.,1977)。また、加須埋没谷もこの頃までに形成された(平井,1983)。利根川、荒川は現在の加須低地と荒川低地の双方へ分流していたのだろう。

5.2. 更新世末期の低海面期(約 3~1.5 万年前)

約3万年前以降、海水準は急速に低下し、最終氷期最盛期の海面は-120m程度であったとされる。この海面の低下に伴い、利根川は深い谷を刻み、荒川低地を流下するようになった(Fig.14a)。荒川は御稜威ヶ原面の下位に新たな扇状地を発達させ、利根川へ合流した。谷底には扇状地性の低地が広がり、G_{1u}が堆積した。

5.3. 更新世最末期~完新世前期の海面上昇期(1.5 万年前~7000 年前)

更新世最末期の海水準の上昇に伴い、下流側は次第に溺れ谷化し、河口にデルタを構成する下部砂泥層が厚く堆積した。荒川低地では砂泥互層のS_{1l1}が堆積し、氾濫原の様相を呈していた(Fig.14b)。妻沼低地では、S_{1l1}は砂礫層へ遷移し、扇状地的な堆積環境が継続していた。海面上昇に応じた堆積環境の変化が上流側へ波及していた段階にあったと考えられる。

完新世に入り、海水準の継続的な上昇によって、荒川低地中流域まで海が侵入した。海岸線が内陸へ移動したのに伴い、氾濫原もより内陸側へ後退し、妻沼低地北部までが泥層を主体とする(S_{1l2})氾濫原となった(Fig.14c)。また、熊谷扇状地は現在よりもわずかながら縮小した。荒川低地の埋没段丘面は下流側から次第に水没したが、中流域では高度を増したために水没することなく、反対に海水の侵入する範囲を限定させる役割を果たしていた(Fig.14c)。さらに、中流域には関東山地からの支流が多数合流し、土砂を供給していたことから、海水の内陸部への侵入を阻んでいたと考えられる。

5.4. 完新世中期の高海面期(7000 年前~4000 年前)

約7000年前以降、海水準が安定傾向を示すようになると、荒川低地中流域では海退が始まった(安藤・方違,1997)。上流側では、熊谷扇状地が再び前進し、土砂供給が活発になった(S_{1m})。また、加須地域に分布する台地群と妻沼低地との比高が小さくなり、利根川・荒川の一部は加須埋没谷を流下するようになった(Fig.14d)。

5.5. 約 4000 年前以降

約 4000~2000yBPの間に、利根川の本流が加須低地へ流れるようになり(Fig.14e)、荒川低地では堆積速度が低下して泥層の卓越する(S_{1u})氾濫原となった。

5.6. 関東平野における荒川低地の発達史の特長

荒川低地・妻沼低地の地形発達史の特長として、次の点が挙げられる。

第一は、海水準の上昇に伴う堆積環境の変化は、海の拡大した範囲よりもはるかに内陸まで及んだことである。同地域の海の拡大は、現東京湾岸から約 57km程度であるのに対し、内湾最拡大期の氾濫原は約 80km内陸まで後退した。また、当時の堆積相(S_{1l2})は、上下の層相と比較して細粒化した。海進の影響は、海域の拡大範囲からさらに 20km以上内陸部まで及んだことになる。

特長の第二は、荒川低地の海域の拡大が限定的なことである。中川低地の海域は、河口から約 70km 内陸まで達し、荒川低地とは 10km 以上の差が見られる。両低地のこのような差異の原因として、Matsuda(1974)は 1) 利根川・荒川の流入した荒川低地の方が土砂供給量が多かったこと、2) 中川低地は関東造盆地運動の影響をより強く受けていること、の 2 点を挙げ、安藤・方達(1997)は 1) を重視している。

本研究の 4.4.1.を踏まえると、1)の、特に支流の影響が大きかったと推定される。荒川低地中流域には、関東山地をの標高 1000m 前後に水源をもつ入間川や越辺川などの支流が西から合流する(Fig.1)。一方、縄文海進期に中川低地に流入した河川は、渡良瀬川・思川を除くと大宮台地や下総台地を開析した小河川である。荒川低地において海域があまり拡大せず、また海退が早かった要因の一つとして、支流からの土砂供給が大きく働いていたと考えられる。これらの支流は、荒川低地の地形発達史を理解するうえで無視できない存在である。

特長の第三は、利根川の流路変遷が地形形成に与えた影響である。荒川低地では、利根川が東流した約 4000 年前以降、泥層の卓越する氾濫原となった。他方、利根川の流入するようになった加須地域では、以後台地が急速に埋積され、沖積層が薄く覆う現在の地形が形成された(堀口,1981; 江口,1991)。当時の加須低地の沖積層の堆積速度は、地殻変動などによる沈降速度を上回り(平井,1983)、土砂供給が増大していたことを示唆する。以上のように、完新世後期の利根川の流路変遷は、荒川低地のみならず、関東平野中央部の沖積低地を形成する直接的因子として、重要な位置を占めていると考えられる。

