

土 木 研 究 所 資 料

気候・地形・地質が河道特性に
及ぼす影響に関する研究ノート

平成元年12月

建設省土木研究所
河川部河川研究室

気候・地形・地質が河道特性に 及ぼす影響に関する研究ノート

河川研究室長 山 本 晃 一

要旨

本論は、気候、地形、地質等の自然条件の差異が河道特性にどのような影響をあたえているかについて、日本、カナダ・アルバータ州、インドネシアの河川の河道特性を比較検討したことによって得られた成果を報告するものである。これらの成果は、気候、地形、地質の異なる地域での河川処理のあり方に関する基礎資料となるものである。

キーワード：河道特性，セグメント，平面形状，せん断力，熱帯，亜熱帯

ま え が き

本報告は、海外土木技術共同研究経費「低平地河川の改修工法に関する研究」昭和61年度～平成2年による成果の一部を報告するものである。

ここには、気候、地形、地質等の自然条件の差異が河道特性にどのような影響をあたえているかについて、日本、カナダ・アルバータ州、インドネシアの河川の河道特性を比較検討したことによって得られた成果が報告されている。

これらの情報は、人間が河川を利用するために河川に働きかける場合の基礎情報となろう。

目 次

まえがき

第1章 研究の目的と方法	1
1-1 研究の目的	1
1-2 河道特性の内容と研究方法	1
1-3 資料の収集・整理方法とデータの特徴	3
第2章 調査対象地域の地形・気候等の概要	18
2-1 日本の地形・気候等の概要	18
2-2 カナダの地形・気候等の概要	23
2-2-1 カナダ	23
2-2-2 アルバータ州	27
2-3 インドネシアの地形・地質・気候の概要	33
2-3-1 地形・地質の特徴	33
2-3-2 気候の特性	38
2-3-3 植生・土壌	42
2-3-4 スマトラ島	43
2-3-5 ジャワ島	45
第3章 河道特性規定要因に及ぼす気候・地形・地質の影響	46
3-1 流域地形	46
3-2 洪水特性	48
3-2-1 データソースと解析方法	48
3-2-2 比流量と面積の関係	49
3-2-3 Bankfull流量と年超過確率流量	61
3-2-4 洪水特性の差異が河道特性に及ぼす影響	66
3-3 河床材料特性	67
3-4 河道の縦断形とsegment	74
第4章 河道特性の比較研究	88
4-1 洪水時に河床に働くせん断力	88
4-2 河道の平面形状	101
4-2-1 河道の平面形状におよぼす気候の影響	101
4-2-2 河道の平面形状と気候の関係に関するまとめ	118

資料1	インドネシアの河川の河道特性	125
1.	Kuranji川の河道特性	127
2.	Ular川の河道特性	137
3.	Asahan川の河道特性	150
4.	Jeneberang川の河道特性	157
5.	Citarum川の河道特性	169
6.	Brantas川の河道特性	172
7.	Solo川の河道特性	185
資料2	河道特性調査のすすめ	199
1.	まえがき	201
2.	河道特性調査の内容と意義	201
3.	荒川中流部の河道特性量と河道特性	205
4.	河床の変動形態に及ぼす河床・河岸物質の影響	210
5.	河岸, 河床下の堆積物, 地質調査の必要性	214
あとがき		216

第1章 研究の目的と方法

1-1 研究の目的

近年、我が国の河川技術者が、諸外国の河川の治水計画、河道計画に係る機会が増えてきている。この場合、日本で経験した、あるいは学んだ河川に関する知識を、対象とする河川を分析・解析する道具として、計画立案に当たることになる。

この河川に関する知識・経験的法則性が、凡世界的に共通するもので、力学的因果律でもって説明可能であるようなものであれば、外国の河川にそれをそのまま適用しても問題は少ないが、河川の種々の特徴（以下河道特性と言う。）は、力学的体系ですべてを説明し得るものとは思われず、気候・地形・地質等の自然条件および社会条件の異なる外国の河川に、我国の河川計画方式、改修方式、技術基準をそのまま適用することは問題が多いと思われる。

我国の河川計画手法、工法、技術を外国に適用する場合、逆に外国の河川工法等を我国に導入する場合には、上述の自然条件、社会条件の差異が河道特性や河川工法等にどのような影響をもたらしているかについての知識が必要であるが、外国の河道特性資料を収集することが難しいこと、また研究方法論が確立していないこともあって、これを体系的に研究した例は皆無と言って良く、ほとんど明らかにされていない。

本論の目的は、自然条件、社会条件の差異が河川工法や河道特性等へ及ぼす影響の内、気候・地形・地質等の自然条件の差異が、河道特性にどのような影響をあたえているかを、河道特性を比較検討することによって明らかにし、気候・地形・地質の異なる地域での河川処理のあり方に関する基礎資料とするものである。

1-2 河道特性の内容と研究方法

筆者は、日本の一級河川の河道特性について、文献1)、2)で詳しく論じた。そこでは、河道特性として次の項目が挙げられた。

i) 河道の平均的なスケール

河道の川幅、水深、勾配

ii) 洪水時の水理量

洪水時の流速、掃流力

iii) 小規模河床波の形態と流れの抵抗

流量変化と小規模河床波の対応

iv) 土砂の運動形態とその量

各粒径ごとの輸送形式とその河道形成に及ぼす役割

v) 河道の平面形状

蛇行形態、砂州と平面形状との関係、河岸侵食位置と侵食速度、島の発生状況

vi) 氾濫原（高水敷）の特性

高水敷堆積物の質，洪水時の高水敷の挙動

vii) 河道の横断形

洗掘深，洪水による横断形変化

viii) 河道の縦断形変動形態

変動速度，アーミング形態

ix) 生態系

植物，動物

x) 人的作用による河道特性変動形態

xi) 河川の景観

河川地形・植生・構造物の総合的現れ

これらの河川の種々の特性は，個々バラバラに存在しているものではなく，相互に密接に関連し合っており，河道と言うシステムを作っている。

このシステムを規定する基本要素については次のように述べた²⁾。

“ところで，基本要素とは対象とする系に何らかの影響を生じせしめる系の外にある主要な変数と考えられるが，系の空間スケールの大きさによって考えるべき適切な変数は異なる。すなわち前述した河道特性は，種々の空間スケールの現象が複合的に現れたものであるので，これを分析・解析するに当っては，スケールの大きさごとに系を階層化し，あるスケールの系では，それより大きいスケールの系において規定されるものを，固定的な境界条件として，その内部の現象を規定する基本要素を用いて分析・解析せざるを得ない。

従って，河道特性として何を考えるかによって，それに影響を与える適切な基本要素が異ってくる。今河道特性として河川の河床勾配を取れば，これを規定する基本要素として上流域の地質，地形，地殻変動，気候変化を取り，これに従属する植生，海水準面高の変化，生産土砂の量とその粒度分布形，流量を媒介として表現されなければならないが，洪水時の平均流速を取れば，これを支配する基本要素として，河床勾配，河床材料，水深を取るのが工学的には妥当であろう。

種々の河道特性を規定する基本要素は，それゆえ対象とする河道特性，またそれを調査する目的に応じて変わらざるを得ないが，本論においては，平均年最大流量，河床材料の平均粒径，河床勾配を種々の河道特性を規定する基本要素として検討を行うことにする。前述したような種々の河道特性の空間スケールから考えると，次章以下で示すようにこれを説明，分類する上で適切と考えられるからである。なお種々の河道特性の内には，この三量によっては規定されないものもあるが，その場合には適宜他の要素の影響について説明を行うこととする”。

本研究においては，日本の河川の河道特性を分析・解析したのと同様な方法を用いて，外国の河川の河道特性を調査する。これによって前述した三要素と河道特性の関係が我国の河川と同様なものか，あるいは差異があるのか比較検討し，差異があるとすればその原因として気候・

地形・地質の相違が考えられるので、気候・地形・地質の差異が河道特性を規定すると考えられる三要素への影響検討結果等を利用して分析・検討を行う。

具体的な調査研究の手順は以下のごとくである。

- ① 気候帯の異なる外国の河川の自然地理条件を文献等より把握する。さらに河川の河道特性に関する資料を収集する。
- ② 収集した資料より各国別に河道特性支配要因である洪水特性，河床縦断特性，河床材料特性を整理し，日本の河川も含めて相互比較を行うことによって，これらに及ぼす気候・地質・地形の影響について検討する。
- ③ 次に収集した資料より，洪水時に河床に働く掃流力と粒径の関係，水路平面形状特性等の河道特性とその支配要因との関係が，日本の場合と同様なものであるのか差異があるのか把握し，差異があればその原因について検討する。
- ④ 収集した資料の内，河川縦断方向の変化特性の分かるものは，河道特性量の縦断方向の変化を図表に表わし，その変化の原因について日本と同様の解釈ができるのか検討する。

1-3 資料の収集・整理方法とデータの特性

調査の対象とした主な地域は，熱帯雨林及びモンスーン気候帯に属するインドネシア国，亜寒帯多雨気候帯に属するカナダ・アルバータ州及び比較の対象としての日本である。

乾燥地帯の河川等も資料を入手できれば，調査の対象としたい所であるが，精度の良いまた分析の対象に耐えるだけの種々の河道特性に関する資料を収集し得る国が，上述の国しか手元になく，三国の河川を検討の対象としたものである。

資料の収集・整理方法は以下のとおりである。

〔1〕日本の河川の場合¹⁾²⁾

検討の対象とされた低水路は，58河川73区間の低水路及び縦断方向の低水路の形状変化と平均年最大流量時あるいは低水路満杯時の水理量との関係を調べた利根川中流部（河口より120～180km），利根川下流部（河口より0～100km），関川（河口より0～9.5km），斐伊川（0～21km），手取川（河口より0～17km），黒部川（河口より0～13km），常願寺川（河口より0～20km），安倍川（河口より0～23km），大井川（河口より0～24km），阿武隈川（河口より30～50km），鶴見川（河口より2～15km），荒川（河口より26～88km）の13河川である。この資料には北海道から九州までの河川資料が含まれ，ほぼ全国をカバーしている。なお日本の河川の低水路は，蛇行部の直線化や護岸水制による河道の制御等によって半人工的なものである。ここでは半人工的河川と考えられる河川も，人的作用がほとんど及んでいない河川も，以下に述べる手続きで資料の整理を行った。

河道のスケール・形状に関する資料は，全国河川粗度係数資料集⁴⁾に示されている河床勾配縦断図，川幅縦断図，河床材料縦断変化図を基にしたが，必要な場合には，各河川の工事事務所で発行している河川管内図，また河川に関する調査報告書を手に入れた。流量に関す

る資料は建設省河川局による流量年表を基にした。

具体的な河道のスケールの算出法を以下に示す。

① 河床材料がほぼ同一である河道区間を選ぶ

主に全国河川粗度係数資料集で示されている河床材料縦断変化図より選定した。

② その区間の平均的な低水路幅 B を求める。

勾配が1/300以下の河川は低水路の形状が明確であり、低水路幅の評価に誤差の生じる虞れは少ないので、低水路幅の評価は、主に全国河川粗度係数資料集⁴⁾の川幅変化図をそのまま用いて平均的低水路幅とした。勾配の大きい扇状地河川は低水路の不明確な場合があるので航空写真、河川横断図等を見て定めた。扇状地河川においても植生等より低水路幅は十分に評価し得る。

③ その区間の河床材料の平均的な d_{60} を求め、平均粒径 d_m の代わりとする。

④ その区間の河床勾配 I_b を求める（水面勾配を使ったものもある）。

⑤ 流量年表より、その区間に一番近い流量観測所の昭和40年（1965）から昭和49年（1974）年の平均年最大流量を求める。

⑥ 高水敷高の明確なものは低水路の平均水深 H_b （高水敷高と低水路平均河床高の差）を求める。

主に全国粗度係数資料集に示されている高水敷高縦断図と低水路平均河床高縦断図を基にして算出した。

以上が河床材料の平均粒径、河床勾配、平均年最大流量、河道の低水路幅、水深の算出手法である。平均年最大流量時に河床に働く掃流力は、以上の資料を使用して以下の手法によって算出した。

1) 文献2) 3-2「洪水時の低水路の流速係数」で検討した結果を用いて、また粗度の観測資料がある場合にはそれを基にして流速係数 ϕ を決める。

2) 以上の水理資料より平均水深 H_m を次式より求める。

$$H_m = [Q / (\phi B \sqrt{g} \sqrt{I_b})]^{2/3}$$

ここで Q は平均年最大流量、 g は重力加速度、 B は低水路幅、 I_b は河床勾配である。次に無次元掃流力 $\tau_{*m} = H_m \cdot I_b / (s \cdot d_m)$ 、 $u_*^2 = g \cdot H_m \cdot I_b$ 、 B/H_m 、 H_m/d_m を計算する。さらに、洪水時に河道に働く掃流力と粒径の関係をより詳細に知るため、さらに縦断方向にこの関係がどのように変化するかを知るために、平均年最大流量あるいは低水路満杯流量時の低水路の水深 H_m 、低水路幅 B 、平均粒径 d_m 、 B/H_m 、 H/d_m 、 τ_{*m} の値を、13の河川について、工事事務所で測定した河床の縦横断図を使用して不等流計算を行い、その結果を用いて求めた。次にこれらの値の縦断方向の変化図を作成した。なお荒川の場合は扇状地区間である76kmより上流は不等流計算結果を用いて変化図を作成したが、下流は低水路満杯時の各種水理量を求め縦断図を作成した。

整理された結果は、文献1), 2)に図表として示されている。

〔2〕カナダ・アルバータ州の河川の場合

カナダ・アルバータ州の河川の河道特性に関する資料は、Kellerhals, R., Neil, C. R., Bray, D. I.³⁾ (1972) による報告書を用いることとした。この報告書にはカナダ・アルバータ州の河川特性に関する以下のような基礎情報が記載されている。

- 河川名
- 水理観測所に関する資料
- 水文関係資料（流量関係資料）
- 河道のスケールと流量との関係資料
(H , A , $B \sim Q$ 関係, 河床勾配)
- 河谷及び水路の特性関係資料
- 河床・河岸物質資料
- 冬期の結氷及び融氷時期資料

これらの資料に内、河川のある区間の全河岸延長に対する沖積層の延長の割合（左右岸の平均）が75%以上のものを抽出し河道特性量を整理した。その結果はTable 1-1に示されている。沖積層の延長が75%以上の河川区間の資料を選んだのは、自己調整作用にあると考えられる沖積地河川の特性を知るのが本調査の目的であるからである。

Table 1-1に示された河道特性量は、以下のようにして求められたものである。

- ① 勾配 I は、水面高を最深部に沿った距離（thalweg distance）に対してプロットし、これの最適直線を引き、これを勾配としたものである。文献3)には5万分の1の地形図によるコンターより求めた勾配も示されているが、これは誤差が多いものとし使用しないことにした。
- ② 径深は2年確率洪水時の断面積 A をその時の川幅 B で除した値とした。
- ③ 平均流速は、2年確率洪水流量を断面積 A で除した値とした。
- ④ 確率洪水流量は、年最大日流量を用いてlog-normal flood frequency plotsによってeye fitnessによって直線を引き求めたものである。
- ⑤ 蛇行度 S は、水路長を谷軸長で除したものであり、蛇行長は谷軸に沿った一蛇行サイクルの平均長さである。

〔3〕インドネシア国の河川の場合

インドネシア国の資料は2種類ある。一つは、コロソボプラン河川工学専門家として、インドネシア国公共事業省ソロ水理実験所に1985~1987年の2年間派遣された田代順一氏に取りまとめた資料である。

田代は、ソロ水理実験所が関った水理模型実験資料等よりインドネシア国の河川の河道特性についてデータ集を作成した。これらの資料の内河道が沖積層を流れていると判断（田代が判断した。）される河川の河道特性量を再度整理しなおし、本調査の基礎資料とした。

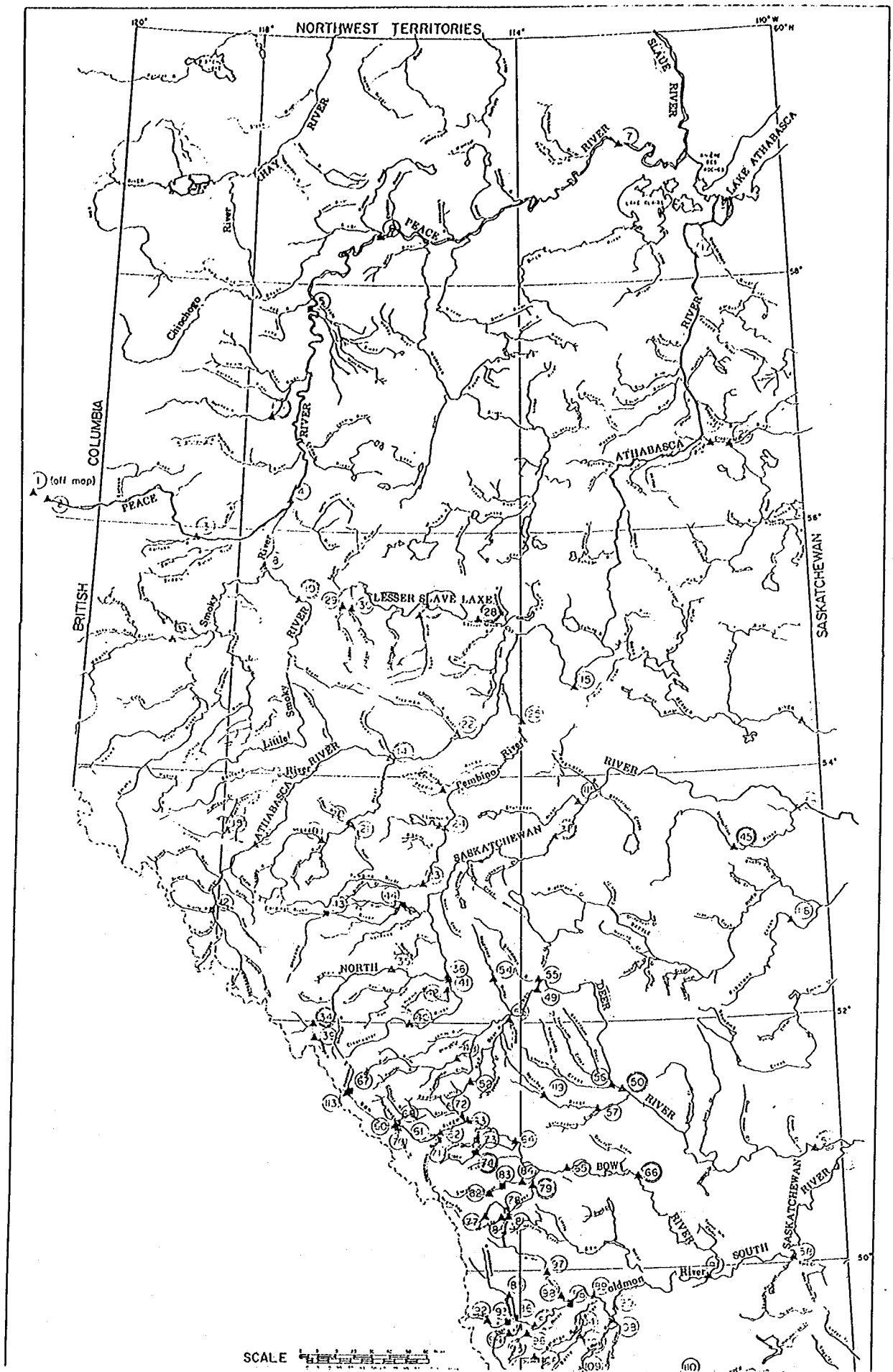


Fig. 1-1 カナダ・アルバータ州の河川位置図¹⁾(番号はTable 1-1に対応)

Table 1 -- 1 アルバータ州河川の河道特性

水系名	番号	河川名	区間	沖積扇の割合 (%)		1/2洪水 流量 Q (m³/s)	断面 積 A (m²)	川幅 B (m)	水深 R (m)	流域 面積 Q _b (m³/s)	粒径 (mm)		平均 流量 Q/A	河床 勾配	蛇行 度 s	蛇行 曲率 長 L (km)	蛇行 の幅 (km)	B/R	u* ² (cm²/s²)	QI	Description of valley flat/width (mi)	Channel pattern	Relation of channel to valley	Sinuosity/ Wave length/ Belt width (mi)	Lateral activity/ Lateral stability
				左岸	右岸						d ₆₅	d ₅₀													
Peace (Mackenzie)	8	Smoky	Prudent's Ranch, Smoky, Watino	80	70	2,406	1,143	271	4.22	5,430	112	80	2.10		1.30	3.54	2.41	64.2			Fragmentary and narrow, sparsely forested and not cultivated. 0.08	Irregular meanders with occasional islands: point and mid-channel bars.	Partly entrenched and frequently confined; constricted by slump.	1.30 2.20 1.50	Downstream Progression slightly unstable.
Athabasca (Mackenzie)	12	Athabasca	Jasper	100	95	453	200	115	1.74	880	82	60	2.27	1/330	1.10	—	—	66.1	516.7	1.373	Fragmentary and of moderate extent, moderately forested, no cultivation. 0.10	Sinuuous and braided; diagonal and mid-channel bars.	Frequently confined and not obviously aggr or degrading.	1.10 — —	Laterally active. Moderately unstable.
	13		Entrance, Hinton	80	100	906	494	191	2.59	—	56	43	1.83	1/1,000	1.00	—	—	73.7	232.9	0.831	Indefinite and narrow, moderately forested, no cultivation. 0.15	Straight with occasional islands: mid-channel bars.	Entrenched between terraces.	1.00 — —	Stable
	14		Whitcourt 付近 (Windfall 付近)	90	100	—	—	—	—	—	61	52	—	—	1.20	—	—	—	—	—	Fragmentary and narrow, sparsely forested or shrub covered, no cultivation 0.30	Sinuuous and split: mid- channel and point bars.	Not obviously degrading or aggr., occasionally confined.	1.20 — —	Moderately unstable.
	17		Embarras Airport	100	100	2,604	2,360	442	5.34	2,600	0.23	0.19	1.10	1/11,110	1.35	5.63	2.41	82.8	47.1	0.234	Continuous and wide, moderately forested, no cultivation. 2.0	Irregular meanders with occasional islands: point bars and mid-channel bars.	Not obviously degrading or aggr., occasionally confined.	1.35 3.50 1.50	D/S progression of meanders. Moderately unstable.
	18	Wildhay	Hinton 付近	100	80	48	34	40	0.85	120	51	42	1.41	1/190	1.20	—	—	47.1	438.4	0.253	Fragmentary and of moderate extent, moderately forested, no cultivation. 0.08	Irregular with occasional islands: pool and riffle sequence. mid-channel and diagonal bars.	Not obviously degrading or aggr., confined by bed rock.	1.20 — —	Slightly unstable.
	22	Freeman	Fort Assiniboine 付近	100	100	79	61	61	1.00	200	83	70	1.30	1/300	1.80	0.48	0.24	61.0	326.7	0.263	Fragmentary and of moderate extent, not cultivated, sparsely forested. 0.15	Tortuous meanders, pool and riffle sequence, bars, long jams.	Not obviously degrading or aggr., occasionally confined.	1.80 0.30 0.15	Progression and cut-offs. Moderately unstable.
	23	Pembina	Paddy Creek 下流	90	90	96	102	51	2.00	570	0.29	0.26	0.94	—	1.70	0.72	0.80	25.5	—	—	Continuous and wide, not forested, not cultivated. 0.50	Irregular meanders with point bars.	Partly entrenched and occasionally confined.	1.70 0.45 0.50	Progression and cut-offs. Slightly unstable.
	25		Jarvie	100	100	190	195	80	2.44	610	0.35	0.32	0.97	1/9,090	2.00	1.45	0.80	32.8	26.3	0.021	Fragmentary and of moderate extent, partly cultivated, partly shrub- covered. 0.05	Irregular meanders with pool and riffle flow:	Not obviously degrading or aggr., occasionally confined.	2.00 0.90 0.50	Progression and cut offs. Slightly unstable.
	116	Lobstick	Entwistle 付近 Styal 付近	80	80	18	22	22	1.00	60	80	66	0.82	1/710	1.90	0.32	0.24	22.0	138.0	0.025	Fragmentary and narrow; covered by shrubs. 0.02	Irregular meanders with pool and riffle flow; diagonal bars.	Partly entrenched and confined.	1.90 0.20 0.15	Entrenched loop development. Slightly unstable.
	26	Paddle	Rochfort Bridge 付近	80	100	28	18	17	1.06	50	54	46	1.56	1/260	1.50	—	—	16.0	399.5	0.108	Continuous and wide, partly cultivated, partly shrub- covered. 0.30	Irregular, with irreg. to tortuous meanders outside reach: pool and riffle sed., diag. bars.	Not obviously degrading or aggr., occasionally confined.	1.50 — —	Mainly cut-offs. Moderately unstable.
	28	Lesser Slave	Slave Lake, Highway # 2	100	100	69	110	51	2.16	110	0.22	0.20	0.63	1/9,090	2.00	0.97	0.80	23.6	23.3	0.008	Fragmentary and of moderate extent, not forested, not cultivated. 0.08	Irregular, almost contorted meanders, no bars.	Not obviously degrading or aggr., occasionally confined by terrace.	2.00 0.60 0.50	Progression and cut offs. Slightly unstable.
	29	West Prairie	High Prairie 付近	100	100	62	54	26	2.08	160	0.49	0.43	1.15	1/2,000	1.80	—	—	12.5	101.9	0.031	Continuous and wide, mainly cultivated and partly built-up. 2.00	Irregular, large dunes; artificially straightened and dyked.	Free meanders.	1.80 — —	Mainly cut-offs. Slightly unstable.
	30	East Prairie	Near Kinuso	100	100	79	54	30	1.80	78.6	0.37	0.33	1.46	1/2,000	1.40	—	—	16.7	88.2	0.040	Continuous and wide, mainly cultivated. 2.00	Irregular with occasional islands: large dunes and point bars, log jams.	Free meanders, river degrading now due to straightening D/S.	1.40 — —	Mainly cut-offs. Slightly unstable.
	117	Swan	Kinuso 付近	100	100	149	158	42	3.76	150	0.33	0.29	0.94	1/5,000	1.70	0.80	0.40	11.2	73.7	0.030	Continuous and wide, moderately forested or shrub-covered. 1.00	Tortuous meanders, point bars, minor log jams.	n. a.	1.70 0.50 0.25	Mainly cut-offs. Moderately unstable.
	31	Clearwater	Draper	80	70	425	404	138	2.93	790	—	—	1.05	1/5,000	1.50	1.97	0.97	47.1	57.4	0.085	Continuous and of moderate extent; moderately forested; not cultivated. 0.15	Regular meanders with occasional islands: point bars and large dunes.	Not obviously degrading or aggr., frequently confined.	1.50 1.20 0.60	Downstream progression. Slightly unstable.
Beaver (Churchill)	32	Beaver	Cold Lake Reserve	80	80	127	147	54	2.72	140	0.64	0.56	0.86	1/4,760	1.30	0.82	0.32	19.9	56.0	0.027	Continuous and of moderate extent; uncultivated and moderately forested. 0.18	Regular meanders: point bars and large dunes.	Not obviously degrading or aggr., confined.	1.30 0.50 0.20	Downstream progression. Slightly unstable.
N.Saskatchewan (Nelson)	34	North Saskatchewan	Saskatchewan Crossing	60	90	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.10	—	—	—	—	—	Fragmentary and of moderate extent; shrub- covered, no cultivation. 0.25	Sinuuous and braided.	Not obviously degrading or aggr., frequently confined.	1.10 — —	Moderately unstable.
	36		Rocky Mountain House 付近	100	50	691	269	151	1.78	2,830	79	63	2.57	—	1.10	—	—	84.8	—	—	Fragmentary and of moderate extent partly cultivated and moderately forested. 0.10	Sinuuous with frequent islands: pool and riffle sequence, mid-channel bars and diagonal bars.	Partly entrenched and frequently confined.	1.10 — —	Slightly unstable.
	40	Clearwater	Limestone Creek 上流	100	70	85	39	40	0.98	170	37	27	2.18	1/180	1.20	—	—	40.8	533.6	0.472	Continuous and narrow; uncultivated. bare or shrub-covered. 0.02	Irregular with occasional islands: pool and riffle sequence; diagonal bars; minor log jams.	Partly entrenched and occasionally confined.	1.20 — —	Moderately unstable.

