テクトニックな沈降域における沿岸河口低地の地層形成

— 越後平野の沖積層を例として —

田 辺 晋*

Strata Formation in a Tectonically Subsiding Coastal Lowland: Example from Alluvium in the Echigo Plain, Central Japan

Susumu TANABE*

Abstract

There have been fewer studies on strata formation in tectonically subsiding areas than in tectonically stable and uplifting areas. In this study, (1) 1000 year scale sediment stacking patterns, (2) seismic subsidence and meltwater pulse (MWP) 1B, and (3) event stratigraphy derived from seismic subsidence are revealed on the basis of sedimentary facies and 162 radiocarbon dating of three sediment cores obtained from the latest Pleistocene to Holocene Shinano River incised-valley fill (Alluvium) in the Echigo Plain. Aggradation is dominant in sediment stacking patterns of the incised-valley fill due to tectonic subsidence from the Nagaoka Plain Western Margin Fault Zone. Two continuous layers with abundant marine diatoms and rapid sediment accumulation rates are identified in transgressive salt marsh sediments. These layers may be due to seismic subsidence, but the latter layer (11.2–11.6 cal kyr BP) coincides with MWP 1B. If MWP 1B exists, the thickness of the latter layer indicates that the magnitude of the relative sea-level jump is less than 4 m. The event stratigraphy derived from seismic subsidence in salt marsh sediments is characterized by grading, dominant marine diatoms, and intense sediment accumulation rates. The presence of this event stratigraphy in the Echigo Plain suggests that seismic events strongly affect strata formation in tectonically subsiding areas in Japan.

Key words : Niigata Plain, Nagaoka Plain Western Margin Fault Zone, sedimentary facies, radiocarbon date, active fault, subsidence, seismic event, meltwater pulse, event stratigraphy

キーワード : 新潟平野, 長岡平野西縁断層帯, 堆積相, 放射性炭素年代値, 活断層, 沈降, 地震イベント, 融氷パルス, イベント層序

I. はじめに

近年, 沿岸河口低地の沖積層を対象として, 多数の放射性炭素年代値を測定することで, 地層の1000年単位の累重様式が復元されている。このような研究は, 黄河 (Saito *et al.*, 2000), 長江

(Hori *et al.*, 2002), チャオプラヤ (Tanabe *et al.*, 2003a), メコン (Ta *et al.*, 2005), 紅河 (Tanabe *et al.*, 2006) などのアジアの巨大デルタを対象としておもに研究が行われてきた。その結果, デルタが完新世初期の海水準上昇速度の低下に応じて発生すること (Hori *et al.*, 2004) や, デルタの

* 産業技術総合研究所地質情報研究部門

* Geological Survey of Japan, AIST, Tsukuba, 305-8567, Japan

形態や堆積相，前進速度がデルタの前進に伴う沿岸海況の変化 (Tanabe *et al.*, 2003b, 2006) や森林伐採による土砂供給量の増加 (Hori *et al.*, 2001; Tanabe *et al.*, 2006) などに応じて変化することなどが明らかにされてきた。これら 1000 年単位の地層累重様式や地層形成メカニズムは，沖積層の地質断面に放射性炭素年代値の時間軸を入れることによって描かれた同時間地質断面をもとに復元されている。

しかし，このような同時間地質断面を用いた研究は，日本の沿岸河口低地では木曾川デルタ (大上ほか, 2009)，矢作デルタ (Sato and Masuda, 2010)，仙台平野 (田村・増田, 2004)，東京低地と中川低地 (田辺ほか, 2010a, b) などの例を除いてまだ多いとはいえない。とくに越後平野などのテクトニックな沈降域を対象とした研究はこれまでほとんどなされておらず，テクトニックな沈降運動が地層の累重様式や形成メカニズムにどのような影響を与えているか検証されたことがない。

本稿では 2005 年より越後平野の沖積層を対象として行ってきた研究を紹介する。越後平野の沖積層は信濃川と阿賀野川から供給された土砂が最終氷期最盛期以降の海水準変動に伴って堆積して形成された。越後平野の西縁の長岡平野西縁断層帯 (越後平野西縁断層帯: 小林, 1996) 沿いには 160 m 以上の層厚の沖積層が分布し (新潟県地盤図編集委員会, 2002)，その形成には断層による沈降運動が強く影響していると考えられる。また，越後平野の沖積層には後氷期の海水準上昇期の汽水成堆積物が厚く保存されていることが知られており (鴨井ほか, 2002)，この堆積物を詳細に調べれば，潮間帯堆積物とその古水深変化を指標とした沈降運動と相対的海水準変動を復元できる可能性がある。筆者はこのような視点に立って，これまで越後平野の沖積層の 1000 年単位の累重様式 (Tanabe *et al.*, 2012) や潮間帯堆積物を用いた地震沈降の復元 (Tanabe *et al.*, 2009; 中西ほか, 2010) と融氷パルス 1B の検証 (Tanabe *et al.*, 2010) を行ってきた。本稿ではこれらの研究成果を紹介するとともに，地震性沈降イベント

に伴う沿岸河口低地の潮間帯堆積物の地層形成について今回新たに議論する。

II. 越後平野の地域概説

越後平野は日本海に面した本州最大の沿岸河口低地 (約 2000 km²) であり，信濃川と阿賀野川から供給された土砂によって形成された (図 1)。現在の信濃川河口における大潮差は 0.3 m で，信濃川と阿賀野川の水量は年間 19.3 km³ と 16.7 km³ に及ぶ (国立天文台, 2009)。信濃川と阿賀野川の水量は日本列島において 1 番目と 2 番目の規模をもち，これら 2 つの河川系を有する越後平野は日本列島において最も土砂供給量の多い沿岸河口低地のひとつといえる。

最終氷期最盛期，日本列島の沿岸では海水準が現在よりも 100 ~ 120 m 低下した (Nakada *et al.*, 1991)。このような海水準の低下に伴って，越後平野には信濃川に沿って開析谷が形成された。この信濃川開析谷は，後氷期の海水準の上昇と安定に伴い，おもに信濃川から供給された土砂によって充填された。沖積層は信濃川河口において 160 m 以上の層厚をもち，日本の沿岸河口低地における沖積層で最大の層厚をもつ (新潟県地盤図編集委員会, 2002)。越後平野の沖積層は，その堆積相と珪藻化石群集によって，下位より河成層 (I 層)，汽水成層 (D 層)，浅海成層 (H, G, C 層)，バリア・ラグーン層 (F, E 層)，現世のバリア・ラグーン層 (B, A 層) に区分され (鴨井ほか, 2002)，これらの沖積層は海進期と海退期のバリア・ラグーンシステムを含む (ト部ほか, 2006)。

現在の越後平野には，海岸線に沿って幅が約 10 km の浜堤列が認められ，その内陸には干拓された潟や氾濫原が分布する (図 1)。浜堤列は約 7 cal kyr BP の海水準高頂期以降，内陸から沖合にかけて前進した (鴨井ほか, 2006)。越後平野の西縁には長岡平野西縁断層帯が分布し，信濃川開析谷もこの断層帯に沿って伸張する。長岡平野西縁断層帯の長さは約 83 km で，平均的な上下方向のずれの速度は 3 m/千年程度の可能性がある (地震調査研究推進本部, 2012)。現在の信濃川河口域の沈降速度は，現世のバリア・ラ

図 1 調査地点の位置図。

(a) 日本列島における沿岸低地の分布。標高 15 m 以下の範囲を水色で示す。プレート境界は平 (2002) による。(b) 越後平野における沖積層の層厚分布とボーリングコア堆積物の採取地点。浜堤列は海岸に沿った白い範囲、干拓された潟や氾濫原はその内陸に分布する。沖積層の層厚分布と長岡平野西縁断層帯の位置は新潟県地盤図編集委員会 (2002) による。

Fig. 1 Regional and local location maps of study area.