海水準変動と沖積低地の地形発達とのかかわりを論じた研究は、海成層の分布する地域に集中している。しかし、荒川低地、妻沼低地では海成層の分布しない内陸部まで、海面変化の影響が及んできたことを明らかにすることができた。他地域の沖積低地でも、海水準変動の影響が内陸部低地の地形形成に対し支配的であったかどうかを検討することは、

沖積低地研究における今後の課題といえる。また、河川の転流や支流の存在は、地形発達における地域的差異を決定付ける重要な要素である。本研究により、荒川低地では中流域に合流する複数の支流が内湾の拡大を阻止し、かつ海退をいち早く開始させる要因となったことが示された。しかし、北上川下流沖積低地(伊藤,1999)のように、内湾の埋積に支流がほとんど関与しなかった事例もみられる。このように、荒川低地でも地形発達過程における地域性の存在が裏付けられた。地域的差異が生じる理由を明らかにするにあたり、その地域も含めた大局的な地形発達史を編み、その中で、海水準変動、支流を含めた水系の分布、沖積層の堆積する場の条件などの様々な要素が地形発達に及ぼした影響を考慮する必要がある。そのためには、臨海部といった特定の地域のみを取り上げるのではなく、内陸部も含めた広域的な視点から地形発達史を復元することが求められる。

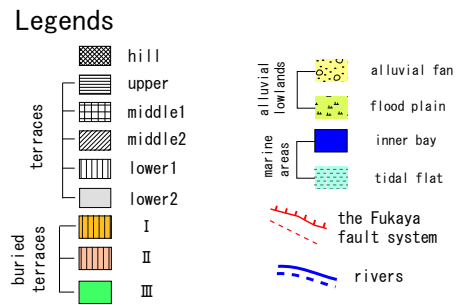
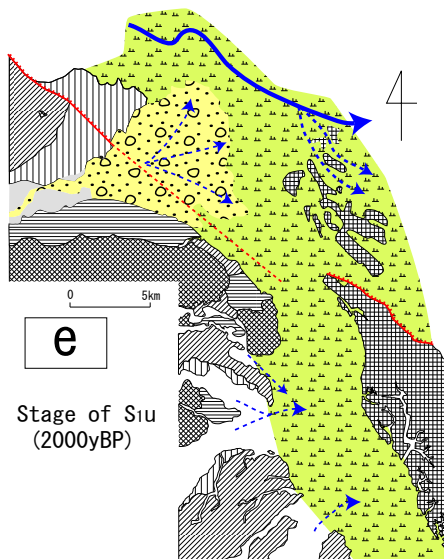
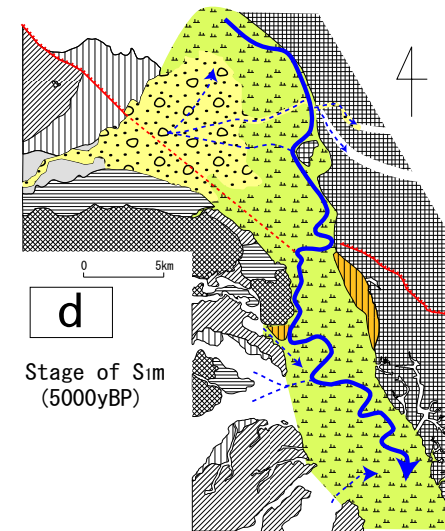
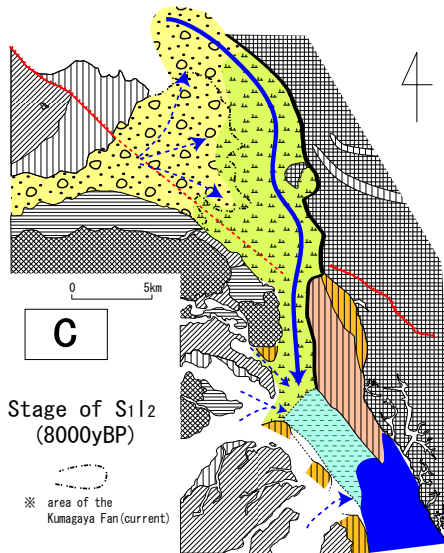
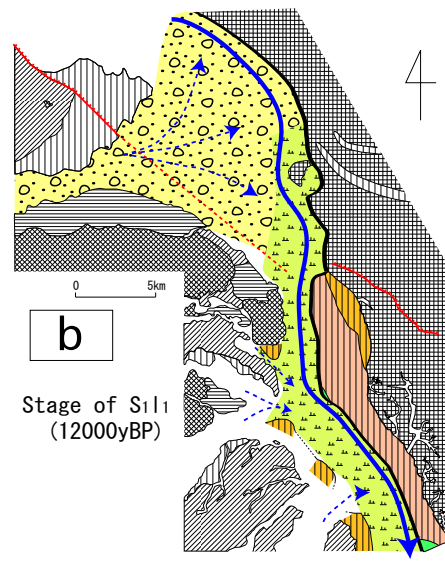
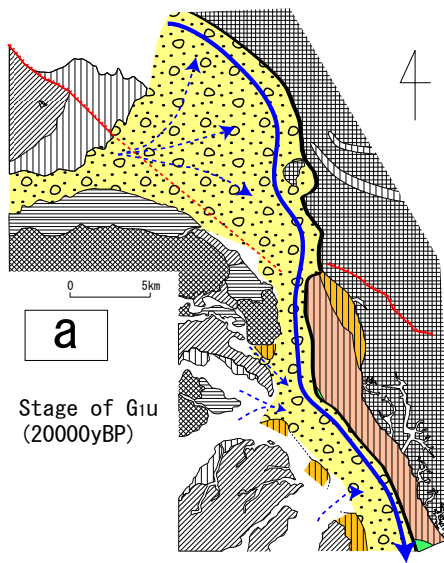