Table 1 - 1 アルバータ州河川の河道特性

水系名	番号	河川名	区間	沖積扇の割合 (%)		1/2洪水 流量Q (m³/s)	断面 積A (m²)	川幅 B(m)	水深 R(m)	満杯流 量Qb (m³/s)	粒径 (mm)		平均 流量 Q/A	河床 勾配	蛇行 度s	蛇行 湾曲 長L (km)	蛇行 の幅 (km)	B/R	u*² (=gRI) (cm²/s²)	Q1	Description of valley flat/width (mi)	Channel pattern	Relation of channel to valley	Sinuosity/ Wave length/ Belt width (mi)	Lateral activity/ Lateral stability
				左岸	右岸						d ₈₅	d ₅₀													
N.Saskatchewan (Nelson)	42	Prairie Creek	Rocky Mountain House 付近	100	70	28	23	26	0.88	60	51	43	1.22	1/280	1.40	—	—	29.5	308.0	0.100	Continuous and of moderate extent; partly cultivated, partly forested. 0.03	Irregular, pool and riffle sequence; diagonal bars, log jams.	Partly entrenched and confined.	1.40 — —	Entrenched loop development Stable.
	45	Vermilion	Mannville 付近	90	90	—	—	—	—	10	0.32	0.26	—	1/2,700	2.20	0.19	0.11	—	—	—	Continuous and wide; mainly cultivated, some shrubs. 0.10	Tortuous meanders; channel frequently obstructed by vegetation.	Not obviously degrading or aggr., occasionally confined.	2.20 0.12 0.07	Mainly cut-offs. Slightly unstable. Mainly cut-offs;
	118	Ribstone Creek	Edgerton 付近	80	90	2	4	8	0.50	10	0.21	0.18	0.50	1/2,170	1.20	—	—	16.0	22.6	0.001	Continuous and wide, grass and shrub-covered. 0.10	Irregular, boulders.	Not obviously degrading or aggr., occasionally confined.	1.20 — —	Moderately unstable.
Red Deer (Nelson)	49	Red Deer	Red Deer	100	80	340	204	112	1.82	—	60	48	1.67	1/830	1.40	2.25	0.80	61.5	214.9	0.410	Fragmentary and narrow; covered with shrubs. 0.05	Irregular meanders with pool and riffle sequence, diagonal and mid-channel bars.	Partly entrenched and frequently confined.	1.40 1.40 0.50	Downstream progression Slightly unstable.
	51		Empress 付近 Bindloss 付近	80	90	396	420	203	2.07	850	0.32	0.28	0.94	1/3,330	1.06	—	—	98.1	60.9	0.119	Fragmentary and narrow; covered with shrubs, not cultivated. 0.20	Sinuuous with occasional islands; mid-channel bars and large dunes.	Not obviously degrading or aggr., frequently confined.	1.06 — —	Downstream progression. Moderately unstable.
	52	Little Red Deer	Water Valley 付近	80	90	28	24	27	0.89	140	77	63	1.17	1/280	1.10	—	—	30.3	311.5	0.100	Fragmentary and narrow; covered with shrubs, not cultivated. 0.03	Irregular with occasional islands; diagonal bars. mid-channel bars.	Partly entrenched and confined.	1.10 — —	Entrenched loop development. Stable.
	54	Medicine	Eckville 付近	100	100	48	58	33	1.76	130	0.40	0.31	0.83	1/1,960	1.40	—	—	18.8	88.0	0.024	Continuous and wide; grass-covered and cultivated. 0.15	Irregular, with rapids in reach; beaver dams.	Not obviously degrading or aggr., occasionally confined.	1.40 — —	Mainly cut-offs. Stable.
	55	Blindman	Blackfalds 付近	70	80	33	35	29	1.21	180	124	92	0.94	1/1,150	1.40	—	—	24.0	103.1	0.029	Fragmentary and of moderate extent; covered with shrubs and grass, no cult. 0.06	Irregular, with pool and riffle sequence; diagonal bars; boulder rapids.	Partly entrenched and confined, entrenchment deepens over reach.	1.40 — —	Entrenched loop development. Stable.
	56	Kneehills Creek	Drumheller 付近	80	80	13	11	14	0.79	930	50	42	1.18	1/560	1.50	0.40	0.16	17.7	138.3	0.023	Fragmentary and wide; covered with shrubs, not cultivated. 0.10	Irregular meanders, pool and riffle sequence; diagonal bars; beaver dams.	Partly entrenched and confined.	1.50 0.25 0.10	Downstream progression. Moderately unstable.
	119	Rosebud	Carstairs Creek 付近	80	80	4	11	12	0.92	40	94	51	0.36	1/1,960	1.45	—	—	13.0	46.0	0.002	Fragmentary and narrow; covered with grass. 0.02	Irregular, with pool and riffle sequence, boulders.	Partly entrenched in melt channel, frequently confined.	1.45 — —	Entrenched loop development. Stable.
	57		Redland	80	100	10	18	16	1.13	130	70	51	0.56	1/830	1.30	—	—	14.2	133.4	0.012	Fragmentary and of moderate extent; mainly cultivated. 0.10	Irregular, with tortuous meanders outside reach. diagonal bars, pool and riffle sequence.	Partly entrenched and frequently confined.	1.30 — —	Mainly cut-offs. Moderately unstable.
Bow (Nelson)	60	Bow	Banff	100	90	207	216	79	2.73	280	0.11	0.09	0.96	1/7,690	1.10	—	—	28.9	34.8	0.027	Continuous and wide; uncultivated, shrubs shallow lakes and swamps. 0.70	Irregular, point bars.	Not obviously degrading or aggr., occasionally confined.	1.10 — —	Slightly unstable.
	64		Calgary	80	100	439	214	126	1.70	2,380	47	40	2.05	1/560	1.10	—	—	74.1	297.5	0.784	Fragmentary and narrow; sparsely forested or in grass. 0.10	Sinuuous with frequent islands; mid-channel bars and diagonal bars.	Partly entrenched and frequently confined.	1.10 — —	Slightly unstable.
	65		Carseland Dam 下流	50	100	481	255	160	1.59	1,080	35	26	1.89	1/830	1.02	—	—	100.6	187.7	0.580	Continuous of moderate extent; sparsely forested, not cultivated. 0.20	Irregular, with occasional islands; diagonal bars; split D/S of reach.	Partly entrenched and frequently confined.	1.02 — —	Stable.
	67	Pipestone	Lake Louise 付近	80	80	40	20	28	0.71	50	200	145	2.00	1/70	1.10	—	—	39.4	994.0	0.571	Continuous and wide; sparsely forested and partly built-up. 0.60	Sinuuous and split; tumbling flow; mid-channel bars; boulder rapids.	n. a.	1.16 — —	Stable.
	68	Forty Mile Creek	Banff 付近	100	80	13	12	23	0.52	20	100	78	1.08	1/50	1.10	—	—	44.2	1,019.2	0.260	Continuous and wide; Sparsely forested. 0.50	Sinuuous with occasional islands; tumbling flow; mid- channel bars; boulder rapids.	n. a.	1.10 — —	Highly unstable.
	70	Spray	Banff	80	80	76	21	32	0.66	—	62	47	3.62	1/150	1.08	—	—	48.5	431.2	0.507	Fragmentary and narrow; sparsely forested or grass- covered. 0.04	Sinuuous with occasional islands; tumbling flow; diagonal and mid-channel bars.	Partly entrenched and confined.	1.08 — —	Slightly unstable.
	73	Jumping Pound Creek	Jumping Pound 付近	100	80	24	19	26	0.73	—	40	30	1.26	1/400	1.16	—	—	35.6	178.9	0.060	Fragmentary and of moderate extent; sparsely forested, no cultivation. 0.05	Irregular, with pool and riffle sequence; mid-channel and diagonal bars.	Not obviously degrading or aggr., and frequently confined.	1.15 — —	Laterally active. Slightly unstable.
	74	Elbow	Fullerton's Ranch, Bragg Creek	70	100	53	26	35	0.74	—	53	41	2.04	1/130	1.10	—	—	47.3	557.8	0.408	Continuous and wide; sparsely forested, not cultivated. 0.20	Sinuuous and split; pool and riffle sequence, diagonal bars, braided downstream.	Not obviously degrading or aggr., and frequently confined.	1.10 — —	Moderately unstable.

Table 1 - 1 アルバータ州河川の河道特性

水系名	番号	河川名	区間	沖積層の割合 (%)		1/2洪水 流量Q (m³/s)	断面 積A (m²)	川幅 B(m)	径深 R(m)	満杯流 量Qb (m³/s)	粒径(mm)		平均 流量 Q/A	河床 勾配	蛇行 度s	蛇行 曲率e (km)	蛇行 の幅 (km)	B/R	u*² (=gR) (cm²/s²)	QI	Description of valley flat / width (mi)	Channel pattern	Relation channel to valley	Sinuosity / Wave length / Belt width (mi)	Lateral activity / Lateral stability
				左岸	右岸						d ₆₅	d ₅₀													
Bow (Nelson)	80	Pekisko Creek	Pekisko	90	90	—	—	—	—	—	78	60	—	—	1.40	—	—	—	—	—	Continuous and of moderate extent ; partly cultivated or sparsely forested. 0.05	Irregular with occasional islands, pool and riffle sequence, diagonal and mid-channel bars.	Not obviously degrading or aggr., and occasionally confined.	1.40 — —	Moderately unstable.
	83	Sheep	Black Diamond	80	90	47	27	47	0.57	260	59	43	1.74	1/170	1.30	—	—	82.5	328.6	0.276	Continuous and of moderate extent ; moderately forested or shrub-covered. 0.20	Irregular, split, pool and riffle sequence ; minor log jams.	Not obviously degrading or aggr., occasionally confined.	1.30 — —	Highly unstable.
	84		Okotoks, Aldersyde 付近	90	90	65	34	45	0.76	—	37	31	1.91	1/260	1.30	—	—	59.2	286.5	0.250	Continuous and of moderate extent ; moderately forested or shrub-covered. 0.20	Irregular, with occasional islands ; pool and riffle sequence, diag. & mid-channel bars.	Not obviously degrading or aggr., and frequently confined.	1.30 — —	Highly unstable.
Oldman (Nelson)	87	Oldman	Brocket 付近	100	80	226	209	116	1.80	510	52	43	1.08	1/630	1.30	—	—	64.4	280.0	0.359	Continuous and of moderate extent ; sparsely forested or shrub-covered. 0.20	Sinuuous, with occasional islands, pool and riffle sequence, mid-channel and diagonal bars.	Not obviously degrading or aggr., frequently confined.	1.30 — —	Slightly unstable.
	88		Fort Macleod 付近	70	100	300	174	110	1.58	490	61	49	1.72	1/590	1.20	—	—	69.6	262.4	0.508	Continuous and of mod. extent ; sparsely forested or shrub-covered. 0.20	Sinuuous with occasional islands ; pool and riffle sequence ; diagonal transverse and side bars.	Not obviously degrading or aggr., occasionally confined.	1.20 — —	Moderately unstable.
	90		Lethbridge 付近	60	90	566	308	119	2.59	1,730	53	40	1.84	—	1.40	—	—	45.9	—	—	Continuous and of moderate extent ; sparsely forested, no cultivation. 0.25	Irregular, with frequent islands ; pool and riffle sequence ; diagonal and side bars.	Not obviously degrading or aggr., confined.	1.40 — —	Slightly active.
	91		河口付近	70	90	891	474	180	2.63	—	93	67	1.88	1/2,270	1.30	2.90	0.80	68.4	113.5	0.393	None	Irregular meanders with occasional islands ; pool and riffle sequence ; mid-channel bars, boulders.	Entrenched.	1.30 1.80 0.50	Entrenched loop development. Stable.
	94	Castle	Beaver Mines 付近	90	80	—	—	—	—	110	69	56	—	1/310	1.40	—	—	—	—	—	Continuous of moderate extent ; Sparsely forested or shrub-covered. 0.20	Irregular, with mid-channel and side bars.	Not obviously degrading or aggr., frequently confined.	1.40 — —	Moderately unstable.
	96	Pincher Creek	Pincher Creek	80	100	12	14	19	0.74	—	119	78	0.86	1/150	1.40	—	—	25.7	483.5	0.080	Fragmentary of moderate extent ; covered with shrubs. 0.03	Irregular, tumbling flow.	Partly entrenched and confined.	1.40 — —	Slightly unstable.
	97	Willow Creek	Claresholm 付近	80	80	30	26	27	0.96	100	29	23	1.15	1/1,250	1.70	0.48	0.40	28.1	75.3	0.024	Indefinite and narrow ; covered by shrubs and grass. 0.0	Irregular meanders with point and diagonal bars.	Partly entrenched and frequently confined.	1.70 0.30 0.25	Mainly cut-offs. Slightly unstable.
	101	Belly	Stand off 付近	90	90	68	52	55	0.95	180	35	30	1.31	1/530	1.20	—	—	57.9	175.7	0.128	Continuous and of moderate extent ; mod. forested or shrub-covered. 0.08	Sinuuous, but almost tortuous beyond reach, pool and riffle sequence, diag. and point bars.	Not obviously degrading or aggr., occasionally confined.	1.20 — —	Mainly cut-offs. Moderately unstable.
	104	Waterton	Stand off 付近	90	90	153	117	95	1.23	—	53	46	1.31	1/400	1.30	—	—	77.2	301.4	0.383	Continuous and of moderate extent ; sparsely forested or shrub-covered. 0.10	Irregular, with occasional islands ; pool and riffle sequence, diag. and point bars.	Not obviously degrading or aggr., frequently confined.	1.30 — —	Downstream progression. Moderately unstable.
	108	St. Mary	Lethbridge 付近	80	70	99	95	91	1.04	490	98	63	1.04	1/500	1.80	1.61	0.64	87.5	203.8	0.198	Fragmentary and moderate extent ; uncultivated and grass vegetated. 0.08	Irregular meanders with occasional islands ; pool and riffle sequence ; diag. and side bars.	Partly entrenched and confined.	1.80 1.00 0.40	Entrenched loop development. Moderately unstable.
	109	Lee Creek	Cardston	80	70	11	8	16	0.50	—	54	47	1.38	1/200	1.40	—	—	32.0	245.0	0.055	Fragmentary and of moderate extent ; shrub covered or sparsely forested. 0.03	Irregular, with pool and riffle sequence ; diagonal and side bars.	Partly entrenched and frequently confined.	1.40 — —	Slightly unstable.
Milk (Mississippi)	110	Milk	Milk River	60	100	47	42	37	1.14	270	25	19	1.12	—	1.90	—	—	32.5	—	—	Fragmentary and narrow ; grass-covered. 0.05	Irregular, with rapids in reach ; diagonal bars.	Partly entrenched and frequently confined.	1.90 — —	Progression and cut-offs. Moderately unstable.

- (注) 1. 水系名欄の上段は一次支川名を, 下段カッコ書きは本川名を示す。
 2. 径深は文献に示されていないため, 断面積÷川幅により算出した。
 3. 流量, 断面積, 川幅等は, 文献ではフィートで示されているので, メートルに換算した。

出典: Hydraulic and Geomorphic Characteristics of Rivers in Alberta

それらはTable 1 - 2に取りまとめられている。河道特性量は次のようにして求められた。

- ① 勾配は河川の縦断面図よりeye fitnessにより直線を引き、それを河床勾配とした。
- ② 蛇行度 S は、対象区間を含む、ほぼ同一勾配区間の蛇行度である。
- ③ Bankfull discharge の川幅 B_b 、径深 R_b は、4～5断面の平均値とした。 R_b は河積 A を B_b で除した値である。

二つは、日本の経済援助で、日本の河川技術者がインドネシア国で河道計画の作成や現地河道の種々の調査を行ったKuranji, Ular, Asahan, Jeneberang, Citarum, Brantas, Solo川の資料を報告書等より収集し、低水路の水深 H_m 、低水路幅 B 、平均粒径 d_m 、河床 Z_m 等の河道特性量の縦断方向の変化図を作成し、各segmentの平均的な河道特性量を求めたものである。これはTable 1 - 3にまとめられている。これらの河川については、別途地形や地質等と河道特性との関連性を詳述したものが、本報告書の巻末に、資料1“インドネシアの河川の河道特性”としてとりまとめられている。

Table 1 - 2 インドネシア国河川の河道特性資料

地 区	河 川 名	目 的	I_b	B_b	R_b	d_{50}	d_{85}	B_b/R_b	S	Comment
ジャワ東部	K. Grindulu	河川改修	1/1200	100	2.0	0.90	1.2	50	1.42	
ジャワ中部	S. Citarduy	合流点	1/8500	80	4.3	0.32	0.365	19	1.83	
ジャワ西部	S. Ciseel	合流点	1/1900	35	3.4	0.50	0.60	10	1.20	
	"	捷水路	1/1100	35	4.1		0.86	8.6	1.43	
スマトラ北部	K. Aracundo	捷水路	1/5400	100	4.5	0.13	0.16	22	1.87	
	K. Aceh	河川改修	1/2400	50	4.6		0.15	10	1.60	
	K. Jambo Ayo	灌漑用堰	1/4100	100	6.8	0.02	0.08	15	2.39	
スマトラ南部	S. Komering	放水路	1/6500	130	2.0	0.82	1.00	65	1.22	
スマトラ西部	K. Arau	河川改修	1/1400	80	2.2			36	1.28	
	K. Air dingin	"	1/ 830	95	2.0			48	1.67	
中部ジャワ	K. Pemali		1/1900	105	3.8	0.71	1.18	28	1.40	

Fig. 1-2 インドネシアの河川の位置図

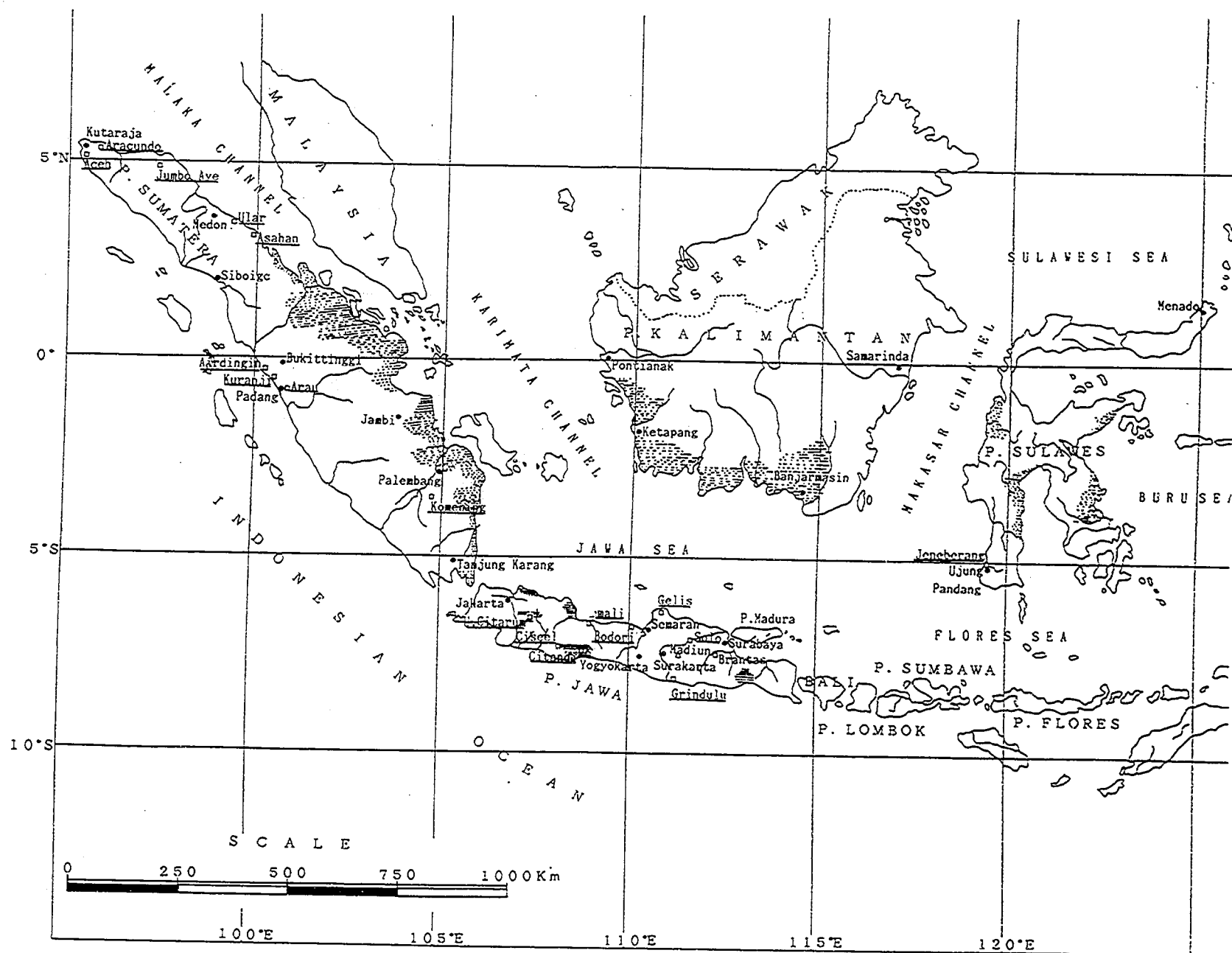


Table 1-3 インドネシア国河川の河道特性資料

Name of River	Section	I _b	B̄(m)	H̄m(m)	Bed material			U* ²	B/H̄m	S	Segment	Comment
					d ₅₀	d ₈₅	Place					
Kuranji	1.3 ~ 4.2 km (K 0 ~ K 80)	1/860	47	3.28* (φ=10)	d _A = 0.5mm d _C = 2~20mm			372*	14		2 - 2	Tidal influence
A=213km ²	4.2 ~ 5.2 km (K 94 ~ K 130)	1/690	46	2.48* (φ=14)	d _A = 1~6cm no boulder			352*	19	sinuoas	2 - 1	natural levee area
	5.2 ~ 8.7 km (K 130 ~ PM42)	1/160	130	1.02* (φ= 9)	d _A = 3~10cm d _C = 70cm (20%)			622*	127	1.0	1 - 2	alluvial fan, Alternate bars
	8.7 ~ 14.5 km (PM42 ~ PM)	1/ 80	200~250	0.61* (φ= 8)	d _A = 5~10cm (30~60%) d _C = 70cm (40~70%)			747*	368	1.0	1 - 1	old fan "
* Estimated by K. Yamamoto (Q= 300m ³ /s)												
Ular	0 ~ 5 km	1/1100									2 - 3	artificial channel (maybe)
A=1081km ²	5 ~ 14 km	1/ 890			0.7						2 - 2	
	14 ~ 32 km	1/ 760	72	1.86	0.7			240	49	1.1	2 - 1	B̄, H̄m : Average of 13 Cross section in 1973
Asahan	0 ~ 26km (A 307~P 70)		600								3	Tidal influence Estuary
A= 6,903km ²	26 ~ 46km (P 70~P180)	1/6300	70	3.1				48	42	1.7	2 - 2	H̄max = 4m
	46 ~ 64km (P 180~P270)	1/4000	55	3.0				73	78	1.5	2 - 1	H̄max = 5m
	64 ~ 79km (P 270~P350)	1/4000	90	3.2				78	78			Incised channel
Jeneberang	R. 0 ~ 4.5 km L. 0 ~ 3.6 km	1/1500*	R. 150 L. 190		0.4						2 - 4	Tidal influence
A= 727km ²	4.8 ~ 10.3km	1/1500*	250		0.55			180	80	1.1	2 - 3	I _b = 1/2000 (1979 yr.)
	10.3 ~ 18.4km	1/1200	10~13k170 13~18k250		0.62			245	80~90	1.1	2 - 2	
	18.4 ~ 21.6km		200								2 - 1	
	21.6 ~ 30 km	1/ 470	80~100		2~5**							Incised channel
* Ground surface slope, ** Tow modal size distribution (0.6mm, 40mm)												
Upper	0 ~ 25 k	I _s =1/3700*	55	5	d _A =0.4 mm		20km	132	11			Incised channel in dehuial sediment.
Citarum	25 ~ 40 k		30	4.3	d _A =0.25 mm		Haurdpit		7			
* Water surface slope in 1986 flood.												

Table 1-3 インドネシア国河川の河道特性資料 (つづき)

Name of River	Section	I _b	B (m)	Hm (m)	Bed material			U _*	B/Hm	S	Segment	Comment
					d ₅₀	d ₈₅	Place					
Brantas	47 ~ 88 km	1/2300	200	3**				128**	67	1.06	2-6	** Umsteddy flow computation : Q = 1350 m ³ /s
	88 ~ 122	1/1750	140	2.5**	0.5	0.6		140**	56	1.14	2-5	** " : Q = 900 m ³ /s
	122 ~ 135	1/1550	180		0.5	0.6				1.07	2-4	
	135 ~ 158	1/1400	120	3.5				245		1.14	2-3	Bomkful discharge is 700 ~ 900 m ³ /s
	158 ~ 183 *	1/ 900	300	1.8**	0.5	0.6		196**	166**	1.04	2-2	
	183 ~ 195 *	1/ 950	160	2**				165**	80**	1.04	2-1	** Umsteady flow computaion : Q = 500 m ³ /s * Narrow valley
Lower Solo	0 ~ 18 km (No. 8 ~ No. 18)	I _L = 1/10,000	150	6			Estuary left side		25	1.0	3-3	河口より Hm 4 → 7 m, B 180 m → 120 m
	18 ~ 58 km (No. 18 ~ No. 80)		100	(No. 30 ~ 45) 11	Clay cilt Some fine sand				9	1.7	3-2	
				(No. 45 ~ 60) 7					14	1.2		partly artifically out off
				(No. 60 ~ 75) 10					10	1.9		
	58 ~ 108 km (No. 80 ~ No. 149)	1/5700	154	6.4	0.19	0.24	Babat	110	24	1.4	3-1	artifical cut off 7% 1mm 以上
	108 ~ 132 km (No. 149 ~ No. 194)	1/3300	170	5.7	0.20	0.27	Bojonegoro	169	30	1.8	2-1	
Madiun	0 ~ 23.5 km (No. 0 ~ No. 38)	1/2500	77	5.6	0.26	0.32	Ngawi	219	14	2.0	2-3	No. 38 Tervan 川流入
	23.5 ~ 49.7 km (No. 38 ~ No. 72)	1/1000	80	3.8	0.36	0.56	Margunharijo	372	21	1.3	2-2	
	49.7 ~ 67.1 km (No. 72 ~ No. 92)	1/1400	58	3.4	0.18	0.25	Ponorogo	238	17	1.2	2-1	No flooding 岩が出る 20~30cm の安山岩あり 8% 1mm 以上
Uppor Solo	0 ~ 44.2 km (No. 313 ~ No. 357)	?	120	5~20m	0.26	0.32	Ngawi		15	2.2	2-3	noflooding bedrock appeared
	44.2 ~ 118.7 km (No. 357 ~ No. 457)	1/2150	100	6.5	0.52	0.66	Tangen	296	15	7	2-2	下流の方は一部 bed rock 可能性 20% は 1mm 以上
	118.7 ~ 149.2 km (No. 454 ~ No. 503)	1/1750	75 85	4 3-2	0.33	0.47	Wonogiri	196	23	1.7	2-1	10% は 5~6mm

参 考 文 献

- 1) 山本晃一, 1981; 河道特性論ノート〔1〕——護岸論のために——, 土木研究所資料第1625号。
- 2) 山本晃一, 1988; 河道特性論, 土木研究所資料第2662号。
- 3) Kellerhals, R. , Neill, C. R. and Bray, D. I. , 1972; Hydraulic and geomorphic characteristics of rivers in Alberta, River Engineering and Surface Hydrology Report 72-1, Research Council of Alberta.
- 4) 建設省技術研究会, 1974; 全国河川粗度係数資料集, 日本河川協会。

第2章 研究対象地域の地形、気候等の概要

本章においては、調査対象地域の地形、気候等を概観し、河道特性の比較研究のための準備とする。

2-1 日本の地形・気候の概要

(1) 地形及び地質構造

日本列島は、環太平洋造山帯の一環をなす弧状列島の島々の一部である。千島弧、本州弧など弧状に並んだ島々から成り、本州弧は特に幅が広い。弧状列島の形は、過去数億年以上にわたる地殻運動が作り上げたものである。

① 山地

日本列島の面積の6割以上は山地である。この山地も地殻運動の産物であるが、その歴史は新しく、多くは第四紀に隆起を続けて形成されたものであり、この運動は今なお続いている。今日の山々の姿は、地殻運動による幅数十kmの隆起部が侵食作用を受けてつくられたものである。

弧状列島の大地形を特徴づけるものに火山がある。火山は、千島から伊豆に連なる東日本火山帯と西日本にある西日本火山帯に大別される。日本には、量的には円錐形の成層火山が多いが、大規模なカルデラ火山からごく小さな泥火山まで、火山の博物館といわれるほど種類が多いのも特徴の一つである。

② 平野

日本の平野は、丘陵、台地、低地に大別されそれぞれが国土面積の約1割を占める。丘陵の大半と台地の大部分は、洪積世に堆積した地層から成り、低地は1万年前より若い沖積世に堆積した地層でつくられている。また、日本の平野は第四紀に隆起しなかったか、沈降しつつけたところに広がっている。そして、主要な平野には必ず大河川が存在する。

このように日本の平野は、第四紀という新しい地質時代に山から削られ、川によって運ばれた物質が堆積して形成されたものであり、世界の平野の多くが古い岩石が侵食されて形成されたものであるとは異なっている。

したがって、日本の平野のうち、低地の微地形は、海岸部を除き、おおむね扇状地や自然堤防などさまざまな河川地形によって構成されている。丘陵の大半と、台地の大部分もこのような低地が地殻運動や海面変動によって相対的な隆起をしたものである。

③ 地質構造

Fig. 2-1 に日本の地質構造を示す¹⁾。

日本の地質構造は、中央日本を南北に分断するフォッサマグナを境にして、東北日本と西南日本に大別される。東北日本は、北上、阿武隈の両山地を除くと大部分が基盤岩を被覆する2,400万～200万年前の新第三系の岩石から構成される。これに対して、西南日本は、

