

2 第四紀後期における日本島河川の河床縦断面形の変化

2.1 はじめに

河川を土砂運搬システムという観点で考える上で、河床縦断面形は最も基本的な地形要素の一つである。そのため、河床縦断面形の特徴を定量化することは重要な課題となる。近年、過去の気候変動や海面変動の詳細が明らかになるとともに、河口付近における河成や海成の堆積物の分析をもとに氷期・間氷期サイクルに対する河川システムの応答を明らかにしようとする研究が、地形学に限らずシーケンス層序学においても注目されている (Blum and Törnqvist, 2000 ; Amorosi and Colalongo, 2005 ; Mattheus et al., 2007 ; Paquet et al., 2009 ; Vis and Kasse, 2009)。河川の応答を検討するためには、堆積過程の復元のみならず、堆積物が運搬されてきた過程を把握する必要があり、そのためには、輸送経路としての河床縦断面形についての数理的検討が不可欠となる。

現河床の縦断面形に関しては、Sternberg (1875) 以降、世界各地で数多くの数理的的研究がなされてきた (例えば, Gilbert, 1877 ; Strahler, 1952 ; Yatsu, 1955 ; Schumm, 1960 ; Leopold and Langbein, 1962 ; Snow and Slingerland, 1987 ; Ohmori, 1991 ; Ohmori, 1997 ; Hovius, 2000)。また、日本島をはじめ湿潤変動帯に属する台湾、ニュージーランドでは、河床縦断面形の適合関数型と河川プロセスの縦断変化の関係についても定量的に論じられてきた (Ohmori, 1991 ; Inoue, 1992 ; Ohmori and Saito, 1993 ; Ohmori and Shimazu, 1994 ; Ohmori, 1997)。

一方、氷期の河床の縦断面形に関しては、定量的な議論が行われないうまま、「氷期の河川の縦断面形は現河床の縦断面形と比較すると直線的になる」と経験的に論じられてきた (例えば平川・小野, 1974 ; 吉永・宮寺, 1986 など)。河床の縦断面形は氷期・間氷期の気候・海面変動に応答してサイクリックに変化してきており (Dury, 1959 ; 貝塚, 1969)、大陸棚の狭い海域に注ぐ河川では、海面低下に河川が敏感に反応し、河床縦断面形の勾配が増したことが明らかにされている (例えば久保, 1997)。しかし、

世界各地を例に海面低下の影響を検討した Talling (1998) は大陸棚の狭い地域と広い地域とでは、海面低下量が等しくとも、海底勾配に応じて下刻量が異なる可能性があるとして予想している。日本列島においても Talling (1998) の仮説を検証する必要がある。しかし、氷期の河床縦断面形を数理的に扱うことを試みた例は、多摩川（寿円, 1965；野上, 1981）など一部の河川のみで、日本列島全域を対象として検討された研究は見られない。

ところで、日本の現河口付近の沖積層の最下部には、沖積層の支持基盤となることから沖積層基底礫層（Basal Gravel；以下 BG）と呼ばれる河成の礫層が存在している（井関, 1956）。この礫層は最終氷期海面最低期頃までに堆積した可能性が高く（井関, 1983；牧野内ほか, 2001）、礫は河川上流域における最終氷期の寒冷化に伴う森林限界の低下と周氷河地形の拡大、凍結破屑による岩屑生産量の増大によってもたらされたと考えられている（井関, 1975；1983）。この礫層の存在は、礫層堆積当時、現在の河口付近まで礫を移動させるだけの河川営力が維持されていたことを示唆する。湿潤変動帯に位置する日本列島は、世界的にみても土砂生産量が多く（大森, 2001）、流域で生産された土砂が河口まで運搬されている。しかし、河口まで運搬される土砂の多くは砂や泥であり、後氷期の現在において現河口付近に礫の見られる河川は一部しかない。それ故、現河口下の BG の存在は『なぜ最終氷期には現河口付近直下まで礫が到達できたのか』という疑問を抱かせる。この疑問を解決するためには、井関自身も指摘しているように最終氷期最海面低下期（酸素同位体ステージ 2, 以下 MIS 2）の河床勾配の増大と礫運搬の関係について検討する必要がある。しかし、前述のように定量的に氷期の河床縦断面形を研究した例はほとんどない。

そこで、本研究では、MIS 2 の河床縦断面形の特徴を定量的に明らかにするとともに、現在のそれと比較することで、MIS 2 頃の河川プロセスの河川縦断方向の空間分布を吟味し、BG の形成要因について考察する。

2.2 対象河川の選定

対象河川は日本全国に分布する 35 河川の本流である（図 2-1；表 2-1）。対象河川の選定基準は、流域の上・中流部に河成段丘が分布する河川で、かつ現河口付近に沖積平野を発達させる河川とし、日本列島の北海道・東北・関東・中部・近畿・中国・四国・九州の各地域から複数河川をとりあげるようにした。ただし、既存文献資料等によって BG の分布がある程度判明している必要があったため、結果的に 234 k m²以上の流域面積を有する 35 河川が対象として選定された¹⁾（表 2-1）。

2.3 計測方法

2.3.1 平衡河川と適合関数形について

上述のように 1800 年代後半以降、現河床の河床縦断面形は様々な関数形で表すことが試みられるなか、河床堆積物の粒径が勾配に比例し、粒径が下流に向かって指数関数的に減少すること（Sternberg 法則）から平衡河川の縦断面形は指数関数で近似できる（Shulits, 1941）という考えが一般化されてきた。日本列島の河床縦断面形についても、例えば Yatsu（1955）などにより指数関数で近似できることが示されてきたが、大森（1988）、Ohmori（1991）、Ohmori and Shimazu（1994）は、広範囲で複数の現河床の縦断面形を取り上げ分析した結果、指数関数だけでなく、べき関数や一次関数に近似できる河川が存在することを発見し、それぞれの適合関数形型の違いが地形学上意味あるものであることを明らかにした。すなわち、指数関数型の河川は、屈曲度の大きい縦断面形を持ち、河床勾配が下流に向かい速やかに小さくなるため、中下流域で堆積状態にあり、上流で動き出した砂礫は途中でふるい分けが起きる結果、細粒物質が運ばれる下流部に自然堤防帯や三角州を発達させる。一方、一次関数型の河川は、河床勾配が上流から下流に向けて変化せず、掃流力が維持されるため、運搬物質の流出量と流入量が均衡した mass equilibrium が成り立ち、土砂が河口付近まで運ばれ、河口付近に扇状地を発達させる。また、べき関数で近似される河川は、河床勾配の下流方向への減少率が相対的に小さいため、下流まで砂礫が移動できる状