(a) Distribution of coastal lowlands in the Japanese Islands. Coastal lowlands with elevations of < 15 m are shown in light blue. Tectonic plate boundaries are after Taira (2002). (b) Isopach map of incised-valley fills under the Echigo Plain showing locations of cores used in this study. Beach ridges are distributed in a white zone along the coast. Reclaimed lagoons and floodplains are distributed landward of the white zone. Isopach contours and location of the Nagaoka Plain Western Margin Fault Zone are after Editorial Committee of Subsurface Geology of Niigata Prefecture (2002).

グリーン層に含まれる泥炭層の分布深度と年代に基づき年間約 3 mm と計算されている (鴨井ほか, 2002)。また, 1897 ~ 1930 年の水準点の観測による同地域の沈降速度は年間 3 ~ 4 mm とされている (新潟地区地盤沈下調査委員会, 1959)。この値は, 水溶性天然ガスの採取による地下水の汲み上げ以前の値であり, 地震間の定常的な沈降速度を意味する。

III. 研究手法

本稿では信濃川開析谷に沿って採取された 3 本のボーリングコア堆積物を用いて議論を進める。3 本のボーリングコア堆積物は, YA と GS-KNM-1, GS-NIF-1 であり, 解析手法や結果の詳細は, それぞれ Tanabe *et al.* (2009) と中西ほか (2010), Tanabe *et al.* (2010), Tanabe *et al.* (2012) によって報告されている。本研究ではこ

れら解析結果のうち, 堆積相と珪藻化石群集, 放射性炭素年代値のデータを用いる。

3 本のボーリングコア堆積物の採取位置を図 1 に, そしてそれらの緯度経度と標高, 掘削長を表 1 に示す。3 本のボーリングコア堆積物は, いずれもスリーブ内蔵二重管サンプラーを用いて採取され, 回収率はほぼ 100% であった。YA は干拓された鰐潟, GS-KNM-1 は信濃川分流の自然堤防, GS-NIF-1 は信濃川河口の後浜において採取した。

ボーリングコア堆積物は, 半裁したのちに, 岩相 (粒度と粒子の支持様式, 岩相境界の特徴, 堆積構造) と生物化石相 (貝化石の産状と種類, 生痕化石と植物根の有無) に着目した記載を行った。そして, 半裁面から採取した長さが 20 cm, 幅が 3.5 cm と 5 cm, 厚さが 1 cm のスラブ試料を用いて軟エックス線写真の撮影を行った。この軟

表 1 ボーリングコア堆積物の位置情報と掘削長。

Table 1 Locations and penetration depths of sediment cores used in this study.

Core	Latitude (N)	Longitude (E)	Elevation (m)	Penetration depth (m)	Reference
YA	37°46'28"	138°55'40"	1.2	129.4	Tanabe <i>et al.</i> (2009)
GS-KNM-1	37°49'58"	138°55'47"	2.7	154.0	Nakanishi <i>et al.</i> (2010), Tanabe <i>et al.</i> (2010)
GS-NIF-1	37°56'36"	139°03'42"	1.4	145.0	Tanabe <i>et al.</i> (2012)

エックス線写真は堆積構造や生痕化石、植物根の観察に用いた。

YA と GS-KNM-1 から認定した塩水湿地堆積物については、感潮域における細かな古水深変化を把握するために、97 の層準から珪藻化石を抽出し、代表的な分類群に関して産出頻度を求めた。中西ほか (2010) と Tanabe *et al.* (2010) は、珪藻化石群集を海生、海～汽水生、汽水生、汽水～淡水生、淡水生に区分しており、本稿ではこれらの結果を用いる。

ボーリングコア堆積物から採取した 162 点の植物片と木片、貝化石は、名古屋大学において試料の前処理を行ったのちに、国立環境研究所 (NIES-TERRA) (Yoneda *et al.*, 2004) と韓国地質資源研究院 (KIGAM) (Hong *et al.*, 2010)、日本原子力研究開発機構東濃地科学センター (TGC-AMS) (Itoh *et al.*, 2004) の加速器を用いるか、前処理も含めて (株) 加速器分析研究所と (株) Beta Analytic に依頼して、放射性炭素年代値を測定した。測定に用いた試料のほとんどはアシの根や茎を含む植物片からなる。これらの放射性炭素年代値は、CALIB 6.0 (Stuiver *et al.*, 2010) と Reimer *et al.* (2009) のデータセットを使用して暦年代に較正した。貝化石の暦年較正の際、 ΔR (汎世界的な海洋放射性炭素年代と地域的な海洋放射性炭素年代の差) (Stuiver and Braziunas, 1993) は 0、海洋炭素は 100% と仮定した。

IV. 沖積層の堆積システムとその累重様式

1) 沖積層の堆積システム

信濃川開析谷に沿った沖積層は、岩相と生物化石相に基づいて 13 の堆積相に区分され、これら

の堆積相はその組み合わせに基づいて、蛇行河川システムとエスチュアリーシステム、バリア・ラグーンシステムに区分できる (図 2)。越後平野の沖積層は沖積層の基盤に不整合に累重する (鴨井ほか, 2002)。

蛇行河川システムは、上方細粒化する中粒砂～礫質砂からなる河川チャネル堆積物 (堆積相 FC) と逆グレーディング構造を含む砂泥互層からなる氾濫原堆積物 (堆積相 FP) の互層から構成され、河道の側方移動によって形成されたと考えられる (Miall, 1992)。本堆積システムからは海水の影響を示す貝化石や生痕化石は産出しない。本堆積システムは 12.7 ～ 17.1 cal kyr BP の堆積年代を示す。本堆積システムは、鴨井ほか (2002) の I 層に対比され、GS-NIF-1 において約 30 cal kyr BP の堆積年代を示す埋没段丘の氾濫原堆積物に不整合に累重する (図 2)。

エスチュアリーシステムは、砂泥細互層からなる潮汐の影響した浅海成堆積物 (堆積相 TS) と上方細流化する細～中粒砂からなる塩水湿地チャネル堆積物 (堆積相 SC)、植物根と生痕化石を含む砂泥互層からなる塩水湿地堆積物 (堆積相 SM) から構成される。ヤマトシジミなどの汽水生の貝化石は、海側の GS-NIF-1 と GS-KNM-1 からのみ産出し、陸側の YA からは植物根が卓越して産出する。本堆積システムの堆積環境は、下位の蛇行河川システムから上位のバリア・ラグーンシステムにかけて上方深海化することから、後氷期の海水準上昇に伴って後退するエスチュアリーシステムと考えられる (Boyd *et al.*, 1992)。本堆積システムは 9.0 ～ 13.1 cal kyr BP の堆積年代を示し、鴨井ほか (2002) の D 層に対比される。

図 2 GS-NIF-1 から YA にかけて信濃川開析谷の沖積層の同時地質断面。

Fig. 2 Isochrons at 1000-yr intervals in the Shinano River incised-valley fill along a cross-section through cores GS-NIF-1, GS-KNM-1, and YA.