Fig. 14 荒川低地中・上流域, 妻沼低地の古地理
Fig. 14 Paleogeographic maps of the upper and middle of the Arakawa Lowland and the Menuma Lowland

6. まとめ

荒川低地中・上流域と妻沼低地における沖積層の層序と地形発達過程について、ボーリングコア試料と既存のボーリング柱状図資料を用いて検討した。その結果は、以下の通りである。

1. 当該地域の沖積層は、下位からG_{1u}(砂礫層), S_{1l1}(主に砂層), S_{1l2}(主に泥層), S_{1m}(主に砂層), S_{1u}(主に泥層)の 5 層に区分される。下流域の沖積層(Matsuda,1974; 安藤ほか,1987 など)との関係については、G_{1u}はBG(珪藻帯Ⅰ：淡水の環境)に、S_{1l1}はLS・LC(珪藻帯Ⅱ：淡水の環境)に対比される。S_{1l2}はUC(珪藻帯Ⅲ・Ⅳ：汽水～海水の環境)と同時異相の関係にあり、S_{1m}, S_{1u}はUS・UA(珪藻帯Ⅴ：淡水の環境)に相当する。

2. G_{1u}は下流側のBGへ良く連続し、また上流側では妻沼低地北部の現利根川右岸沿いにまで追跡できる。S_{1l1}は砂層を主体とする氾濫原堆積物であり、妻沼低地では砂礫層に遷移する。下流側へは淡水成の砂泥互層に連続する。本層堆積当時、最終氷期最盛期以降の海面上昇に伴い、扇状地的環境から氾濫原の堆積環境への移行が上流へ波及した。S_{1l2}は海面上昇期の海成層と同時異相の関係にある。妻沼低地北部まで泥層を主体とする氾濫原堆積物が及んでいることから、海岸線の内陸への移動に伴って、氾濫原がさらに内陸側へ後退したと考えられる。現熊谷扇状地の扇端付近にもS_{1l2}相当の泥層が堆積しており、熊谷扇状地もわずかながら縮小していた。荒川低地上流域では約 6000 年前以降に砂層の卓越したS_{1m}が堆積する。熊谷扇状地では 6000calyBP頃までに砂礫層が前進しており、荒川の土砂供給が活発になったことも一因であろう。一方、荒川低地中流域では、高海面期となった約 7000 年前以降、入間川などの支流からの土砂供給によっていち早く海退が始まったと考えられる。また、当時加須地域で沈降を続けていた台地と妻沼低地との比高が小さくなり、利根川・荒川の一部が加須地域へも流れ始めた可能性がある。約 4000 年前以降、利根川の本流は加須低地へ移り、荒川低地において堆積速度が低下して泥層を主体とするS_{1u}が堆積する氾濫原が形成された。

3. 沖積層の基底には、利根川の埋没谷とⅠ・Ⅱ・Ⅲの埋没段丘面が存在する。埋没段丘面のうち、Ⅰ、Ⅱ面は下流側との連続性から埋没立川Ⅰ面、Ⅱ面にそれぞれ対比される。これらの基底地形は最終氷期の海面低下に伴って順次形成された。荒川は扇状地を発達させ、利根川へ合流していた。

4. 埋没谷は形成後、深谷断層の活動によって上流側の妻沼低地が不連続的に高度を下げる変形を受けている。また、妻沼低地では、断層活動による地盤の沈降で海面低下の影響が相殺され、埋没段丘面は形成されにくい環境であった。

以上より、荒川低地・妻沼低地の地形形成過程は、最終氷期からの海水準変動と利根川・荒川水系の河川プロセスに支配されていたことが明らかとなった。海進に伴う氾濫原の後退範囲を示せたことは、海水準変動が内陸部の沖積低地へ及ぼす影響を考察するうえでの一つの知見となるだろう。今後は、荒川低地中流域以北を中心にボーリングコア試料や年代試料を収集し、地層形成や地形発達の時空間分解能の向上に努めると共に、東京低地、中川低地、加須低地を加えて臨海部から内陸部までの地域をひとまとまりの流域として位置づけ、海水準変動・河川プロセス・地殻変動の影響下での地形配列の変遷を明らかにしていくことが求められる。