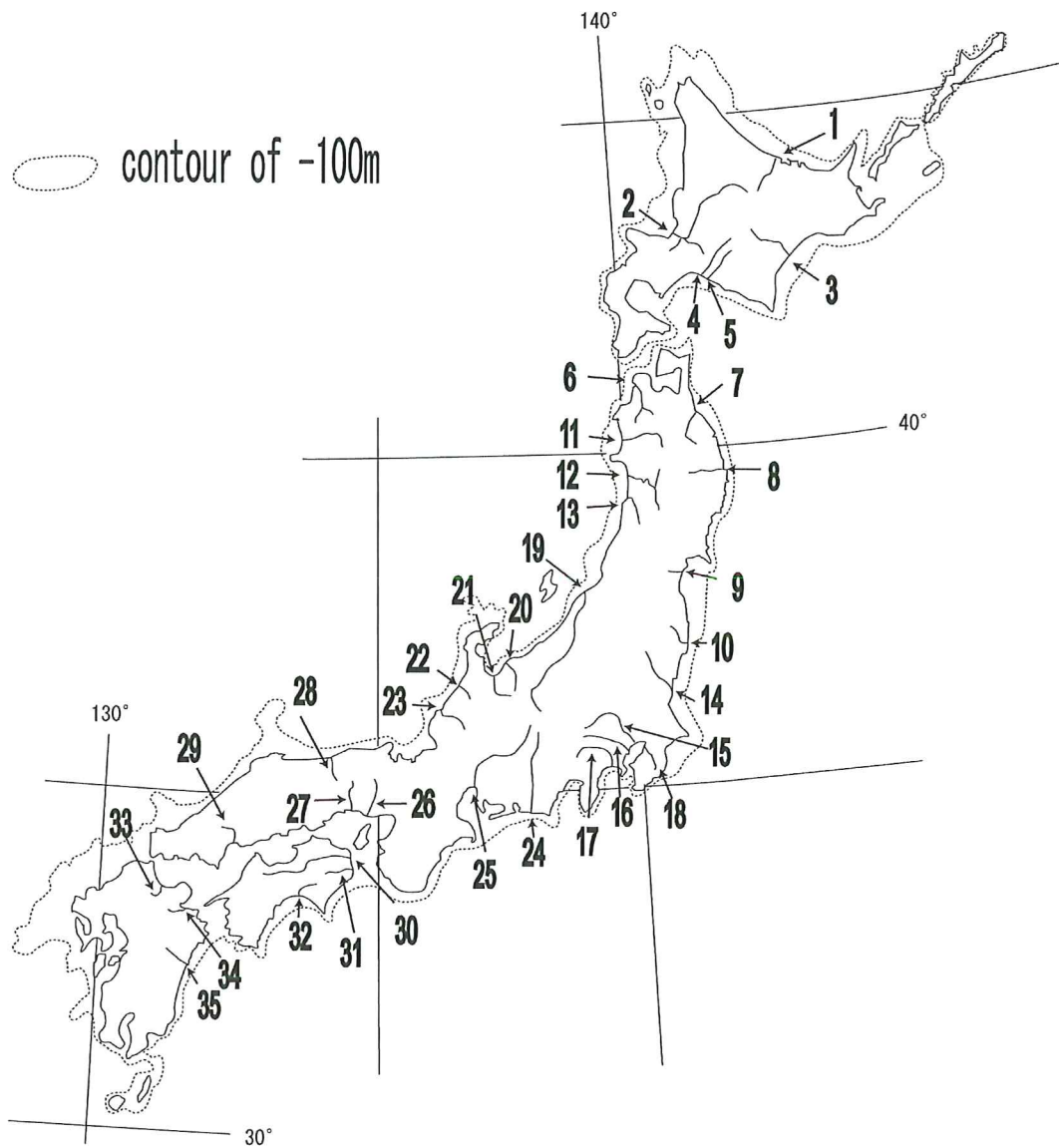


图 2-1 对象河川位置图

表2-1 対象河川の流域条件と適合関数型

NO.	河川名	タイプ	A	FDG	関数近似時の相関係数					
					PRP			LGRP		
					L	P	Ex	L	P	Ex
1	湧別川		1597		0.9146	0.9961	0.9357	0.9738	0.9973	0.7178
2	豊平川*	▼	902	16.5	0.7031	0.9717	0.9169	0.8956	0.9648	0.9319
3	十勝川	▲△	9025		0.688	0.8443	0.9871	0.9228	0.9786	0.9068
4	鶴川		1296		0.7733	0.9483	0.9838	0.9433	0.9907	0.8426
5	沙流川		1428		0.822	0.9593	0.9824	0.9477	0.9895	0.8679
6	岩木川	▲▽	2670	44	0.5064	0.9436	0.9848	0.7357	0.9212	0.9889
7	馬淵川	▲△	2091		0.7256	0.9894	0.9844	0.8701	0.956	0.9329
8	閉伊川		985		0.909	0.9935	0.901	0.9905	0.9937	0.9497
9	名取川	△	769		0.7432	0.9947	0.9663	0.9037	0.9894	0.9113
10	夏井川		770		0.5716	0.9871	0.9495	0.7738	0.9931	0.9615
11	米代川	▼★△	4100		0.6491	0.9402	0.9963	0.9001	0.959	0.9227
12	雄物川	▲	4180		0.4826	0.9611	0.9967	0.823	0.9638	0.8981
13	子吉川	▼	1296		0.7709	0.9737	0.9113	0.9714	0.9972	0.851
14	那珂川	▲△	3270	17.5	0.6865	0.9895	0.9872	0.8865	0.9865	0.8587
15	荒川	△	3130	72	0.5638	0.9707	0.98	0.7749	0.9217	0.9622
16	多摩川		1066	18.5	0.8108	0.9988	0.9551	0.9268	0.9866	0.6759
17	相模川	★	1647	20	0.8016	0.9905	0.9702	0.998	0.9984	0.8446
18	養老川		268		0.6111	0.9456	0.9916	0.914	0.9937	0.8997
19	信濃川	▲▽	12260	57	0.6334	0.992	0.9689	0.9551	0.9871	0.8063
20	黒部川	△	776	0	0.9867	0.9976	0.8163	0.9954	0.999	0.8326
21	神通川	▼★△	2780	8.5		0.9877	0.8961	0.989	0.9766	0.8494
22	犀川	△	234	4.5	0.735	0.9946	0.9786	0.9719	0.9934	0.8789
23	九頭竜川	▼△	2580	12.5	0.7615	0.9777	0.909	0.9511	0.9944	0.8297
24	天竜川	▲	4890	10	0.9134	0.9949	0.9232	0.9958	0.9973	0.7756
25	木曽川	▼▽	5275	38	0.7182	0.9793	0.9215	0.8736	0.9626	0.8375
26	加古川		1850		0.6717	0.9083	0.9559	0.7673	0.9419	0.9188
27	千種川		730	8	0.735	0.9922	0.9757	0.9091	0.9774	0.945
28	千代川		1155	10	0.7376	0.9968	0.9538	0.917	0.9808	0.9285
29	太田川		1681		0.7756	0.9962	0.9729	0.9029	0.9909	0.9094
30	吉野川	▽	3700	15	0.8672	0.9925	0.9266	0.9865	0.9827	0.7476
31	那賀川		905	5	0.8495	0.9917	0.9632	0.966	0.994	0.827
32	物部川		509	0.25	0.8564	0.9756	0.9536	0.9666	0.9944	0.9637
33	山国川	▼	552	1.5	0.8699	0.9931	0.9407	0.9224	0.9892	0.884
34	大分川	▼△	669		0.6706	0.9972	0.9871	0.9483	0.9641	0.8634
35	小丸川		501		0.9553	0.9774	0.8478	0.9883	0.9932	0.9139

A: 流域面積 (km²), FDG: 礫堆積前線 (Ohmori 1991) (km), L: 一次関数 (Y=A+BX), P: べき関数 (Y=AXB), Ex: 指数関数 (Y=Ae^{BX}), ▲: 流域内に第四紀火山を持つ, ▼: MIS5以降に火山イベントの影響を受けた河川, ★: LGRP形成後に火山イベントの影響を受けた河川, △: 河川が活断層帯を横断, ▽: 河川沿いに活断層帯分布, *MIS2頃の豊平川は現河口付近で石狩川と合流していた。流域面積に関しては豊平川は山口ほか(2008)より、その他は阪口(1971)より

表2-1 対象河川の流域条件と適合関数型

NO. 河川名	BGの精度			文献
	BG等深線図	横断面図	縦断面図	
1 湧別川			○	柳田・水野(2003)
2 豊平川*	○	○	○	山岸・香川(1978);松下(1979);大丸(1989);池田ほか(1996)
3 十勝川		○	○	平川・小野(1974);松澤ほか.(1978);東郷ほか(2002)
4 鶴川		○	○	鳥居(1963);柳田(1991)
5 沙流川			○	梅津(1985);柳田(1991)
6 岩木川		○	○	海津(1976);水木(1986);青森県(2001)
7 馬淵川	○	○	○	西城(1987);佐藤(2004);Tajikara(2004)
8 閉伊川		○	○	田村・豊島(1983)
9 名取川	○	○	○	松本(1981);幡谷ほか(2005)
10 夏井川	○	○	○	柳田・伊藤(1982)
11 米代川		○	○	藤本(1986);Tajikara(2004)
12 雄物川	○	○	○	内藤(1965);秋田県(1977,1978,1979);白石・柴田(1986);Tajikara(2004)
13 子吉川			○	村上(1997);佐藤ほか(2003);Tajikara(2004)
14 那珂川		○	○	早川・勝村(1983);幡谷(2006)
15 荒川	○	○	○	Matsuda(1974);松田(1993);吉永・宮寺(1986);安藤ほか(1987);安藤・藤本(1990);安藤・渡辺(1996);安藤・方達(1997);水野ほか.(2004);中村ほか(2007);石原ほか(2009)
16 多摩川	○	○	○	Kaizuka et al.(1977);高木(1990)
17 相模川	○	○	○	町田ほか(1986);久保(1997)
18 養老川	○		○	千葉県(1976);鹿島(1982)
19 信濃川	○	○	○	新潟県地盤図編集委員会(2002);柳澤ほか(1985,1986);幡谷ほか(2006)
20 黒部川	○		○	吉山・柳田(1995)
21 神通川	○		○	小池(1978)
22 犀川	○		○	石川県(1988);粕野(1992);東郷ほか(1998);中村ほか(2003)
23 九頭竜川	○		○	市瀬(1968);三浦(1992);福井県(1988,1996,1998);東郷ほか(2001)
24 天竜川		○	○	門村(1971);静岡県(1986,1989)
25 木曾川	○	○	○	経済企画庁(1974);国土地理院中部地方建設局(1976);岐阜県(1989);岡田ほか(2006);山口ほか(2006)
26 加古川	○	○	○	兵庫県(1982,1985,1986,1987,1991,1995,1999);青木(1983)
27 千種川	○	○	○	田中(1981);兵庫県(1989,1990,1992)
28 千代川	○		○	赤木(1972);鳥取県(1976,1979,1980)
29 太田川		○	○	広島県(1977,1984,1988,1991),白神(1985)
30 吉野川	○	○	○	Okada(1980);徳島県(1984);高知県(1985,1986);岡田・堤(1990);満塩・橋本(1994);古田(1996);後藤ほか(1999);中田ほか(1999);岡田ほか(1999a,1999b)
31 那賀川	○	○	○	徳島県(1979,1980,1983,1985);中尾(1995);満塩・栗林(1997)
32 物部川		○	○	飯田・石原(1986);宮城(1986);国土地理院(2006)
33 山国川	○	○	○	千田ほか(1989);岡田ほか(1989)
34 大分川	○	○	○	千田(1986,1987);岡田ほか(1989);千田ほか(2003)
35 小丸川			○	長岡(1986);岡田ほか(1989)

A:流域面積(km²), FDG:礫堆積前線(Ohmori 1991)(km), L:一次関数(Y=A+BX), P:べき関数(Y=AXB), Ex:指数関数(Y=Ae^{BX}), ▲:流域内に第四紀火山を持つ, ▼:MIS5以降に火山イベントの影響を受けた河川, ★:LGRP形成後に火山イベントの影響を受けた河川, △:河川が活断層帯を横断, ▽:河川沿いに活断層帯分布, *MIS2頃の豊平川は現河口付近で石狩川と合流していた。流域面積に関しては豊平川は山口ほか(2008)より,その他は阪口(1971)より

態にある (Ohmori, 1993).

本研究では、現河床においてこれまで明らかにされてきた土砂移動と河床縦断面形
の関係を踏まえて、低山域から現河口直下までの氷期の河川プロセスを復元する。

2.3.2 河床縦断面形の作成と適合関数型の決定

河床・段丘縦断面と沖積基底面のデータを文献資料から収集し (表 2-1), 上流側の
段丘縦断面と BG を繋いだ氷期の河床縦断面形 (Last Glacial River long-Profile; 以
下 LGRP) と現河床の縦断面形 (Present River long-Profile; 以下 PRP) を作成した
(図 2-2). LGRP 復元の際に対象とした段丘は, MIS 2 を中心に最終氷期後半に形成
されたと考えられているものであり, BG も MIS 2 までに堆積したと考えられている。
縦断面形では地形的に一連に見える段丘面であっても, 上流側と下流側では, 離水に
時間幅があるように (柳田, 1991), 本研究で復元された LGRP は, 必然的に縦断面
形の中に年代幅を含むことになるが, その全体は概ね MIS2 までの間に形成されたも
のである。また, BG については, 35 河川中 31 河川で沖積層基底等深線図または横
断面図が示されており (表 2-1), 埋没段丘礫との区分が可能である。一方, 湧別川,
沙流川, 子吉川, 小丸川の 4 河川に関しては, 地形・地質縦断面図上でのみ BG の存
在が確認されている (表 2-1) が, 沙流川, 子吉川に関しては, 縦断面図上で埋没段
丘との区分がなされている。この 4 河川は上流側の段丘や深度 100 m の大陸棚の縁辺
付近になめらかかに連続していることから, BG と埋没段丘礫層を誤認している可能
性は低いと考えられる。以上から, 全ての対象河川の BG を適切に認定できていると
言える。

既存資料で縦断面のデータが不足している場合には 原則として 1/25,000 の地形図
を用い, 投影線と現河床または段丘面の等高線が交わる地点までの流路長を計測した²⁾。
計測間隔は現河床においては 10 m ないし 20 m の高度ごとに, 段丘面に関しては
その分布高度に応じて計測した。

次に, LGRP と PRP における礫の運搬プロセスを検討するために, 大森 (1988)

の方法に従って、対象河川の LGRP と PRP に一次関数、べき関数、指数関数の回帰曲線を当てはめ、それぞれの相関係数の比較から各時期の河床縦断面の適合関数型を決定した。河床縦断面形を適合関数型別に分けることは、その関数型の特徴から縦断面形で示された区間、すなわち低山域から山地と低地の境界を経て現河口付近までの土砂移動の状態について、トータルに捉えることを可能にする。

適合関数形を決定する際、回帰区間の下流端は、LGRP、PRP のそれぞれについて現在の河口とその直下とし、上流端は Ohmori (1991) に従い原則として海拔 300 m までとした³⁾ (図 2-2a)。ただし、湧別川、鷓川、沙流川、岩木川、雄物川、那珂川、九頭竜川、千代川に関しては、LGRP の下流端、すなわち、現在の河口直下の BG 深度は不明である。また、信濃川に関しては、最下流部では、LGRP の平面位置が現河道の位置から約 5 km 離れているため、現在の河口直下の BG 深度を LGRP の下流端深度とするのは不適である。これらの河川に関しては、現河口より数 km 上流（最長 5 km）までの区間における LGRP を下流へ向かって現河口までスムーズに延長することによって、現河口直下の BG 深度、すなわち LGRP の下流端深度を推定した (図 2-2b)。