バリア・ラグーンシステムは、鴨井ほか (2002) によるバリア砂体の内陸に位置する YA において、ヤマトシジミを多産する砂泥細互層からなるラグーン堆積物 (堆積相 LG) と上方粗粒化する中～粗粒砂からなる湾頭デルタ堆積物 (堆積相 BD)、植物根と生痕化石を含む砂泥互層からなる現世の湿地堆積物 (堆積相 MM) から構成される。またバリア砂体の海側に位置する GS-KMN-1 と GS-NIF-1 では、塊状シルト層からなる沖浜堆積物 (堆積相 OS) と砂層が卓越した砂泥互層からなる下部外浜堆積物 (堆積相 LS)、トラフ状斜交層理のみられる細～粗粒砂からなる上部外浜堆積物 (堆積相 US)、低角の平板状斜交層理のみられる細～中粒砂からなる前浜堆積物 (堆積相 FS) から構成される。GS-KNM-1 の地表面は上方粗粒化する中～粗粒砂からなる現世の河川チャネル堆積物 (堆積相 MC) から構成される。堆積相 OS と堆積相 LS からは潮下帯に生息する二枚貝のモモノハナガイが産出する。YA における堆積相 LG から堆積相 MM にかけてのサクセションはラグーンシステム、GS-KNM-1 と GS-NIF-1 における堆積相 OS から堆積相 FS にかけてのサクセションは波浪卓越型の沿岸システムに特徴的である。そして、これら堆積相サクセションはバリア・ラグーンシステムの構成要素といえる。本堆積システムは 0～9.1 cal kyr BP の堆積年代を示し、鴨井ほか (2002) の A, B, C, E, F, G, H 層に対比される。また、本堆積システムはト部ほか (2006) の海進期・海退期バリア・ラグーンシステムに相当する。

2) 長期的な沈降速度

信濃川開析谷における長期的な沈降速度は、YA における現世の湿地堆積物 (堆積相 MM) の分布深度と堆積年代を指標として、3 本のボーリングコア堆積物の塩水湿地堆積物 (堆積相 SM) と潮汐の影響した浅海成堆積物 (堆積相 TS) の 1000 年単位の同時線 (古地形面) を利用することで計算できる (図 2)。なお、ここで述べる沈降速度は堆積物の圧密効果も含む。

YA の現世の湿地堆積物は、植物根と生痕化石を含む単調な砂泥互層から構成され、この堆積物

は 1960 年代に干拓される前の鰐渚を充填した堆積物と考えられる (Tanabe *et al.*, 2009)。現世の湿地堆積物は、単調な層相から構成されることから、古水深や堆積プロセスの変化は考えられず、潟湖を恒常的に充填したと考えられる。この湿地堆積物は、YA の深度 1.7～16.3 m に分布し、5.5 cal kyr BP よりも若い堆積年代を示すことから、YA 地点における沈降速度は年間 2.7 mm と計算できる。ここで沈降速度は $(16.3 - 1.7) \text{ m} \div 5500 \text{ 年} = 2.65 \text{ mm/yr}$ と計算した。

YA と GS-KNM-1 における塩水湿地堆積物は、植物根と生痕化石を含む砂泥互層から構成され、後述する珪藻化石群集も示すように、おおよそ潮間帯において形成されたと考えられる。この潮間帯堆積物の一部は潮下帯の塩水湿地チャネル堆積物などを含むが、その多くは 0.3 m の大潮差の比高内で、後氷期の海水準上昇に伴って累重的に堆積した (Tanabe *et al.*, 2009, 2010, 中西ほか, 2010)。したがって、この塩水湿地堆積物の 10～12 cal kyr BP の同時線は、堆積当時おおよそ平坦であったと考えられる (図 2)。とくに YA と GS-KNM-1 が感潮域になった当初の 12 cal kyr BP の同時線は、YA において標高 -93.8 m, GS-KNM-1 において標高 -107.1 m に分布する。したがって、GS-KNM-1 における沈降速度は、YA と比べて年間 1.1 mm 大きく、年間 3.8 mm と計算できる。

GS-NIF-1 における潮汐の影響した浅海成堆積物は、リズムカルな砂泥細互層を含んでおり、下位の蛇行河川システムから上位のバリア・ラグーンシステムに深海化するにあたり、潮間帯堆積物を内在した可能性がある (Tanabe *et al.*, 2012)。したがって、12 cal kyr BP の同時線が YA と GS-KNM-1 と同様に GS-NIF-1 においても平坦であったと仮定すると、12 cal kyr BP の同時線が GS-NIF-1 において標高 -102.1 m に分布することから、GS-NIF-1 における沈降速度は、YA と比べて年間 0.7 mm 大きく、年間 3.4 mm と計算できる。

これらの YA と GS-KNM-1, GS-NIF-1 地点における沈降速度は、鴨井ほか (2002) による信濃

川河口域の長期的な沈降速度（年間約 3 mm）と調和的である。

3) 沖積層の累重様式

信濃川開析谷における沖積層の累重様式は 1000 年単位の同時間線によって知ることができる（図 2）。同時間線の間隔は堆積中心の移動を示しており、各堆積システムに応じてその累重様式は変化する。

蛇行河川システムにおける 16 ~ 13 cal kyr BP の同時間線は後退的（retrogradational）に累重（aggradation）する累重様式を示す。蛇行河川システムは、開析谷の軸部に近く沈降速度の大きい GS-KNM-1 において最も厚く、その 15 ~ 14 cal kyr BP と 14 ~ 13 cal kyr BP の堆積中心は、GS-NIF-1 と GS-KNM-1 から GS-KNM-1 と YA にかけて、やや後退的に累重する（図 2）。GS-NIF-1 は、開析谷の縁に位置することから、13 ~ 12 cal kyr BP にかけて、崖錐のような氾濫原堆積物が局所的に堆積したと考えられる。