謝辞

研究を進めるにあたり、東京大学大学院新領域創成科学研究科自然環境学専攻の須貝俊彦教授には、終始ご指導いただきました。産業技術総合研究所地質総合調査センターの杉山雄一氏、水野清秀氏には、ボーリングコア、年代測定結果の使用にあたって便宜を図っていただきました。埼玉県環境科学国際センターの八戸昭一氏には、多数のボーリング柱状図資料の使用に際し便宜を図っていただきました。早稲田大学の久保純子氏には、研究内容について貴重なご意見を頂きました。また、大上隆史氏、松島紘子氏、丹羽雄一氏をはじめとする研究室の大学院生諸氏には、簡易ボーリングや分析をお手伝いいただき、ゼミなどを通じて貴重なご意見をいただきました。以上の方々に深く感謝申し上げます。

文献

- 安藤一男・藤本潔(1990)：珪藻群集からみた埼玉県荒川低地中流域における古環境の変遷と旧海水準。第四紀研究，29：427-437.
- 安藤一男・方違重治(1997)：珪藻遺骸群集による縄文海進期の想定海岸線と下位不可の分布との関係一埼玉県荒川低地上流域を例にして一。季刊地理学，49：231-246.
- 安藤一男・渡辺満久(1996)：武蔵野台地北部の開析谷沿いにおける埋没地形面群。第四紀研究，35：281-291.
- 安藤一男・和田信・高野司(1987)：珪藻群集からみた埼玉県荒川低地の古環境の検討。第四紀研究，26：111-127.
- Chu,Z.X., Sun,X.G., Zhai,S.K., and Xu,K.H.(2006)：Changing pattern of accretion/erosion of the modern Yellow river (Huanghe) subaerial delta, China: Based on remote sensing images. Marine Geology, 227：13-30.
- 江口誠一(1991)：埼玉県加須低地の沖積層と埋没地形。地理誌叢，32：29-36.
- 江口誠一・村田泰輔(1999)：関東平野中央部加須低地における完新世の環境変遷史。地理学評論，72：253-266.
- 遠藤邦彦・小杉正人・菱田量(1988)：関東平野の沖積層とその基底地形。日本大学文理学

- 部自然科学研究所研究紀要, 23 : 37-48.
- 遠藤邦彦・小杉正人・鈴木茂・菱田量(1987) : 草加市周辺の縄文海進期後の沖積層層序と古環境. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 22 : 47-56.
- 遠藤邦彦・関本勝久・高野司・鈴木正章・平井幸弘(1983) : 関東平野の沖積層. URBAN KUBOTA, 21 : 26-43.
- Ericson,J.P., Vorosmarty,C.J., Dingman,S.L., Ward,L.G. and Meybeck,M.(2006) : Effective sea-level rise and deltas: Causes of change and human dimension implications. Global and Planetary Change, 50 : 63-82.
- 古田智弘・田村俊和・松岡達郎・早乙女尊宣(2008) : 熊谷扇状地に認められる埋没谷—微動探査の活用と形成過程の検討—. 日本地理学会発表要旨集, 74 : 84.
- 平社定夫(2008) : 関東平野中央部における中-上部更新統の層序および構造運動. 地球科学, 62 : 43-55.
- 平井幸弘(1983) : 関東平野中央部における沖積低地の地形発達. 地理学評論, 56 : 679-694.
- Hori,K., Saito,Y., Zhao,Q., Cheng,X., Wang,P., Sato,Y., and Li,C.(2001) : Sedimentary facies and Holocene progradation rates of the Changjiang (Yangtze) delta, China. Geomorphology, 41 : 233-248.
- 菱田量(1992) : 砂礫からみた三郷市周辺の古環境. 三郷市史 別編 自然編, 365-385.
- 堀口万吉(1981) : 歴史時代の沈降運動と低地の形成. URBAN KUBOTA, 19 : 6-9.
- 堀口万吉(1986) : 埼玉県の地形と地質. 新編埼玉県史 別編 3 自然, 7-80.
- 堀口万吉・永野巖・小林健助(1976) : 東松山市東部低地の古環境について. 埼玉大学紀要 自然科学篇, 12 : 173-189.
- 池田俊雄(1964) : 東海道における沖積層の研究. 東北大学地質学古生物学教室研究邦文報告, 60 : 1-85.
- IPCC(2007) : Climate Change 2007 : IPCC Fourth Assessment Report Working Group II Report “Impacts, Adaptation and Vulnerability”. <http://www.ipcc.ch/ipccreports/ar4-wg2.htm>
- 石原武志・須貝俊彦・水野清秀・八戸昭一・松島絃子・久保純子(2008) : 荒川低地上流域における沖積層の層序と古環境の変遷. 日本地理学会発表要旨集, 73 : 155.
- 石山達也・水野清秀・杉山雄一・須貝俊彦・中里裕臣・八戸昭一・末広匡基・細矢卓志(2005) : 綾瀬川断層北部の撓曲地形. 活断層・古地震研究報告, 5 : 29-37.
- 伊藤晶文(1999) : 北上川下流沖積低地の完新世地形発達. 季刊地理学, 51 : 1-18.
- 貝塚爽平・森山昭雄(1969) : 相模川沖積低地の地形と沖積層. 地理学評論, 42 : 85-105.
- 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.
- 川島町(2006) : 川島町史 資料編 地質・考古. 川島町, 658pp.
- 菊地隆男(1979) : 関東平野中央部における後期更新世以後の古地理の変遷. 第四紀研究,

17 : 215-221.