関数回帰区間に関して、Yatsu (1955) は現河床の縦断面形が一つの指数曲線で表せない場合があることを指摘し、河床が礫質の区間と砂質の区間のそれぞれに対して指数曲線を回帰している。また、島津 (1990) は山地河川において支流からの礫供給について検討した結果、礫径の変化傾向に基づいて山地河川が複数のセグメントに分けられることや山間区間でも支流からの礫供給の影響があらわれない区間もあることを明らかにしている。本研究では、河川区間を低山域から山地と低地の境界部を経て河口に至る標高 300 m 以下の範囲に設定したため、支流からの礫供給の影響は無視できる (大森, 1988 ; Ohmori, 1991)。また、本研究の目的は、LGRP の類型化と、対象区間を通じて一連の土砂移動の検討であることから、対象区間をセグメントに分割せずに、一つの関数形で近似した。ただし、本研究では、MIS 2 までに形成された河床縦断面形と現河床のそれを比較することが目的であるため、大森 (1988)、Ohmori (1991) の計測方法と異なり、河川の投影縦断面形を作成した。

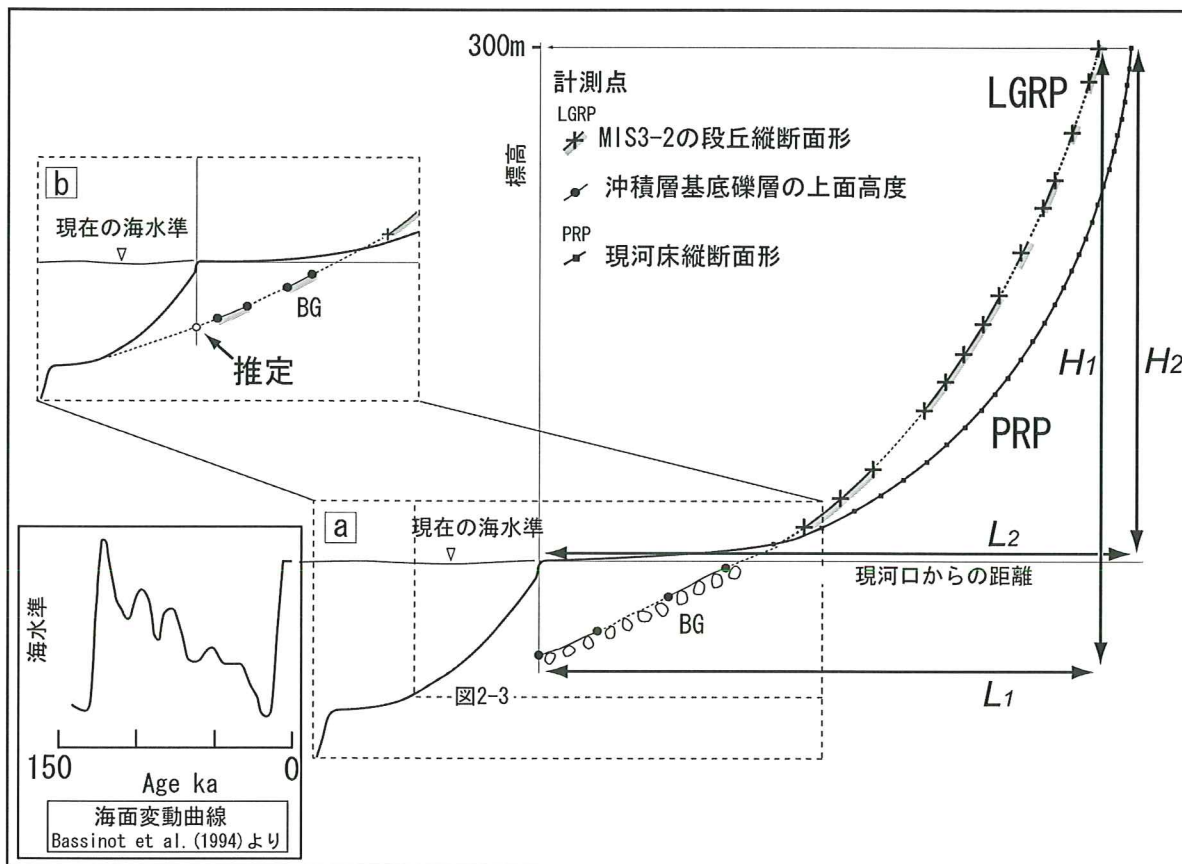


図 2-2 最終氷期河床縦断面形 (LGRP) と現河床縦断面形 (PRP) に関するデータの計測方法

a: 現河口直下の BG 深度が分かっている場合.

b: 現河口直下の BG 深度が不明の場合. 縦断面形を下流側に延長し, 深度を推定.

H_1 , L_1 : LGRP の高度と距離の計測範囲.

H_2 , L_2 : PRP の高度と距離の計測範囲.

投影線を用いることについては、LGRP に関しては分析対象区間が BG の分布域であることから推定できるように礫床河川区間であるため、流路は一般的に直線的であり、投影線を用いても問題ないと考えられる。一方、現河床に関しては、投影線を用いることで自然堤防帯における蛇行区間の流長を短縮することになるため、河床に沿って計測する場合と比べ、曲率や下流勾配をやや過大評価することになる。しかし、後述するように各河川の適合関数型については大森（1988）の結果とほぼ一致したことから、投影線を用いた方法であっても、MIS 2 と現在とで、河床縦断面形の適合関数形を比較する上では支障ないとする。

2.3.3 現河口付近における最終氷期最海面低下期縦断面形（LGRP）と現河床縦断面形（PRP）の平均勾配の測定

LGRP と PRP の下流の平均勾配を比較し、各時期における礫の運搬能力の違いを検討するため、現河口から 10 km 上流までの区間の河床の平均勾配を算出した。LGRP に関しては現河口直下の BG の上面深度と現河口から 10 km 上流地点の標高との比高を読み取り、平均勾配を算出した（図 2-3）。

2.3.4 LGRP と PRP の曲率の測定

LGRP と PRP の凹形度を定量的に検討するため、河床勾配の変化率を河川の曲率とみなして議論を進める。曲率の算出方法は Ohmori（1991）に従い海拔 300 m までの流路長、高度をそれぞれ 1 として、各計測地点の距離、高度を割合で表したときに求められる値を曲率

$$rs = S1 / (S1 + S2)$$

とする。この時、rs の値が大きければ曲率は小さいことを意味し、rs の値が小さければ曲率は大きいことを意味する。また、S1 は LGRP と PRP の各河床縦断面形とその計測範囲における基準線（図 2a の L1 と H1、L2 と H2）との間の面積を示し、S2

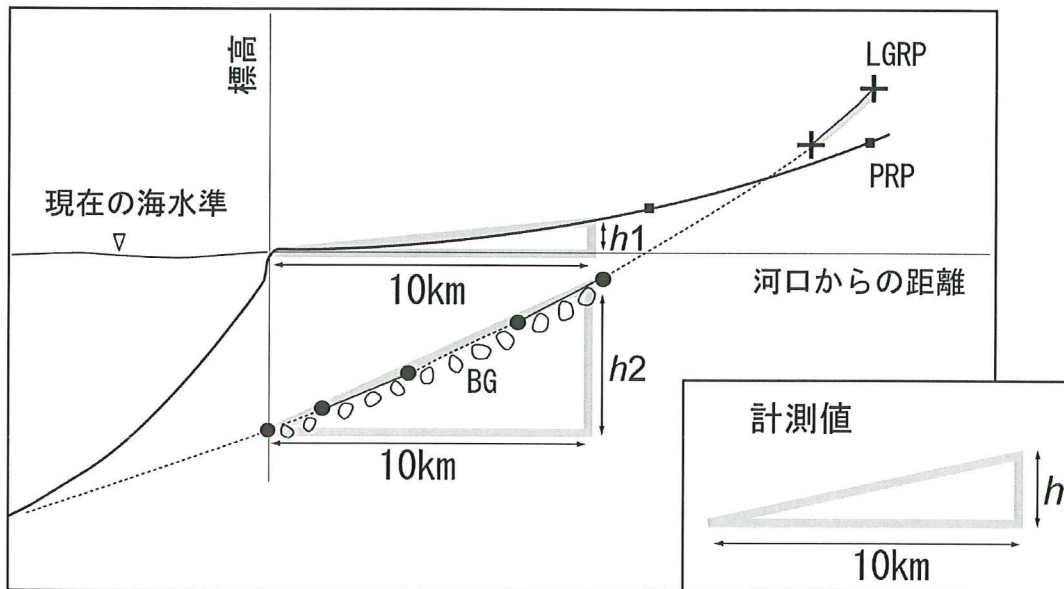
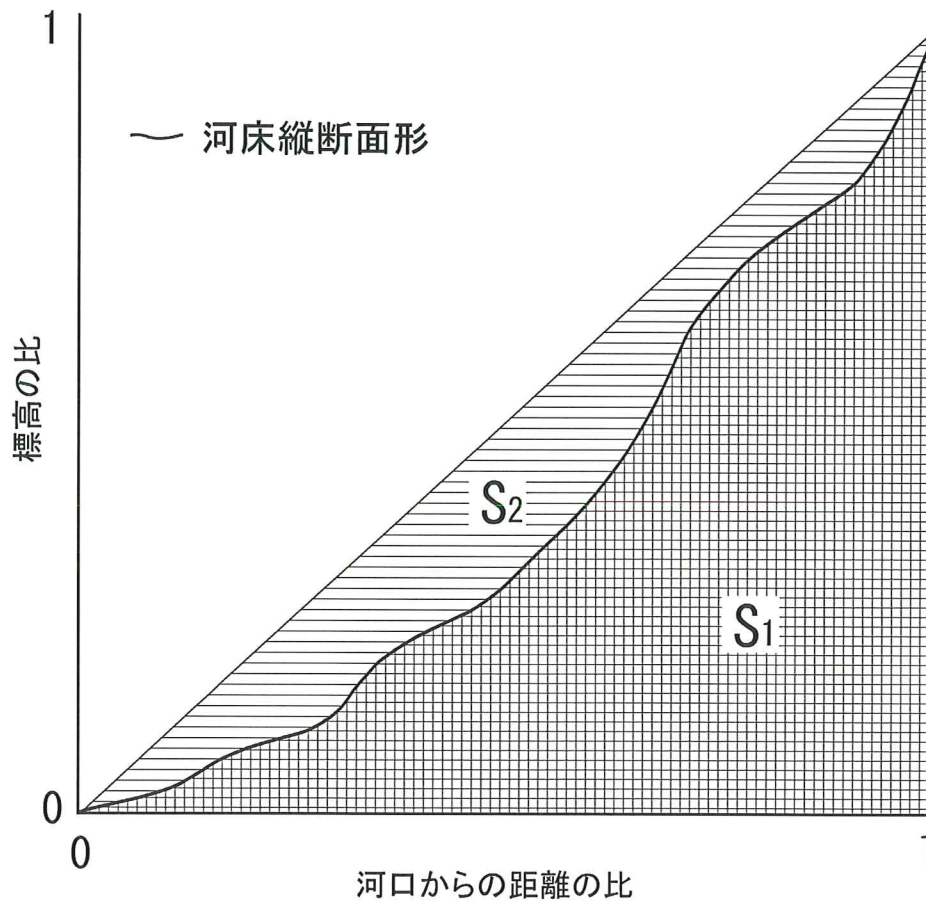


図 2-3 河川下流域における最終氷期の河床縦断勾配と現在の河床勾配の計測法

$h1$: 現河口から 10 km 上流地点の現河床高と海面の比高.