エスチュアリーシステムにおける 13 ~ 9 cal kyr BP の同時間線は累重的（aggradational）に後退（retrogradation）する累重様式を示す。12 cal kyr BP にかけてはすべてのサイトで潮間帯堆積物が堆積した。しかし 12 cal kyr BP 以降は、GS-NIF-1 では沈水して潮汐の影響した浅海成堆積物が薄く堆積したのに対し、GS-KNM-1 と YA では塩水湿地堆積物が厚く堆積した（図 2）。したがって、堆積中心は内陸に累重的に後退していることがわかる。また 11 ~ 9 cal kyr BP の同時間線は、沈降量を考慮しても、YA から GS-NIF-1 にかけて傾斜するデルタのような地形が存在したことを示す。GS-KNM-1 と YA の塩水湿地堆積物の 13 ~ 12 cal kyr BP にかけての累重量は他の時期と比べて小さい（図 2）。これは新ドリラス期における海水準の上昇量が小さかったためと考えられる（Lambeck and Chappell, 2001）。

バリア・ラグーンシステムにおける 9 ~ 0 cal kyr BP の同時間線は累重的に前進（progradation）する累重様式を示す。バリア砂体の内陸の YA ではラグーン成の堆積物が累重した。その一方で、7 cal kyr BP の海水準高頂期以降は GS-

KNM-1 から GS-NIF-1 にかけて波浪卓越型の沿岸システムの前進が顕著である（図 2）。

このように信濃川開析谷の沖積層の累重様式は、完新世中期の海水準高頂期にかけて後退し、それ以降は前進していることがわかる。このような沖積層の累重様式は、テクトニックに安定した他地域の沖積層の累重様式と類似しており、後水期の海水準変動が地層の累重様式を支配していることを意味する。例えば、海水準上昇期の沖積層までとらえて同時間地質断面図を描いている例としては、中国の長江デルタ（Hori *et al.*, 2002）、ベトナムの紅河デルタ（Tanabe *et al.*, 2006）、東京低地と中川低地の沖積層（田辺ほか, 2010a）などの研究があるが、そのいずれにおいても、海水準上昇期の蛇行河川システムとエスチュアリーシステムはそれぞれ累重的と後退的、海水準安定期のデルタシステムは前進的な累重様式を示している。しかし、信濃川開析谷の沖積層では、海水準の上昇や安定にも関わらず、すべての堆積システムで累重的要素がみられ、これには信濃川開析谷におけるテクトニックな沈降が影響していると考えられる。

V. 塩水湿地堆積物を用いた地震性沈降と融氷パルスの検出

1) 塩水湿地堆積物の層相

YA と GS-KNM-1 における塩水湿地堆積物は主として生痕化石と植物根を含む砂泥互層から構成される（図 3）。砂層は層厚が 10 ~ 160 cm の細～中粒砂から構成され、逆グレーディング構造を伴うことが多い。砂層中にはトラフ状斜交層理やクライミング・リップル層理、カレント・リップル層理がみられる。一方、泥層は層厚が 10 ~ 100 cm の泥炭質なシルト層から構成され、泥層中には多くの生痕化石や植物根、植物片がみられる（図 4）。GS-KNM-1 の泥層の一部には、リズミカルな砂泥細互層がみられ、ヤマトシジミが産出する。このような塩水湿地堆積物の泥層を対象に珪藻化石を調べたところ、海生種と汽水生種、淡水生種が混在して産出することが明らかになった（図 3）。YA の塩水湿地堆積物にはいくつかの

GS-KNM-1

YA

图 3

Fig. 3

図 4 塩水湿地堆積物の軟エックス線写真。
YA の深度 62 ~ 63 m における生痕化石と植物根のみ
られるシルト層。B は生物攪乱, R は植物根を示す。
スケールは 5 cm.

Fig. 4 Radiograph of salt marsh sediments.
YA core, 62-63 m depth, bioturbated and rooted silt. B,
bioturbation; R, rootlet. Scale bar, 5 cm.

汽水生種のピークがみられ *Gyrosigma* spp. などの増大によって特徴づけられる。一方, GS-KNM-1 の塩水湿地堆積物にはいくつかの海生種のピークがみられ *Diploneis* spp. などの増大によって特徴づけられる (Tanabe *et al.*, 2010)。

このような堆積相は, ヤマトシジミと生痕化石, 植物根の混在が, 珪藻化石群集によって示される通り, 海水と汽水, 淡水が影響する環境において形成されたことを示しており, 塩水湿地堆積物という解釈が妥当であることを示す。とくに GS-KNM-1 の塩水湿地堆積物の上部では, 生痕化石が多い層準において海生の珪藻が多く産出する (図 3)。また, YA と GS-KNM-1 の多くの層準でみられる逆グレーディング構造は塩水湿地における洪水の影響を示唆する可能性がある (増田・伊勢屋, 1985)。なお, 逆グレーディング構造は YA の汽水生, GS-KNM-1 の海生の珪藻が卓越する層準において少ない (図 3)。

2) 地震性沈降の認定

YA と GS-KNM-1 の塩水湿地堆積物にみられるいくつかの汽水生種と海生種の珪藻のピークは塩水湿地環境における海の侵入イベントとみなすことができる。このうち YA にみられる汽水生の珪藻が増加するイベントについては MF 1 ~ 6, GS-KNM-1 にみられる海生の珪藻が増加するイベントについては MF 7 ~ 12 と名づける。図 5 はこれらのイベントと塩水湿地堆積物の堆積速度を対比したものである。塩水湿地堆積物から採取

図 3 GS-KNM-1 と YA の塩水湿地堆積物の堆積柱状図と珪藻の環境変化。

Fig. 3 Sedimentary columns and diatom ecology of salt marsh sediments in GS-KNM-1 and YA cores.

図 5 YA と GS-KNM-1 の塩水湿地堆積物における珪藻の環境変化と堆積曲線。

MF (marine flooding) は海の浸入イベントを示す。灰色の線は堆積速度の大きな海の浸入イベントを示す。

Fig. 5 Comparison between diatom ecology and sediment accumulation curve of salt marsh sediments in YA and GS-KNM-1 cores.

MF, marine flooding. Gray shaded bars indicate the ages of marine flooding with high sediment accumulation rates.