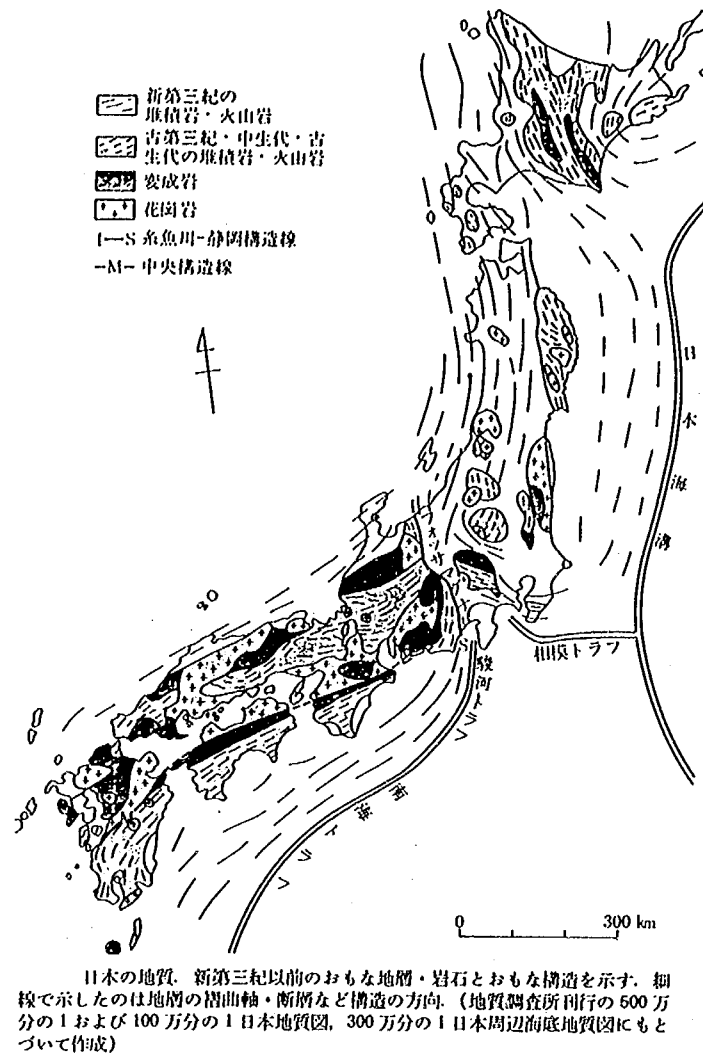


Fig. 2-1 日本の地質構造 (貝塚爽平等編；日本の山)¹⁾

より古い3億～5,000万年前に形成された基盤岩からなる。古い基盤岩は新しい被覆層に比べて構造がずっと複雑である。また、西南日本には日本における最大の断層である中央構造線が東西に伸びて西南日本を外帯と内帯に分けている。

(2) 気候

① 気団

日本の気候に大きな影響を与えるのは、冬のシベリア高気圧と夏の太平洋高気圧であり、これらから吹き出す冬の北西季節風が運ぶ寒冷な気団と、夏の南東季節風が運ぶ高温多湿な気団が、日本の気候の特徴を決めている。

これらの気団に支配される極端な季節の間は漸移的な季節となっている。この時期には、移動性高気圧としてやってくる大陸性の乾燥した気団、オホーツク海高気圧から吹き出し梅雨前線や秋雨前線に係わる冷涼湿潤な気団、集中豪雨や熱帯性低気圧をもたら

す熱帯性の高温湿潤な気団等の影響を受ける。いずれの気団も支配的なものではないために、この時期は気象変化が著しい。

② 気温

日本列島は南北に長いことと、地形が複雑であることから、地域によって気温の状況に大きな差異がある。

南西諸島では、年平均気温が20℃以上で、最寒月の平均気温が15℃以上と温暖である。最寒月の平均気温の高さからみると、亜熱帯の気候であるといえる。

九州から関東地方にかけては、中央高地を除くと年平均気温は15℃前後である。中央高地と東北地方では年平均気温は約10℃とやや寒冷となる。九州から東北にかけて、最暖月の平均気温は25℃前後となり、これは熱帯地方の年平均気温に匹敵する。一方、最暖月の平均気温は5℃前後であり、年較差は20℃にもなる。

北海道では、年平均気温は10℃以下で、最暖月の平均気温は20℃前後、冬季の月平均気温は0℃以下と寒冷である。北海道東北部では日最低気温の平均が0℃以下の月が6ヶ月にも及んでいる。年較差も大きく、30℃にも達する。

また、日本列島は大部分が山地であるために気温の垂直的な変化も著しく、海岸部と山間部では数十km程度離れた離れていない場合でも大きな気温差があることも珍しくない。

③ 降水量

日本全体の年降水量の平均は、約1,700mmであり、これは世界の平均値である約600mmと比べて非常に多い。また、降水量は地域ごとに差異が大きいことが特徴である。九州から静岡にかけての太平洋岸及び北陸から東北南部にかけての日本海岸では年降水量が多く、約3,000mm、場所によっては4,000mm以上にもなる。逆に少ないのは、瀬戸内海岸、関東内陸、中央高地、東北太平洋岸、北海道の各地方であり、1,400mm以下、場所によっては1,000mm以下である。なお、中国地方西部から東北地方南部にかけての日本海岸は、世界的な多雪地域の一つで、大部分の地域で最積雪深50cmを越し、山間部では3mを越すところも珍しくない。

降水量の季節変化にも特徴がある。降水量が同じように多い地域でも太平洋岸と日本海岸とでは季節変化が全く異なり、前者ではそのピークが梅雨期や秋雨期にあるのに対して、後者では降雪期にある。また、東日本と西日本でも差異があり、前者では秋雨期にピークがあるのに対して、後者では梅雨期にピークがある。

④ 気候区分

ケッペンの分類によって日本の気候区分をみると、北海道、東北北部、中央高地は亜寒帯多雨気候に属し、それ以外の区域は温帯多雨気候に属する。なお、南西諸島については最寒月の平均気温が高いため、亜熱帯として区別して考えられる。

亜寒帯多雨気候は、最寒月の平均気温 -3°C 未満をいう。厳しく寒い冬が特徴的である。温帯多雨気候に比べると冬が長く、春秋の過渡期がやや不明瞭である。降水は温帯

多雨気候と比べると少ない。この気候帯は北米やユーラシアなどの大陸内部に広く分布するものであり、島しょ部でしかも日本のような中緯度に分布するところはあまりない。

温帯多雨気候は、中緯度の大陸の東岸及び西岸に分布するが、東岸と西岸とではその性格がかなり異なっており、前者を西岸海洋性気候、後者を湿潤温暖気候として区別する。日本は後者に属する。東岸の湿潤温暖気候の場合は気温の年較差が大きく、夏はかなりの高温となる反面、冬はかなりの低温となる。また、季節変化が、明瞭である。春秋は天気の変化が激しく、夏には熱帯性の低気圧が襲来し、前線活動も盛んである。したがって、降水量が多い。世界的に見て日本付近は、モンスーンが卓越するために、このような傾向が顕著である。

(3) 植生

日本の森林面積の国土面積に占める割合は、7割に近く、世界平均の2倍強に達しており、世界有数の森林国であるといえる。このように緑が豊かなのは、降水量に恵まれているという気候的条件と山地、丘陵地が国土の7割を占めるという地形的条件によるものである。

① 自然植生

Fig. 2-2 は日本の自然植生区分である²⁾。

日本の植生を世界的にみると、北海道の東部が亜寒帯針葉樹林帯、北海道の西部、東北地方および中央高地が冷温帯夏緑樹林帯（落葉広葉樹林）、関東及び東海地方から西が暖温帯照葉樹林帯（常緑広葉樹林）に属する。それぞれの優占種は亜寒帯でエゾマツ・シラビソ類、冷温帯でブナ・ナラ類、暖温帯でシイ・カン類である。

ただし、このような自然植生は、現在では寒冷的な気候域や急峻な地形域に残存するのみであり、開発の進んだ西南日本や平野部ではほとんどみられない。

② 代償植生

自然植生は、人為的な影響を受けて代償植生に変化する。代償植生とは、自然植生が伐採や下草刈りなどの影響を受けて他の植生におきかわったものである。

平野、丘陵地、低山地に広く分布する代償植生は、広葉樹二次林である。代表的なものは、コナラであるが、青森県以北ではミズナラ林、房総半島以南の太平洋岸ではスタジイ萌芽林である。一方、アカマツを主体とするマツ林は瀬戸内を中心にまとまって分布する。

日本の林業を支えるスギ、ヒノキなどの針葉樹林は温帯各地に分布する。とくに条件の良い西南日本太平洋側にまとまった分布がみられる。スギは日本海側にもみられるが、ヒノキは雪に弱く主として太平洋側に分布する。

(4) 土壌

日本列島の約7割は山地である。このうち、高山帯、亜高山帯では、ポドソル性土壌（湿潤寒冷気候の針葉樹林ないし針広混合林下に発達する成帯性土壌）が、山地帯では褐

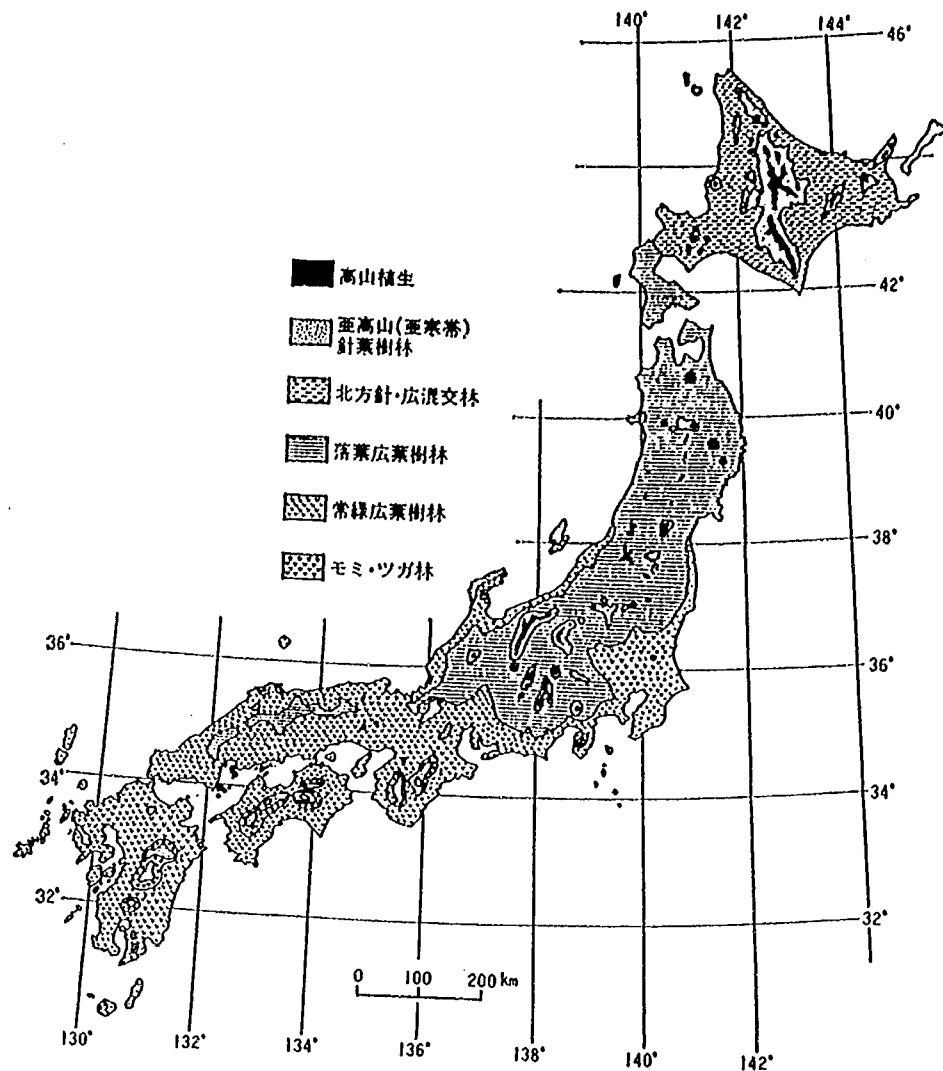


Fig. 2-2 日本の自然植生区分²⁾

色森林土や岩屑土が分布する。

日本は、火山国であるために、平野部では、火山噴出物起源の未熟土や黒ボク土が広く分布している。また、低地では、海成、河成の堆積物に由来する沖積土が分布する。

2-2 カナダの地形・気候の概要

本節においては、文献3)の記述を参考にしながらカナダの地形・気候を概説する。

2-2-1 カナダ

(1) 概況

カナダは、北アメリカ大陸の北部一帯（アラスカを除く）及び北方に横たわる島々を領域とし、ソビエト連邦に次ぐ世界第2の広さ（998万km²）の国土をもつ。国土全体の緯度が高いため、人口の大部分はアメリカ合衆国との国境に近い南部地帯に住んでいる。国内は10の州（province）と2つの領州（territory）とに分かれ、首都はオタワである。

Fig. 2-3 にカナダの概要図を示す。



Fig. 2-3 カナダ概要図

(2) 地形

カナダの太平洋側には北西から南東にけわしい山脈が走るが、これは、アメリカ大陸の太平洋側を走るコルディレラ山系の一部で、カナダではその主脈はカナディアン・ロッキーと呼ばれる。その他の地方には山脈らしいものはなく、波状の起伏をもつ平原や台地が主である。とくに東部は古い地質時代から地盤が安定しており、長い間の侵食によって今日では大部分が台地性の土地になっている。

カナダは過去の氷河時代に国土の大半が広く氷に覆われていたので、氷河作用による湖沼が多く、その総面積は国土の6%以上にも及ぶ。カナダ第1の長流マッケンジー川（カナダ北西部を流れ、北極海に注ぐ。）、カナダ開発の動脈となったセント・ローレンス川をはじめとする河川の本支川には多数の湖沼がみられる。

また、東西の海岸にはこまかい出入が多いが、これは氷河が流れた谷に海水が侵入してできたフィヨルドである。これに対して、北方の海岸は台地性の土地が沈降したため、ハドソン湾のような大きな湾入やバフィン島をはじめとする多くの島々ができている。

(3) 気候

カナダの主要都市の月別気温及び降水量をTable 2-1及びFig. 2-4, Fig. 2-5に示す。またFig. 2-6にカナダの気候区を示す。

Table 2 - 1 カナダの月別気温及び降水量

単位: °C, mm

都 市 名		1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年
Montreal (標高 30 m)	月平均気温	-10.2	- 8.9	- 2.5	5.7	13.0	18.3	20.9	19.6	14.8	8.7	2.0	- 6.9	6.2
	月 降 水 量	72.3	65.0	74.0	74.1	65.7	82.6	90.3	91.8	88.3	75.7	80.7	86.8	947.3
Edmonton (標高 676 m)	月平均気温	-14.9	- 9.6	- 5.0	4.2	11.3	15.1	17.4	16.2	11.0	5.7	- 3.7	-10.4	3.1
	月 降 水 量	25.0	18.8	18.7	21.9	42.1	77.7	89.1	77.8	39.6	16.7	16.2	24.8	468.4

出典: 理科年表

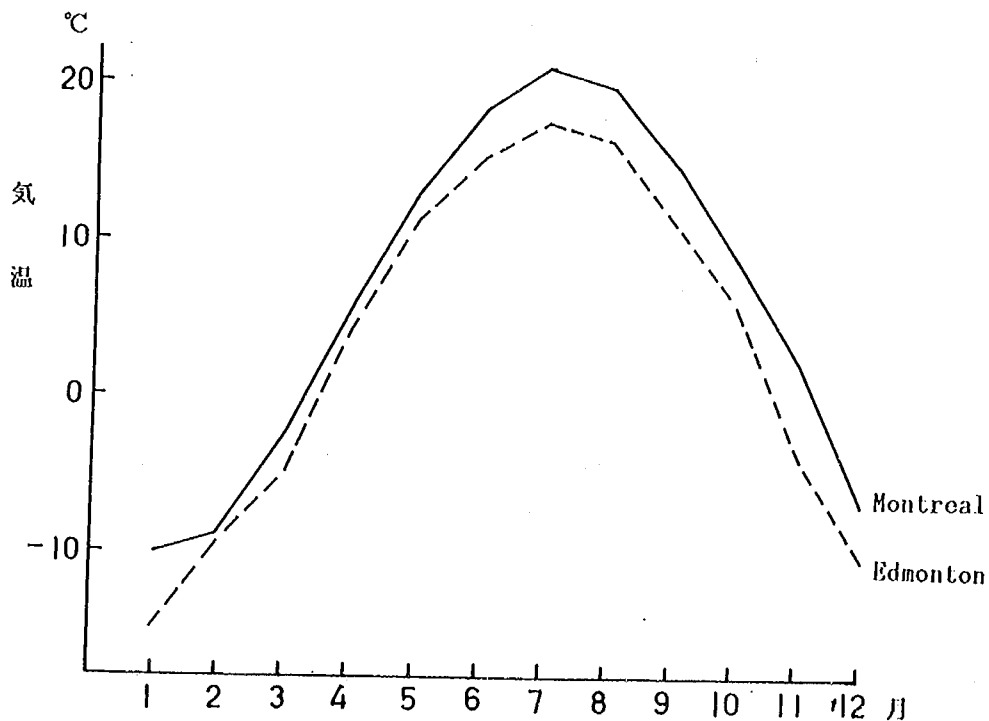


Fig. 2 - 4 カナダの月平均気温

カナダの気候の特徴は冬の寒さが厳しく、その期間が長いことである。ただし、太平洋岸だけは太平洋の影響によって、例外的に冬も温和であるが、積雪量が多い。

北方の地方は寒さが厳しく、ここでは夏の最暖月の平均気温が10℃以上にならない。このため、北極海沿岸には樹木も育たず、ツンドラとなっている土地が多い。

これよりも南へくるとしだいに樹木が現われ、次いで広大な針葉樹林帯となり、これは五大湖付近にまで延びている。セント・ローレンス川沿岸地帯の気候は比較的温和である

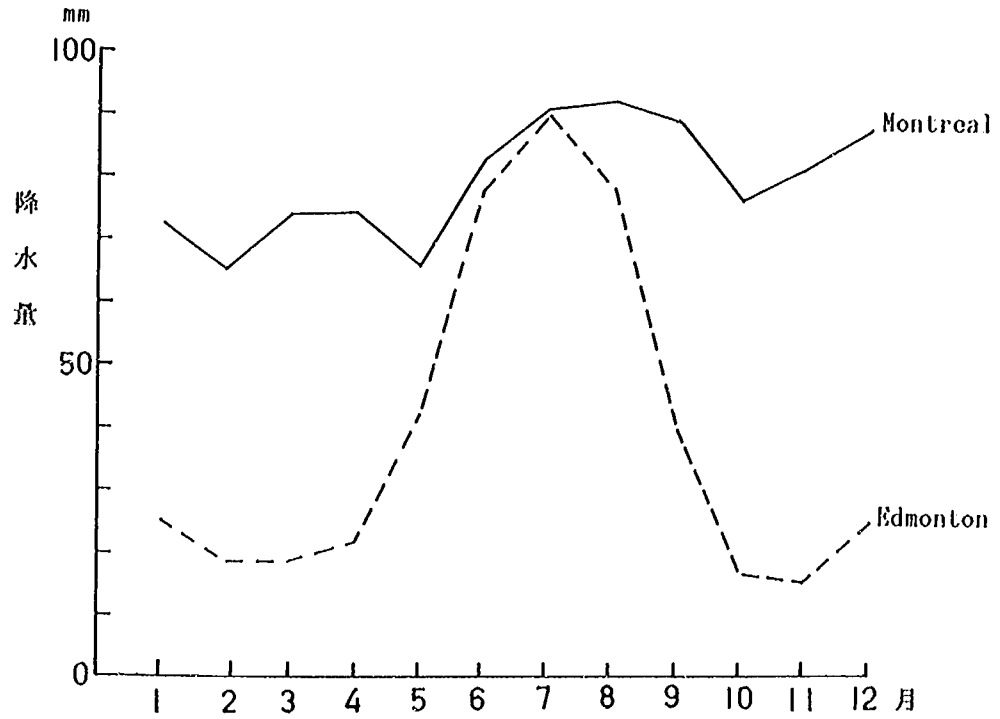


Fig. 2-5 カナダの月降水量

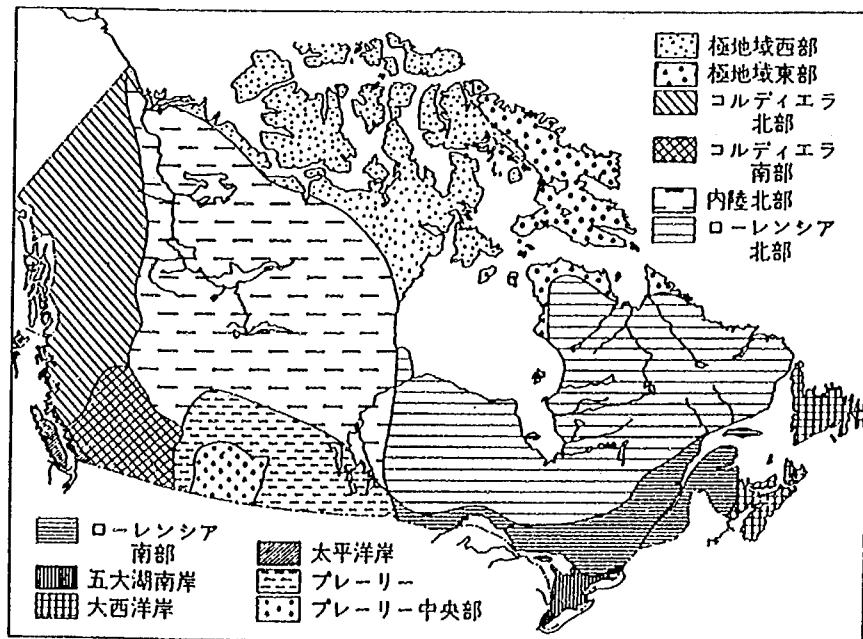


Fig. 2-6 カナダの気候区³⁾

が、内陸地方では雨量は少なく、カナディアン・ロッキーの東の麓には一面に草地が展開する。

2-2-2 アルバータ州

(1) 概況

アルバータ (Alberta) 州は、カナダの西部に位置し、プレーリー三州中の西端の州であり、州都はエドモントンである。面積は64万km²である。州名はイギリス女王、ヴィクトリアの王女アルバータの名にちなむ。

南西端にはカナディアン・ロッキーが2,500~3,300mの高峰をつらねる。州の大部分はその東に展開し、プレーリーとしては最高 (第3段) の平原面に属する。コムギ、オオムギ、エンバク等の農業、肉食牛などの牧畜が盛んであり、石炭の生産はカナダの約2割を占める。エドモントン、カルガリーの2大都市は、農牧、鉱産の中心地である。

アルバータ州の水系を挙げるとマッケンジー川 (北極海に注ぐ)、ネルソン川 (東流してハドソン湾に注ぐ)、チャーチル川 (ネルソン川の北にあり、これに平行してハドソン湾に注ぐ)、ミシシッピー川の4水系である。

Fig. 2-7 にアルバータ州の概要図を示す。

(2) 地形・地質

アルバータ州の地形・地質は、西からロッキー山脈 (コルディエラ)、ロッキー山麓の低山地、アルバータ平原の3つに大別される。

① ロッキー山脈 (コルディエラ)

ロッキー山脈は、第三紀のララミー変動とよばれる曲隆・断層運動によって形成されたもので環太平洋山系の一環をなす新期造山帯である。主として古生代、中生代の堆積岩で構成される。ここには大規模な地溝が山脈と並行して何列かみられ、アタバスカ川やサスカチュワン川などの流路となっている。これらの河谷は洪積世の氷食作用によって顕著なU字谷をなしており、また上流部には各所に山岳氷河が発達している。

② ロッキー山麓の低山地

ロッキー山脈から平原への漸移地域であり、フットヒルと呼ばれる低山地である。ロッキー山脈と比べて弱い曲隆、断層運動をうけており、油田、ガス田地帯ともなっている。アタバスカ川やサスカチュワン川などの河川はこの低山地を切って横谷をなして流れている。なお、ロッキー山脈からフットヒルに移る横谷の部分は、ダムに適地となっており、アタバスカ川などにいくつかのダムが建設されている。

③ アルバータ平原

アルバータ平原は、カナダ楕状地とロッキー山脈との間に広がる卓状地のうち、最も上位にある標高1,000m前後の平原である。なお、卓状地とは楕状地基盤岩の上に、古生代層、中生代層が水平に堆積したもので台地状をなすことが多い。アルバータ平原は、わずかに西方に向かって傾斜した白亜紀の地層を切る侵食面であり、著しいうねりがある。



Fig. 2-7 アルバータ州概要図

る。河川は、この平原を深く切って形成した谷の中を穿入蛇行しながら流下する。なお、この平原は広く洪積世の氷食作用を受けており、多くの氷河湖や沼沢地がみられる。北部ほど数が多く、大規模なものも多い。また、南部の乾燥が著しい地域では土壌侵食によるガリーの発達がすすんでおり、悪地地形（かれ谷が密に深く刻まれた急斜面と、複雑に発達した水系網をもつ侵食地形）となっているところもある。

(3) 気候

① 気団

アルバータ州の気候は、冬期は、ロッキー山脈によって湿潤な海洋性の気団が押さえられ、放射冷却によって冷たく乾燥した大陸性の気団であるカナダ高気圧が発達し、これに支配される。なお、冬期には、暖かく乾燥した気流がロッキー山脈を越えてアルバータ州南部等にはいりこみ、フェーン現象を生じることがある。これは、シヌークと呼ばれ、融雪洪水の原因となっている。

夏期は、カリブ海や大西洋からはいりこむ、湿潤なガルフ熱帯気団によって降雨がもたらされることもあるが、南西部を中心に大陸性気団に支配され、乾燥し、高温となることも多い。

② 気温

1月および7月の平均気温の分布をFig. 2-8に示す。

アルバータ州を含むプレーリー地域は、北米大陸中、最も内陸的で気温の年較差が大きい。

11月から3月までは月平均0℃以下である。ただし、北部と南部ではかなりの気温差

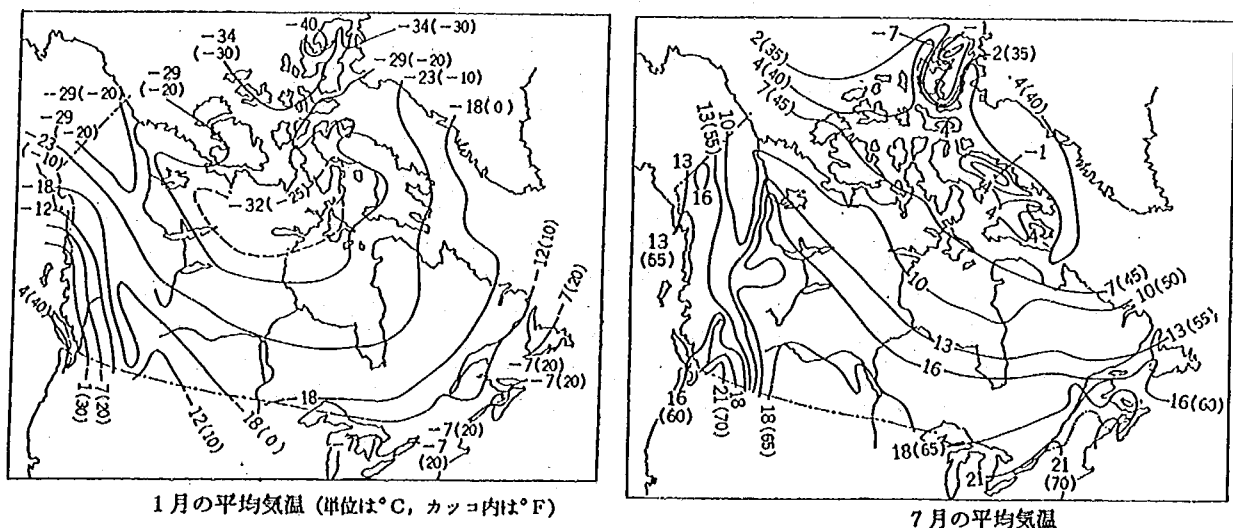


Fig. 2-8 カナダにおける平均気温の分布³⁾

がある。北東部は低温で -20°C 以下となる。なかでも、ピース川の河谷では最低気温は -50°C 以下を示す。一方、南西部ではシヌークと呼ばれる地方風が発生するため比較的あたたかく、1月の平均気温は -5°C 以上であり、冬期間の半分以上の日は 0°C 以上となる。

5月から9月までは南部や中央部では月平均 10°C 以上となる。この期間は、南部では最高気温は 30°C に達し、 40°C 以上となることもある。

無霜日数は、レスブリッジで111日、エドモントンで100日、ホルトバーミリオンで65日である。

③ 降水量

年平均降水量および年平均降雪深の分布をFig. 2-9に示す。

アルバータ州は、太平洋に近いが、ロッキー山脈の風下となるため、降水量は少なく、年平均降水量は、約400mmである。地域別には山岳部が最多で800mm前後であり、ついで中央部が500mm前後、北部では400mm以下となる。南部ではさらに少なく、晴天日数がカナダで最も多い地域となっている。

年間を通じてみると、降水量は夏に多く、5月から10月までの6ヶ月間に年降水量の70%をみる。年降水量は年ごとに変動が大きいのも特徴である。年降水量の最大値と最小値との比は、3～4にも及んでいる。

年平均降雪深は平野部では100cm前後であるが、山岳部では200cm以上に達するところもあり、カナダで降雪量のもっとも多い地域の一つとなっている。降雪量は年降水量の25～30%にあたる。