$h2$: 現河口直下の BG 深度と現河口から 10 km 上流地点の BG 深度の比高.



$$rs = S_1 / (S_1 + S_2)$$

図 2-4 rs 値の定義と求め方 (Ohmori, 1991 より引用)

rs : 河床縦断面形の凹形度 (曲率) を示す値.

は LGRP と PRP の各河床縦断面形と各計測範囲の上流端と下流端を結んだ際にできる直線との間の面積を示す (図 2-4)。

2.4 河床縦断面形と勾配の定量化

2.4.1 LGRP と PRP の曲率の相違

図 2-5 に対象河川の LGRP と PRP の曲率を示す r_s 値について示した。X 軸を LGRP の曲率, Y 軸を PRP の曲率とした時, X 軸と Y 軸の値が 1 : 1 となる線, すなわち LGRP と PRP の曲率が等しくなる線より下側に全ての河川がプロットされている。したがって, MIS 2 から現在に向けて河川の縦断面形が変化する中で, 現河床縦断面形の曲率は増大してきたことが分かる。

2.4.2 縦断面形の適合関数型の変化

図 2-6 より, 日本島の河川の河床縦断面形は PRP・LGRP とともに一次関数, ベキ関数または指数関数のいずれかの適合関数をもつことがわかる。LGRP は岩木川と荒川の 2 河川のみは指数関数で回帰され, 他の全ての河川においては, ベキ関数または一次関数で回帰された (図 2-6a)。一方, PRP はベキ関数で回帰される河川と指数関数で回帰される河川に分かれ, 西南日本の河川はベキ関数型が, 東北日本から北海道にかけての河川は指数関数型が多くなった。また, 河床縦断面形の適合関数型は LGRP から PRP への変化を見ると, ベキ関数河川が減少し, 指数関数河川が増えていることがわかる。特に関東から北海道にかけての河川でベキ関数河川から, 指数関数河川へ変化する傾向がある (図 2-6ab)。

また, LGRP と PRP の適合関数型の違いは, 各河川の各時期の縦断面形の関数回帰時の相関係数を見ると一層明瞭になる。LGRP のベキ関数回帰時の相関係数と指数関数回帰時の相関係数を比較すると, 後者は 0.67 以上であるのに対し, 前者はすべて

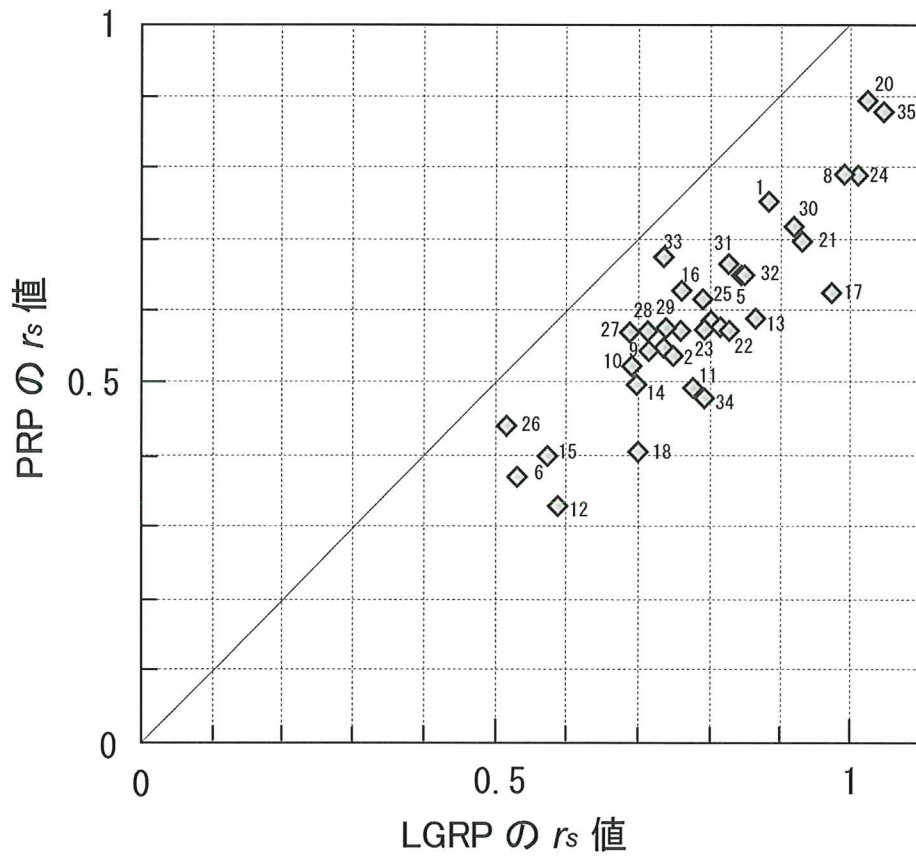
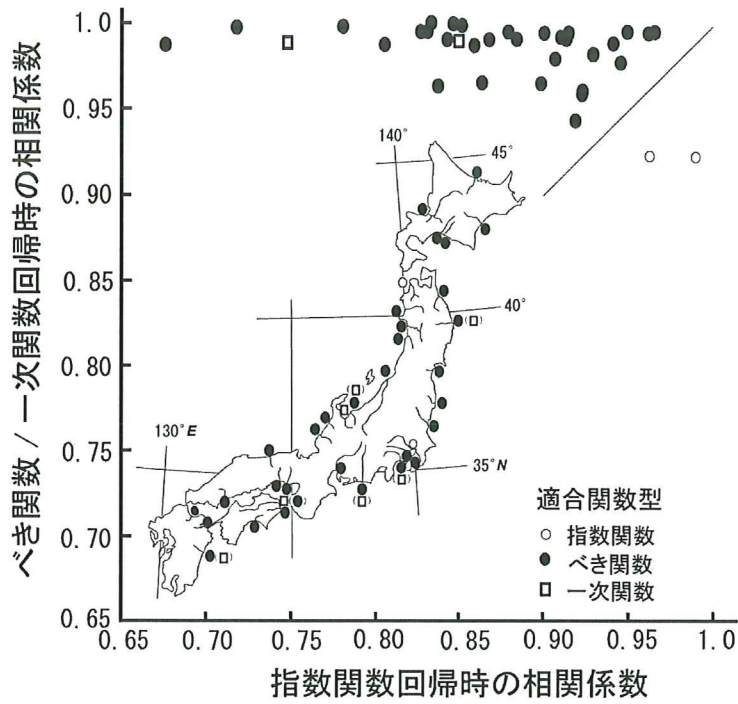
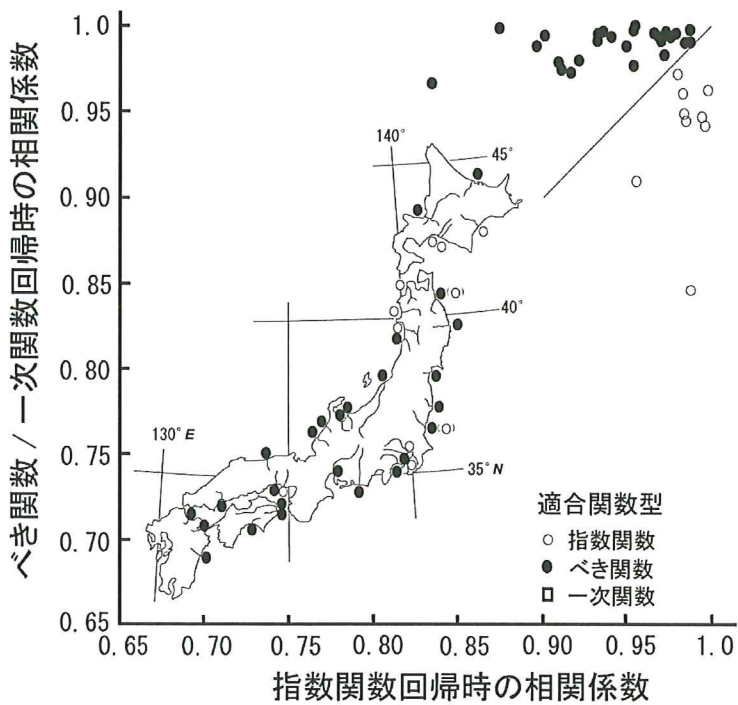


図 2-5 最終氷期河床縦断形 (LGRP) と現河床縦断面形 (PRP) の r_s 値の関係



a: 最終氷期河床縦断面形 (LGRP)



b: 現河床縦断面形 (PRP)

図 2-6 最終氷期河床縦断面形 (LGRP) と現河床縦断面形 (PRP) の適合関数型とその

分布 a: LGRP b: PRP

0.92 以上と高く、全ての河川の LGRP がべき関数で近似できることが分かる (Fig. 2-6 a). 一方、PRP では両者は二方向へ分離している (図 2-6b). すなわち、PRP にはべき関数で表すべき河川 (べき関数型河川) と指数関数で表すべき河川 (指数関数型河川) の 2 タイプが存在する (大森, 1988) ことを意味する. このように関数型に 2 タイプが存在することはもとより、各河川がいずれの関数型で回帰されるのかに関しても、本研究の結果は大森 (1988) とほぼ一致した.

大森 (1988), Ohmori (1997) は現河床縦断面形の流路長と適合関数型の関係について検討しており、二者間には強い関係は認められないことを確認している. 本研究でも同様な検討をしたところ、PRP だけでなく LGRP においても流路長と適合関数型の間に強い関係性はないことが確認できた (図 2-7).

2.4.3 現河口付近における PRP と LGRP の勾配

LGRP の現河口直下付近における縦断勾配は、PRP のそれより明らかに大きく、現河口から 10 km 地点までの区間の平均勾配が 1 %未満の河川は信濃川、木曾川の 2 河川に限られる (図 2-8a, 図 2-9a). 一方、35 河川中 27 河川は現河口直下から 10 km 地点までの区間の LGRP の平均勾配が 2 %以上となっている (図 2-8a, 図 2-9a).

次に PRP について見ると、現河口から 10 km 地点までの区間の PRP の平均勾配は、35 河川中 24 河川で 1 %未満となっており、2 %以上の河川は黒部川、物部川、犀川、湧別川の 4 河川のみである (図 2-8b, 図 2-9b).

2.5 適合関数型と曲率からみた LGRP の特徴と河床縦断面形変化の要因

対象 35 河川中 33 河川の LGRP の適合関数型がべき関数型となったこと (図 2-6a) や曲率を示す rs 値が LGRP の方が PRP よりも大きいこと (図 2-5) を加味すると、LGRP は PRP よりも曲率が減少していたことがわかる.