木村克己・石原与四郎・宮地良典・中島礼・中西利典・中山俊雄・八戸昭一(2006) : 東京低地から中川低地に分布する沖積層のシーケンス層序と層序の再検討. 地質学論集, 59 : 1-18.

小松原純子・中島礼・田辺晋・木村克己(2008) : 埼玉県戸田市で掘削された沖積層ボーリングコア GS-TKT-1 の堆積相と荒川低地の沖積層分布. 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, Q140, P002.

井関弘太郎(1983) : 沖積平野. 東京大学出版会, 145pp.

増田富士雄・伊勢屋ふじこ(1985) : “逆グレーディング構造” : 自然堤防帯における氾濫原洪水堆積物の示相堆積構造. 堆積学研究会報, 22/23 : 108-116

増田富士雄・藤原治・酒井哲弥・荒谷忠・田村亨・鎌滝孝信(2001) : 千葉県九十九里浜平野の完新統の発達過程. 第四紀研究, 40 : 223-233.

松田磐余(1973) : 多摩川低地の沖積層と埋没地形. 地理学評論, 46 : 339-356.

Matsuda,I.(1974) : Distribution of the Recent deposits and buried kandforms in the Kanto Lowland, central Japan. Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, 9 : 1-36.

松田磐余(1993) : 東京湾と周辺の沖積層. 貝塚爽平編, 東京湾の地形・地質と水, 築地書館, 67-109.

松島紘子・須貝俊彦・八戸昭一・水野清秀・杉山雄一 : ボーリングコア解析からみた関東平野内陸部地域の中期更新世以降の地形発達史. 月刊地球, 28 : 24-30.

水野清秀・杉山雄一・石山達也・須貝俊彦・松島紘子・八戸昭一・中里裕臣・細矢卓志(2006) : 深谷一綾瀬川断層帯周辺の地下地質. 月刊地球, 28 : 31-37.

水野清秀・須貝俊彦・八戸昭一・中里裕臣・杉山雄一・石山達也・中澤努・松島紘子・細矢卓志(2004) : ボーリング調査から推定される深谷断層南東部の地質構造と活動性. 活断層・古地震研究報告, 4 : 69-83.

中村洋介・田村俊和・高村弘毅(2007) : 河成段丘面の火山灰編年に基づく深谷断層の活動性評価. 活断層研究, 27 : 139-145.

大矢雅彦・高山一・久保純子(1996) : 荒川流域地形分類図及説明書. 建設省荒川上流工事事務所.

斎藤文紀(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, 9, 533-541.

Saito,Y.(1995) : Hhigh-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. The Memoirs of the geological society of Japan, 45 : 76-100.

斎藤文紀(2006) : 沖積層研究の魅力と残された課題. 地質学論集, 59 : 205-212.

- 斎藤文紀(2007a):アジアの大規模デルタ—海面変動と人間活動の影響. 日本第四紀学会編, 地球史が語る近未来の環境, 55-79.
- 斎藤文紀(2007b):アジアのメガデルタ:完新世における成立と近年の崩壊. 地形, 28: 331-347.
- Saito, Y., Yang,Z., and Hori,K.(2001): The Huanghe (Yellow River) and Changjiang (Yangtze River) deltas: a review on their characteristics, evolution and sediment discharge during the Holocene. *Geomorphology*, 41: 219-231.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編)(2005) 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター. 産総研著作物管理番号: H17PRO-316
- 早乙女尊宣・石田武・門村浩・草野美緒・宮下香織・栗下勝臣・田村俊和・高村弘毅(2007): 荒川扇状地の微地形と地盤構造—地形・地盤情報の解析・図化—立正大学文部科学省学術研究高度化推進事業オープンリサーチセンター(ORC)整備事業事業報告書(平成 18 年度): 176-183.
- 沢口宏(2005): 荒川・利根川と埼玉平野の開発. 荒川下流誌, 191-205.
- Shackleton,N.J.(2000): the 100,000-year Ice Age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science*, 289: 1897-1902.
- 須貝俊彦・水野清秀・八戸昭一・中里裕臣・石山達也・杉山雄一・細矢卓志・松島紘子・吉田英嗣・山口正秋・大上隆史(2007): 表層堆積物の変形構造からみた深谷断層系綾瀬川断層北部の後期更新世以降の活動史. 地学雑誌, 116: 394-409.
- Sugiyama,Y., Mizuno,K., Nakayama,F., Sugai,T., Yokota,G., Hosoya,T., Miura,K., Takemura,K., and Kitada,N.(2003): Study of blind thrust faults underlying Tokyo and Osaka urban areas using a combination of high-resolution seismic reflection profiling and continuous coring. *Annals of Geophysics*, 46: 1071-1085.
- Ta,T.K.O., Nguyen,V.L., Tateishi,M., Kobayashi,I., Tanabe,S., and Saito,Y.(2002): Holocene delta evolution and sediment discharge of the Mekong River, southern Vietnam. *Quaternary Science Reviews*, 21: 1807-1819.
- 田辺晋・石原園子・中島礼・宮地良典・木村克己(2006): 東京低地中央部における沖積層の中間砂層の形成機構. 地質学論集, 59: 35-52.
- Thanh,T.D., Saito,Y., Huy,d.V., Nguyen,V.L., Ta,T.K.O., and Tateishi,M.(2004): Regions of human and climate impacts on coastal changes in Vietnam. *Regional Environmental Change*, 4: 49-62.
- 海津正倫(1977): メッシュマップを用いた多摩川下流域の古地理の復原. 地理学評論, 52: 596-606.
- 海津正倫(1981a): 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(1981b): 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: 39-79.