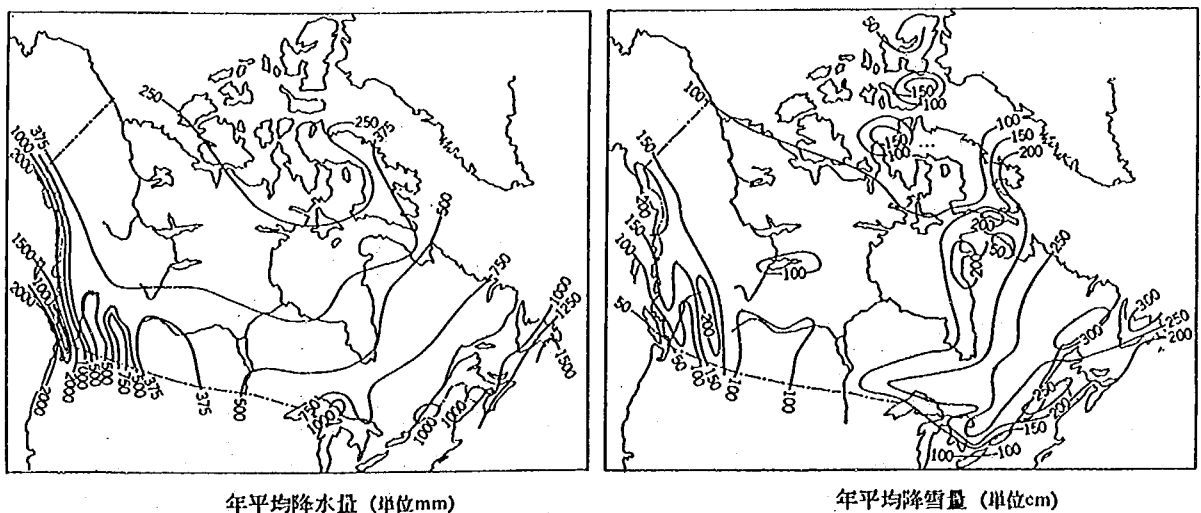


Fig. 2-9 カナダにおける年平均降水量および降雪深の分布³⁾

④ 気候区分

アルバータ州の気候は、前述したケッペンの気候分類によると大部分が亜寒帯多雨気候に、南部の一部がステップ気候に位置づけられている。土壌水分状況や作物生育期を考慮して、これをさらに細分したものがFig. 2-6に示してある。これによると、アルバータ州は次の4つの気候区に分類される。

1) コルディエラ南部（ロッキー山中）

気候は緯度よりも高度の変化によって著しく変わる。

2) 内陸北部

針葉樹林帯北部にあたり、生育期は5ヶ月間に満たず、冬が長い。年降水量は少ない。

3) プレーリー

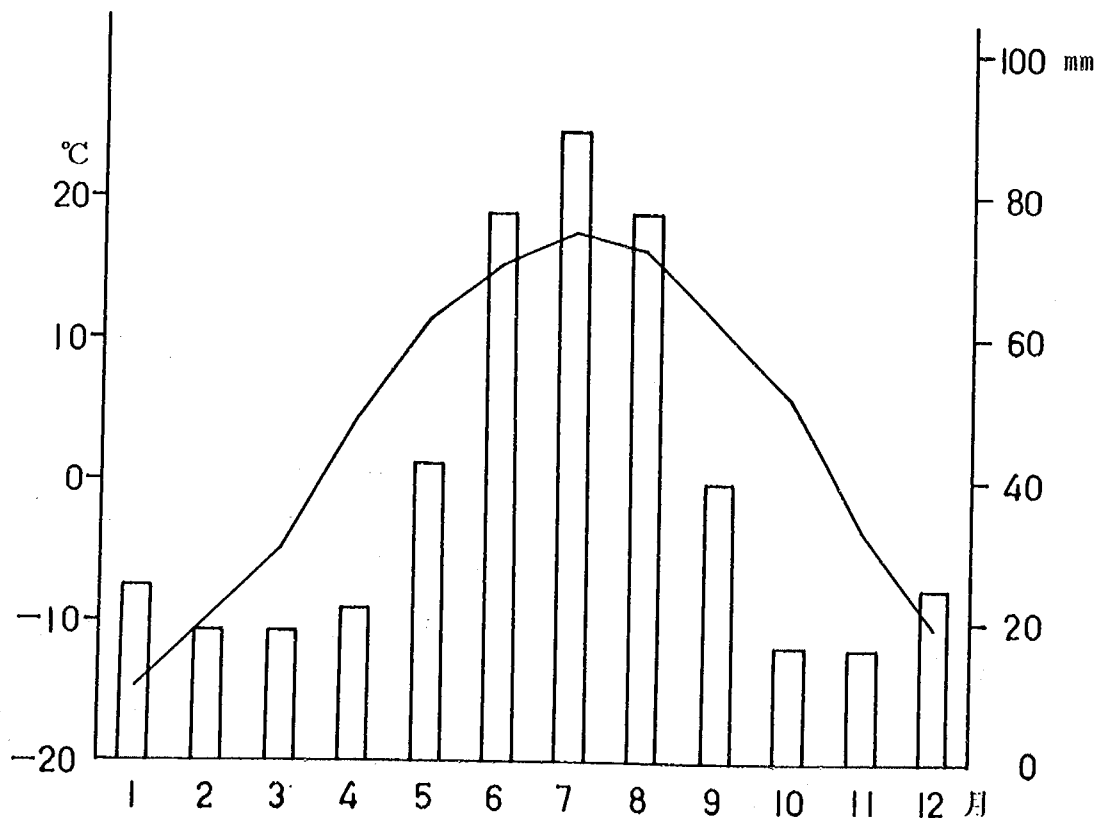
気温は夏と冬との較差が大きい。樹木の生育期間は5ヶ月以上ある。

4) プレーリー中央部

プレーリーの中でも、夏はとくに暑く、雨は著しく少ない。

⑤ 州都エドモントンの気候

Fig. 2-10は、アルバータ州中央部の州都エドモントンの月平均気温および月平均降



出典：理科年表

Fig. 2-10 エドモントンの月平均気温および月平均降水量 (1951~1980)

水量（1951～1980）である。

1) 気温

年平均気温が3.1℃，月平均気温0℃以下が5ヶ月間と寒冷である。ただし，夏期は比較的温暖で，月平均気温15℃以上が約3ヶ月に及ぶ。このため，気温の年較差が大きく，30℃以上である。

2) 降水量

年平均降水量は468.4mmと少ない。降水量は夏に多く，冬に少ない。5月～9月までの5ヶ月間に326.3mmと年降水量の約70%の降水がある。とくに6～8月の3ヶ月間に多い。一方，10月～4月までの7ヶ月間の降水量は142.1mmにすぎない。このうち，12月と1月が合計49.8mmとやや多く，降雪によるものと推測される。

(4) 植生

① 植生区分

アルバータ州の植生は，気候区分と密接な関連をもっており，気候の変化に対応して南部の草原地帯から北部の森林地帯へと変化している。

Fig. 2-11に植生区分を示す。これによると，アルバータ州の植生は，平地部では南から北へプレーリー，内陸混交林，針葉樹林帯（タイガ）となっており，山岳部はロッキー山地森林（亜高山性森林）として区別される。プレーリーはさらに短草原，混合草原，パークランドに細分される。このようにアルバータ州の植生は南ほど貧弱で北へ行くほど豊かである。

② 植生区の特徴

各植生区の特徴は次のとおりである。

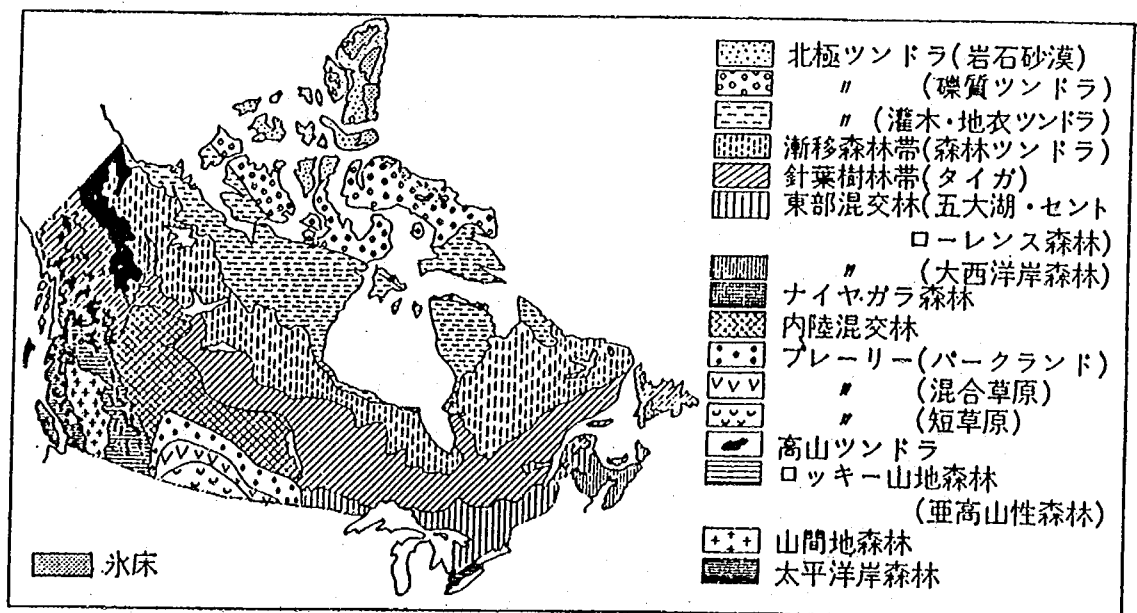


Fig. 2-11 カナダの植生区分³⁾

1) プレーリー

・短草原

最も乾燥した地域で、根の浅い芝草状の植物が生え、サルビアやサボテンなどもみられる。ここは、大規模なかんがい事業によって耕地化が進められている。

・混合草原

自然植生としてはウィードグラス、リードグラス、ジューングラスなど背の高い植物が生える地域であるが、現在は大部分が牧場や耕地として開墾されている。

・パークランド

河川の谷底の連続した森林がみられるほかは、背の高い草原で、凹地にはハコヤナギやポプラなどが散在する。この地域も牧草地化や耕地化が進んでいる。

2) 内陸混交林

トウヒ、ハコヤナギ、シラカバなどからなり、商業林地域となっている。

3) 針葉樹林帯（タイガ）

トウヒ、モミ、カラマツなどの針葉樹とハコヤナギ、シラカバの群落から成る。

4) ロッキー山地森林（亜高山性森林）

ロッキー山脈中の標高900mから森林限界までの山地下部の植生であり、トウヒ、モミが主で、カラマツもみられる。

(5) 土壌

アルバータ州では、北部から南部へポドソル、チェルノーゼム、栗色土の順で分布しており、これは気候型の分布におおよそ一致する。ポドソルとは、寒冷湿潤気候の、蒸発より降水の方が多い地域で針葉樹林下にみられる土壌型であり、肥沃度は低い。チェルノーゼムとは、半乾燥気候下にあって腐植に富む肥沃な黒土である。小麦、大麦等の世界的生産地の多くがこの土壌型の分布地域に存在する。栗色土もチェルノーゼムと同様に肥沃であり、小麦等の大産地となっているが、より乾燥した気候下に分布する。

2-3 インドネシアの地形・地質・気候の概要

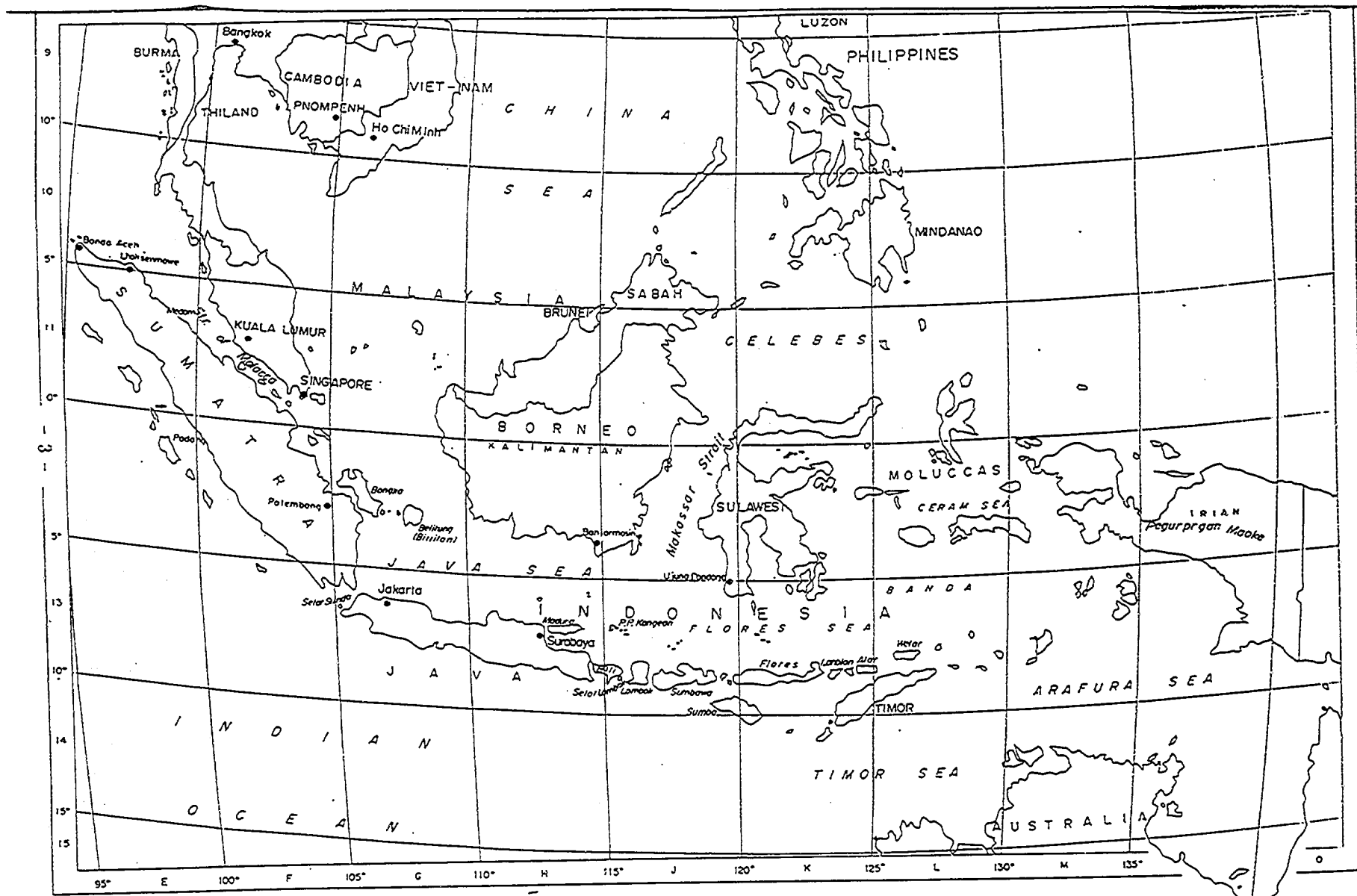
2-3-1 地形・地質の特徴

〔1〕概況

インドネシアは、第2次世界大戦前はオランダ領東インドであったが、1945年8月に独立した。首都はジャカルタである。

この国は、Fig. 2-12に示すように、赤道を挟み、北緯6度付近（スマトラ東北端のサバン島）から南緯11度（チモール島の属島ロティ島）の間、東経95度（スマトラ島西端）から東経141度（イリアンジャヤ東端）の間、アジアとオーストラリアの両大陸、海洋としては太平洋とインド洋の2大洋の間、南北に約1,900km、東西には約5,100kmにおよぶ海域内に点在する大小13,700（内有人島3,500）の島々よりなる島嶼国家であり、国土の総

Fig. 2-12 インドネシア全図



面積は約192万km²である。

インドネシア群島に属する主な島は次の通りである。

大スンダ列島；スマトラ，ジャワ，カリマンタン，スラウェシ

小スンダ列島；バリ，ロンボック，スンバワ，フローレス，ティモール

マルク群島；ハルマヘラ，ブル，セラム，アルー群島，タンニバル群島

〔2〕地勢・地形

アジア大陸の南端，ビルマのアラカンヨマ山脈から南に連なる山脈は，スマトラ島西海岸を北西から南東方向に長く連なる山脈（ブキット，バリサン山脈）から，ジャワ島の南側を通して，バリ，ロンボック，スンバワ，フローレス，アロール，ウェルター島の諸島の中央山岳を構成した後，バング海からスラウェシのブトン島，ミナハサ，さらにサンギェ列島を経てフィリピン群島に至っている。この山系がインドネシア群島の山系を代表するものである。これら一連の山系は，山系そのものが火山脈であり，その多くは現在も活動している活火山で，スマトラ，ジャワ，バリ，ロンボック等の島々にその数は多い。

これが〔3〕で後述する群島の外弧（Outer Zone）である。

この山系の外側の群島に沿って走る山脈も，やはりビルマのアラカンヨマ山脈から，アンダマン，ニコバル列島を経て，スマトラ島南東沖のシムウル，ニアス島等の諸島，ムンタワイ列島，ウンガノ島，小スンダ列島のスンバ，サウー，ロティ，チモール等の諸島からモア，ババル，タニンバル，カイ，スラム，ブルの諸島に至っているが，この山脈は火山山脈ではない。

これが〔3〕で後述する内弧（Inner Zone）である。

2,000m～3,000m級の山々の間は，多くの場合丘陵地帯であり，これと海岸平野（デルタ地帯）の間に高原を持っている。山間盆地とも言えるこれらの高原は，主なものとして，トバ，スカブミ，ティアンジュール，バンドン，ガルット，マグラン，アンバラワ，マラン，ミナハサ，モンゴドゥ等がある。

平野は山地の北側（カリマンタンでは南側，スラウェシにあっては半島部）の内海と呼ばれるマラッカ海峡，ジャワ海，マカッサル海峡等に面した地域に多い。面積の大きい代表的なものとしては，スマトラ島東北部の平野，カリマンタンの南部平野，ジャワ島の北部平野，南スラウェシ島半島部の平野等があげられる。

この山地と海岸との間の平野はジャングルにおおわれた広い低湿地帯が広がり，その中を多くの河川が曲がりくねって流れている。スマトラのムシ川，ジャンビ川，ボルネオのカプアス川，バリト川などは長さにおいてインドネシア有数のものである。パレンバンの河港はムシ河口より80kmの地点にある。ジャワには東部のソロ川，ブランタス川があるが，上記の河川に比べると流路は短い。

また，地形の特徴としては，スマトラ島のトバ，マニンジョウ，シンカラック，ラナウ等の山岳湖が多いことがあげられる。

〔3〕地質の特徴（インドネシアと日本の比較）

インドネシアは日本と同じく島国であり、地形・地質については多くの共通点を持っている。つまり、プレートテクトニクスの考え方からすると、日本列島は太平洋プレートと、フィリピンプレートがアジアプレートの下に潜り込む、潜り込み帯(Subduction Zone)に沿って配列している。

インドネシア群島は、インド・オーストラリアプレート（インド洋海洋プレート及びオーストラリア大陸とその延長のSahul Platformを含むプレートからなる）がアジアプレート（アジア大陸とその延長Sunda Platformを含むプレートからなる）の下に潜り込む、潜り込み帯に沿い、Sunda Platformを中心に彎曲して配列しており、その配列は日本列島より更に複雑である。すなわち、オーストラリア大陸の延長Sahul Platform（アルー諸島とイリアンジャヤの南側）とアジア大陸の延長のSunda Platform（マレー半島、カリマンタン、スマトラ東北側及びリンガ、シンケップ、パンカ、ビルトンの諸島）が安定地塊を形成し、その他のインドネシアの主要な島々（スマトラ南西側、ジャワ、小スンダ列島、タンニバル諸島、カイ諸島、セラム島、ブル島及びスラウェシ島）は、日本列島のように潜り込み帯に沿って、両方の安定地塊に挟まれた不安定地帯を作っている。

インドネシアでは、日本列島の日本海溝と同じように、潜り込み帯にジャワ海溝が見ら

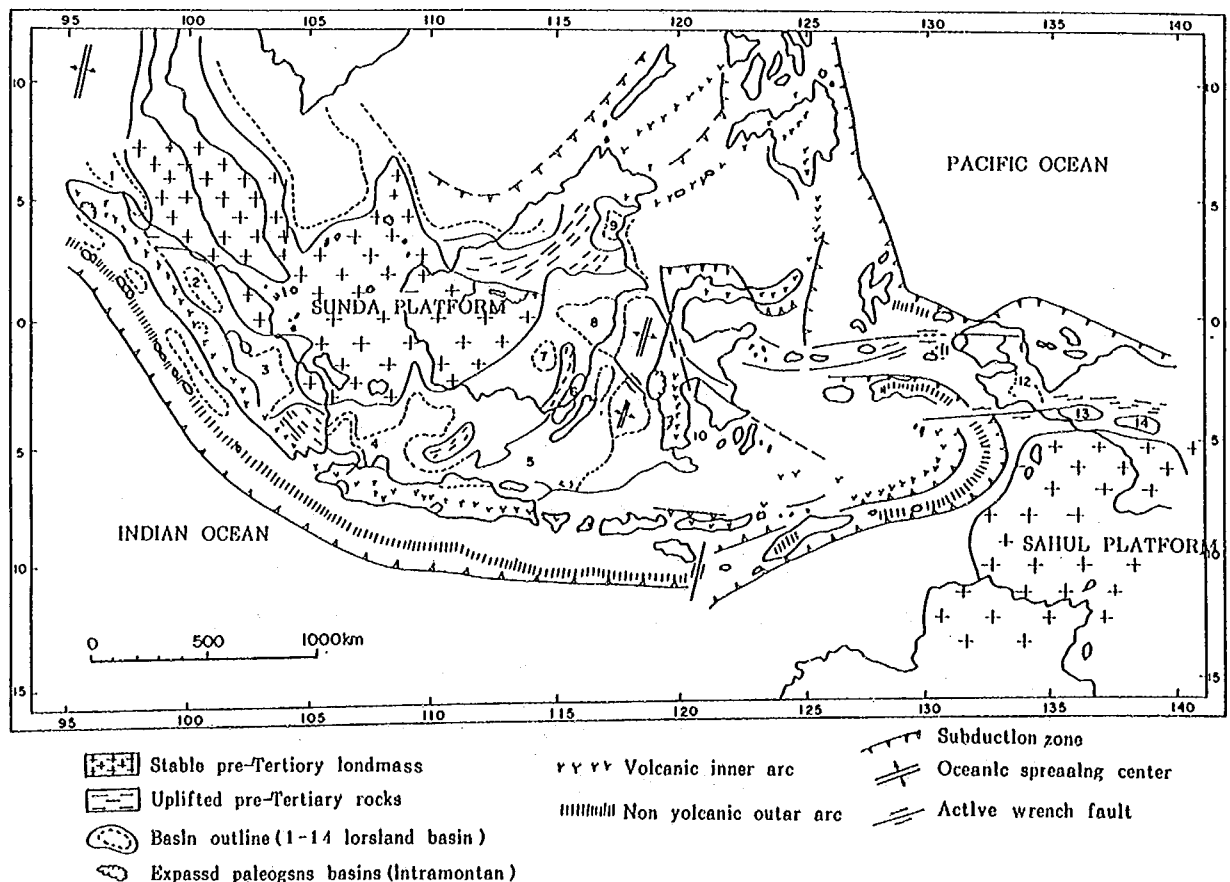


Fig. 2-13 インドネシア国のプレート構造

れるが、その海溝の内側には、新生代の非火山堆積岩が分布するシマルーエ島を経て、ティモール島南部に達する外弧（Outer Arc）と、火山山脈が走るスマトラ南西側、ジャワ、バリ、ロンボック、スンバワ、ソロール諸島からバンドラ諸島にいたる内弧（Inner Arc）の両者が見られる。一方、日本列島では一部に外弧が見られるが、全般的には不明瞭で、内弧の火山山脈のみ明瞭である。

インドネシアにおける、上述した安定地塊である Sahul Platform 及び Sand Platform は非常に古い地質時代から安定していた地塊であり、新しい地殻運動による変化を被ることが少ない地帯といえる。これらの安定地塊は、中生代、古生代に属する古い地質で構成されている。

インドネシアの不安定地帯は、プレートの潜り込みによって生じた、新しい地殻運動を受けているが、一般にその隆起量が少なく、侵食も深くない。従って第四紀に火山岩が広く発達し、一部にその基盤である第三紀の火山岩と堆積岩が見られるが、先第三紀の地層は殆ど見られない。

一方、日本列島では、その隆起量が多く、侵食が激しいので、先第三紀の地層と火成岩が広く分布し、それを基盤に第四紀の火山岩が覆っている場合が多い。

以上のように、インドネシアと日本とで共通した点が多いのは、上述の不安定地帯である。しかし、インドネシアの場合は分布が広く、その基盤岩の分布が少なく、かつ隆起量が多くない点が日本と異なる。

また、気候の相違から、地表の岩石の風化の状況が異なっている。すなわちインドネシアでは、熱帯～亜熱帯気候で雨量が多いため、ボーキサイト・ラテライト・カオリナイト型風化によって特徴づけられている。そして、隆起量が小さいため、風化の速度に比べて侵食の速度が小さいので、厚い風化帯が形成されている。日本の場合は、冷温帯湿潤気候であり、カオリナイト・モンモリロナイト型風化によって特徴づけられ、かつ隆起量が多いため、風化の速度に比べて侵食の速度が大きいので、薄い風化帯を作る場合が多い。

〔4〕インドネシア群島の地質・地形の要約

前述したインドネシア群島の地質、地形について要約すると次のようになる。

- ① 本調査に関係する島（主要河川がある島）は、地質構造的には不安定地帯に属する。つまり、新しい地殻運動によって出来たものであり、地質は若く侵食が起こりやすい。しかし、侵食の深さは日本のそれと比べ、隆起量が少ないため大きくない。
- ② インドネシア群島は環太平洋火山帯の西端に位置する。列島のバックボーンを構成している山系は火山脈であり、現在も活動している火山が多い。従って、今回の調査対象である島々の殆どは火山性の地質を持っている。
- ③ 地形的に見ると、スマトラ、ジャワ、カリマンタン、スラウェシ諸島の内、南側に位置するスマトラ、ジャワの両島は、島の南側（スマトラ島では南西側）を山脈が通り、北もしくは北西側は、平野が広がる。カリマンタン、スラウェシの2島は、島の中央部

が山地で、南側（スラウェシにおいては半島部）に平野が広がる。

- ④ スマトラ島の北東側（カリマンタン及びリンガ、シンケップ、バンカ、ビルトンの諸島）では、中生代及び古生代の後期に属する古い地層が見られるが、他の諸島では新生代に属する若い地層が殆どを占めている。
- ⑤ 地表の岩石の風化は、インドネシアでは熱帯～亜熱帯気候で雨量が多いため、ボーキサイト・ラテライト・カオリナイト型風化を示し、隆起量が少ないが、厚い風化帯を形成する。一方、日本の場合は、冷温帯湿潤気候であり、カオリナイト・モンモリロナイト型風化であり、隆起量が多いため薄い風化帯を作る場合が多い。

2-3-2 気候の特性

〔1〕一般的な気候特性

緯度的に熱帯に属するこの国は、海洋性熱帯気候の影響を受けて、高温で多雨、かつ多湿の気候下にある。気候を左右する最も大きい要因として上げられるものに、アジア及びオーストラリア大陸の気団と赤道付近の貿易風がある。

北半球の冬季、アジア大陸は冷却され、高気圧に覆われ気圧が上がった北部の大陸からは、海域に向かって、冷たい風が東北方向から吹き出す。いわゆる北東季節風である。この北東季節風は北東貿易風と共に勢力をましながらか赤道付近に達する。

赤道の南側、つまり南半球はこの時期夏であり、南側の大陸、オーストラリアでは当然低気圧の発生等の気象擾乱があり、赤道上（赤道無風地帯）を越えた風は気圧の低い大陸に向かって吹き込む。赤道無風地帯でいったん勢力が衰えていた北東風は、ここで再び勢力を増す。この北東風は北半球の冷たい所から吹き出したもので、始めは乾燥していたものであるが、海域を吹送されてくる間に海面の水蒸気を多量に吸収し非常に湿った状態でこの国の近くに達する。このためこの国の赤道の南側では雨の降りやすい状態になる。これがインドネシアの雨季である。

乾季はその逆で、南東のオーストラリア大陸の方から吹き出して来る季節風は、この時期南半球は冬（北半球は夏）であるため乾燥している。この季節風がインドネシア群島とオーストラリア大陸間の近接した短い距離を、海域からの水蒸気を十分に吸収しないままこの群島に達する。この季節風は、雨を降らせるほどの湿潤状態に達していないやや乾燥した気団であるため、この時期、この地方は雨が少ない状態になる。赤道を挟んで北と南では、雨季・乾季は逆の時期になる。これはこの国を構成する群島の南北に、アジア・オーストラリアの両大陸、太平洋、インド洋の2大洋があることで、南北を逆に考えれば判る。

季節風が海域を通過する間に、多少の水蒸気は吸収して居り、このため乾季であっても湿度は高い値を湿す。

風向きも、雨季、つまり北半球の冬には赤道付近の貿易風の影響を受け、北西方向から吹き込み、乾季にはその逆で南西方向からの風になる。

つまり、赤道を挟んで位置するこの国の諸島は、アジアとオーストラリアの2大陸、太

平洋とインド洋の2大洋，赤道付近の貿易風等の影響を受けて，極めて規則正しい変化をすることになる。

年間を通じてこの群島の概略の降水量は，2,000mmから4,000mmの間であるが，西部ジャワの北部，東部ジャワ，小スンダ列島，スラウェシ等では，2,000mm以下，その他の地区では，2,000～3,000mm程度である。4,000mm以上の降雨が見られる地域は少なく，西部スマトラのパダン地区くらいである（Table 2-2）。

平均的な，年間を通じた降雨のパターンは，年間降雨量の約80%が雨季に降り，残り20%の内，約半分の10%程度が乾季に，約10%は乾季から雨季及び雨季から乾季への遷移期に降ると言われる（Table 2-3，Fig. 2-14参照）。

気温はFig. 2-15に示すように年間を通じて大きな変化はなく，平均27℃程度である。気温について地域的な較差は少ない。

湿度も前述したように年間を通じて変化が少なく，80%程度である。また地域的な較差も少ない。

〔2〕インドネシア群島の降雨特性（熱帯地方の一般的な降雨特性）

前述した様に，インドネシア群島は，東西に長い距離の海域に散在するので，当然降雨パターンは地域により大きく異なっている。

我が国の場合，河川の洪水に影響する降雨，例えば集中豪雨の原因は，前線の活動（梅雨季の湿舌の影響等）又は台風の襲来によるものが多く，流域内では比較的一様な降り方をし，また降雨の継続時間も断続的ではあるが，比較的長い。