した放射性炭素年代試料はアシの根や茎を多く含むため、現地性とみなすことができる。図5の堆積曲線はYAとGS-KNM-1の塩水湿地堆積物が平均して年間約12～13 mmの速度で堆積したことを示す。しかし、YAのMF 2, 3, 5については、それぞれ11.2～11.6 cal kyr BP, 10.3～10.6 cal kyr BP, 9.4～9.7 cal kyr BPの堆積速度の急激な増加と一致する。また、GS-KNM-1のMF 8, 10, 12については、それぞれ11.2～11.4 cal kyr BP, 10.7～11.2 cal kyr BP, 9.6～9.9 cal kyr BPの堆積速度の急激な増加と一致する。これらの事象は、YAとGS-KNM-1地点において、9.4～9.9 cal kyr BP, 10.3～10.6 cal kyr BP, 10.7～11.2 cal kyr BP, 11.2～11.6 cal kyr BPに4回の急激な堆積速度の増加を伴う海の浸入イベントがあったことを示し、このうち9.4～9.9 cal kyr BPと11.2～11.6 cal kyr BPの2回のイベントについては両地点においてその発生時期が一致する。

YAとGS-KNM-1地点は約8 km離れている(図1)。したがって、このような2地点で同期する海の浸入と堆積速度の増大については、長岡平野西縁断層帯の断層運動による沈降が原因と考えられる。断層運動による沈降によって、塩水湿地に広域的に窪地が形成され、海の浸入と引き続く窪地の急速な埋積が進行したと考えられる。9.4～9.9 cal kyr BPと11.2～11.6 cal kyr BPのイベントにおける堆積曲線の深度差は窪地と塩水湿地の比高が3～7 mあったことを示し、そのうちYAのMF2とGS-KNM-1のMF8, 12については窪地の埋積による淡水の影響の漸移的な増加を示す(図5)。

また、堆積速度の増加を伴わないYAのMF 1, 6やGS-KNM-1のMF 9, 11, そして堆積速度の増加を伴うYAのMF 3やGS-KNM-1のMF 10についても淡水の影響の漸移的な増加を示すが、これらイベントが断層運動の沈降によるものなのか、海水準上昇期の塩水湿地の局所的な地形変化によるものなのか、現状では判断することができない。なお、9.4～9.9 cal kyr BPと11.2～11.6 cal kyr BPのイベントの発生間隔を1700年、

図6 YAとGS-KNM-1の塩水湿地堆積物から復元した相対的海水準変動曲線。
S1～5はセグメント1～5を示す。

Fig. 6 Relative sea-level curve reconstructed from depth- and age-plots of salt marsh sediments in YA and GS-KNM-1 cores after correcting for subsidence.
S1-5, segments 1-5.

垂直変位量を5 mとすると、沈降速度は平均で年間約3 mmと計算され、YAとGS-KNM-1地点における長期的な沈降速度とほぼ同じ値をとる。したがって、越後平野における完新世初期の沈降運動は、地震間ではなく、地震時のイベント的な沈降に支配されていたと考えられる。また、年間3 mmという沈降速度は、地震間の定常的な沈降を意味する現世の水準点観測の記録(新潟地区地盤沈下調査委員会, 1959)とも一致するが、定常的な沈降が完新世を通じたものなのか、さらなる検討が必要である。

3) 融氷パルスの検証

YAとGS-KNM-1における塩水湿地堆積物はおおよそ潮間帯において堆積したことがその堆積相からは推定される。したがって、塩水湿地堆積物における堆積曲線から沈降量を補正すると、YAとGS-KNM-1地点における相対的海水準変動曲線が得られる。図6はYAとGS-KNM-1地点におけるそれぞれ年間2.7 mmと3.8 mmの沈

降速度が一定であったと仮定して復元した 9 ~ 13 cal kyr BP の相対的海水準変動曲線を示す。なお、ここでの沈降量の補正には堆積物の圧密効果も含まれる。この相対的海水準曲線によると、YA における塩水湿地チャネル堆積物と塩水湿地堆積物のいくつかの年代・標高プロットは、GS-KNM-1 のそれらと比べて 2 ~ 7 m 低い標高において堆積したことがわかり、YA の塩水湿地チャネル堆積物と塩水湿地堆積物の一部が潮下帯において形成されたことを示す (Tanabe *et al.*, 2010)。この相対的海水準変動曲線を越後平野の相対的海水準変動曲線とみなすと、越後平野では 9 ~ 13 cal kyr BP において平均して年間約 9 mm の速度で海水準が上昇しており、そのうちセグメント 1 (12.8 ~ 13.0 cal kyr BP), 2 (11.3 ~ 11.4 cal kyr BP), 3 (10.9 ~ 11.0 cal kyr BP), 4 (10.4 ~ 10.6 cal kyr BP), 5 (9.7 ~ 9.9 cal kyr BP) では海水準が急激に上昇したことがわかる。

図 7 は越後平野とバルバドス (Peltier and Fairbanks, 2006), タヒチ (Bard *et al.*, 2010) における海水準指標の年代・標高プロットを示す。バルバドスとタヒチにおける海水準指標はそれぞれカリブ海と南太平洋における沈水サンゴ礁をもとに復元している。したがって、バルバドスとタヒチの海水準指標と越後平野の海水準指標と対比するには、テクトニックな変動量のみならず、ハイドロ・アイソスタシーによる変動量も考慮に入れなければならない (Milne and Mitrova, 2008)。しかし、ハイドロ・アイソスタシーの影響を無視しても、越後平野における海水準指標はバルバドスとタヒチにおける海水準指標のプロットとおおよそ一致しており、越後平野における沈降量を補正した海水準変動曲線がほぼユースタシー (汎世界的海水準変動) を示すことを意味する。また、セグメント 1 の急激な海水準の上昇はバルバドスとタヒチにおける新ドリラス期直前の小規模な海水準のジャンプ (Bard *et al.*, 2010), セグメント 1 と 2 の間の緩慢な海水準の上昇は世界中で確認されている新ドリラス期の緩慢な海水準の上昇 (Fairbanks, 1989; Edwards *et al.*, 1993; Camoin *et al.*, 2004; Bard *et al.*, 2010) と

図 7 越後平野とバルバドス、タヒチにおける海水準記録。

バルバドスのものは Peltier and Fairbanks (2006), タヒチのものは Bard *et al.* (2010) のウラン・トリウム年代値による。青く塗りつぶした点は *Acropora* spp. と *Pocillopora* sp., 青い白抜きの点はそれ以外の種の年代・標高分布を示す。S1 ~ 5 は図 6 におけるセグメントを示す。MWP1B は融水パルス 1B。

Fig. 7 Comparison of sea-level records from the Echigo Plain, Barbados, and Tahiti.

The Barbados record is based on U/Th dates from Peltier and Fairbanks (2006). The Tahiti record is based on U/Th dates from Bard *et al.* (2010). Blue dots signify *Acropora* spp. and *Pocillopora* sp. samples, which were used as the preferred sea-level index by Bard *et al.* (2010). Blue circles indicate other U/Th dates from Bard *et al.* (2010). S1-5 are segments of rapid sea-level rise observed on the Echigo Plain. MWP1B, meltwater pulse 1B.