海津正倫(1994): 沖積低地の古環境学. 古今書院, 270pp.

山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口努・横田俊之・田中明子・中島善人・大滝壽樹(1999): 反射断面で見た深谷断層周辺の地下構造. 地質調査所速報, No.EQ/99/3(平成10年度活断層・古地震研究調査概要報告書): 29-36.

山口正秋・須貝俊彦・藤原治・大森博雄・鎌滝孝信・杉山雄一(2003): 濃尾平野ボーリングコア開析に基づく完新統の発達過程. 第四紀研究, 42: 335-346.

荒川低地上流域とその周辺地域における 更新世末期以降の地形発達史

2009年3月 自然環境変動学分野 076702 石原 武志
指導教員 須貝 俊彦 教授

キーワード：沖積層，海水準変動，埋没地形

1. はじめに

日本を含むモンスーンアジアの沖積低地は人口、都市、農地、インフラなどが集中し、経済活動や生活の場として重要な位置を占める。一方、沖積低地は洪水、地震、高潮などの様々な自然災害に対して脆弱である。沖積低地は第四紀末期の海水準変動や気候変動に敏感に反応した河川プロセスによって現在も地形形成が進む地域であり、低地の地形や堆積物(沖積層)には河川の氾濫など様々な自然現象の記録が保存されている。沖積低地の安定的な開発・利用、および将来的な自然環境の変化の予測のためにも、沖積低地の発達過程を明らかにすることが重要である。

関東平野の沖積低地については、臨海部で多くの研究がなされ、最終氷期末以降の海水準変動と対応した沖積層の層序や地形発達過程が明らかにされている。一方、完新世前期の縄文海進時にも海域の拡大しなかった内陸部の沖積低地の研究は乏しく、層序などの基本的情報も不明であることが多い。しかし、地形形成の主要素である河川プロセスは流域をひとまとまりのシステムとして機能しており、臨海部の地形発達史を明らかにするだけでは、河川システムを十分に理解することはできない。また、地層形成における海面変化の影響がどこまで、どの程度及ぶのかを理解するためにも、内陸部についての知見の蓄積が求められる。

本研究では、内陸部の沖積低地にあたる、関東平野中央部の荒川低地中・上流域と北接する妻沼低地を対象に、ボーリングコアおよび既存ボーリング資料を用いて沖積層の層序ならびに地形発達過程を明らかにすることを目的とする。

2. 方法

荒川低地上流域で掘削されたボーリングコアを分析して沖積層の層序区分を行った。次に、この層序を調査地域の標準層序とし、1500本以上のボーリング柱状図資料を基に地形地質断面図を多数作成し、沖積層および基底地形の、上流から下流への連続性を検討した。

3. 結果・考察

荒川低地上流域の沖積層は、下位からG_{1u}(砂礫層を主体とする扇状地性堆積物)、S_{1l1}(砂層主体の氾濫原堆積物)、S_{1l2}(泥層主体の氾濫原堆積物)、S_{1m}(砂層主体の氾濫原堆積物)、S_{1u}(泥層主体の氾濫原堆積物)の5層に区分される。沖積層の基底には、利根川の埋没谷とI・II・IIIの埋没段丘面が存在する。これらの沖積層と埋没段丘面群について、下流側との対比と、地質断面図による連続性の検討から、以下の地形発達過程を明らかにした。

a) 更新世末期：最終氷期後半、海水準の低下に伴い、埋没段丘I・II・III面が順次形成さ

れた。約 2 万年前頃の極相期には、急激な海面低下によって荒川低地・妻沼低地に深い谷が刻まれ(Fig.1a), 谷底に基底礫層(G_{1u})が堆積した。

b) 更新世最末期：1.5 万年前頃から海水準が上昇に転じ，下流側は海水の侵入で次第に溺れ谷となった。荒川低地では砂泥互層のS_{1l1}が堆積し，氾濫原の堆積環境へ変化した(Fig.1b)。一方，妻沼低地ではS_{1l1}は砂礫層へ遷移し，扇状地の堆積環境が継続していた。

c) 完新世前期：海水準の継続的上昇により荒川低地中流域まで海が侵入した(Fig.1c)。海岸線の内陸側への移動に伴い，氾濫原はより内陸へ後退し，妻沼低地北部まで泥層主体の氾濫原堆積物(S_{1l2})が堆積した。熊谷扇状地の扇面は，現在よりも縮小していたと考えられる。海進の影響は少なくとも妻沼低地にまで達した。

d) 完新世中期：約 5000 年前までに熊谷扇状地は再び前進し(Fig.1d)，粗粒堆積物の供給が多くなる(S_{1m})。また，この頃から利根川・荒川の一部が妻沼低地から東部の加須地域へ流下し始めた可能性がある。一方，荒川低地中・下流域では，約 7000 年前から海退が始まった。中流域には関東山地からの荒川の支流が合流し，多量の土砂を供給することでいち早く海退が始まったと考えられる。

e) 完新世後期：約 4000~2000 年前の間に，利根川の本流が加須地域へ移り，荒川低地を経由しなくなった。荒川低地では土砂供給量が減少し，細粒堆積物を主体とする(S_{1u})氾濫原が形成された(Fig.1e)。