しかし，インドネシアに限らず，熱帯地方の降雨の一般的なパターンは，流域内の所々で数平方キロ程度の小さな範囲で，ゲリラ的な降雨が地域的にも時間的にも連続性がなく起きるものと，やや日本と似たパターンで起きるものとが，地域的に分かれて現れる。つまり，地域によって雨の降り方のパターンが多少異なる。

前者はジャワ島及びスマトラ島南部で見られるパターンであり，降雨のピークはおおよそ10分間程度で，継続時間は約1時間と言ったものが代表なパターンである。時間雨量では，例えばジャカルタでは25年確率で75mm程度である。しかしまれに，広い地域でやや長い時間継続して降雨が見られることがあるが，これは前線降雨（赤道の南側で発生するもの）による降雨である。しかしその様な例は少ない。

後者はスマトラ島北部，カリマンタン，スラウェシ島での降雨パターンであり，例えば南スラウェシのジュネベラン川流域での降雨は，相当集中度が高い。

インドネシアと日本との雨の降り方の決定的な違いは，日本で起きるような，前線又は台風によるものがインドネシアでは無いということである。つまり，降雨の原因になる要素が根本的に異なっている。インドネシアでは，時間雨量で100mmという様な大雨はよく降るが，流域内の所々の小規模な地域に集中的に降るのであって大河川に洪水被害を及ぼすような地域的，時間的に広がるような降雨は極めて少ない。決定的な違いはそこであ

Table 2 - 2 インドネシア各地の年間降水量

単位 : mm

島 名	州 名	地 名	降雨量
Sumatera	D.K.I Aceh	Aceh.R	1,965
"	"	Jambu Aye.R	1,872
"	North Sumatera	Wampu.R	1,510
"	"	Ular.R	1,700
"	"	Bah Bolon.R	3,688
"	"	Medan	2,007
"	Riau	Rokan.R	1,950
"	"	Siak.R	2,739
"	"	Kampar.R	2,864
"	"	Kuantan.R	2,961
"	West Sumatera	Padang	3,869
"	"	Arau.R	4,233
"	"	Kuranji.R	4,177
"	Jambi	Batang Hari.R	2,628
"	South Sumatera	Palembang	2,469
"	Lampung	Septih.R	2,647
Jawa	West Jawa	Ciudjung.R	2,242
"	"	Bandung	1,768
"	"	Citarum.R	2,049
"	"	Cimanuku.R	2,197
"	"	Cisanggarung.R	3,049
"	D.K.I Jakarta	Jakarta	1,790
"	Central Jawa	Pemali.R	3,790
"	"	Serang.R	1,626
"	"	Semarang	2,030
"	D.K.I Yogyakarta	Progo.R	2,266
"	Central/East Jawa	Solo.R	2,124
"	East Jawa	Brantas.R	2,228
"	"	Surabaya	1,438
Sulawesi	South Sulawesi	Jeneberang.R	4,013
"	"	Ujungpandang	2,856
"	"	Sadang.R	2,557
"	Central Sulawesi	Palu.R	1,503
"	North Sulawesi	Bone.R	1,195
"	"	Menado	3,437
Kalimantan	Central/South Kalimantan	Barito.R	2,388
"	West Kalimantan	Pontianak	3,190
"	East Kalimantan	Balikpapan	2,270
Maluku	Maluku	Ambon	3,470
Timor	Timor Timur	Kupang	1,413

Table 2 - 3 インドネシア各地の月平均降水量

(単位: mm)

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年間	観測期間
Djakarta (Java)	308	300	206	143	112	91	62	42	70	110	148	198	1,790	48
Bandung (Java)	176	182	230	239	131	70	30	49	84	152	228	191	1,768	35
Semarang (Java)	275	256	207	210	128	82	76	39	70	183	249	261	2,030	22
Surabaya (Java)	293	205	193	159	91	51	16	6	15	60	121	228	1,438	42
Modan (Sumatra)	142	83	107	132	173	130	132	172	215	268	239	214	2,007	37
Padang (Sumatra)	234	242	300	341	296	205	188	287	345	446	486	409	3,869	31
Palembang (Sumatra)	304	261	304	270	170	118	95	109	122	175	265	276	2,469	29
Pontianak (Kalimantan) ...	276	210	245	278	283	325	164	201	233	366	387	321	3,190	23
Balikpapan (Kalimantan) ...	200	177	230	211	232	199	194	164	147	138	167	211	2,270	26
Monado (Sulawesi)	382	468	327	297	236	262	227	133	217	210	287	386	3,437	24
Makasar (Sulawesi)	719	531	424	166	92	668	33	10	12	40	174	587	2,856	26
Ambon (Ambon)	128	118	134	280	551	634	597	411	242	158	108	129	3,470	23
Kupang (Timor)	386	347	234	65	30	10	5	2	2	17	83	232	1,413	29

(出典) Meteorological and Geophysical Institute of Indonesia.

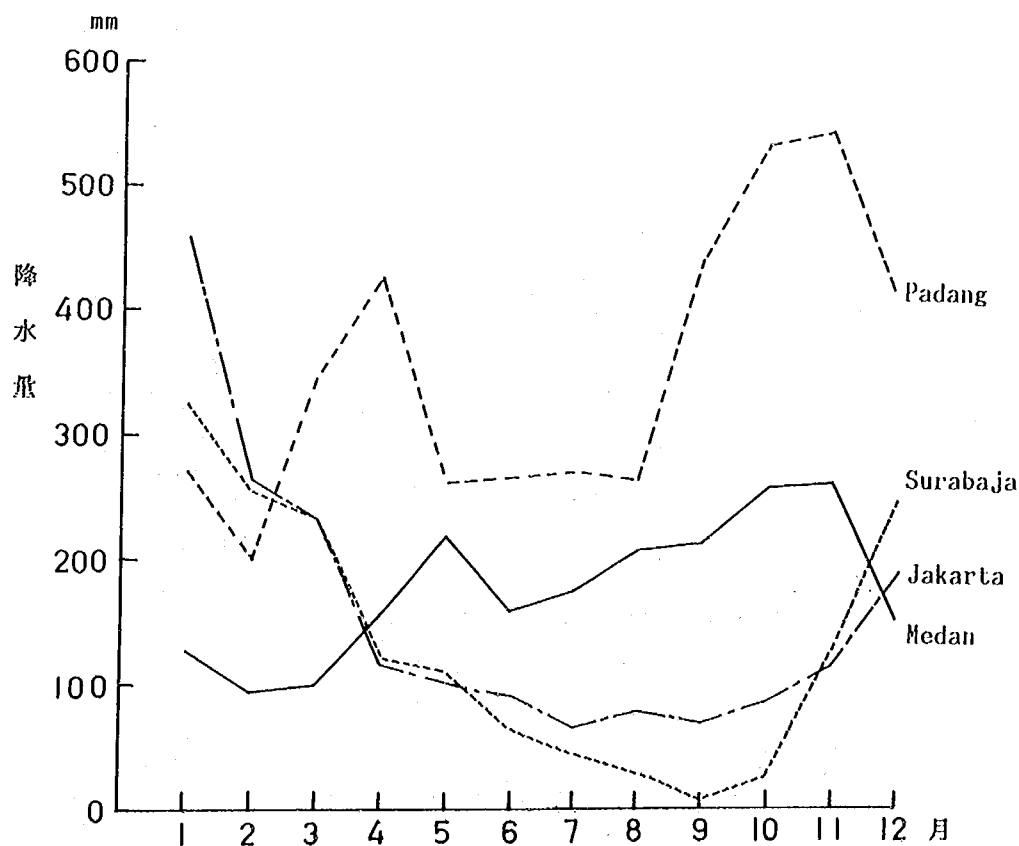


Fig. 2 - 14 インドネシアの月降水量

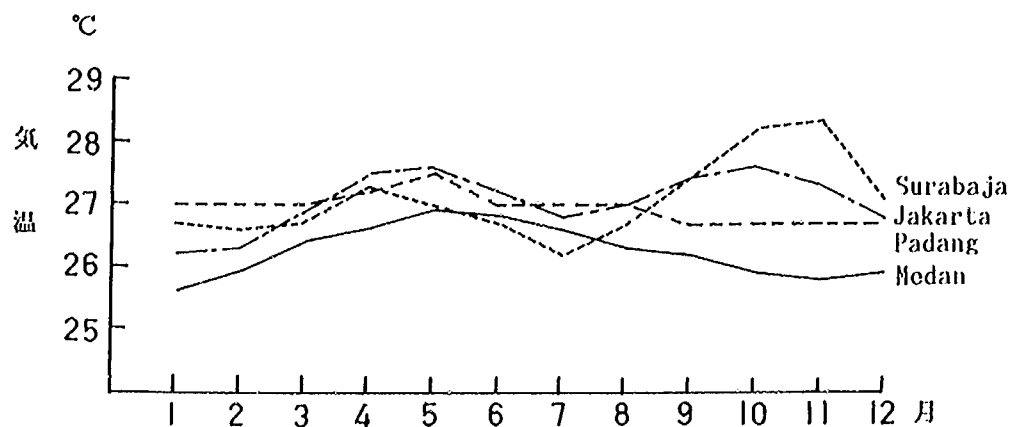


Fig. 2-15 インドネシアの月平均気温

る。

2-3-3 植生・土壌

〔1〕植生

Fig. 2-16は、スマトラ島及びジャワ島の植生区分である。

スマトラ島は年間を通じて多雨の熱帯であるため、北西部にサバンナがややまとまって分布するほかは、広く熱帯常緑林が繁茂する。この熱帯常緑林の構成種は、どこでも全く

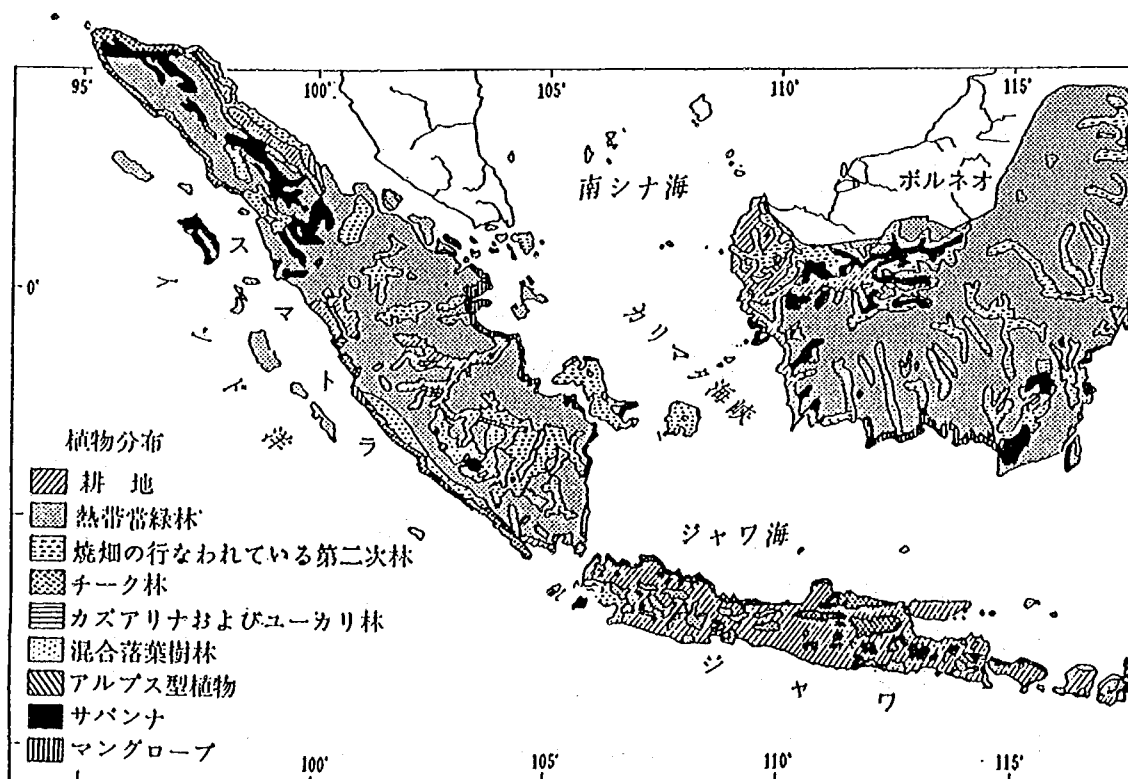


Fig. 2-16 スマトラ島、ジャワ島の植生状況⁴⁾

同一ではなく、高度の垂直変化にしたがって構成種が変わっている。したがって、西海岸により山岳が海に面して連なっているところでは、海岸から山頂に向かって植生は著しく変化する。その変化はおおよそTable 2-4のとおりである。

Table 2-4 スマトラ島の高度別植生状況

高 度 (m)	植 生
0 ~ 600	低地性常緑雨林 マングローブ林, ニッパヤシ林, ヒース林, フクバガキ林
600 ~ 1,000	亜山地的熱帯常緑林 (樹林はシグヤ菌類に覆われる。)
1,000 ~ 1,800	熱帯低山地雨林 針葉樹を含む常緑広葉樹 (シイ, カシ)
1,800 ~ 2,800	熱帯上部山地雨林 カシ型コケ林 (雲霧林)
2,800 ~ 3,800	熱帯亜高山植生 灌木類
3,800 ~	熱帯高山植生

スマトラ島では、耕地化はあまり進んでいないが、東海岸の一部と西海岸（パダン市周辺に平野部、山間盆地）に耕地が展開している。

また、原始的な焼畑耕作が広く行われており、原生林が失われて第二次林に変化したところも多い。

これに対してジャワ島では、気候条件に対応して基本的には西半に熱帯雨林、東半にサバンナが分布するが、耕地化が進んでいるため自然植生のみられる部分は少ない。

〔2〕 土 壌

熱帯気候下にあるインドネシアでは、成帯土壌として広くラテライトが分布する。これは、高温多湿な環境下で生成されるものであり、赤色をした酸性の土壌で腐植に乏しく生産力が低い。また、母岩は地表下数十mにもおよぶ深層風化を受けている。

ただし、多数の火山が分布する地域では間帯土壌として火山岩に由来する土壌が広く分布する。火山堆積物上に発達した土壌は、熱帯にあっては肥沃であり、耕地として利用されている。

2-3-4 スマトラ島

スマトラ島は、インドネシアの西部、大スンダ列島西端にある大島で、面積は約43万km²である。面積では世界第6位、インドネシア第2位の島である。

(1) 地形・地質

スマトラ島は安定地域と不安定地域が相接する特徴的な地体構造をなしている。バリサン山脈を含む島の中央および西側は不安定地域で、新期の造山帯である。ここでは、バリサン山脈がほぼ西海岸に沿って北西から南東に走り、その間に高原、盆地、河谷、湖水が複雑に分布する。大部分は肥えた若い火山土壌で覆われる。山脈中の最高峰は南西部のク

リンチ山(3,806m)である。高原には北部のメダンからトバ高原、バタクランドにわたるもの、および中部のパダン高原を中心とするものがあり、スマトラにおける人口の集中地域となっている。バリサン山脈の西斜面は断層によって切られ、インド洋に向かって急斜し、沿岸には扇状地を伴った狭い海岸平野が形成されている。東岸に向かってはかなりゆるやかな傾斜で、前山、丘陵を連ねている。

島の東側は安定地域であり、広大な沖積平野をなしてシアク川、カンバル川、インデラギリ川、ハリ(ジャンビ)川、ムシ川など多数の川が曲流し、湿原、ジャングルを形成している。

(2) 気候

① 概況

スマトラ島の気候に影響を与える因子は、南北両半球の熱帯気団とそれから多発する風系、それらの収斂する赤道前線と季節風である。

北半球の熱帯気団は北東貿易風として吹きこみ、南半球の熱帯気団は南東貿易風を生じ、両者が収斂して赤道前線が形成される。熱帯気団は、高温多湿な気団であり、両者が接触することによって、スコール性の降雨をもたらす。一方、ユーラシア大陸とオーストラリア大陸との間には、4月と11月を交替期として季節風が吹く。この季節風は、赤道前線を南北に移動させる。

スマトラ島は赤道直下に位置するため、一年中赤道前線の影響を受けやすいが、赤道前線が南や北に離れる時期には、降水量が減少するという傾向が見られる。

② 気温

スマトラ島は赤道直下に位置するため、年平均気温は26℃前後と高温である。また気温の年較差はほとんど無く、日較差の方が大きいほどである。一方、気温に関して極値を示すこともなく、海風のはいる海岸付近ならば予想以上に涼しい場所となる。

なお、赤道直下では日射量は少なく、太陽は1日の半分以上は雲でさえぎられている。

③ 降水量

スマトラ島では、海岸部でも年間を通じて、月平均200~600mmの降雨があり、年降水量は3,000~4,000mmに達する。山岳部、とくにインド洋に面した西側斜面では、さらに多量の降水量があると見られる。このような多量の降雨は赤道前線の存在によるものである。年間を通じて赤道前線の影響を受けるが、季節風の影響で赤道前線が南あるいは北に離れる時期には、降水量は減少する。とはいえ、この時期でさえも、湿潤な季節風が吹きつける西海岸では月平均200~300mm程度の降水量はある。

この地域の降水は午後に積乱雲から降るスコールの形でもたらされる。このため、降雨強度が大きい。

④ 植生

Table 2-4 にスマトラ島の高度別植生状況を示す。

2-3-5 ジャワ島

ジャワは、インドネシアの中心をなす島で、面積は約12.6万km²である。面積はインドネシアの約10%を占めるに過ぎないが、人口は約65%がこの島に集中している。

(1) 地形

ジャワの地形は、火山帯が島を東西に貫通し、東はバリ海峡に臨むウラン山から、西はスンダ海峡に面するカラン山にいたる。標高2,000m以上の山はすべて火山で、最高峰スメルー山(3,676m)をはじめ、その数は50に達し、中部のメラピ山をはじめ、18の火山は、いまなお活動を続けている。ヤシの木と水田の背後に高くそびえる火山はジャワ特有の風景である。

この火山岩が風化した肥沃な土壌は全島の約1/3を覆い、生産力の重要な基礎になっている。この火山地帯の南北には新第三紀の石灰岩山地が並行して走り、全島面積の38%を占めている。これらの山地の間にはバンドン、ガルー、ディエン、マラン、イジェンなどの高原が存在し、またところどころに盆地がある。

ソロ川、ブラントス川などが貫通する中部以東に内陸の平野はいくつもの火山にはさまれ、いずれも古代ジャワ文化の中心であった。ジャワ海に臨む沖積平野は、チマヌク川、ブラントス川、ソロ川などによって形成され、開拓が著しく進んでいる。

(2) 気候

ジャワの気候の特色は雨季、乾季の区別が明確なことで、11～3月の雨季と4～10月の乾季とに分かれる。しかし、同じ島内でも西からの季節風の影響を強く受ける西部はきわめて多湿であるが、中部および東部にかけては東からの季節風の影響が強く、乾季が著しくあらわれる。

降水量は、山地の大部分は年3,000mm以上、海岸平野の大部分も年2,000mm以上に達する。雨は短時間に多量に降る場合が多く、雨季には各地に洪水がおこる。

気温は、位置および地形の特色から、他の熱帯諸地域にくらべて著しく緩和されている。ジャカルタの年平均気温は27.0℃であるが、日較差は最高8～9℃に及び、夜は〈常夏のジャワの冬〉と呼ばれる。高地では気温は低下し、バンドン(標高730m)で年平均22.1℃、ディエン高原(標高2,013m)で14.0℃となり、高原地帯はすぐれた避暑地となっている。

参 考 文 献

- 1) 貝塚爽平, 鎮西清高編, 1986; 日本の山, 岩波書店 pp. 5～14.
- 2) 吉岡邦二 1973; 植物地理学生態学講座12, 共立出版.
- 3) 中野尊正編, 1971; 世界地誌ゼミナールVI アングロアメリカ, 大明堂, pp. 21～40.
- 4) 渡辺光編, 1971; 世界地理 3 東南アジア 朝倉書店, pp. 14～35, pp. 73～78.
- 5) 松井健, 1988; 土壌地理学序説, 築地書館 pp. 283.

第3章 河道特性規定要因に及ぼす気候・ 地形・地質の影響

本章においては、河道特性を規定する基本要素とした平均年最大流量（あるいはbankfull流量、2年超過確率洪水流量）、河床材料の平均粒径、河床勾配に及ぼす気候、地形、地質の影響を、主に日本、カナダ・アルバータ州、インドネシア国の河川を用いて検討を行う。

3-1 流域地形

流域の地形は、地形形成営力の現れであり、地質・気候、地殻変動等の営力の違いは地形の差異として現れる。流域地形に及ぼす地質・気候の影響を見るには、水系網や起伏度等を量的に表現し、これと地質、気候との関係を調べる必要があるが、本研究の本来の研究目的でもないので、ここでは、資料の入手可能であった流域面積 A と主流の河川長 L の関係を比較検討するにとどめる。

Fig. 3-1, Fig. 3-2, Fig. 3-3は、それぞれ、日本の一級河川、カナダ・アルバータ州、インドネシア国の河川の A と L の関係を両対数紙上にプロットしたものである。図中には河状係数 $F_r = A/L^2$ が1, 0.15, 0.04の場合の A と L の関係を直線で示してある。

これらの図を比較すると、三者とも良く似た関係となっており、河状係数は0.15~0.2程度の値となっている。ただし、ばらつきは大きく、同一流域面積に対して河川長は4倍程度の差がある。

河状係数 F_r は流域の形状を表現し、これが大きい河川は放射状の流域を持ち、小さいものは細長い羽状の流域を持つ。流域形状は、内的営力による地殻変動の波動性や断層の方向、基岩の耐侵食力、火山活動等によって大略的に決まってしまう、気候の影響は少ないと思われる。このことが、気候帯の異なる三国の間で大略的に見れば、河状係数が大きく異なる理由であらう。

気候の差異が流域地形を及ぼす影響は流域の形より水系網の発達程度の違いにより現れると考えられる。水系網の発達程度は河川密度 $D_d = \Sigma L/A$ で表現し得る。ここで ΣL は本支川長の合計の長さである。これは単位面積にどの程度の河川水路が存するかを示すものである。Maduma, B.¹⁾ (1974)によると河川密度 D_d はThonthwaites index (P/E index) と密接な関係があり、ほとんど植生の無い乾燥地帯において D_d が大きく、 P/E indexが10では D_d が100km/km²程度であるが、 P/E indexが大きくなると、すなわち湿潤な気候 (P/E index 50~150) のところでは D_d が5~6 km/km²と最少となり、熱帯雨林気候帯 (P/E index 300~500) では逆に D_d が増加し10~15km/km²程度としている。

なお、 P/E indexは

$$P/E \text{ index} = 10 \Sigma (P/E)$$

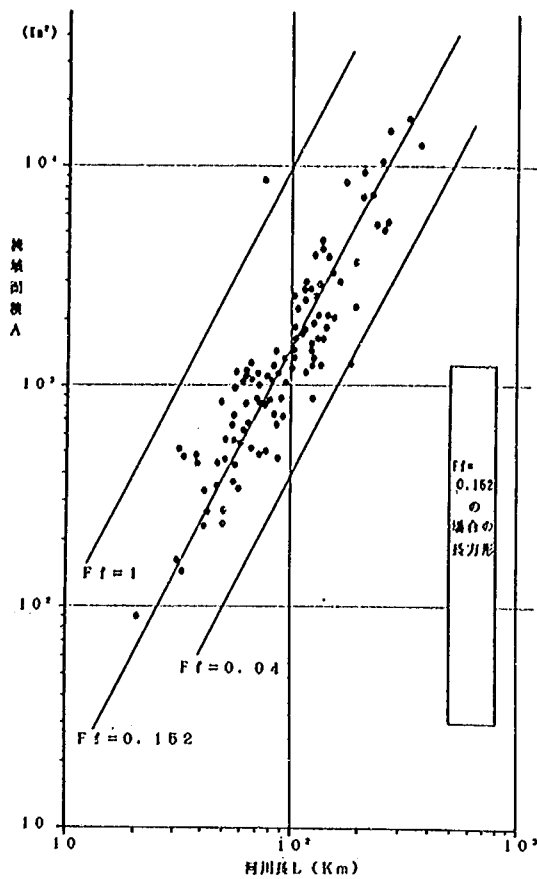


Fig. 3-1 日本の一級河川のAとLの関係

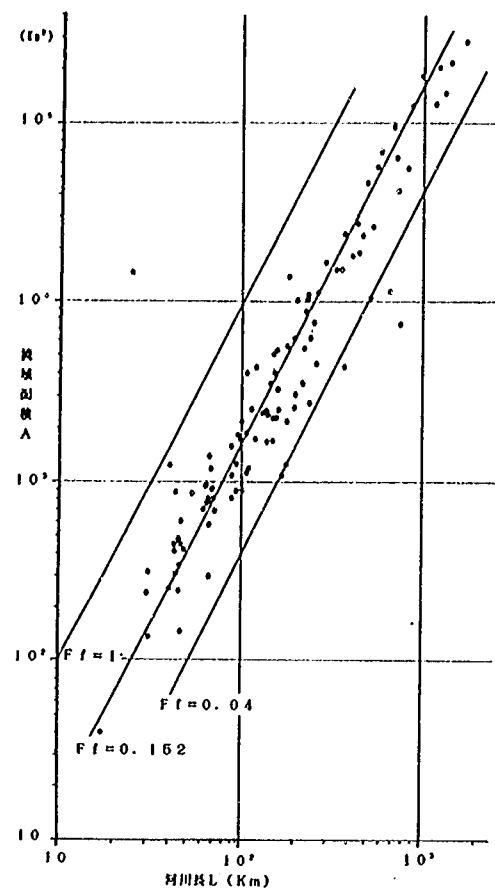


Fig. 3-2 カナダ・アルバータ州のAとLの関係

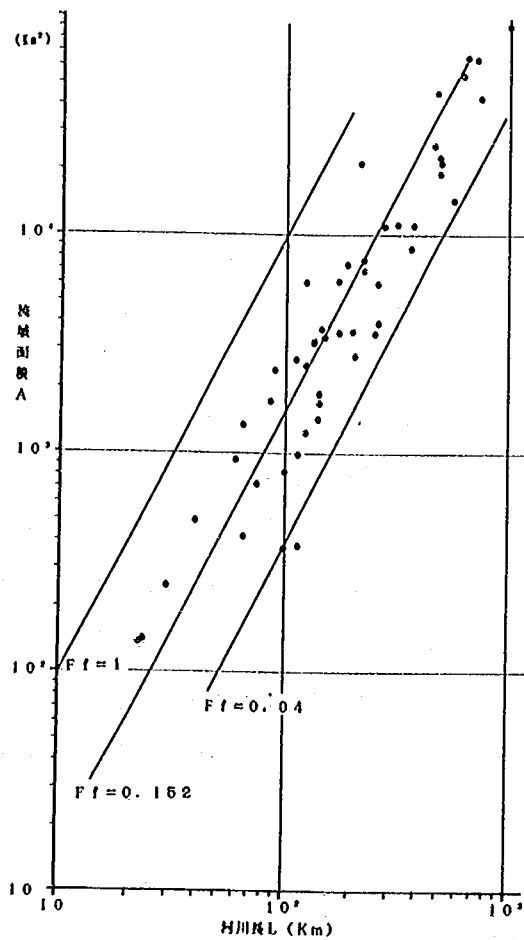


Fig. 3-3 インドネシア国の河川のAとLの関係

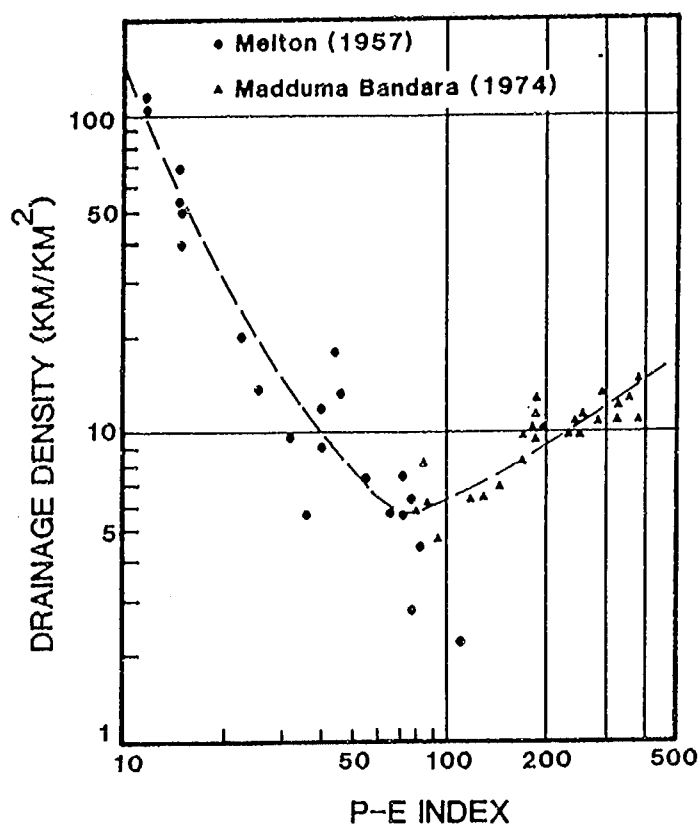


Fig. 3-4 水系網密度 D_d と P/E Indexとの関係¹⁾

で定義され、 P は各月の平均降雨量、 E は各月の平均蒸発量である。

3-2 洪水特性

1-2で示した種々の河道特性は、変動する流量によって河川に生じる現象の積分値の現れであるので、各種流量の時間頻度分布形が異なれば、同一のbankfull流量、河床勾配、河床材料を持つ河川間においても、河道特性が異なる可能性がある。