一致する。しかし、セグメント 3, 4, 5 の急激な海水準の上昇に関しては越後平野においてのみ確認され、断層運動による沈降や塩水湿地における局所的な地形変化がその原因として考えられる。セグメント 2 の急激な海水準の上昇に関してはバルバドスの融水パルス 1B (Fairbanks, 1989) とその時期が一致する。しかし、Bard *et al.* (2010) によってその存在が否定されたように、セグメント 2 の急激な海水準の上昇に関しても越後平野固有の断層運動による沈降が原因の可能性が高い (Tanabe *et al.*, 2010)。もし、セグメント 2 の急

図 8 テクトニックな沈降域における塩水湿地堆積物の地層形成モデル。

ステージ1は定常時、ステージ2は地震性沈降時のモデルを示す。(a) 模式柱状図。RGとNGはそれぞれ逆グレーディング構造とグレーディング構造を示す。凡例は図3と同じ。(b) 海水と淡水の影響。(c) 堆積曲線。(d) ステージ1と2の堆積モデル。ステージ2における地震沈降は一瞬なので、ユースタティックな海水準上昇は無視できる。

Fig. 8 Strata-formation model of salt marsh sediments in a tectonically subsiding area.

Stages 1 and 2, respectively indicate models of normal and seismic-subsidence periods. (a) Schematic column. RG, reverse grading. NG, normal grading. Sedimentary symbols are the same as those in Fig. 3. (b) Relative influence of marine and fresh water. (c) Sediment accumulation curve. (d) Depositional model of stages 1 and 2. Eustatic sea-level rise at stage 2 can be ignored because of the short period of seismic subsidence.

激な海水準上昇がユースタシーによるものであったとしても、融水パルス 1B の規模は Fairbanks (1989) の述べるような 15 m もあるようなものではなく、せいぜい 4 m 以下のものである。このような規模の海水準の変動は、サンゴ礁の生息深度幅にあり、Bard *et al.* (2010) によるタヒチなどのサンゴ礁の分解能ではとらえられない可能性がある。

VI. テクトニックな沈降域における地層形成モデル

YA と GS-KNM-1 における塩水湿地堆積物の堆積相と珪藻の環境変化、堆積曲線は、信濃川開析谷における塩水湿地堆積物が、後氷期の海水準上昇に伴って一様に累重したのではなく、断層運動による沈降もしくは局所的な地形変化に応じたリズミカルな層相変化を伴いながら累重したことを示す。

図 8 はこのようなリズミカルな層相変化を模式的に示す。リズミカルな層相変化の形成はス

テージ 1 とステージ 2 に分けられる。すなわち、ステージ 1 では、塩水湿地堆積物は逆グレーディング構造と植物根の卓越する砂泥互層から構成され、ここでは淡水の影響が卓越する。また、その堆積速度は遅い。このステージでは、塩水湿地堆積物の累重は海水準の上昇による堆積空間の形成に支配されており、逆グレーディング構造は河川の洪水が碎屑物のおもな供給メカニズムであったことを示す。その一方、ステージ 2 では、塩水湿地堆積物はグレーディング構造と生痕化石の卓越する砂泥互層から構成される。ここでは海水の影響が突発的に増した後に淡水の影響が最初は急激にその後は徐々に増してゆく (図 8)。そして、ここでの堆積速度はきわめて速い。このステージでは、塩水湿地堆積物の累重は断層運動の沈降による窪地の形成とその充填に支配されていると考えられる。海水の珪藻の突発的な増加 (図 3) は、窪地の形成が海水準の上昇に伴う塩水湿地の局所的な地形変化よりも地震などのイベントに起因する可能性を支持する。窪地は塩水湿地における潟

として分布していたと考えられ、潮下帯の水面下にあったことから、逆グレーディング構造よりも、流れの減衰によるグレーディング構造が卓越したと考えられる。なお、このグレーディング構造は津波が窪地へ流れ込んだ結果形成された可能性もある。

これまでおもに堆積相解析が行われてきた古い時代の地層では、詳細な年代値が入らないことから、定常時とイベント時の堆積物を見分けることが難しかった。その点、信濃川開析谷の塩水湿地堆積物は、定常時のステージ1の堆積物とイベント時のステージ2の堆積物に分けられ、それらがリズミカルな互層となって保存されている。テクトニックな沈降盆における地層形成は、定常的な沈降と堆積が同時進行するのか、それともイベント的な沈降の後に堆積が進行するのか、これまでその判断が難しかったが、信濃川開析谷における塩水湿地堆積物は、越後平野では後者が卓越していることを示唆する。

VII. ま と め

本稿では、越後平野の信濃川開析谷において掘削した3本のボーリングコア堆積物をもとに、(1) 信濃川開析谷の沖積層の1000年単位の累重様式の復元、(2) 塩水湿地堆積物を用いた長岡平野西縁断層帯の断層運動と融水パルス1Bの100年単位の検証、(3) テクトニックな沈降域における地層形成のモデル化を行った。

信濃川開析谷の沖積層はおもに後氷期の海水準変動に支配されて累重する。それらは、後氷期の海水準上昇に伴って累重する蛇行河川システムと後退するエスチュアリーシステム、完新世中期以降のバリア・ラグーンシステムである。しかし、信濃川開析谷では、他地域の沖積層と異なり、すべての堆積システムで累重が卓越しており、これはテクトニックな沈降が原因と考えられる。

このうち、エスチュアリーシステムの塩水湿地堆積物の層相と堆積速度を詳細に調べたところ、海生もしくは汽水生の珪藻がパルス状に卓越し堆積速度の大きい層相が、9～13 cal kyr BPにおいて4層準確認できた。これらは地震性沈降もし

くは局所的な地形変化に伴う堆積物と考えられ、9.4～9.9 cal kyr BP と 11.2～11.6 cal kyr BPのものについては2地点のコアで同期することから、広域的な地震沈降が原因の可能性がある。これらイベントによる垂直変位量は約5 mで、沈降速度は年間約3 mmと計算できる。この値は越後平野における長期的な沈降速度とほぼ同じ値であることから、越後平野における完新世初期の沈降運動は地震間よりも地震時の沈降に支配されている可能性が高い。また、塩水湿地堆積物をおおよそ潮間帯堆積物と仮定して相対的の海水準変動を求めたところ、越後平野の海水準変動はユースタシーとほぼ一致することが明らかになった。越後平野で確認された11.2～11.6 cal kyr BPの海水準ジャンプについてはバルバドスの融水パルス1Bと時期が一致する。しかし、この海水準のジャンプが地震沈降でなく、仮にユースタシーによるものであったとしても、その上昇量は4 m以下でこれまでの報告と比べて小さい。

また、塩水湿地堆積物は、逆グレーディング構造がみられ淡水の影響が卓越した堆積速度の遅い層相とグレーディング構造がみられ海水の影響が卓越した堆積速度の速い層相に分けられる。前者は海水準の上昇に伴い累重する定常時の堆積物、後者は地震沈降に伴う窪地を充填するイベント時の堆積物と解釈できる。越後平野などのテクトニックな沈降域では、地震性の沈降イベントに支配された地層形成が現在も継続していると考えられ、今後このようなイベント堆積物が他地域の沖積層からも認定されることが期待される。

なお、陸上掘削は、放射性炭素年代測定とともに、沿岸河口低地の沖積層の形成過程やそれを規制する海水準変動などの要因を解明するうえで必要不可欠な手段である。国際陸上科学掘削計画(ICDP)などに関連づけたプロジェクト研究が今後とも期待される。