以上より，荒川低地・妻沼低地の地形発達過程は，更新世末期からの海水準変動に応答した利根川・荒川水系の河川プロセスに支配されていたことが明らかとなった。

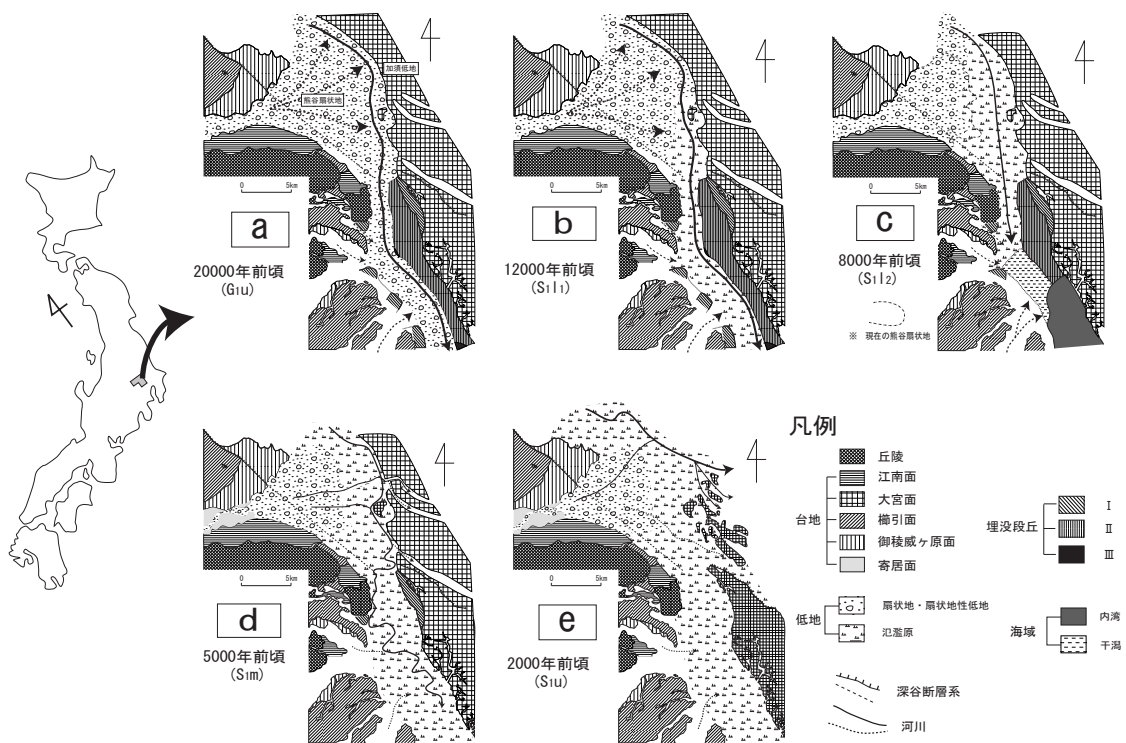


Fig.1 荒川低地中・上流域，妻沼低地の古地理

Geomorphic development of the Upper part of the Arakawa Lowland and its surrounding areas since the Latest Pleistocene

Mar. 2009 Department of Natural Environmental Studies
076702 ISHIHARA Takeshi
Supervisor Professor SUGAI Toshihiko

Keywords : incised valley fill, sea-level change, buried geomorphic surface

1. Introduction

In Monsoon Asia, including Japan, population and infrastructure concentrate in alluvial lowlands, which are vulnerable to natural hazards such as floods, earthquake, storm surge. They have been developed by rivers under the influence of sea-level changes and climate changes. These changes could leave geological and geomorphological records in the alluvium. Clarification of geomorphic development of coastal alluvial lowlands is necessary to utilize them sustainably and to predict future fluvial environmental changes.

In the coastal area of Kanto plain, a lot of researches revealed structures of the latest Pleistocene–Holocene incised valley fills and geomorphic developments in response to the abrupt sea-level rise named as Jomon transgression since the Last Glacial Maximum. In contrast, inland areas where marine area didn't reach have not been adequately studied. It is necessary to understand how river systems and sea-level changes influence geomorphic evolution because river systems is one of the most dominant factors controlling landform evolutions and function in whole drainage.

The purpose of this study is to clarify stratigraphy of the valley fills and geomorphic development in the upper and middle part of the Arakawa and the Menuma Lowland, central Kanto Plain, by concurrent sea level change and fluvial processes based on analysis of boring cores and borehole log data.