ここでは、ある確率流量の比流量（流量を流域面積で除したもの）と流域面積の関係が気候帯の異なる地域ごとに、どの程度異なるのか、またbankfull流量の回帰年がどの程度であるかを把握し、気候、地形等が洪水特性に及ぼす影響を調べることにする。

3-2-1 データソースと解析方法

〔1〕日本の河川の場合

建設省河川局河川計画課（1973）²⁾がまとめた主要河川流況表（昭和13年～45年）より、各流量観測所の観測期間内の豊水、平水、渇水流量の平均値を算出し、流域面積で除して三流量の比流量を求めた。なお三流量は、各々、年間を通じて95日、185日、355日を下らない程度の流量値である。

また、昭和40年（1965）から昭和49年（1974）の10年間の年最大流量を流量年表より求め、その平均値を算出し、これを平均年最大流量とした。平均年最大流量は年最大流量の

時系列で見ると2～3年に1回生じる流量となっている。この平均年最大流量を流域面積で除して比流量を求めた。

さらに計画高水流量（1988年度）の比流量を建設省河川局資料より求めた。

〔2〕カナダ・アルバータ州の河川の資料

文献3)に記載されている2年, 5年, 10年, 50年超過確率洪水流量, bankfull流量より, 各年確率流量の比流量を求めた。

超過確率流量は, 各流量観測所の年最大日平均流量を対数確率紙にプロットしてeye fitnessにより求めたものである。年最大流量と年最大日平均流量では, 前者の方が大きくなるが, 最大流量が融雪によって生じると考えられるので, その差はそれほど大きなものでないと思われる。

Bankfull流量は, 河谷の平坦面に対応した水位の時の流量が求められている。地形学的にはactive flood plainあるいはlow terraceの高さに対応する水位である。

〔3〕インドネシア国の河川の場合

インドネシア国の河川については, 河川流量の関する統計値が整備されていないので, ここではインドネシア国の主要河川の計画流量と流域面積の関係より, ある確率規模の比流量を算出した。なお計画流量は少ない流量観測所と短い観測期間から流出解析等を通して求めたものであり, あまり精度の良いものとは言えない。また中には氾らん戻しを行っていない計画流量もある（濱守厚, 談, 1989）。さらに個別河川の河道特性調査より, bankfull流量が概略評価し得た河川については, bankfull流量の比流量を求めた。

3-2-2 比流量と面積の関係

流域面積対洪水比流量の関係図は, 従来, 治水計画やダムの洪水吐の実務設計に利用されてきた。この流域面積と洪水比流量の関係は, 気候帯ごとに大きく変わると考えられる。

比流量図に対して適用する曲線形は, 全く経験によって与えられるもので, 我国ではCreager曲線の適合性が良いとして使われている。Creager曲線は

$$q=46 \cdot C \cdot A^{(0.894A^{-0.64})-1} \quad (3-1)$$

で表される。ここで q は比流量, A は流域面積, C 値は曲線の位置によって与えられる係数である。なお, q の単位は $\text{ft}^3/\text{s}/\text{mile}^2$ である。

以下に日本, カナダ・アルバータ州, インドネシアの河川のある確率流量の比流量と流域面積の関係がどのようになっているかを示す。

〔1〕日本の河川の場合

Fig. 3-5～Fig. 3-13に日本の一級河川の各種流量の比流量と流域面積の関係を各地方毎に示した（本来気候の影響を見るには気候区ごとに同様な図を作るべきであるが, これによっても大略の気候の影響を把握し得よう。）。