謝 辞

本稿ならびにTanabe *et al.* (2009, 2010, 2012)、中西ほか(2010)の研究には、文部科学省科学研究費補助金「沖積デルタにおける海面上昇影響評価」(課題番号：

16204039, 代表者: 立石雅昭)と産業技術総合研究所の運営費交付金「沿岸域地質・活断層調査」(平成20~21年度)を使用した。名古屋大学の北川浩之博士には放射性炭素年代測定用試料の前処理の際にお世話になりました。特集号委員長の井龍康文博士と査読者の北村見寿博士、匿名の査読者には有益なコメントをいただきました。また、井龍特集号委員長には本稿を執筆する機会を与えていただきました。以上の方々に記して謝意を表します。

文 献

- Bard, E., Hamelin, B. and Delanghe-Sabatier, D. (2010): Deglacial meltwater pulse 1B and Younger Dryas sea levels revised with boreholes at Tahiti. *Science*, **327**, 1235-1237.
- Boyd, R., Dalrymple, R.W. and Zaitlin, B.A. (1992): Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, **80**, 139-150.
- Camoin, G.F., Montaggioni, L.F. and Braithwaite, C.J.R. (2004): Late glacial to post glacial sea levels in the Western Indian Ocean. *Marine Geology*, **206**, 119-146.
- Edwards, R.L., Beck, J.W., Burr, G.S., Donahue, D.J., Chappell, J.M.A., Bloom, A.L., Druffel, E.R.M. and Taylor, F.W. (1993): A large drop in atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ and reduced melting in the Younger Dryas, documented with ^{230}Th ages of corals. *Science*, **260**, 962-968.
- Fairbanks, R.G. (1989): A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342**, 637-642.
- Hong, W., Park, J.H., Woo, H.J., Kim, J.K., Choi, H.W. and Kim, G.D. (2010): A new 1 Mv AMS facility at KIGAM. *Radiocarbon*, **52**, 243-251.
- 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.
- Hori, K., Saito, Y., Zhao, Q. and Wang, P. (2002): Evolution of the coastal depositional systems of the Changjiang (Yangtze) River in response to late Pleistocene-Holocene sea-level changes. *Journal of Sedimentary Research*, **72**, 884-897.
- Hori, K., Tanabe, S., Saito, Y., Haruyama, S., Nguyen, V. and Kitamura, A. (2004): Delta initiation and Holocene sea-level change: Example from the Song Hong (Red River) delta, Vietnam. *Sedimentary Geology*, **164**, 237-249.
- Itoh, S., Abe, M., Watanabe, M., Nakai, S., Touyama, H. and Xu, S. (2004): Present status of the JNC Tono Geoscience Center AMS system. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B*, **223-224**, 100-103.
- 地震調査研究推進本部 (2012): 長岡平野西縁断層帯の長期評価について. [The Headquarters for Earthquake Research Promotion (2012): Long-term evaluation of Nagaoka Plain Western Margin Fault Zone (Nagaoka Heiya Seien Dansotai No Hyoka Ni Tsuite). (in Japanese)*]
<http://www.jishin.go.jp/> [Cited 2012/2/20].
- 鴨井幸彦・安井 賢・小林巖雄 (2002): 越後平野中央部における沖積層層序の再検討. 地球科学, **56**, 123-138. [Kamoi, Y., Yasui, S. and Kobayashi, I. (2002): Reconsideration on Alluvium stratigraphy in the central Echigo Plain, northern Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **56**, 123-138. (in Japanese with English abstract)]
- 鴨井幸彦・田中里志・安井 賢 (2006): 越後平野における砂丘列の形成年代と発達史. 第四紀研究, **45**, 67-80. [Kamoi, Y., Tanaka, S. and Yasui, S. (2006): The development process and formation ages of sand dunes in the Echigo Plain, northern Japan. *The Quaternary Research (Daiyonki Kenkyu)*, **45**, 67-80. (in Japanese with English abstract)]
- 小林巖雄 (1996): 越後平野地下の第四系. 第四紀研究, **35**, 191-205. [Kobayashi, I. (1996): Quaternary geology of the Echigo Plain, Niigata, Japan. *The Quaternary Research (Daiyonki Kenkyu)*, **35**, 191-205. (in Japanese with English abstract)]
- 国立天文台編 (2009) 理科年表平成21年版. 丸善. [National Astronomical Observation ed. (2000): *Chronological Scientific Tables of 2009 (Rika Nenpyo)*. Maruzen. (in Japanese)]
- Lambeck, K. and Chappell, J. (2001): Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, **292**, 679-686.
- 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. [Masuda, F. and Iseya, F. (1985): “Inverse Grading”. A facies structure of flood deposits in meandering rivers. *Journal of the Sedimentological Society of Japan (Taiseikigaku Kenkyu Kaiho)*, **22/23**, 108-116. (in Japanese with English abstract)]
- Miall, A.D. (1992): Alluvial deposits. in *Facies Models: Response to Sea Level Change* edited by Walker, R.G. and James, N.P., Geological Association of Canada, 119-142.
- Milne, G.A. and Mitrovica, J.X. (2008): Searching for eustasy in deglacial sea-level histories. *Quaternary Science Reviews*, **27**, 2292-2302.
- 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.
- 中西利典・宮地良典・田辺 晋・ト部厚志・安井 賢・若林 徹 (2010): ボーリングコア解析による新潟平野西縁、角田・弥彦断層の完新世における活動度. 活断層研究, **32**, 9-25. [Nakanishi, T., Miyachi, Y.,