LGRP の曲率の減少の成因としては、LGRP 形成期までの海面変動、気候変動、地

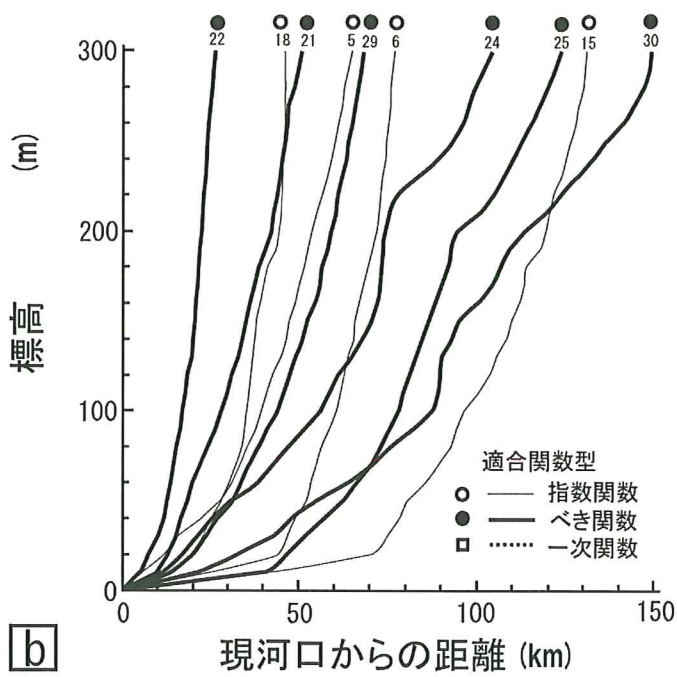
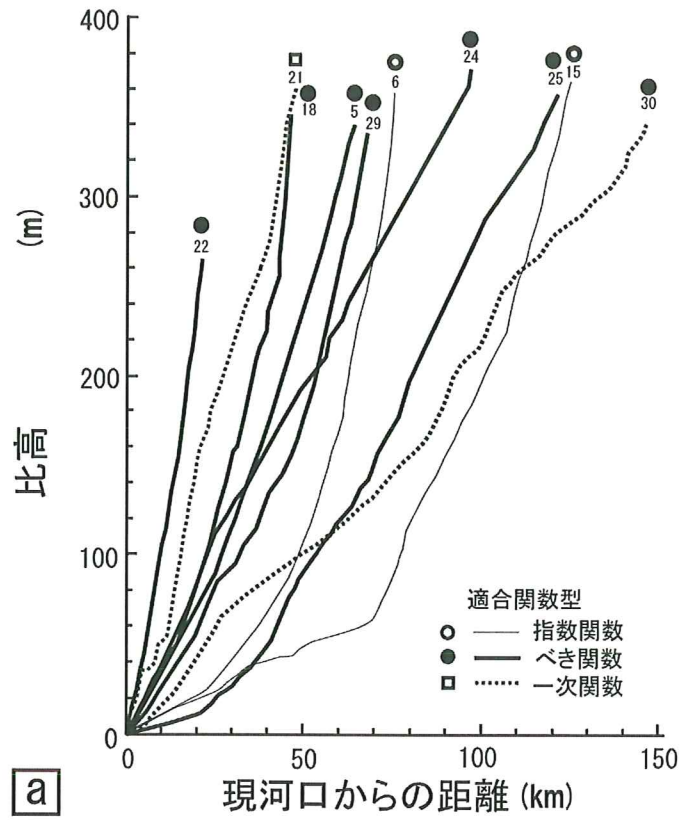


図 2-7 最終氷期 (LGRP) と現在 (PRP) の河床縦断面形と適合関数型の関係

a : LGRP b : PRP

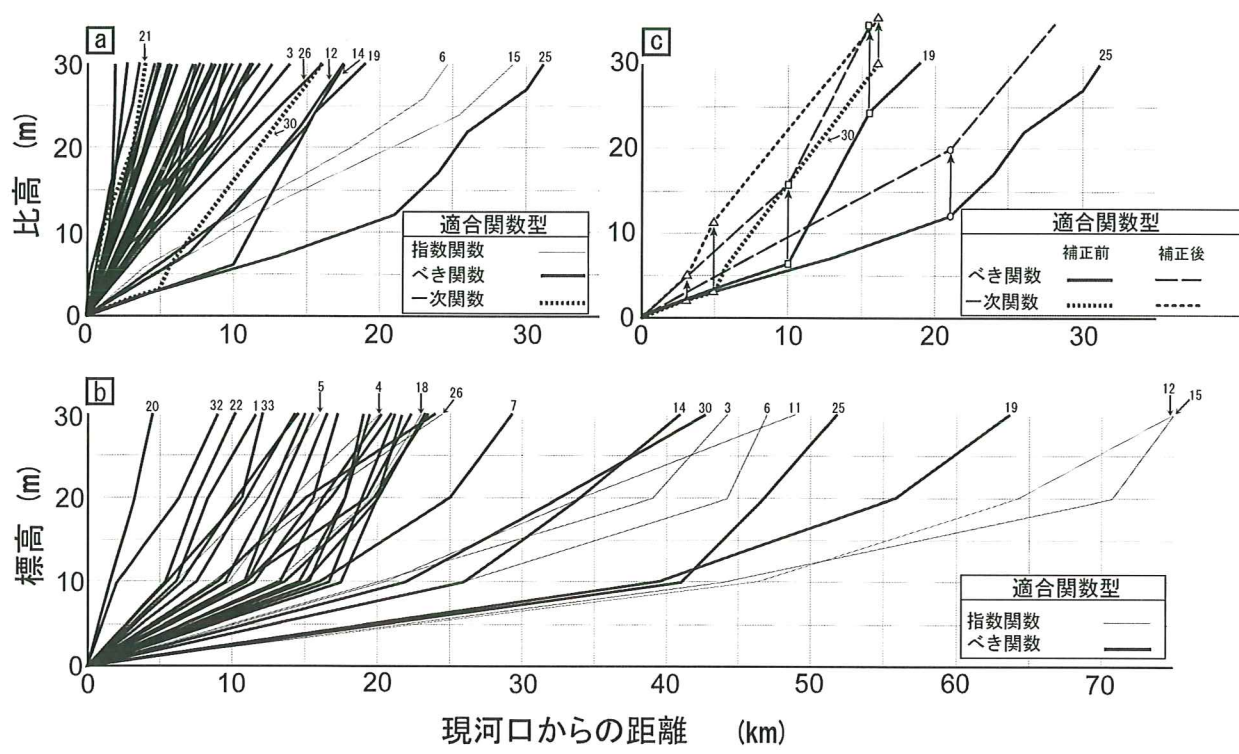
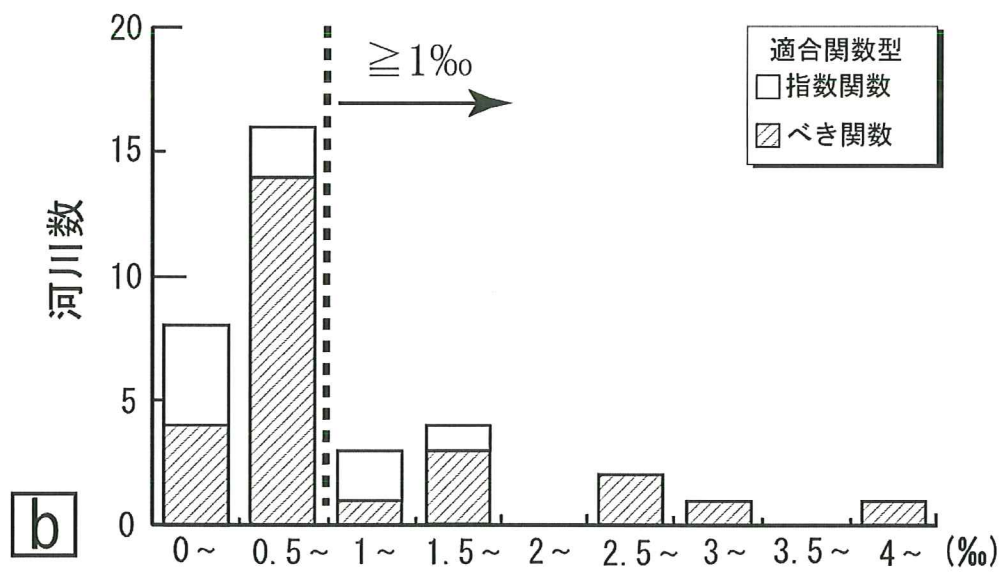
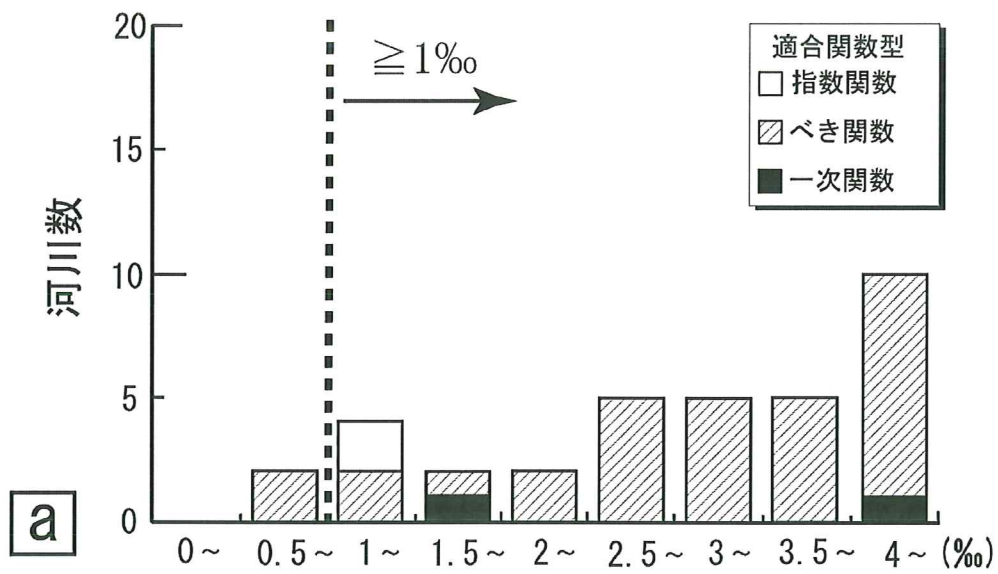


図 2-8 現河口付近における最終氷期河床縦断形 (LGRP) と現河床縦断面形 (PRP) の平均勾配

a : LGRP b : PRP

c : 断層変位の補正前と補正後の木曾川, 信濃川, 吉野川の LGRP



現河口から 10 km 上流までの平均河床勾配

図 2-9 現河口から 10 km 上流までの河床縦断勾配の頻度分布

a : LGRP b : PRP

殻変動，火山活動と LGRP 形成以降の地殻変動，火山活動が主な要因として挙げられる．本研究の目的の一つである MIS 2 の土砂移動を議論する場合，問題となるのは LGRP 形成以降の影響であり，具体的には LGRP の直線化の原因が縦断面形形成後の地殻変動や火山活動の影響を受けたものであるかを確認する必要がある．そこで，以下に地殻変動と火山活動が河床縦断面形の曲率の変化に与える影響について検討する．河床縦断面形形成後に地殻変動の影響で曲率が変化する場合は，隆起速度が上流と下流で大きく異なる場合，すなわち傾動隆起している場合，もしくは分析対象区間の中流部が相対的に隆起する場合が考えられる．流域全体が地殻変動によりベースアップする場合には河床縦断面全体が持ち上がることになり，縦断面形の変形は起きず，曲率の変化には直接結びつかないと思われる．藤原ほか（2004）の作成した最近約 10 万年間の隆起速度分布図を参考に，LGRP への地殻変動の影響を検討してみると，河床縦断面形の計測区間内で隆起速度が上流と下流で大きく異なる地域は東北日本内帯や関東南部（房総半島，相模川流域），濃尾平野周辺など一部の地域に限られ，その他は概ね一定とみなせそうである．また，地殻変動の影響があったとしても隆起速度はほとんどの地域で 1 mm/yr 以下であり，2 万年間の変化量に換算すると数 m 程度ということになる．この値は LGRP 形成期までの海面低下により生じると考えられる数 10 m の下刻量に比べれば，それほど大きなものではないことになる．