同図には, 一級河川の基本高水（ダムや遊水地の貯留効果が入っていない流量）の比流

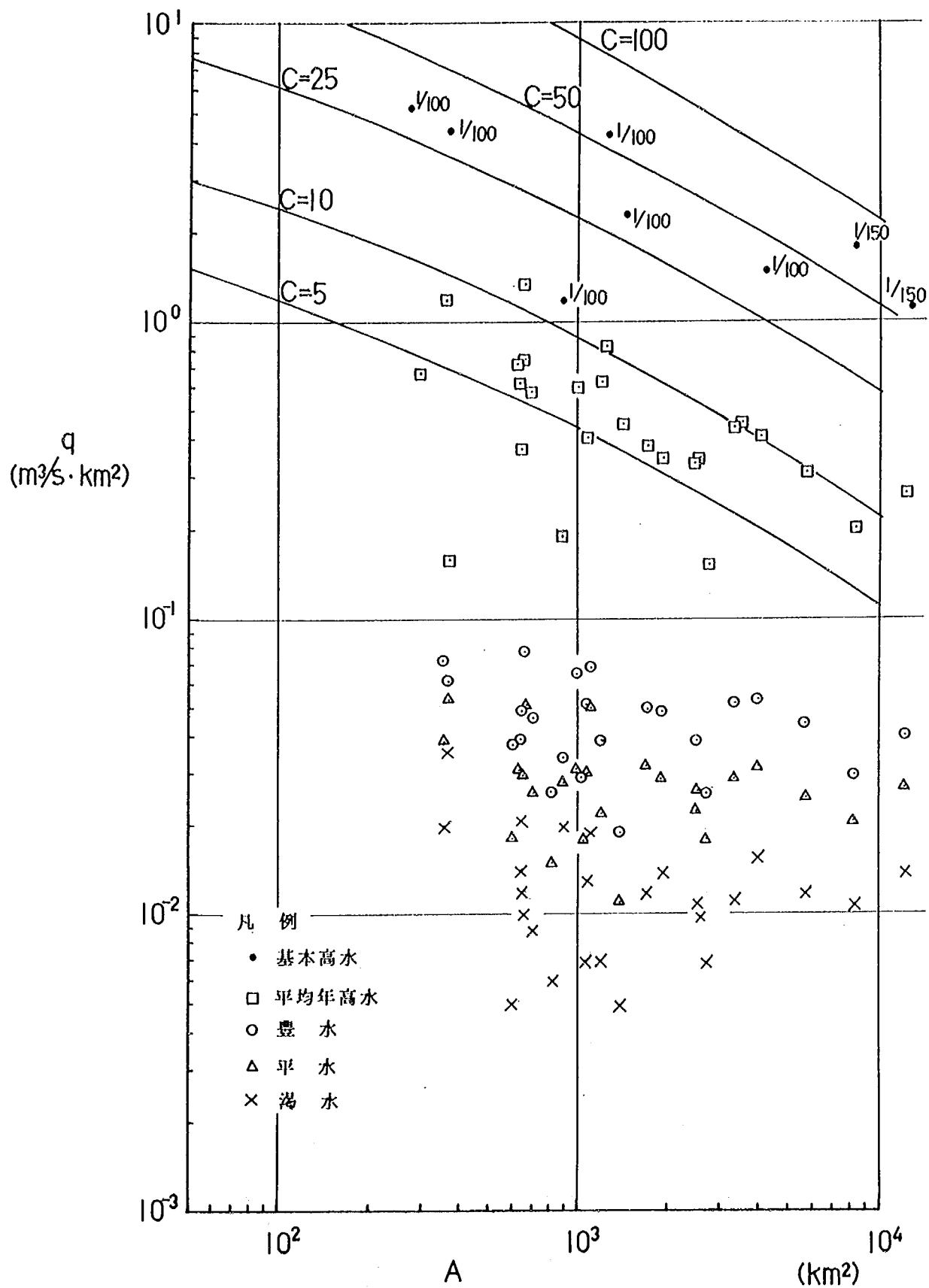


Fig. 3-5 北海道の比流量と流域面積の関係

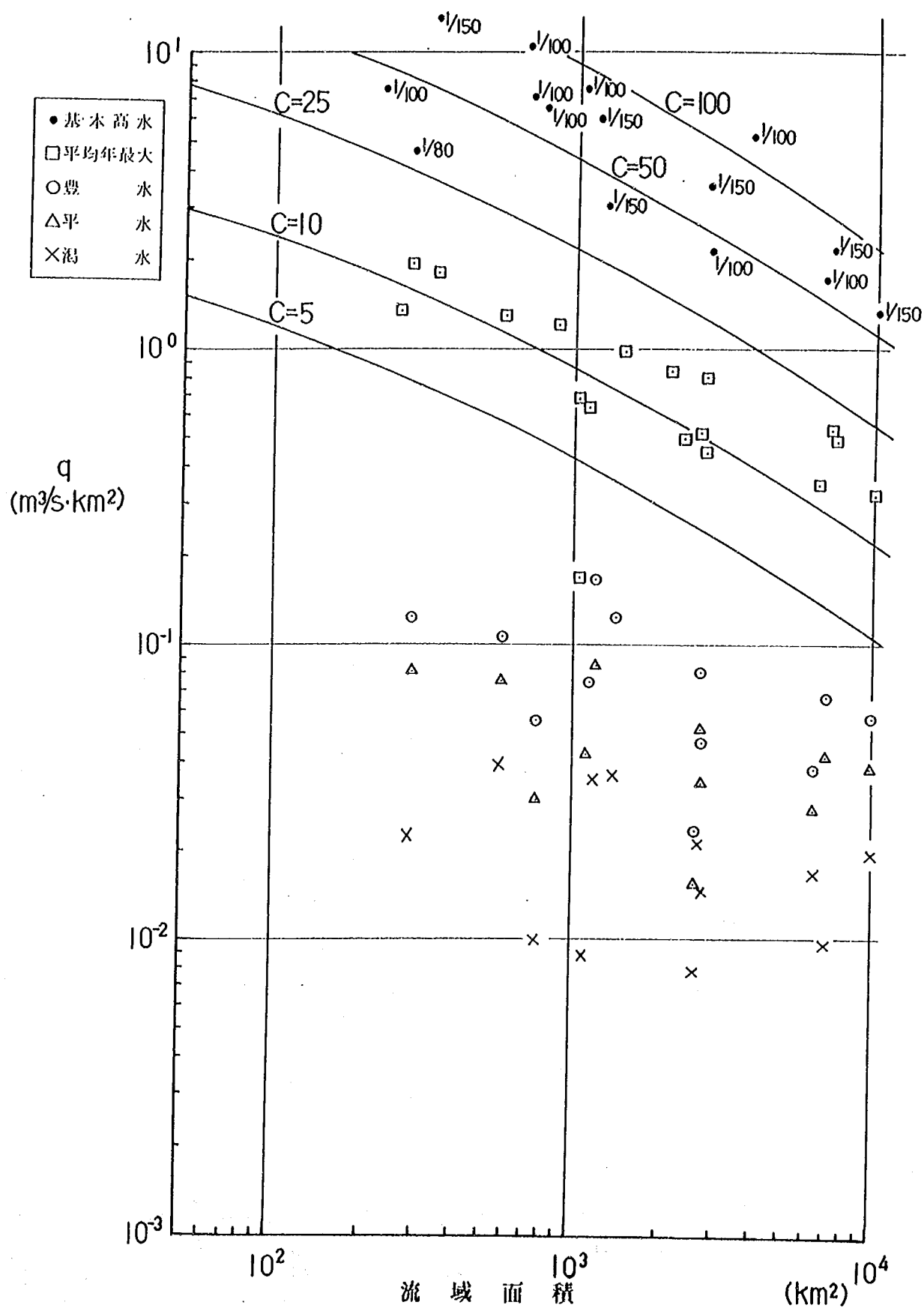


Fig. 3-7 北陸の比流量と流域面積の関係

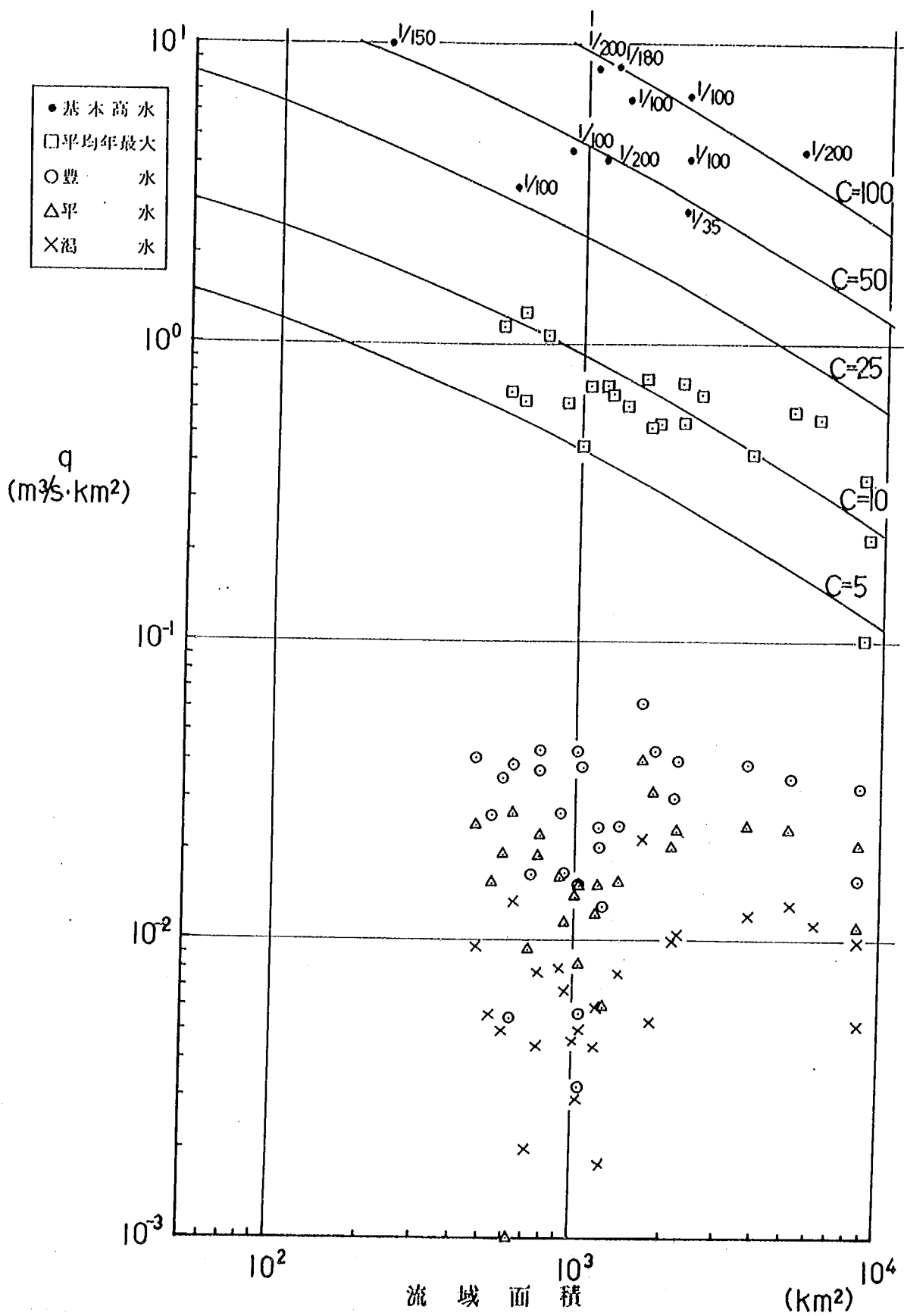


Fig. 3 - 8 関東の比流量と流域面積の関係

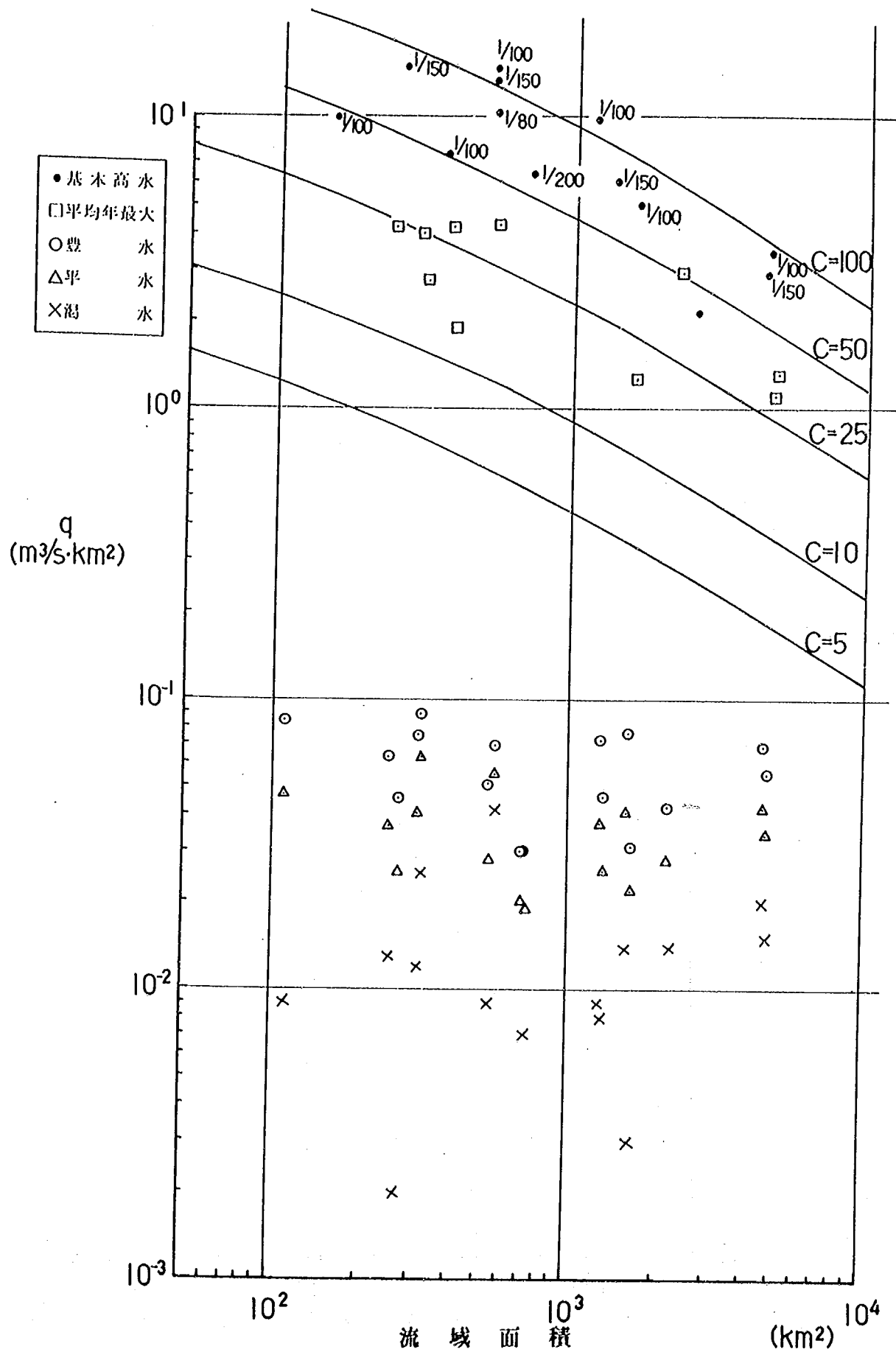


Fig. 3-9 中部の比流量と流域面積の関係

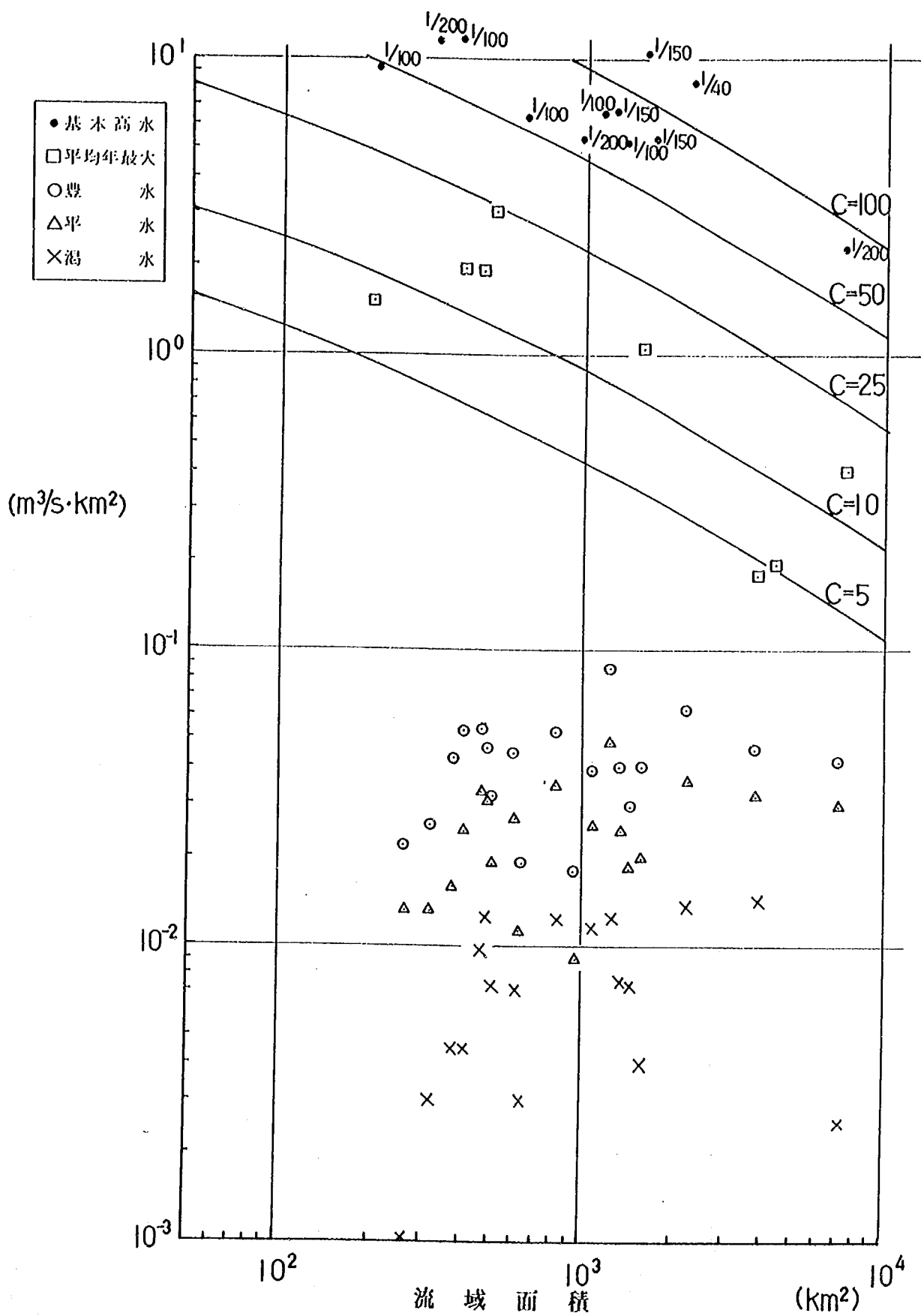


Fig. 3-10 近畿の比流量と流域面積の関係

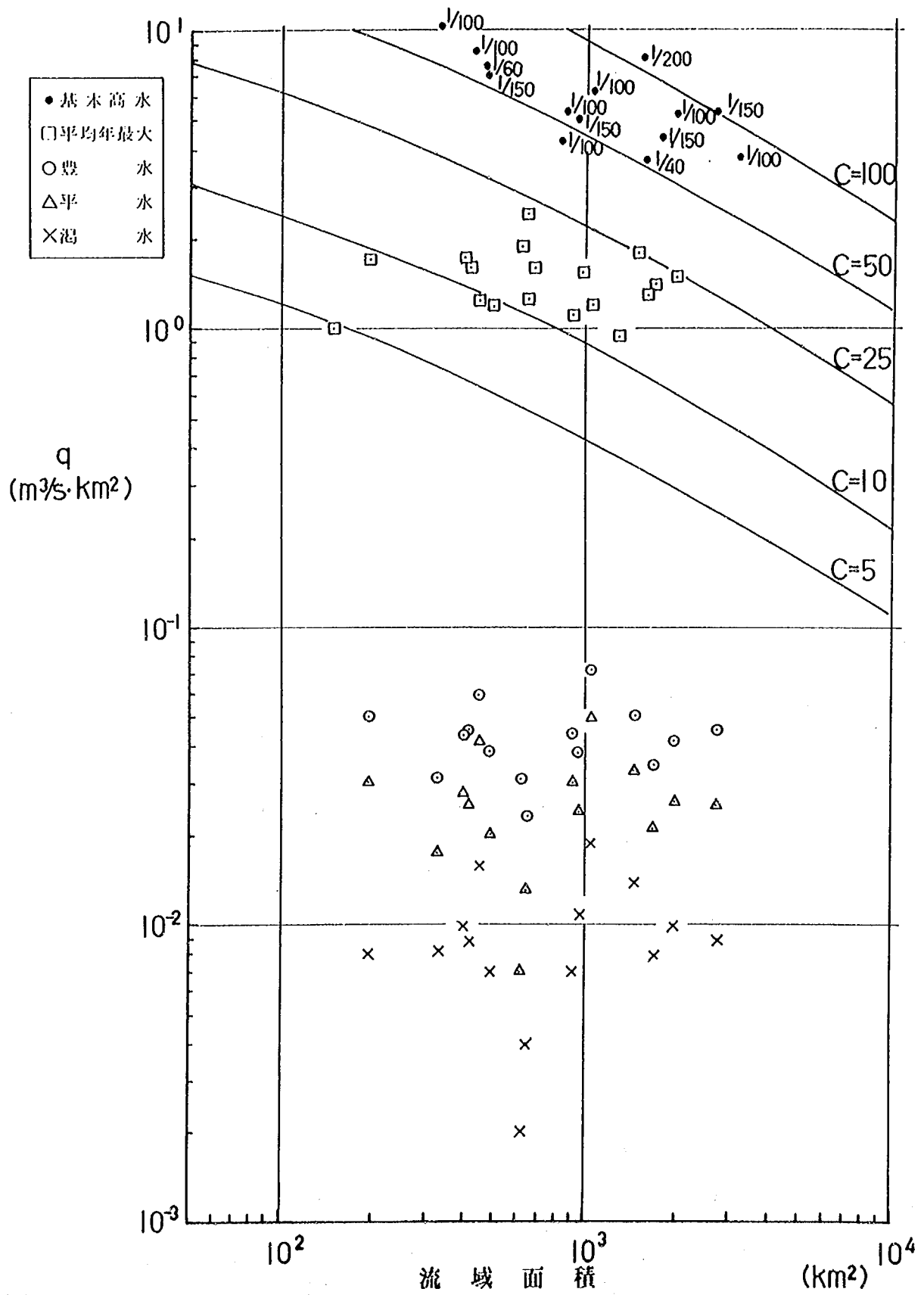


Fig. 3-11 中国の比流量と流域面積の関係

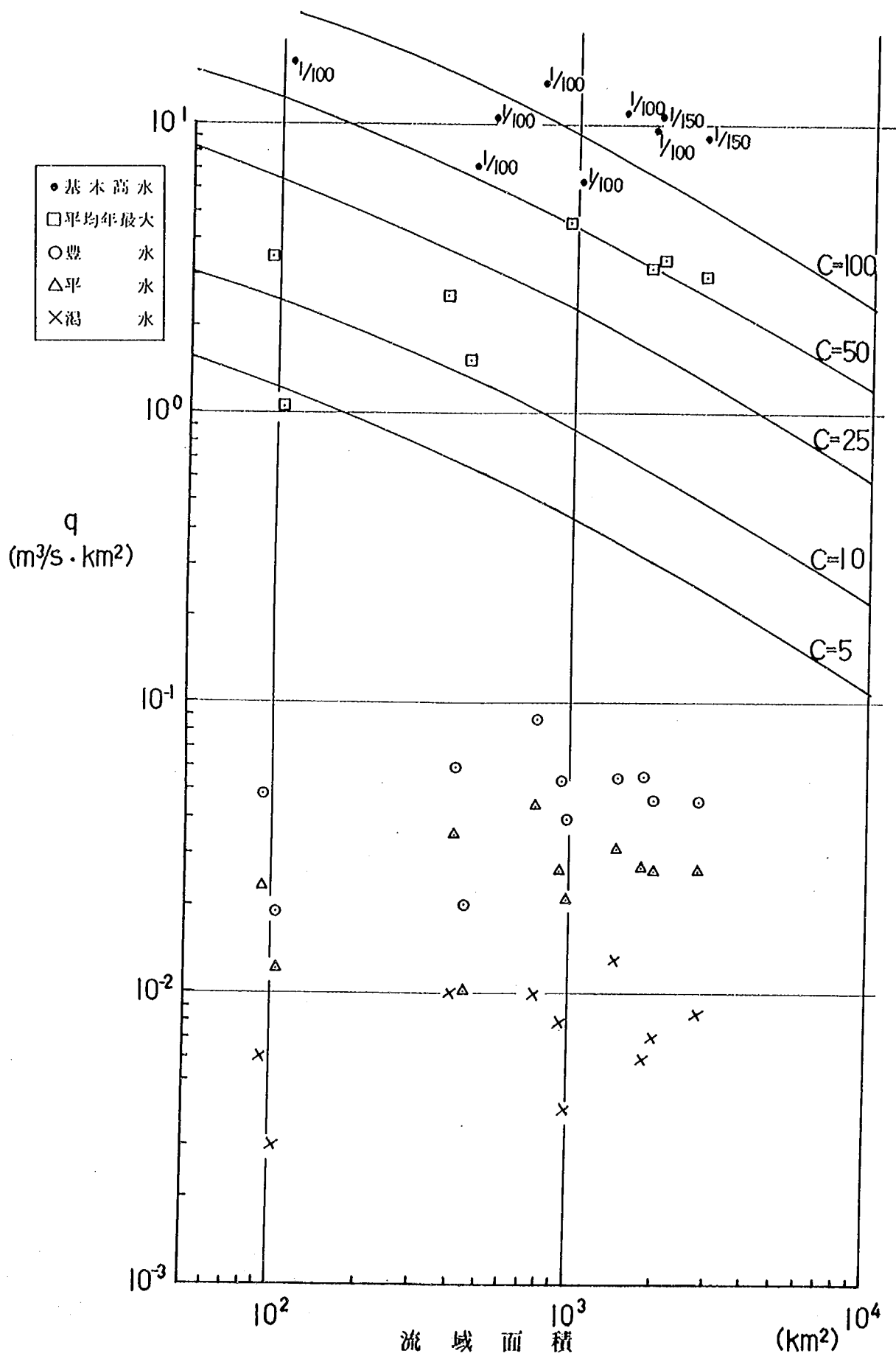


Fig. 3-12 四国の比流量と流域面積の関係

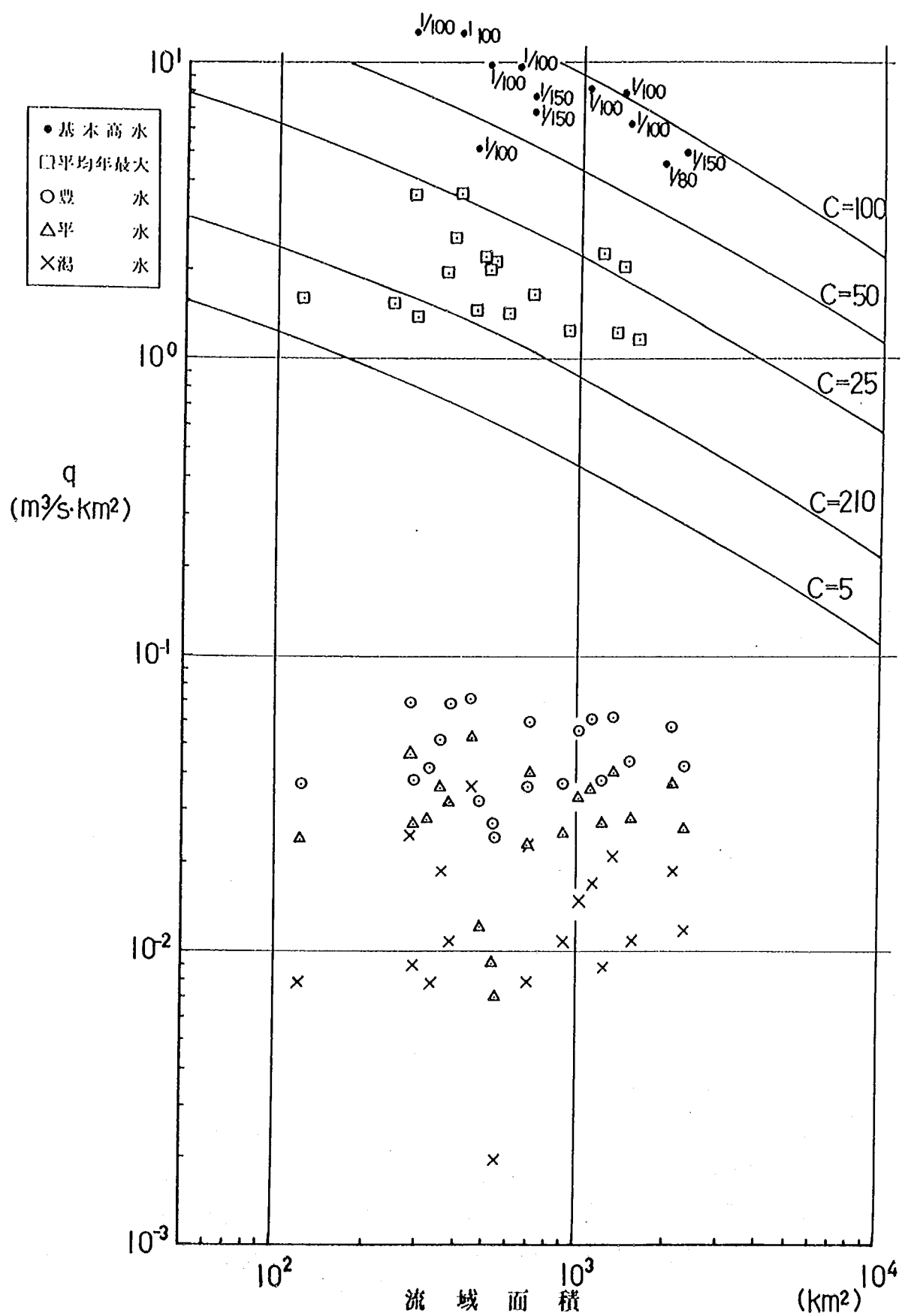


Fig. 3-13 九州の比流量と流域面積の関係

量を●印で、1965年から1974年の平均年最大流量を□印で、平均の豊水、平水、渇水流量の比流量をそれぞれ○、△、×印で示してある。

100年から150年超過確率洪水をみると、四国の太平洋側、九州、関東が同一面積に対して比流量が大きく、Creager式のCは、120、80、75程度となっている。北陸、中部、中国がC70~80程度であり、北海道、東北が小さい。

この傾向はFig. 3-14に示す100年確率48時間雨量の分布⁴⁾とほぼ対応している。

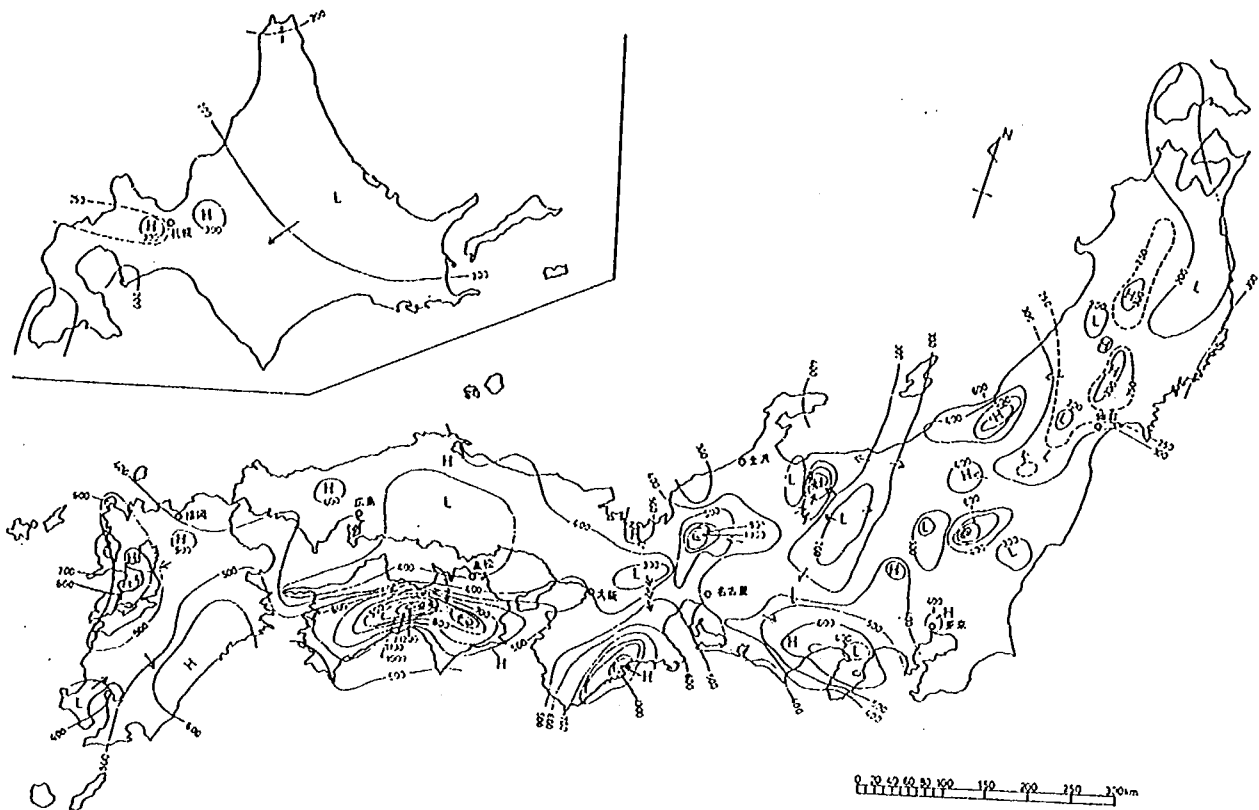


Fig. 3-14 100年確率48時間雨量の分布⁴⁾

平均年最大流量（確率年2~3年程度）を見ると、北海道、東北、関東が、 $C=5\sim15$ 程度の値を持ち、中部、四国太平洋側、九州がそれより大きく、中国と四国の瀬戸内海側に流域を持つ河川が $C=10$ 程度と小さい。

豊水、平水、渇水流量の比流量を見ると、比流量はあまり流域面積に関係しなくなり、単位面積当たりの流出高がほぼ一定値となる。これは、これらの流量が基底流量であり、二次あるいは三次の流出であることを示している。なお北陸の河川の基底流出量は山間部に積もった雪の影響によって他の地方より豊水、平水、渇水流量の比流量が大きくなっている。

なお、豊水、平水、渇水流量の比流量は、ダム等の貯留施設や取水等の影響を含んだ値であり、極端に小さな比流量を持つ観測所は、この影響を顕著に受けている。

〔2〕カナダ・アルバータ州の河川の場合

カナダ・アルバータ州を流れる河川の比流量と流域面積の関係を確率年2年、5年、10年、50年の洪水流量についてFig. 3-15に示した。なお同一観測所において2年から50年の確率流量がすべて求められている場合は、2年と50年の比流量を直線で結び、2年と50年確率流量がどの程度差異があるか示した。

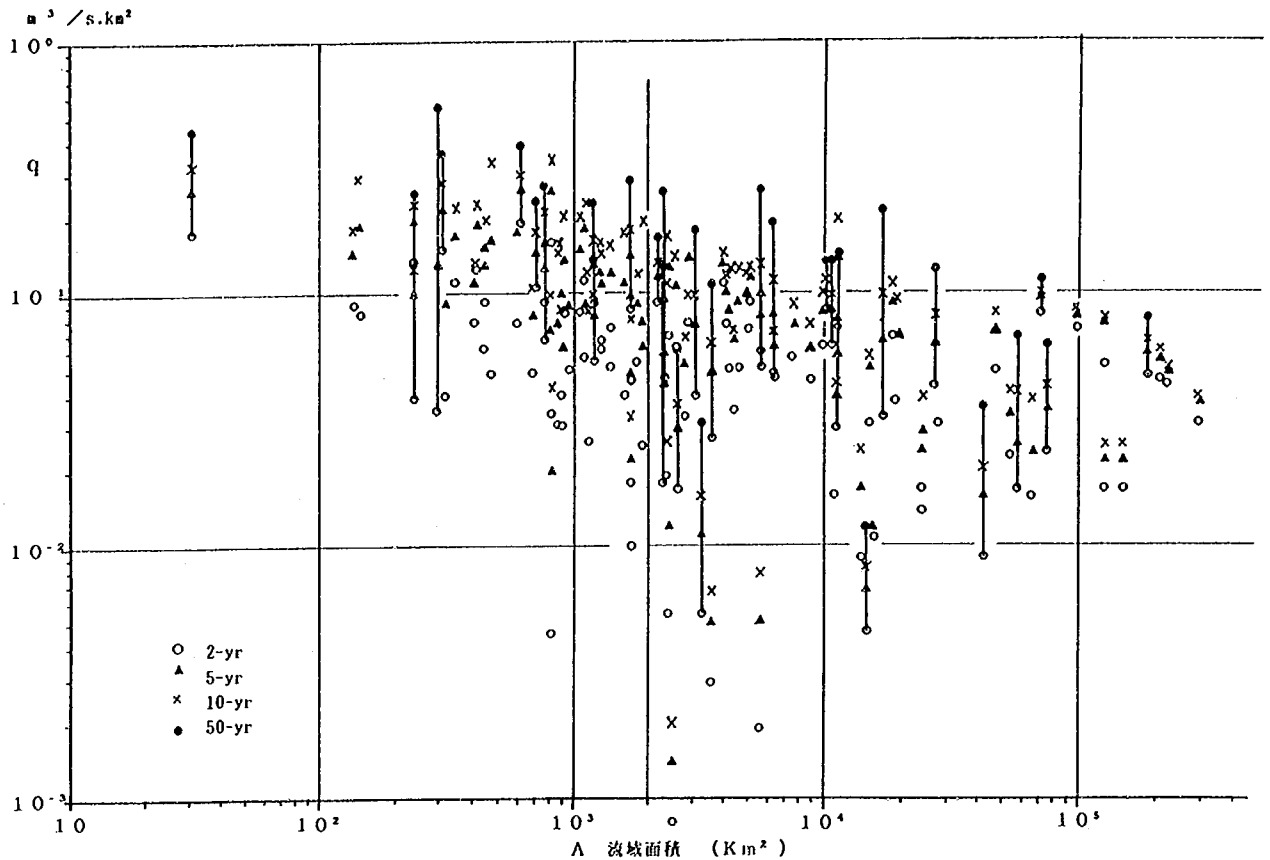


Fig. 3-15 カナダ・アルバータ州の河川の比流量と流域面積の関係

本図を見ると日本の河川に比較して同一確率流量の比流量が2オーダーほど小さい。また比流量と流域面積の関係はCreager曲線と一致せず、流域面積の増加に対する比流量の減少割合が小さい。この原因は、もともと雨量が小さいことと、洪水が春期の融雪によって生じるため、標高が同程度である所は、ほぼ同時期に流出が始まり、流域面積が増大しても比流量が小さくならないためと考えられる。

なお比流量が極端に小さい河川は、途中に湖が在り、洪水の平滑化が生じている。

2年確率と50年確率の洪水流量の比は1：2～5程度で、日本の河川とそれほど差異はない。

冬期においてはほとんどの河川は凍結する。

〔3〕インドネシア国の河川の場合

インドネシア国の主要河川の計画高水流量の比流量と流域面積の関係をFig. 3-16に示した。また参考のためにフィリピンの河川の計画高水流量の比流量の流域面積の関係をFig. 3-17に示した（氾らん等の貯留効果を含んだデータ，到達時間に対する考慮が十分配慮されていないデータを含む。）。

フィリピンの河川の計画高水流量の比流量は，日本の河川と同程度の値であるが，インドネシア国の河川は，フィリピン，日本に比して小さい値となっている。これは，日本，フィリピンの大出水の原因は，台風や前線による広域に降る降雨がもたらすものであるが，インドネシア国の場合は，スコール性の降雨が多数集まって流出となるため，短時間降雨の雨量強度は，日本の同程度以上となるが，長時間，広域的な降雨強度は日本に比して小さくなるためと考えられる。

さらにインドネシアの河川の特徴として，流域面積が大きくなるとCの値が小さくなる傾向にあり，流域面積の増加に対する比流量の減少割合が大きい。なお，Fig. 3-17中に●印で示したものは，インドネシアの河川のbankfull流量⁵⁾の比流量と面積の関係を示したものである。これも同様に流域面積の増加に対する比流量の減少割合が大きくなっている。この原因もスコール性の降雨のため，降雨の広域的な同時生起確率が小さいためであろう。

3-2-3 Bankfull流量と年超過確率流量

河川の流量はたえず変動している。筆者は日本の河川の河道特性を分析・検討するのに適切な流量として平均年最大流量を使用した。これは，Fig. 3-18に示すように平均年最大流量が低水路満杯流量に近く，またその回帰年（recurrence interval）が2～3年程度であること，また河床掘削などの影響を受けない流量であることが大きな理由であった。

気候帯の異なる地域を流れる河川においてBankfull流量の回帰年が変わるのかどうかを調べ，河道特性を支配する流量の規模に気候の差異の影響があるのか検討する。

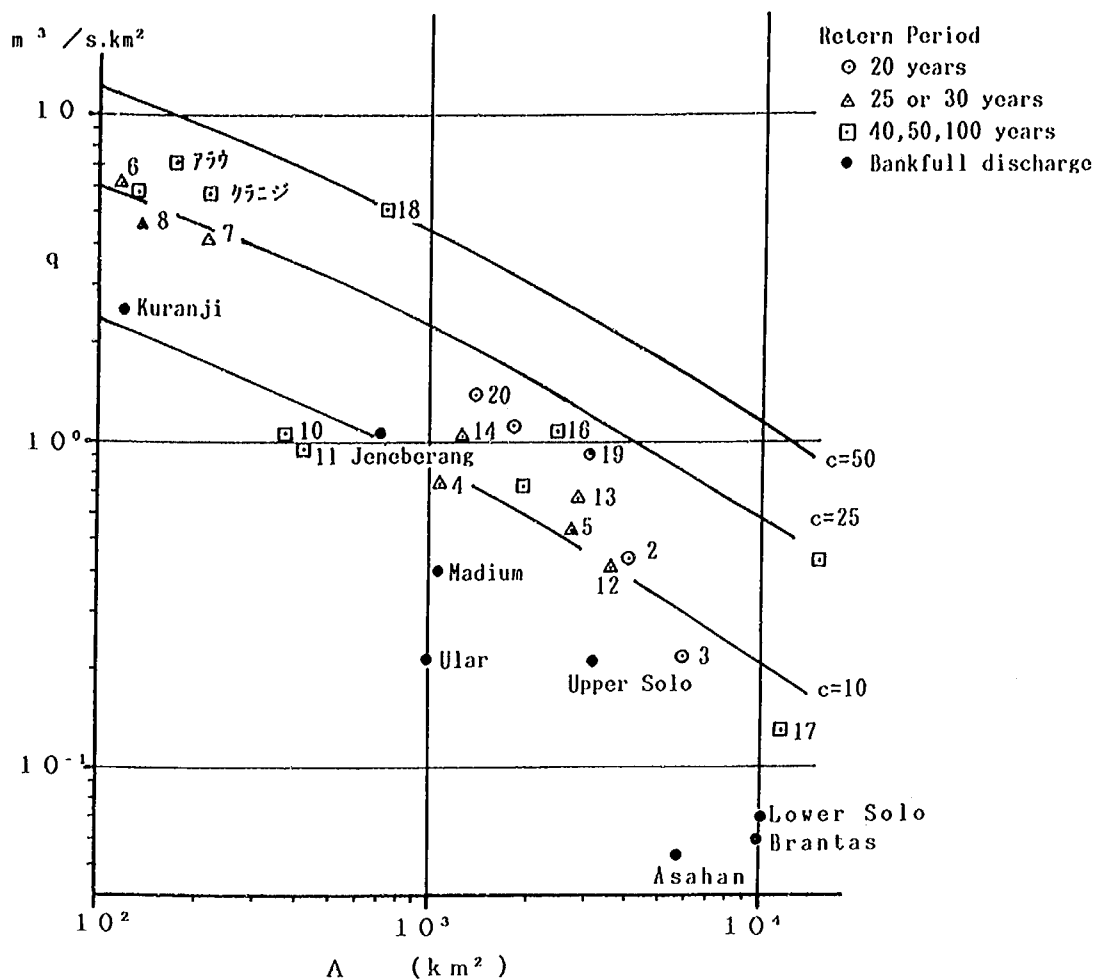
Leopold, L. B.は，米国東部の13の流量観測所のデータを用いてbankfull流量は回帰年が1.5年位であり，50年確率流量時の水位はbankfull dischargeの1.6～2.0倍程度であることを示し，またこの結論は他の米国の河川でも成立することを述べている⁵⁾。

Fig. 3-19は，カナダ・アルバータ州を流れている河川の内，河岸物質が兩岸平均で75%以上が沖積堆積物である区間のbankfull流量 Q_B と2年確率洪水 Q_2 との関係を示したものである。本図によると河床材料の d_{65} が砂であるものは，例外があるがbankfull流量と Q_2 がほぼ等しいが，粗砂，砂利の河川は Q_B が $2 \cdot Q_2$ 以上であるものが多い。Fig. 3-19より判断

注) 巻末，個別河川の河道特性資料より，河川のsegmentの平均的な水路水深 H_m ，川幅 B ，まさつ速度 u ，より

$$Q_B = B \cdot H_m \cdot \varphi u,$$

を用いて評価した。



No	河川名	州名	流域面積 (km ²)	計画流量 (m ³ /s)	比流量 (m ³ /s/km ²)	確率 (年)
1.	Kr. Aceh	Aceh	1,780	2,000	1.12	20
2.	Arakundo Jambu Aye	"	4,081	1,800	0.44	20
3.	Wampu	North Sumatra	5,930	1,320	0.22	20
4.	Ular	"	1,081	800	0.74	30
5.	Bah Bolon	"	2,766	1,500	0.54	25
6.	Arau	West Sumatra	116	700	6.03	25
7.	Kuranji	"	213	870	4.08	25
8.	Air Dingin	"	131	600	4.58	25
9.	Ciudjung	West Jawa	1,937	1,400	0.72	50
10.	Angke	D.K.I. Jakarta	370	390	1.05	100
11.	Ciliwung	"	384	370	0.96	100
12.	Cimanuk	West Jawa	3,557	1,500	0.42	25
13.	Citanduy	Central Jawa	2,850	1,920	0.67	25
14.	Pemali	"	1,276	1,300	1.02	25
15.	Bengawan Solo	Central & East Jawa	14,950	6,400	0.43	40
16.	Madiun	"	2,400	2,600	1.08	40
17.	Brantas	East Jawa	11,500	1,500	0.13	50
18.	Jeneberang	South Sulawesi	727	3,700	5.09	50
19.	Walanae	"	3,190	2,900	0.91	20
20.	Bila	"	1,368	1,900	1.39	20

Fig. 3-16 インドネシア主要河川比流量図

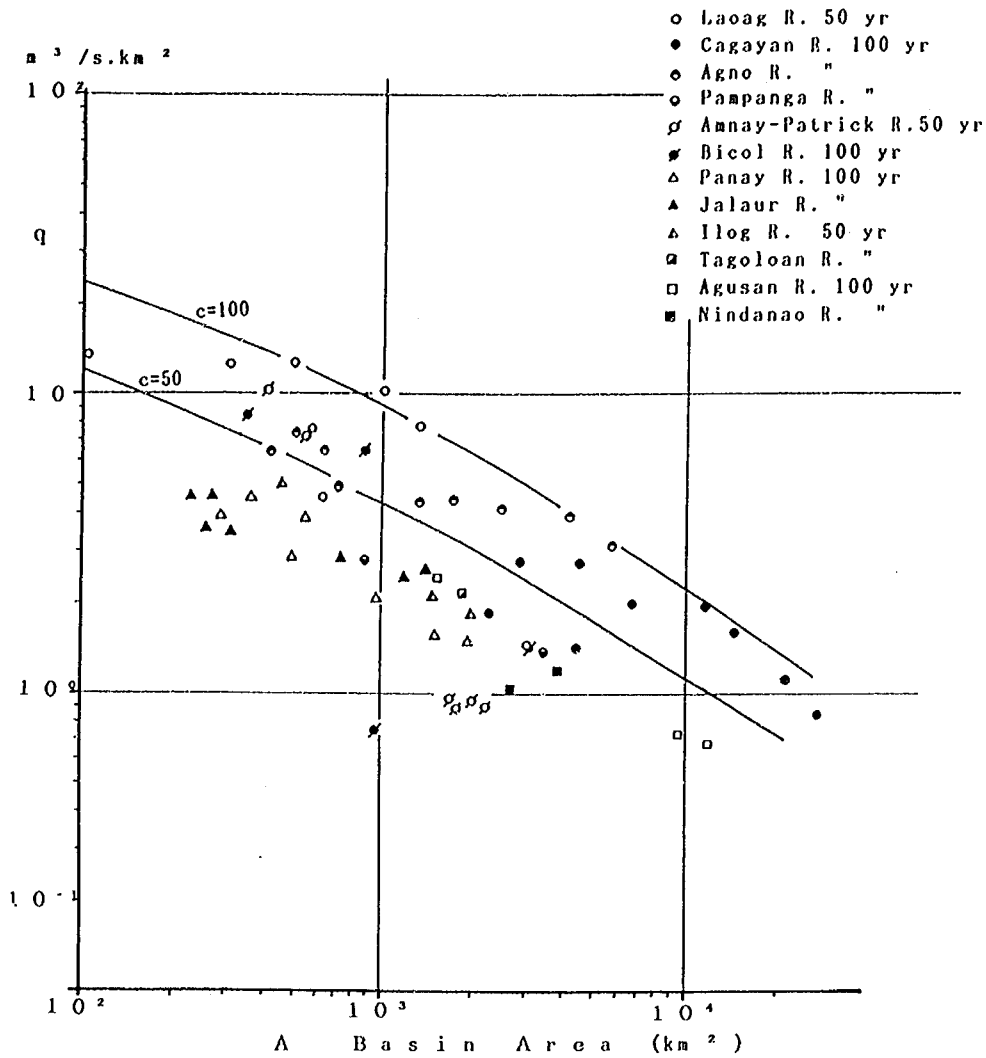


Fig. 3-17 フィリピン河川の計画比較量図

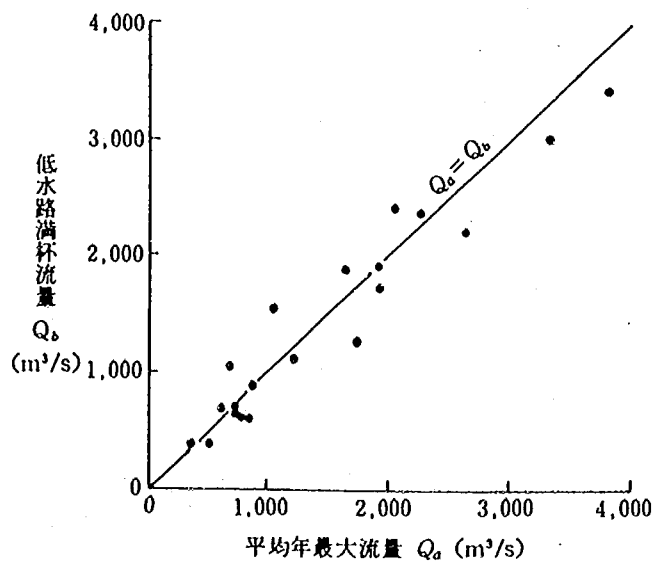


Fig. 3-18 平均年最大流量と低水路満杯流量

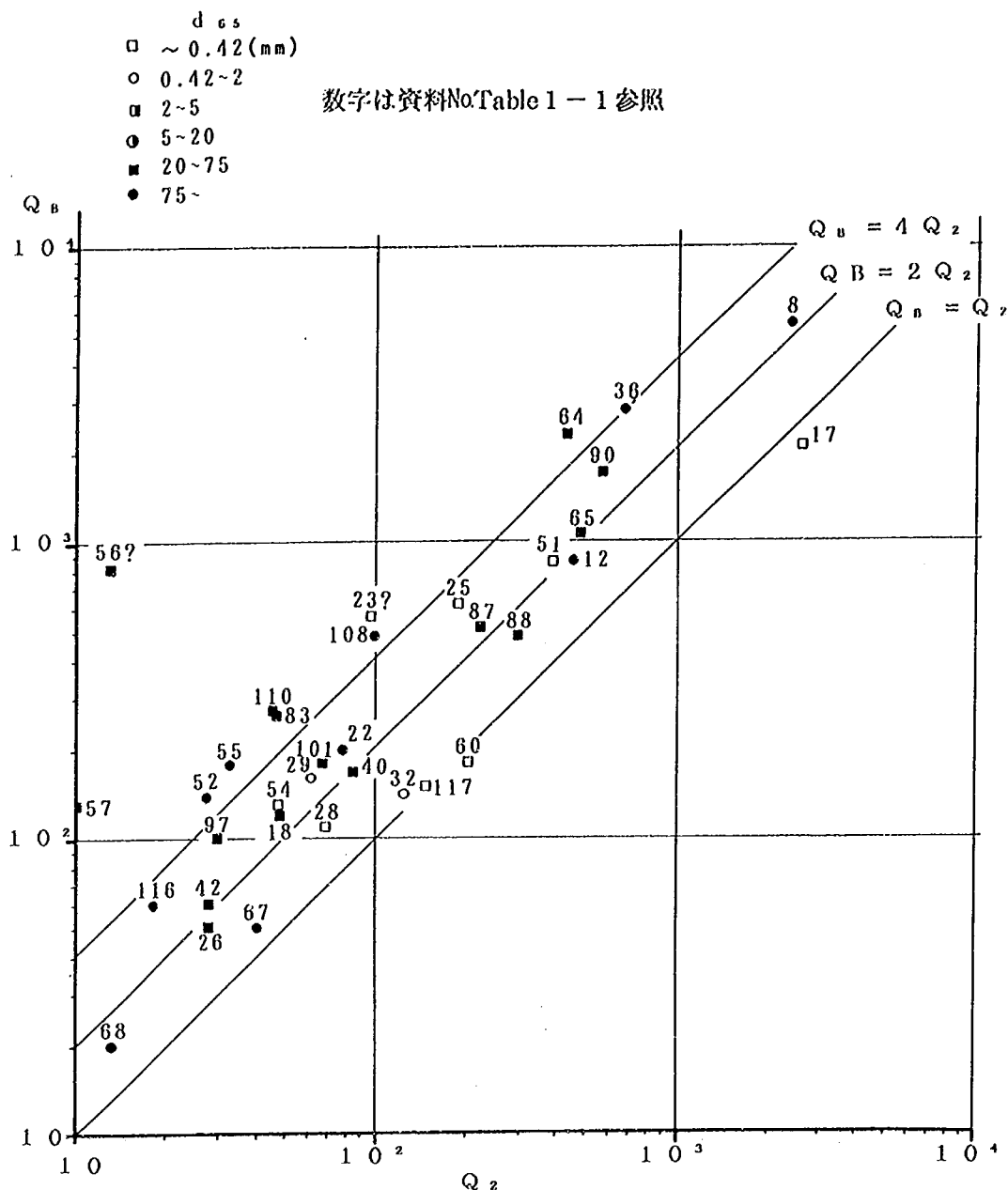


Fig. 3-19 カナダ・アルバータ州の河川の Q_B と Q_2 の関係

するとbankfull流量の回帰年は10年以上の河川が多く、中には50年を超えるものがあることを示している。これはbankfullの状態を谷の平坦面の高さとしていること、またアルバータ州を流れる河川が最終氷期に氷河で覆われ、氷河の後退期には土砂を出したが、その後は下刻化傾向にあり、谷底面は低い段丘面となりつつあることに原因しよう。