- Tanabe, S., Urabe, A., Yasui, S. and Wakabayashi, T. (2010): Holocene activity of the Kakuda-Yahiko fault in the western margin of the Niigata Plain, based on sediment core analysis. *Active Fault Research (Katsudanso Kenkyu)*, **32**, 9-25. (in Japanese with English abstract)]
- 新潟地区地盤沈下調査委員会 (1959): 新潟の地盤沈下. 新潟県. [Committee of Ground Subsidence in the Niigata Area (1959): *Ground Subsidence in Niigata (Niigata No Jiban Chinka)*. Niigata Prefecture. (in Japanese)*]
- 新潟県地盤図編集委員会 (2002): 新潟県地盤図. 新潟県地質調査業協会. [Editorial Committee of Sub-surface Geology of Niigata Prefecture (2002): *Sub-surface Geology of Niigata Prefecture (Niigataken Jibanzu)*. Geotechnical Consultants Association of Niigata Prefecture. (in Japanese)*]
- 大上隆史・須貝俊彦・藤原 治・山口正秋・笹尾英嗣 (2009): ボーリングコア解析と ^{14}C 年代測定にもとづく木曽川デルタの形成プロセス. 地学雑誌, **118**, 665-685. [Ogami, T., Sugai, T., Fujiwara, O., Yamaguchi, M. and Sasao, E. (2009): Development of the Kiso River delta during the last 10,000 years based on analysis of sedimentary cores and ^{14}C datings. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **118**, 665-685. (in Japanese with English abstract)]
- Peltier, W.R. and Fairbanks, R.G. (2006): Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from as extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 3322-3337.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C.E. (2009): IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26-0 ka BP. *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.
- Saito, Y., Wei, H., Zhou, Y., Nishimura, A., Sato, Y. and Yokota, S. (2000): Delta progradation and chenier formation in the Huanghe (Yellow River) delta, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, **18**, 489-497.
- Sato, T. and Masuda, F. (2010): Temporal changes of a delta: Example from the Holocene Yahagi delta, central Japan. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **86**, 415-428.
- Stuiver, M. and Braziunas, T.F. (1993): Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples to 10,000 BC. *Radiocarbon*, **35**, 137-189.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. and Reimer, R.W. (2010): CALIB 6.0. <http://intcal.qub.ac.uk/calib/> [Cited 2010/4/8].
- Ta, T.K.O., Nguyen, V.L., Tateishi, M., Kobayashi, I. and Saito, Y. (2005): Holocene delta evolution and depositional models of the Mekong River delta, southern Vietnam. in *River Deltas—Concepts, Models, and Examples* edited by Giosan, L. and Bhat-tacharya, J.P., *SEPM Special Publication*, **83**, 453-466.
- 平 朝彦 (2002): 日本海東縁の変動と日本列島のテクトニクス. 大竹政和・平 朝彦・太田陽子編: 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス. 東京大学出版会, 3-15. [Taira, A. (2002): Tectonics along the eastern margin of the Japan Sea and Japanese Islands. in *Active Faults and Seismo-Tectonics of the Eastern Margin of the Japan Sea (Nihonkai Toen No Katsudanso To Jishin Tekutonikusu)* edited by Ohtake, M., Taira, A. and Ohta, Y., University of Tokyo Press, 3-15. (in Japanese)]
- 田村 亨・増田富士雄 (2004): 多数の年代値を入れた波浪卓越型堆積シーケンスの研究—千葉県九十九里浜平野と宮城県仙台平野の完新統から得られた最近の成果—. 地学雑誌, **113**, 1-17. [Tamura, T. and Masuda, F. (2004): Recent studies on wave-dominated depositional sequences using the high-resolution ^{14}C dating analysis: the Holocene in the Kujukuri and Sendai Coastal Plains, eastern Japan. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **113**, 1-17. (in Japanese with English abstract)]
- Tanabe, S., Saito, Y., Sato, Y., Suzuki, Y., Sinsakul, S., Tiyaipairach, S. and Chaimanee, N. (2003a): Stratigraphy and Holocene evolution of the mud-dominated Chao Phraya delta, Thailand. *Quaternary Science Reviews*, **22**, 789-807.
- Tanabe, S., Ta, T.K.O., Nguyen, V.L., Tateishi, M., Kobayashi, I. and Saito, Y. (2003b): Delta evolution model inferred from the Holocene Mekong delta, southern Vietnam. in *Tropical Deltas of Southeast Asia—Sedimentology, Stratigraphy, and Petroleum Geology* edited by Sidi, H., Nummedal, D., Imbert, P., Darman, H. and Posamentier, H.W., *SEPM Special Publication*, **76**, 175-188.
- Tanabe, S., Saito, Y., Vu, Q.L., Hanebuth, T.J.J., Ngo, Q.L. and Kitamura, A. (2006): Holocene evolution of the Song Hong (Red River) delta system, northern Vietnam. *Sedimentary Geology*, **187**, 29-61.
- Tanabe, S., Tateishi, M. and Shibata, Y. (2009): The sea-level record of the last deglacial in the Shinano River incised-valley fill, Echigo Plain, central Japan. *Marine Geology*, **266**, 223-231.
- Tanabe, S., Nakanishi, T. and Yasui, S. (2010): Relative sea-level change in and around the Younger Dryas inferred from late Quaternary incised-valley fills along the Japan Sea. *Quaternary Science Reviews*, **29**, 3956-3971.
- Tanabe, S., Nakanishi, T., Matsushima, H. and Hong, W. (2012): Sediment accumulation patterns in a tectonically subsiding incised valley: Insight from the Echigo Plain, central Japan. *Marine Geology*, doi: 10.1016/j.margeo.2012.11.006.

- 田辺 晋・石原与四郎・中西利典 (2010a): 東京低地から中川低地にかけた沖積層の層序と物性: 沖積層の2部層区分について. 地質学雑誌, **116**, 85-98. [Tanabe, S., Ishihara, Y. and Nakanishi, T. (2010a): Stratigraphy and physical property of the Alluvium under the Tokyo and Nakagawa Lowlands, Kanto Plain, central Japan: implications for the Alluvium subdivision. *The Journal of the Geological Society of Japan (Chishitsugaku Zasshi)*, **116**, 85-98. (in Japanese with English abstract)]
- 田辺 晋・中西利典・中島 礼・石原与四郎・内田昌男・柴田康行 (2010b): 埼玉県の中川開析谷における泥質な沖積層の埋積様式. 地質学雑誌, **116**, 252-269. [Tanabe, S., Nakanishi, T., Nakashima, R., Ishihara, Y., Uchida, M. and Shibata, Y. (2010b): Sediment accumulation pattern of the muddy Alluvium in the Nakagawa Incised Valley, Saitama Prefecture, central Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan (Chishitsugaku Zasshi)*, **116**, 252-269. (in Japanese with English abstract)]
- ト部厚志・吉田真見子・高濱信行 (2006): 越後平野の沖積層におけるバリアー-ラグーンシステムの発達様式. 井内美郎・稲崎富士・ト部厚志・岡 孝雄・木村克己・斎藤文紀・高安克己・立石雅昭・中山俊雄・長谷義隆・三田村宗樹編: 沖積層研究の新展開. 地質学論集, **59**, 111-127. [Urabe, A., Yoshida, M. and Takahama, N. (2006): Development process of barrier-lagoon system in the Holocene sediments of the Echigo Plain, central Japan. in *Recent Progress on the Understanding of So-called Chuseki-so* edited by Inouchi, Y., Inazaki, T., Urabe, A., Oka, T., Kimura, K., Saito, Y., Takayasu, K., Tateishi, M., Nakayama, T., Hase, Y. and Mitamura, M., *The Memoirs of the Geological Society of Japan*, **59**, 111-127. (in Japanese with English abstract)]
- Yoneda, M., Shibata, Y., Tanaka, A., Uehiro, T., Morita, M., Uchida, M., Kobayashi, T., Kobayashi, C., Suzuki, R., Miyamoto, K., Hancock, B., Dibden, C. and Edmonds, J.S. (2004): AMS ^{14}C measurements and preparative techniques at NIES-TERRA. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B*, **223-224**, 116-123.
- * Title etc. translated by S.T.
- (2011 年 12 月 27 日受付, 2012 年 6 月 5 日受理)