次に，火山活動についてみると，対象河川のうち流域に第四紀火山を持つ河川は豊平川，十勝川，岩木川，馬淵川，米代川，雄物川，子吉川，那珂川，相模川，信濃川，神通川，九頭竜川，天竜川，木曾川，山国川，大分川である（表 2-1）．これらのうち米代川，神通川，相模川は LGRP 形成以降に大規模な火山活動が知られている（内藤，1966；小池，1978；町田ほか，1986）．また，豊平川（山岸・香河，1978），米代川（内藤，1966），子吉川（Tajikara，2004），神通川（小池，1978），九頭竜川（山本，2004），木曾川（吉川，1961），山国川（千田ほか，1989），大分川（千田，1986）の諸河川は最終間氷期以降 LGRP 形成期までに火山活動にともない溶岩流や火砕流，火山泥流・岩屑流が流下している．LGRP 形成時までに溶岩流や火砕流，火山泥流が流下した場合は河床の堆積が起き直線化する可能性はあるが，LGRP 形成以降にこれらのイベント

があった場合には LGRP の曲率に直接影響を及ぼさないはずである。よって、一部の河川を除き、測定範囲の LGRP の曲率が縦断面形形成以降の地殻変動や火山活動の影響を受けて大きく変化した地域はないと考える。

寿円（1965）は多摩川において、礫径と河床勾配の関係から段丘形成時の縦断面形を復元し、地殻変動を推定した。その結果、氷期と現河床の河床縦断面形が交差する現象を主に氷期の縦断面形形成以降の傾動によるものと考えた。しかし、当時は第四紀の気候変動が詳細に知られていなかったこともあり、掃流力の変化について考慮されていなかった。気候変動が詳細にわかってきた現在では、寿円（1965）の仮定は必ずしも適切ではなく、地殻変動よりもむしろ降水量の変化に伴う掃流力の変化によって河床縦断面形が変化したと考えた方が合理的である。

また、本研究の結果で明らかのように、LGRP と PRP の交差が日本列島の広い範囲で起きていることから、曲率の変化に伴う河床縦断面形の交差の成因は、一部の地域で生じた局地的な地殻変動による影響と考えるよりも広域に同時に生じる海面変動や気候変動による影響の方が大きいと思われる。久保（1997）が指摘したように、大陸棚の狭い相模川で、海面低下に河川が敏感に反応し、河床縦断面形の勾配が増していったという事実は上記の考えを支持している。

2.6 LGRP と PRP の地形学的特徴からみた最終氷期低海面期以降の河川プロセスの変化

Ohmori（1991）や Inoue（1992）は現在の河川における礫の運搬様式を検討して、礫の堆積域の下流端が河川勾配約 1‰の地点に位置することを明らかにすると同時に、べき関数河川の方が指数関数河川よりそれが下流側に位置することを明らかにした。一次関数やべき関数で表される河川は上流から下流まで勾配の減少率が小さいことから、上流で動き出した土砂は河口付近まで運ばれ易い。一方、指数関数で表される河川は屈曲度が大きく、上流から下流に至る途中で勾配が急減し、対象区間内で砂礫が堆積することとなる。このように、河川の適合関数型の違いは河床縦断方向の土砂の

運搬能力の変化傾向の違いを反映している (Ohmori, 1991; Inoue, 1992; Ohmori and Shimazu, 1994) ので, LGRP から PRP への各河川の適合関数型の変化は, 分析対象区間内における土砂運搬プロセスが, 氷期・間氷期サイクルに伴い変化してきたことを示唆する. すなわち, 2.3.1.と 2.3.2.に示したように, 曲率が小さく, ベキ関数回帰時に高い相関を示す LGRP は, 掃流力が現河口付近直下まで維持されていたと考えられるため, 標高 300 m 以上で河川に流入した礫は, あまりふるい分けを受けず, 現河口下まで運搬されたと推定される. その結果, 長い河床区間で礫床が出現したと考えられる (図 2-10). 一方, PRP は, 適合関数型がベキ関数と指数関数に分かれるので, 適合関数型が MIS2 頃以降もベキ関数を維持した河川は礫の運搬が可能な掃流力が維持され, 現河口近くまで礫が運搬されるが, 曲率が增大した結果, 適合関数型が指数関数へ変化した河川は下流へ向かっての河床勾配の急減により, 掃流力が急減する結果, 礫が顕著なふるい分けを受け, 現河口付近には礫が到達しないと考えられる (図 2-10).

2.7 LGRP の平均下流勾配からみた沖積層基底礫層 (BG) 分布の要因

2.3.3 に示したように, LGRP の現河口付近の勾配は, 現河口から 10 km 地点までの区間をみると対象 35 河川中 27 河川で 2 %以上である (図 2-8a, 図 2-9a). 一方, 勾配が 1 %以上 2 %未満の河川は岩木川, 雄物川, 那珂川, 荒川, 加古川, 吉野川の 6 河川で, 1 %未満の河川は信濃川, 木曾川の 2 河川のみとなっている (図 2-9). ただし, 信濃川, 木曾川, 吉野川は下流部で LGRP 勾配が急減している. この 3 河川は下流から現河口付近にかけて, それぞれ長岡平野西縁断層帯 (図 2-11a), 養老・桑名断層帯 (図 2-11b), 中央構造線 (図 2-11c) といった変動速度の大きな断層帯付近を流れており, 新潟地盤図編集委員会 (2002), 国土地理院 (1976), 古田 (1996) 作成の BG の等深線図を見ると, 各河川の古流路は勾配が急減する地点付近で最も断層帯に近づいて流れていることから, LGRP 形成以降に断層運動の影響を受け, LGRP 勾配が変形している可能性が高い. そこで以下に信濃川, 木曾川, 吉野川の LGRP に