2. Methods

The incised valley fills were divided from facies analysis of core sediments drilled in the upper part of the Arakawa Lowland. Next, geomorphic–geological profiles were made by using more than 1500 borehole log data to clarify continuity of the valley fills and their basal landforms from up to downstream.

3. Results and Discussion

The valley fills are divided into G_{1u} (gravel), S_{1l1} (mainly sand), S_{1l2} (mainly silt), S_{1m} (mainly sand), and S_{1u} (mainly silt) in ascending order. Below the Lowland, three buried terrace surfaces (I ~ III) and a buried incised valley are distributed descending order. Geomorphic development in study area is as follows;

a) the Latest Pleistocene: Buried terraces I to III were formed associated with sea-level fall. At around 20000yBP, the Last Glacial Maximum, paleo Ara and Tone River incised deep valley along the Arakawa Lowland and the Menuma Lowland because of the abrupt fall of sea-level (Fig.1a), and G_{1u} was deposited at the bottom of the valley as basal gravels.

b) the Latest Pleistocene to the Holocene: After ca.15000yBP, sea-level began to rise and coastal area was submerged because of marine transgression. In the Arakawa Lowland, sedimentary environment changed into flood plain (Fig.1b) and sand and silt (S_{1l_1}) deposited. In the Menuma Lowland, gravel continued to deposit.

c) the Early Holocene: Inner bay extended into the middle part of the Arakawa Lowland because of rapid sea-level rise (Fig.1c). Flood plain retreated to the Menuma Lowland and S_{1l_2} was deposited corresponded with the marine transgression, while the Kumagaya Fan slightly reduced its area.

d) the Middle Holocene: The Kumagaya Fan progradated and became almost present size around ca. 5000yBP and coarse sediments (S_{1m}) deposited (Fig.1d). Around the same time, the Tone and the Ara River sometimes changed their river courses from the upper part of the Arakawa Lowland to the Kazo Lowland, probably due to rapid accumulation of S_{1m} . In the middle part of Arakawa Lowland where tributaries from the Kanto Mountains joined and supplied much sediment regression started at ca. 7000yBP, which probably the timing of transgression-regression change is earlier than average.

e) the Late Holocene: ca.4000~2000yBP, the Tone River flew to the Kazo Lowland and didn't flow through the Arakawa Lowland(Fig.1e). Thus, the amount of sediment supply to the Arakawa Lowland decreased and S_{1u} deposited.

This study clarified that geomorphic development in the Arakawa and the Menuma Lowland have been influenced by concurrent sea-level changes and fluvial processes of both the Tone and the Ara River since the Last Glacial Maximum.

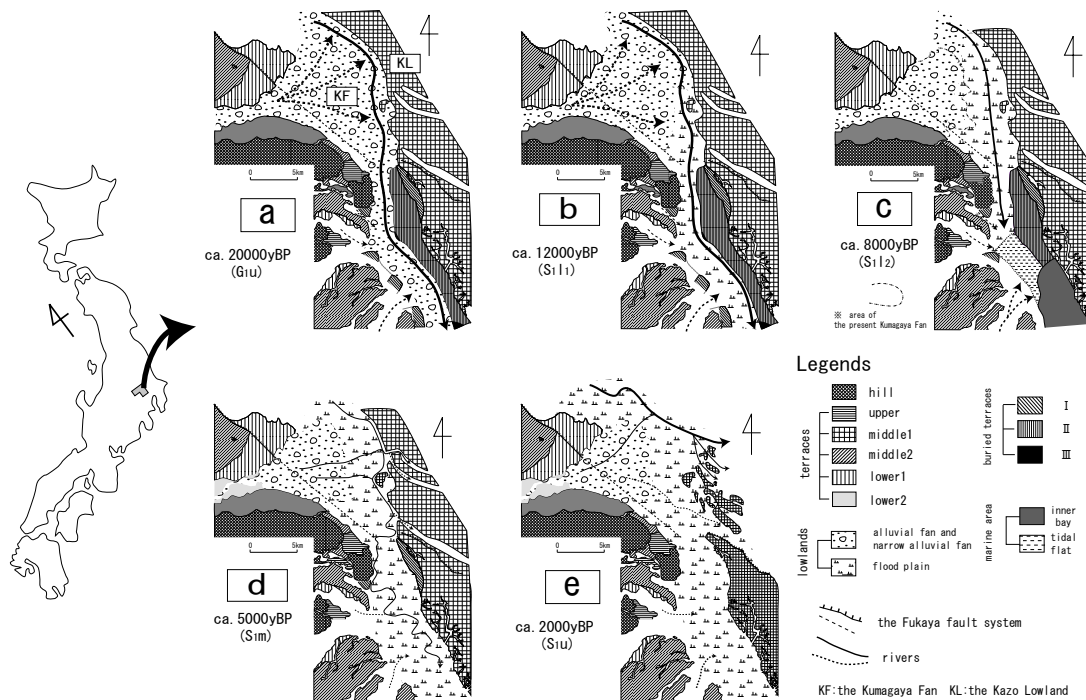


Fig.1 Paleogeographic maps of the upper and middle of the Arakawa Lowland and the Menuma Lowland