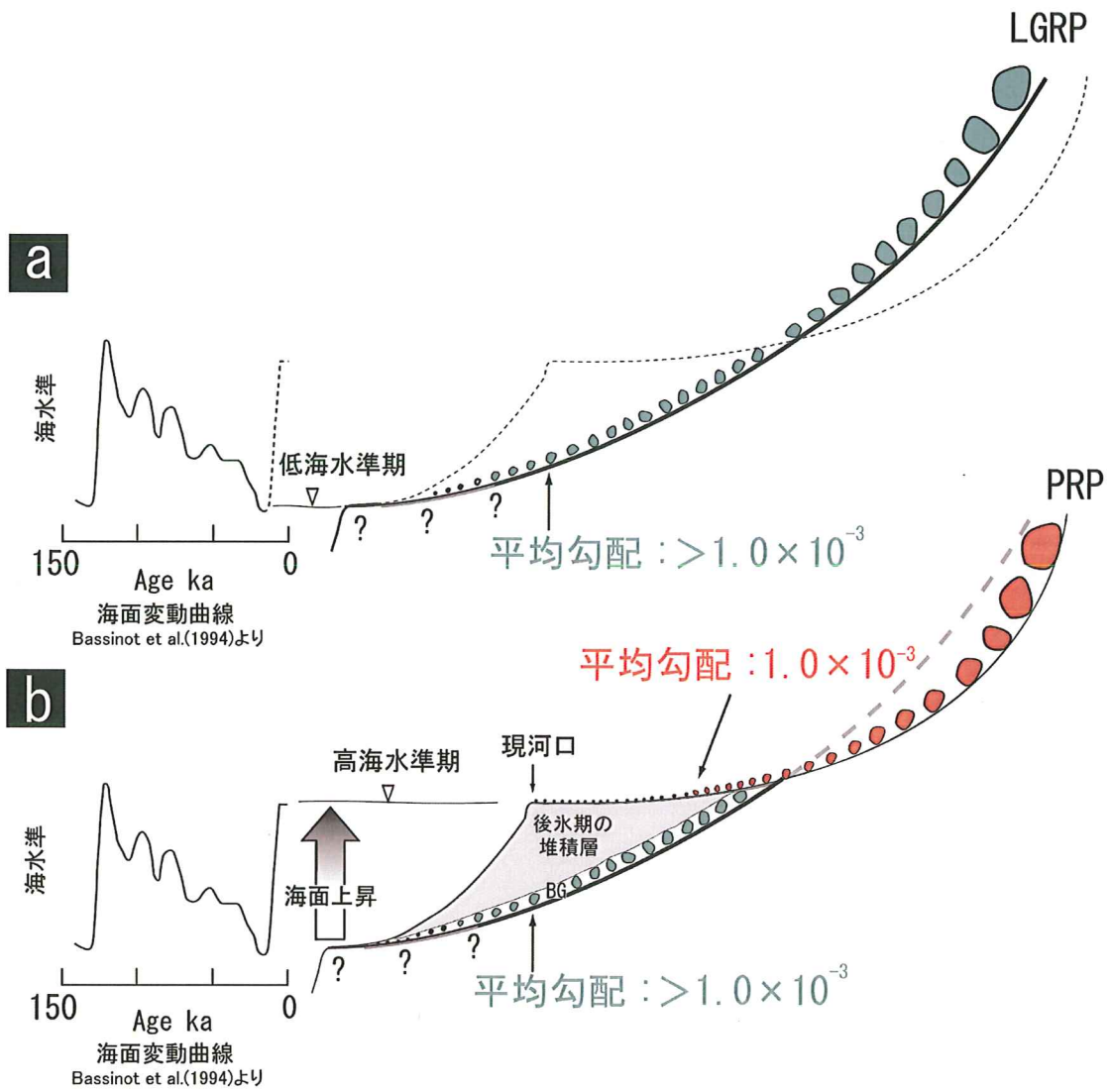


図 2-10 氷期・間氷期における河床縦断面形の変化と礫の移動

a : LGRP b : PRP

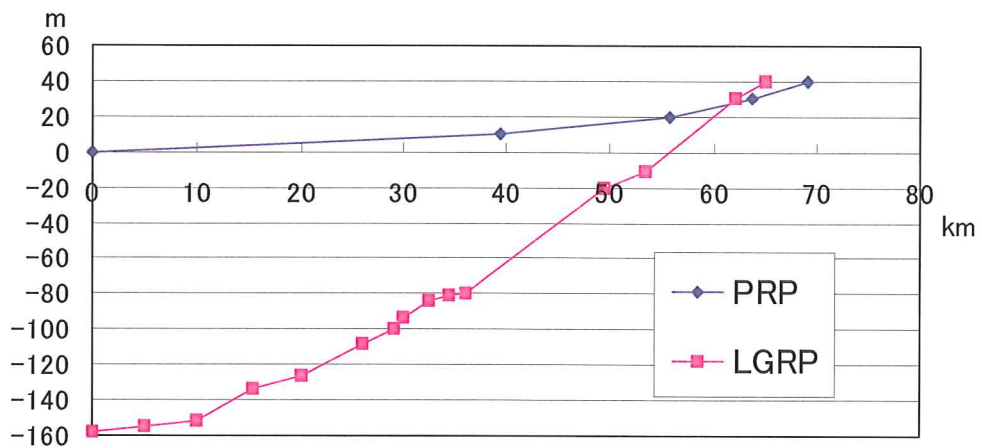
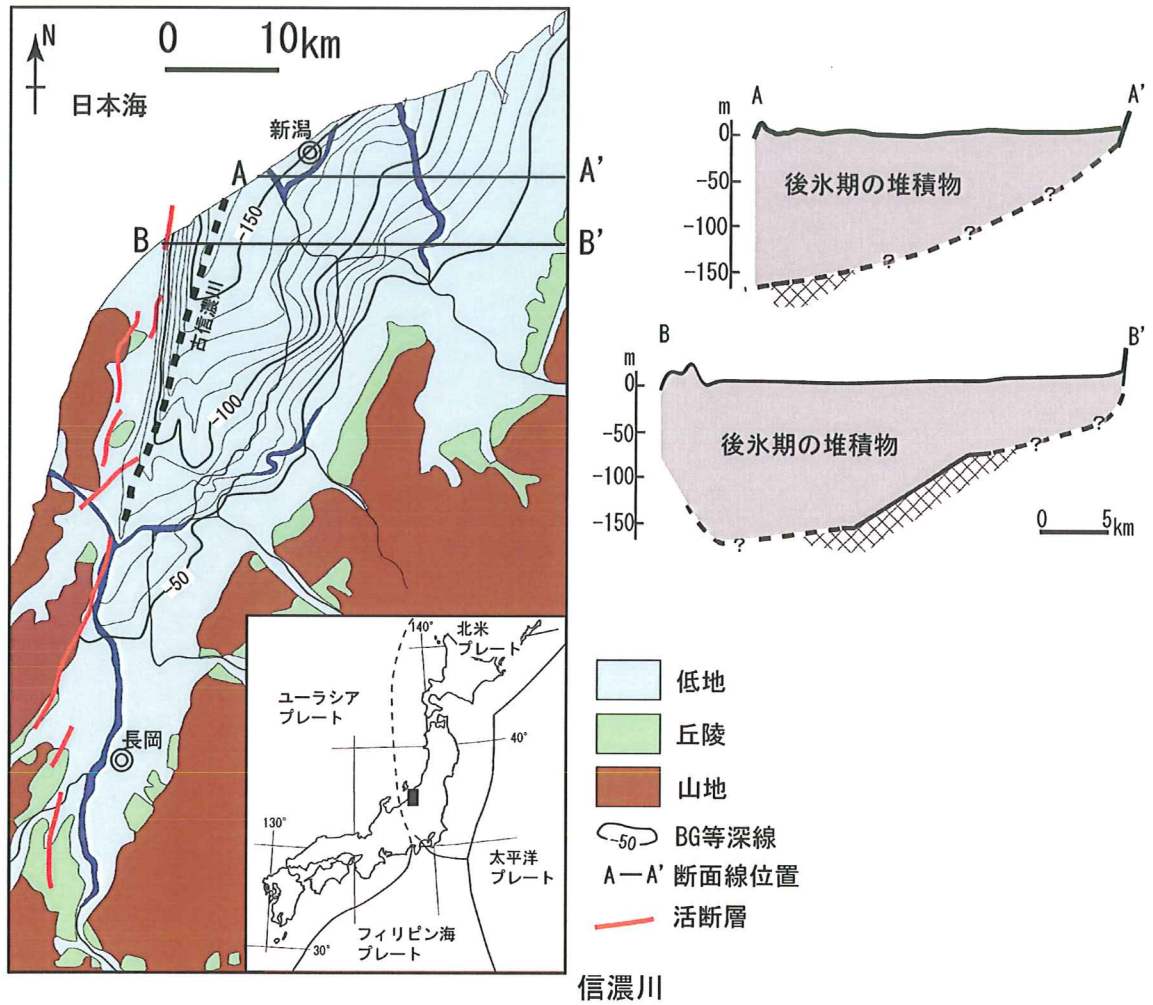
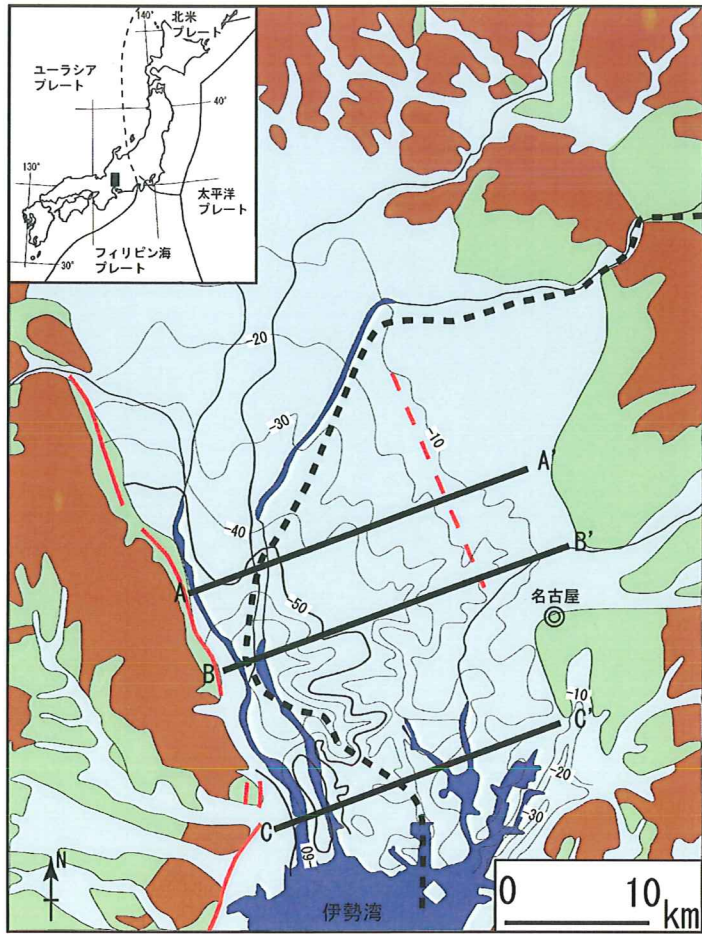
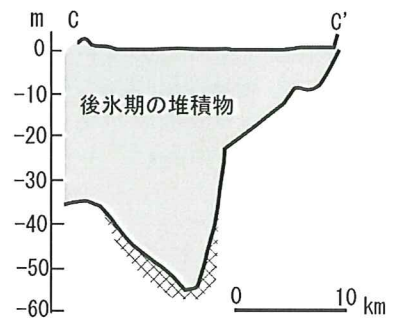
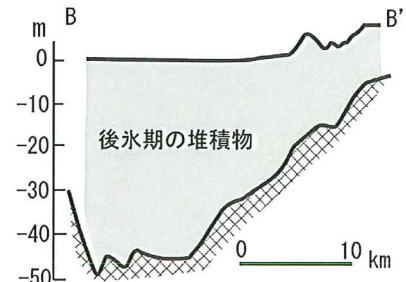
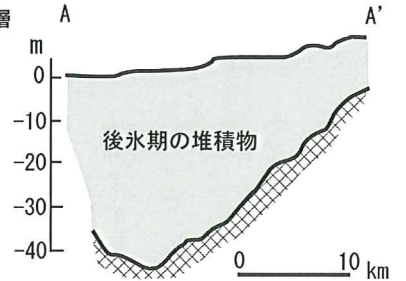


図 2-11a 越後平野における活断層分布（上左）及び横断面図（上右）と断層活動に伴う沖積層基底の変形（下）

沖積層基底等深線は新潟県地盤図編集委員(2002)より。横断面図は仲川(1985)に加筆・簡略化。



- 低地
- 丘陵
- 山地
- BG等深線
- A-A' 断面線位置
- 活断層



木曾川

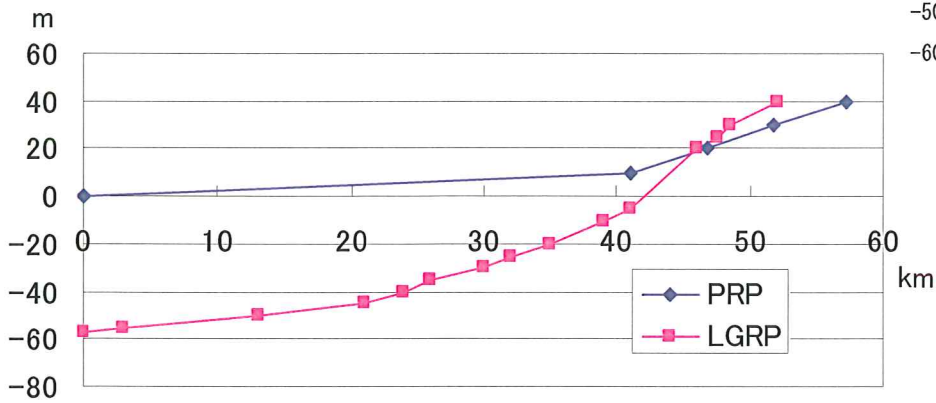


図 2-11 b 濃尾平野における活断層分布 (上左) 及び横断面図 (上右) と断層活動に伴う沖積層基底の変形 (下)

沖積層基底等深線は東海三県地盤沈下調査会編 (1985) より。

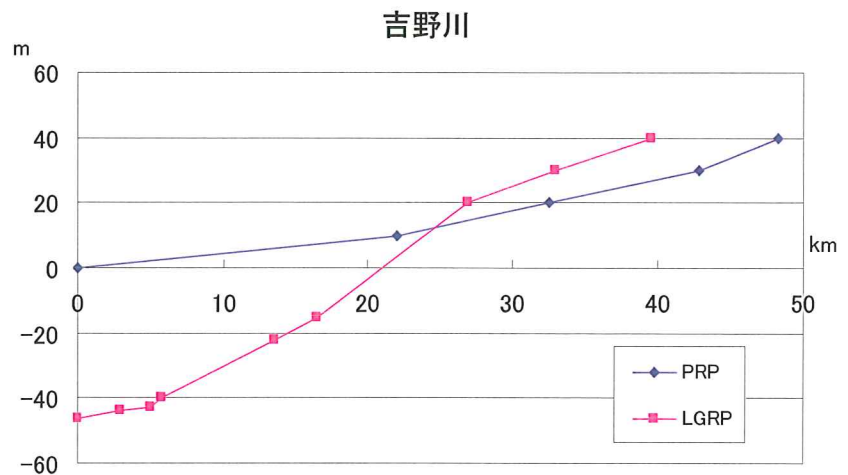
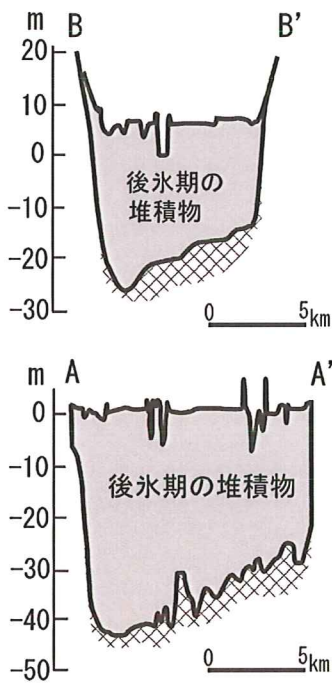
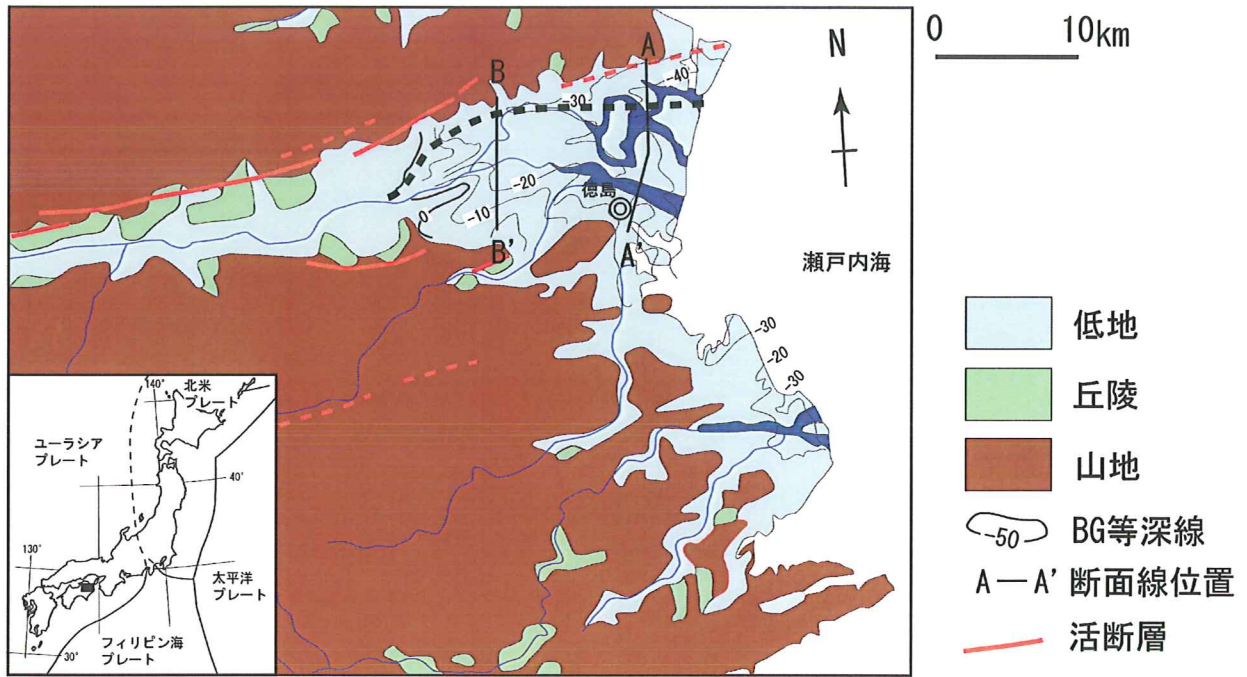


図 2-11 c 徳島平野における活断層分布（上）及び横断面図（下左）と断層活動に伴う沖積層基底の変形（下右）

沖積層基底等深線は古田（1996）より引用．横断面図は古田（1985）に加筆．

ついて各断層による影響を詳しく検討してみる。

長岡平野西縁断層帯の北部を構成する角田・弥彦断層の平均上下変位速度は、現河口付近で地下-350 m 付近に MIS 5e に対比される貝化石を含む内湾堆積物（小林・松田, 1991）が分布することから 3 mm/yr 程度と考えられている（地震調査研究推進本部, 2003）。また、現河口から 13 km 上流付近では河口付近同様 3 mm/yr 程度（中西ほか, 2010）、現河口から 18 km 上流付近ではやや大きく約 3~4 mm/yr であると推定されている（下川ほか, 1997, 2000）。これらの値を 2 万年間の沈降量に換算すると現河口付近~13 km 上流で 60 m、現河口より 18 km 上流付近で 60~80 m 沈降したこととなる。

養老・桑名断層帯を流れる木曾川では、現河口付近の地下-32 m 地点に御岳第一軽石（On-Pm1）（100 ka：町田・新井, 2003）が介在し、地下-34 m 付近に熱田層（MIS 5e）が分布する（水野, 1996）ことから、この付近の平均沈降速度は約 0.3 mm/yr と推定できる。また、現河口から 20 km 上流付近では約 0.7 mm/yr（須貝・杉山, 1999）、河口から約 45 km 上流ではほぼ安定している（須貝, 2001）。これらの値を過去 2 万年間の沈降量に換算すると現河口付近で 6 m、現河口より 20 km 上流付近で 14 m 沈降したこととなる。

吉野川沿いの中央構造線の活動に伴う平均上下変位速度は、徳島平野北東部を構成する鳴門南断層で 1 mm/yr と算出されている（森野ほか, 2001；中西ほか, 2002）。また、この付近において古吉野川の埋没谷に直交する横断面図（古田, 1996）を見ると、鬼界アカホヤテフラ（K-Ah）（7.3 ka：町田・新井, 2003）の堆積深度分布が断層に向かって深さを増しており、その堆積深度の比高は現河口付近で 3 m、3 km 上流地点で 4 m、5 km 上流地点で 6.5 m となっている。これらから平均上下変位速度はそれぞれ約 0.4 mm/yr, 0.55 mm/yr, 0.9 mm/yr と推定できる。また、18 km 上流付近の引野断層では、L 面が 15 m、M 面が 55 m の変位を受けている（後藤, 1998）。L 面は段丘構成層上部に AT が介在し（水野ほか, 1993）、M 面は支流の鮎喰川で M 面上に載るローム層中に鬼界葛原テフラ（K-Tz）（95 ka：町田・新井, 2003）もしくは阿蘇 4（Aso-4）（85~90 ka：町田・新井, 2003）起源の可能性のある火山ガラスが検出

されている（満塩・池野, 1998）ことから、それぞれの離水年代は 20 ka 頃と 100 ka 頃と考えられる。すなわち、この付近の平均上下変位速 $0.55\sim 0.75$ mm/yr と推定できる。これらの値を 2 万年間の沈降量に換算すると現河口付近で 8 m, 3 km 上流地点で 11 m, 5 km 上流地点で 18 m, 18 km 上流付近で 11~15 m 沈降したことになる。

以上より LGRP が形成以降の約 2 万年間で受けたと考えられる断層運動による影響を補正すると、各河川の現河口直下から 30 km 上流までの河床縦断面形は、信濃川・吉野川に関しては十勝川の、木曾川に関しては荒川の河床縦断面形とほぼ同じとなる（図 2-8c）。すなわち、MIS 2 の河川勾配の特徴として、現河口付近においても、その勾配は少なくとも 1 %を超えていたことが挙げられる。

したがって、すでに他の研究により指摘されてきた現在の扇状地の末端部の河床勾配が約 1 %であるということ（Ohmori, 1991; Inoue, 1992）、ベキ関数や一次関数型河川は下流方向へ運搬能力を維持しやすいこと（Ohmori, 1997; Ohmori and Shimazu, 1994）の 2 点を考慮すると、MIS 2 の河川は現在とは異なる土砂運搬能力を備えていたと考えられる。すなわち、氷期には下流部の河川勾配の増大と河床縦断面形の曲率の減少に伴い、下流方向まで掃流力が維持され、現在よりもより下流まで礫が移動可能となったと考えられる。

上述したように BG の成因については、最終氷期の寒冷化により森林限界が低下するとともに周氷河作用の影響範囲が拡大した結果、礫生産が増大したことによるものであると考えられてきた（井関, 1975）。しかし、高標高域では、礫生産と斜面からの土砂流出には地形条件によって生じるタイムラグがあることが指摘されている（小口, 1988 など）。また、最終氷期に礫生産が増加したという確実な証拠はない上に、周氷河作用の影響が小さいと考えられる西南日本の沖積平野下にも BG が分布する（例えば、豊岡盆地の円山川（谷川, 2009）；出雲平野の神戸川（林, 1991）など）。さらに、濃尾平野では、MIS 22 以降の各氷期に対応して堆積してきた礫層（須貝ほか, 1999）の礫径が、氷期の海面低下量に対応して変化してきたことが明らかにされている（佐藤ほか, 2006）。

これらのことから、現河口付近に BG が分布する主な要因を氷期の礫生産の増大と

考えるよりも、河床縦断面形の変化と考える方が妥当であろう。すなわち、300 m 以上の標高域では MIS 2 においてもそれなりの河川掃流力が維持されていたため、生産された礫は LGRP の上流端まで到達しており、さらにその礫が標高 300 m 以下の地域で生じた河床縦断面形の曲率の減少と河床勾配の増大にともなう下流方向への掃流力の減少の低下により現河口付近まで到達した可能性が高い（図 2-10）。

2.8 まとめと今後の課題

日本列島の 35 河川を対象に LGRP と PRP について、曲率の計測、適合関数型の分析、現河口付近の勾配の測定を行い、それぞれの特徴を数理的に検討するとともに、MIS 2 の河床縦断面形と礫移動の関係について論じた。(1) 35 河川すべてにおいて、LGRP と PRP の交差が成立することが確認され、氷期-間氷期の気候変動・海面変動にともなう従来の河床変動モデルが日本列島の広い範囲で適応可能であることが再確認された。(2) LGRP と PRP の両者の曲率を比較すると、分析対象区間では LGRP の方が PRP より曲率が減少していた。(3) 適合関数型については、PRP はべき関数型で表される河川と指数関数型で表される河川の 2 タイプが存在するのに対し、LGRP は岩木川と荒川の 2 河川のみは指数関数型で回帰され、他の全ての河川においては、べき関数型または一次関数型で表される。また、全ての河川がべき関数で近似した際に高い相関を示した。(4) 現河口付近の LGRP の平均勾配は、現河口から 10 km 地点では 35 河川中 33 河川が 1%以上となっている。(5) 分析対象区間の LGRP の特徴として、河床縦断方向掃流力の減少率が小さいため、標高 300 m 以上で河川に流入した礫が途中で堆積することなく現河口下まで運搬された可能性が高い。(6) 上記のことを踏まえ、運搬条件から土砂移動を見た場合、MIS 2 には現在よりも下流まで砂礫の移動が可能であったと考えられ、現河口下における BG 分布は氷期-間氷期サイクル中の河床縦断面形の変化に由来すると言える。

今後は、日本とは海底地形やテクトニックな環境の異なる世界の河川について同様の手法で検討を進める必要がある。氷期の古水文環境がどの程度変化したのかを検討

していくという観点でいえば，各河川の BG の堆積年代の詳細を明らかにしていくとともに，BG の礫径を測定することや，氷期の河床は現河口付近では谷を穿っていたため現在と比べ川幅が狭く，水深が維持されていた可能性があるため，氷期の河床の横断面形についても定量的な検討が必要である．また，曲率や適合関数形の変化の要因についての定量的な検討も今後の課題とである．

注

1) 2 豊平川の現河床は石狩川の支流となっているが，LGRP 形成時は現河口付近で石狩川と合流していた（松下，1979）．

2) ダムに水没して 1/25,000 の地形図では河床高度を計測できない 24 天竜川，30 吉野川，31 那賀川の 3 河川に関しては，当該河床区間に限り 1/50,000 の旧版地形図を用いた．なお，本研究対象の 35 河川中 23 河川については，筆者らのデータの追加計測を行った．

3) 8 閉伊川，20 黒部川，26 加古川，31 那賀川の 4 河川の LGRP に関しては，海拔 300 m の位置に MIS 2 頃の段丘が分布していないため，海拔 310 m までの高度と距離を用いて計測した．また，11 米代川の中流～上流では，MIS 2 頃の段丘面が部分的に八戸火砕流（15 ka：町田・新井，2003）堆積面と同じ高度で一続きの地形面となっており（大月，2005，p.208），Tajikara（2004）の段丘縦断面図においてもこれら二つの縦断面形はほぼ等しい高度となっているので，MIS 2 頃の段丘面が分布しない場合には八戸火砕流堆積面の高度と距離を用いデータを補完した．