インドネシア国の河川については洪水の発生頻度に関する資料が少ないのでbankfull流量の回帰年は明らかでないが、Solo川の洪水頻度を見ると1962年から1971年の10年間でUpper Solo (Sulakarta) で25回、支川Madiun川で27回となっている。はんらんが生じる流量は、河道の平均的なbankfull流量より小さいと考えられるので、これがbankfull流量の回帰年と

は言えないが、回帰年がかなり小さいことは確かなようである。

以上の例は自然堤防帯を流れる河川の場合であるが、デルタ (inner deltaを含む) を流れる河川 (河床材料は細砂あるいはシルト・粘土を持つ緩勾配の河川) のbankfull流量の回帰年は、自然堤防帯を流れる河川より小さいようである。例えば前述のSolo川下流のBojo-negolo地点では、10年間に67日のはんらんをしている。Czaya, E.⁶⁾は、Volga川のKuibyshevでは毎春氾らんし30~40kmの幅となること、Rio Paraguay川、Tisza川 (Danube川の支川) でも同様の氾らんのあることを述べている。

またbankfull流量と流域面積の関係は、日本の河川の場合、平均年最大流量の比流量と流域面積の関係より大略的に

$$q \propto A^{-0.6 \sim -0.7}$$

であるので、 $Q_B \propto A^{0.3 \sim 0.4}$

カナダの河川の場合、2年確率流量に対して

$$q \propto A^{-0.3 \sim -0.4}$$

であるので、 $Q_B \propto A^{0.6 \sim 0.7}$

インドネシアの河川の場合

$$q \propto A^{-0.8}$$

であるので、 $Q_B \propto A^{0.2}$ となる。

このことは、インドネシアの河川の場合、bankfull流量は、流域面積が100倍になっても2~3倍程度としかならないことを示している。

次にbankfull流量の回帰年が気候帯や地形発達史の差でなぜ異なるのか考察してみる。

i) 洪水の発生頻度と定常性

雨期、乾期が毎年繰り返す、洪水パターンが同じような熱帯サバンナ地帯を流れる河川、融雪出水が決まった時期に生じる亜寒帯地域を流れる河川と乾燥地帯のようにほとんど雨が降らず、何年間に一回洪水が生じる河川ではbankfull流量の回帰年は異なると考えられる。

乾燥地帯の河川は通常流水が無く、何十年に一回生じる洪水で河道が形成されるので、当然recurrence intervalは大きくなる。

逆に出水パターン及びピークが毎年毎年同じような河川ではbankfull dischargeは1年確率洪水に近づこう。出水期は同じ時期でも、洪水ピーク流量の変動の大きな河川の場合には、前者より大きな回帰年となろう。

ii) 河道の上昇・低下

河床が上昇傾向にあり、その上昇速度が、氾らん原の堆積速度より早ければ、bankfull

dischargeの回帰年は小さくなり、河道位置の変化が生じよう。逆に河床が低下傾向にある河川では回帰年は大きくなろう。

カナダ・アルバータ州を流れる河川は、沖積層が薄く、また補給土砂量も小さく、谷や段丘を侵入あるいは削入して流れる下刻化傾向の河川が多い。両岸が75%以上沖積層であるとした河川も、下刻化傾向の河川が多いと考えられ、これが、bankfull dischargeの回帰年が非常に大きな河川が多い理由と考えられる。

iii) 土砂補給量の変化

土砂の補給源からの土砂供給量の増減は、ii)の河床上昇・下刻の原因となり、bankfull dischargeの回帰年に影響をあたえよう。

iv) Segmentの差異

Segment I, Segment II, すなわち、扇状地河川、自然堤防帯を流れる河川は、氾らん原上への浮遊砂、wash loadの堆積、河岸の側方侵食と堆積、及び河床の堆積・侵食を同時に行っており、自由蛇行であれば、多少河床が上昇あるいは低下しても、河道位置の変動によってbankfull dischargeの回帰年は、一定値から大幅にずれるということは無いと思われる。

しかしながら、fine sandあるいはシルトを河床材料に持つデルタの河川では、側方移動が少ないので、デルタ末端の海水面高の変動、地盤の昇降（一般にデルタは堆積盆に形成され、地盤は沈下傾向にある。また堆積物の圧密沈下によって地盤は下降傾向にある。）の影響を受ける。地盤の沈降速度より、氾らん水による地表面での堆積速度が小さければ、湿地（marsh）の部分が增加し、またbankfull dischargeの回帰年が小さくなろう。さらにデルタの成長によって河道距離が長くなると、水面勾配が緩くなるので、自然堤防の形成速度が遅くなり、回帰年は小さくなろう。

一般にfine sandあるいはシルトを河床材料にもつデルタの河川はbankfull dischargeの回帰年が小さく、毎年のように氾らんするのは上記の理由によろう。

3-2-4 洪水特性の差異が河道特性に及ぼす影響

河道特性を規定する要因として、低水路満杯流量程度の流量を取れば、流域面積、気候、地形、地質の差異が、河道特性に及ぼす影響は、日本の一級河川の指定区間外の河道については、明確な差異を認知し得るようなもので無かった。しかし、気候帯が大きく異なる場合には有意な差が生じる可能性は十分に有り得よう。

流量 Q をbankfull流量で除した Q/Q_b の時間頻度分布形が、どのような気候帯を流れる河川でも同様な分布形であれば、洪水特性の差異が河道特性に及ぼす直接的な影響は小さいと考えられるが、気候帯が異なれば、降雨の時空間パターン、蒸発散量、降雪量、結氷の程度、等が異なるので Q/Q_b の分布形は異なる。これは、種々の河道特性を Q_b で記述すると、気候帯が異なる所の河川間では、河道特性と Q_b の係数に違いが生じることになる。

3-3 河床材料特性

河床材料の粒度特性は、土砂の生産場での生産量とその生産土砂の粒度構成に影響される。この生産土砂の量と質は岩石の風化作用、すなわち気候と岩質、及び生産場での地形に支配される。

この風化作用には物理的風化と化学的風化の二つの作用がある。

物理的風化は、岩石が地表にさらされ、気温の昼と夜の温度差や夏と冬との温度差による膨張・収縮をくり返し、表面にひびわれや割目が生じるもの。岩石を構成している造岩鉱物に熱に対する応答が異なるため、前述の温度差によって造岩鉱物間の結合がゆるみバラバラに崩れてしまうもの。さらに岩石の小さい割目等に入った水が氷って膨張し、割目を拡げたり、割目に入った水の毛管圧による割目の拡大、割目に入った木の根の生長によって岩石が破壊するもの。一度破壊されたものが、流水等の運搬作用にさらされ、その運搬中にまもう、こすれて破壊されていくもの等である。この物理的風化においては、もともと岩石が持っている節理や造岩鉱物の大きさ、堆積岩ではその堆積過程を反映している割れ易い面の存在及びその形成時間の長さの差による固結度の違いによって形成される岩石の大きさが異なる。小出博は、この違いをTable 3-1のごとく示している¹⁰⁾。また風化過程は徐々に大きなものから小さなものへ変化していくのではなくTable 3-1に示すように不連続的に風化していく。

化学的風化は、岩石にしみこんだ水の中に溶けている O_2 や CO_2 等と化学的反応を通じて岩力が溶かされ、反応しやすい物質から溶脱していき、最後は粘土鉱物やSi, Al, Feなどの含水酸化物に変化するものである。

以上のように、山地で生産される土砂の粒径は、山地の地質、岩質に違いと風化過程や風化作用の違いによって大きさが異なり、特定の粒径の所に粒度分布のピークを持っている。一般には化学的風化過程において生じる粘土、細かい岩片や岩石を構成する鉱物からなるシルト・砂・基岩の砕破物からなる岩塊や礫等、4つあるいはそれ以上のピークを持っている。このような生産土砂は、山間部を流下するにつれて、磨耗や分割され、一部は河岸、溪床に堆積しながら運搬され、沖積低地に入ると流水によってふるい分けられ、その流水の力（掃流力）に見合った粒度分布特性を持つことになる。なお沖積低地の河川区間でも岩石の磨耗作用や分割作用はあるが、それが粒径減少に及ぼす役割は、石灰岩あるいは第三紀の泥・砂岩地域を流下する区間が大きい河川を除けば粒度分布の縦断方向の変化の実態から小さいものと判断される。

以下に日本、カナダ・アルバータ州、インドネシアの河川の河床材料の特性を記述し、気候・地形・地質の影響について考察する。

〔1〕日本の河川の場合

Fig. 3-20とFig. 3-21は、河床材料の粒度分布がどのような特性を持っているかを調べるために、日本の一級河川の73地点（ほぼ全国の河川をカバーしている）の粒度分布形を調べた結果である。Fig. 3-20は縦軸に平均粒径を横軸に d_{84}/d_{16} を採り、河床材料の混合度（分級度）と平均粒径の関係を見たものである。Fig. 3-21は縦軸に平均粒径 d_m を横軸に河

Table 3 - 1 地質による岩石の物理的風化作用の相違

地 質			物理的風化過程						備 考	
			基岩	岩塊	礫	砂利	砂	粘土		
火 成 岩 類	深 成 岩	花崗岩 (内緑岩) (斑珎岩)	○—————→○ ○→○						斑珎岩は砂になりにくい。	
	半 深 成 岩	石 英 斑 岩 (玢 岩)	○————→○→○ ○→○→○						基岩の節理の状態により異なる。	
	火 山 岩	安 山 岩 玄 武 岩	○→○						礫程度にはなるが砂利以下にはなりにくい。	
水 成 岩 類	古 生 層	頁 岩 粘 板 岩 砂 岩	○————→○→○→○ ○————→○→○						平板状か厚めの基石状にこわれる傾向があり、大きな岩片になりにくい。	
	中 生 層	頁 岩 (白亜紀)	○————→○						三疊紀の頁岩は古生層の頁岩に類似、時代が新しいほど砂になりやすい。	
		砂 岩 (白亜紀)	○————→○→○						砂利の期間は短い、若い砂岩ほどその傾向が強い。	
	第 三 紀 層	頁 岩	○————→○						古第三紀の岩石は短期間、砂利程度の大きさになる。	
		砂 岩	○————→○							
		縞 状 構 造 の 荒 い 珪 岩	○→○→○						珪岩はチャートともよばれ、主として古生層に分布する。古生層のなかでは粗大な風化産物をつくりやすい。	
		縞 状 構 造 の 細 かい 珪 砂	○————→○→○							
		石 灰 岩	○→○							
		緑 色 岩 と 緑 色 凝 灰 岩	○→○							

小出 博：日本の国土(上) 東京出版会 1973・8 P.59 - P.64 より虫明 功臣作成による。

凡 例 岩 塊：人身大～以 上
 礫：人頭大～半身大
 砂 利：玉砂利～拳 大
 (砂：粟粒大～基石大)

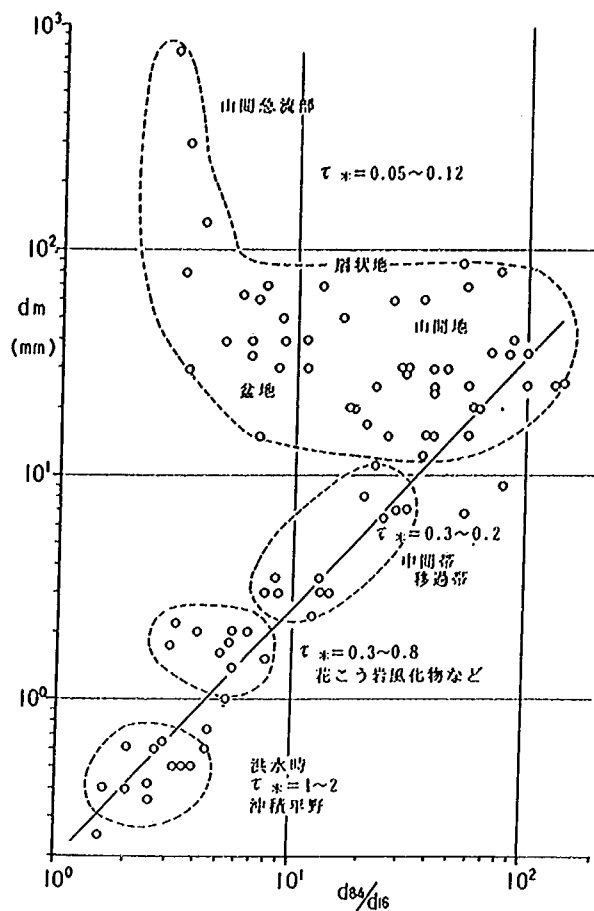


Fig. 3-20 全国一級河川の平均粒径 d_m と d_{84}/d_{16} の関係

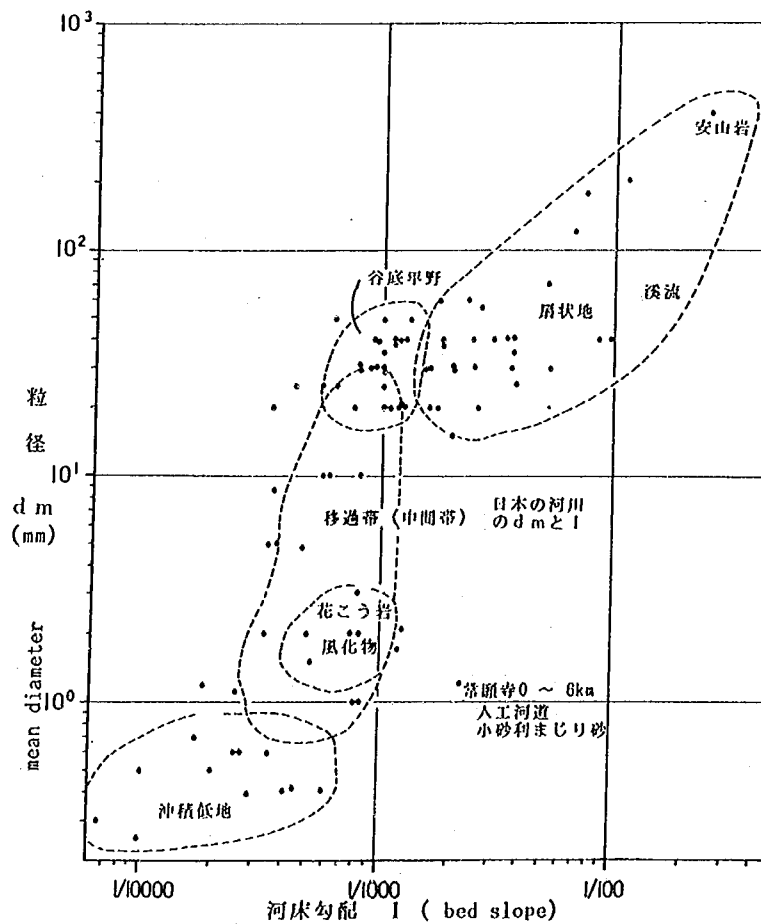


Fig. 3-21 平均粒径と河床勾配の関係

床勾配を採り、どのような勾配の所にどのような河床材料が存在するか見たものである。またFig. 3-22には河床材料の分布形がどのような形になっているかを見るために典型的な粒度分布形を示した。またFig. 3-20及びFig. 3-21には、ある粒径の河床材料が存在する場所と地形との対応も示した。

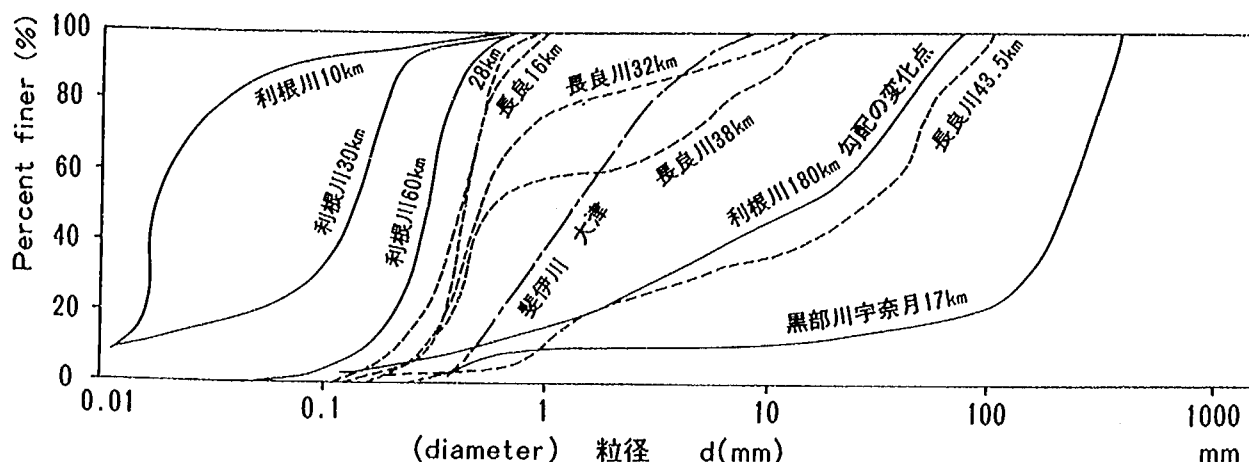


Fig. 3-22 代表的な河床材料の粒度分布形

Fig. 3-20に示す平均粒径 d_m と d_{84}/d_{16} の関係、及び地形との関係より、 d_m が10 cm以上の玉石が大部分を占める場合、1～10 cmの礫が大部分を占める場合、及び砂分が大部分を占める1 cm以下の場合に分けて、河床材料の特性について述べる。

河床材料の平均粒径が10 cm以上の所では、そこに働く掃流力が大きく、小粒径（砂分）のものは下流側に輸送され、河床材料の大部分は礫質となり均一性が良く、砂分は有ったとしても10%以下となる。ただし大雨によって山地崩壊が多数発生する場合、砂分の生産量が急増し、洪水後、河床に砂分が増加し、それが10%以上になることもある（例：常願寺川、昭和44年洪水後）。

平均粒径1～10 cmの河床材料は顕著な二峰性の粒度分布を持ち、砂利成分70～80%、砂成分（0.5mm前後が多い）20～30%を持ち、 d_{84}/d_{16} が非常に大きい場合が多い。平均粒径0.4～1 cmの河床材料を持つ所は、扇状地、山間部から沖積低地に変化する地点で、このような所では河床堆積物は、砂層と砂利層の部分からなり、流量の変化に応じて河床材料が大きく変わり易い。これより粒径が小さい所は、砂利分（1 cm以上）が上流で抜け落ちた後の河床堆積物であり、河床材料は均一性を増してくる。均一性が一番良いのは、河床材料が0.3～0.4mmの所であるが、これより細かい所（平均粒径が0.02～0.2mm）では河床材料は、Fig. 3-22に示すように再び細砂0.1～0.2mmとシルトあるいは粘土の二つの粒径集団を持つようになる。

河床材料とその分布特性を地形との関連性で述べれば、一般に次のごとくである。河床材料の平均粒径が20cm以上であるような、急流の山間部の谷を流れるような河川、及び急勾

配の扇状地で河床低下している所では粒径30cm程度の玉石と粒径0.05cm程度の砂分の2つの粒径集団を持つ黒部川宇奈月（河口より17km）での河床材料分布に示されるように小粒径成分は少なく、大礫分の均一性が良い。通常の扇状地河川では、長良川43.5km、利根川180km地点のような粒度分布を持ち、扇状地から緩勾配の中間地（自然堤防帯）への勾配変化点直下流では、長良川38km地点のように砂分が多くなり、砂利分が急減する。通常砂利分が抜け落ちた後の河床材料の縦断方向の変化は小さいが、河口近くの人口水路（川幅が上流より拡がっており、また水深も深い場合）の所では、河床材料が砂分からシルトに急変する場合もある。また利根川40kmより下流のように、砂分内での分級があり、40～50kmより上流の $d_m = 0.03 \sim 0.04\text{cm}$ の砂から $0.015 \sim 0.02\text{cm}$ に変化する場合もある。なお利根川の場合は、40kmより下流は汽水湖的性格が強い所である。

〔2〕カナダ・アルバータ州

文献3)の資料を用いて、カナダ・アルバータ州を流れる河川の d_{65} と河床勾配 I_b の関係を Fig. 3-23 に示す。

これを見ると河床勾配が約 $1/2000$ 以上の河川は、砂は河床材料のA集団とはならず、粒径3cm以上の砂利成分がA集団となっている。また砂利をA集団として持つ河川は勾配 $1/5000$ 以下では生じていない。

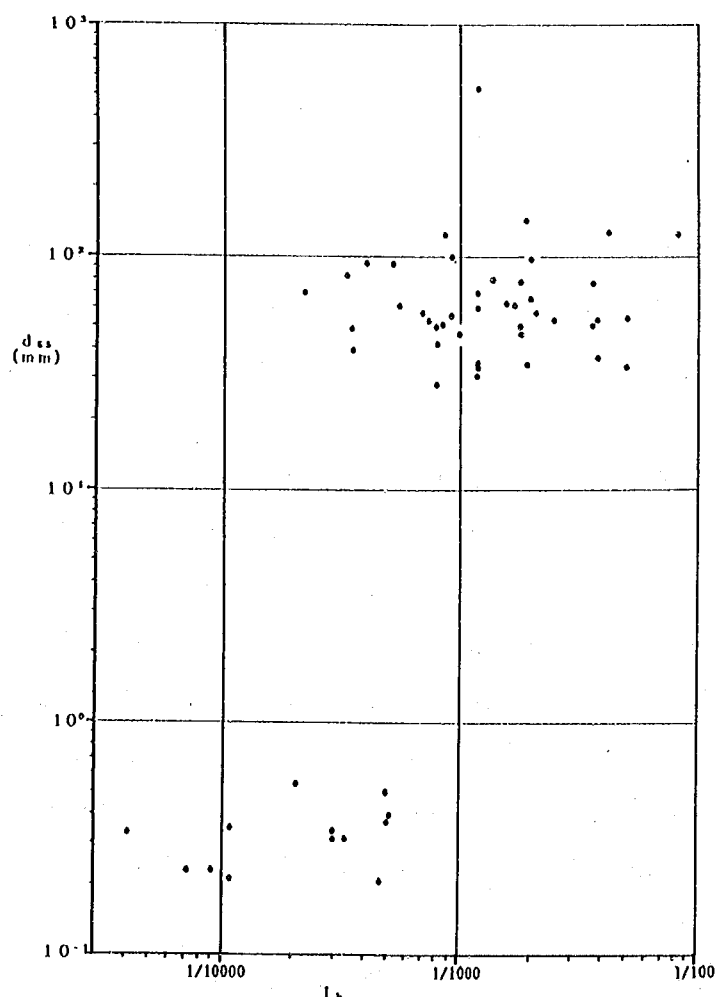


Fig. 3-23 カナダ・アルバータ州の河川の d_{65} と I_b の関係

日本の河川と比較すると、砂河川では粗砂（0.5～2 mm）を河床材料を持つ河川がほとんど無く、大部分が中砂（0.25～0.5mm）を河床材料を持つ河川となっている。砂利河川では粒径が3～15cmの河川が大部分であり、0.6～3 cmを河床材料のA集団に持つ河川が少ないこと、河床材料の粒径が勾配との関係が少ないこと、さらに勾配が1/5000～1/2000と緩い河川でも河床材料の d_{65} が3～15cmであることが特筆される。

このような特徴が生じた原因としては、アルバータ州の地質が古生代・中世代の堆積岩が多く、また地殻がもまれていないので、岩質が日本に比較すれば非常に単純であること、土砂の生産が氷期、亜氷期の氷食作用によって生じたものが大部分であると考えられること、段丘の構成物質も、基岩及び氷期の氷食作用によって生産された堆積物であること、河川の上流部は上流からの土砂供給が少なく、下刻傾向にあることなどが挙げられる。

なお河床材料の調査は、礫河床の場合にはKellerhalsとBray（1971）の方法⁷⁾によっている。これは言わゆる面積格子法という方法⁸⁾で、格子の直下にある表層の河床材料をサンプリングして、その粒径を測定し、粒径個数分布を河床表面の粒度分形とするものである。

〔3〕インドネシア国の河川の場合

インドネシア国の河床材料特性を田代によって集められた d_{65} と河床勾配 I_b の資料（13資料）及びSolo, Jeneberang, Brantas, Ular, Kuranji, Asahan, Citarum川の河床材料の粒度分布と河床高縦断面図の資料より、 d_{65} と河床勾配の関係をFig. 3-24に、 d_{65} と d_{84}/d_{16} の関係をFig. 3-25に示す。

日本の河川と比較するとインドネシア国の河床材料特性は、次のような特徴を持っている。

i) 砂河川

ここで示された砂河川の砂は火山噴出物を起源とするものが大部分であり堆積岩の物理的風化によるものは少ない。このためか火山山裾のかなり急勾配の河川においても砂を河床材料に持っている河川が多い。ただし急勾配の砂河川においてはFig. 3-26に示すように1～10mmの小礫を10～20%を持っているものが多く、河床材料の分級度が日本の同程度の d_{65} の砂河川に比べて低い。 d_{65} が0.1mm以下の河床材料を持つ場合は、Fig. 3-26 Solo川デルタ部の河床材料分布に示すように細砂と粘土が大部分を占めシルト分が少ない。粘土分は、化学的風化によって生産されたもので、湿潤熱帯雨林に分布するラテライト性赤色土にその起源を持とう。火山に周辺を取りまく第三紀の堆積岩は多雨と温度が高いため深層までラテライト化されている。

ii) 砂利河川

砂利を持つ河川の資料が少ないので、本図より、インドネシア国の砂利河川の特徴を述べることはできないが、インドネシア国の地質は日本に比較して単純であり、砂利の生産は、火山作用による火山礫、溶岩の物理的風化物が大部分を占めている。その他に第三紀の堆積岩からの砂利の生産が有るが、三紀層の山は起伏度が大きくないこと、また岩質が軟らかいこともあって、その生産量は多くないと思われる。

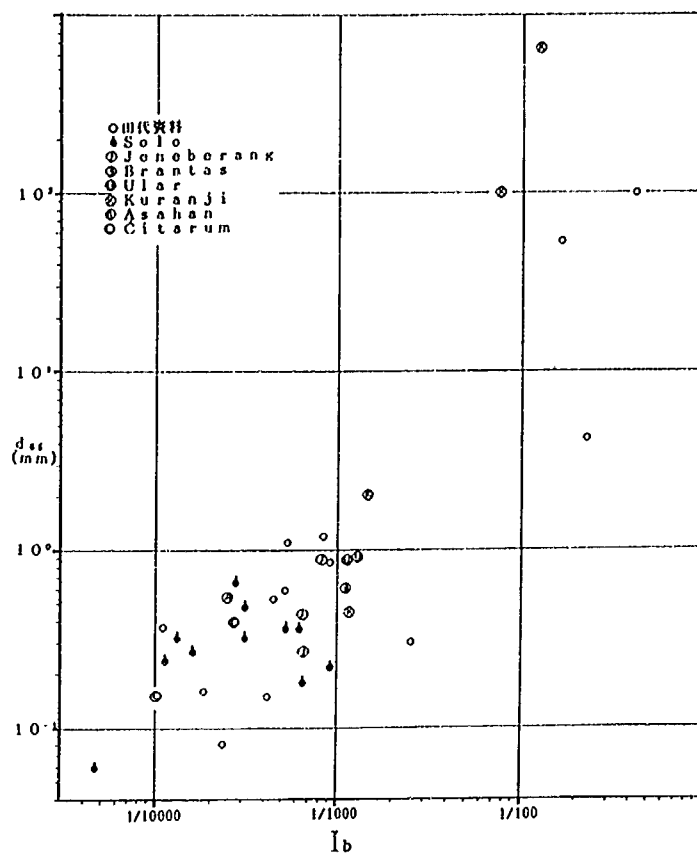


Fig. 3-24 インドネシア国の河川の d_{65} と I_b の関係

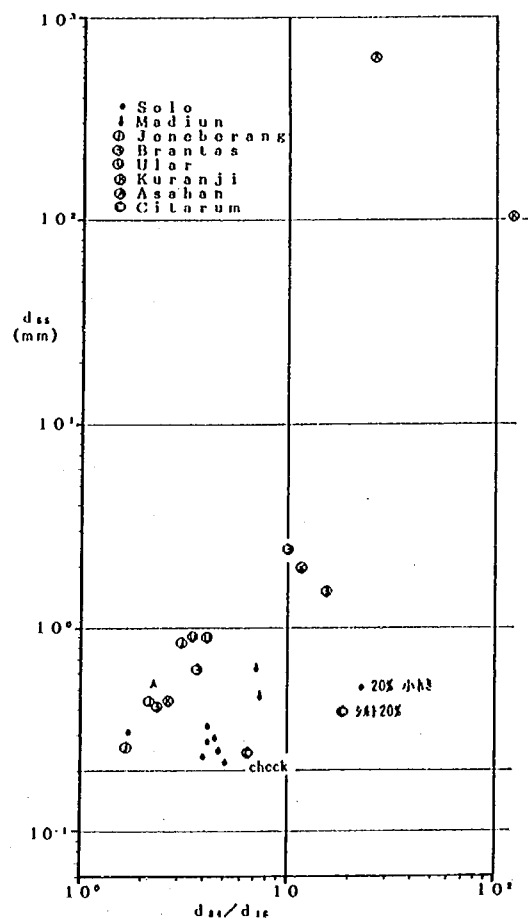


Fig. 3-25 インドネシア国の河川の d_{65} と d_{84}/d_{16} の関係

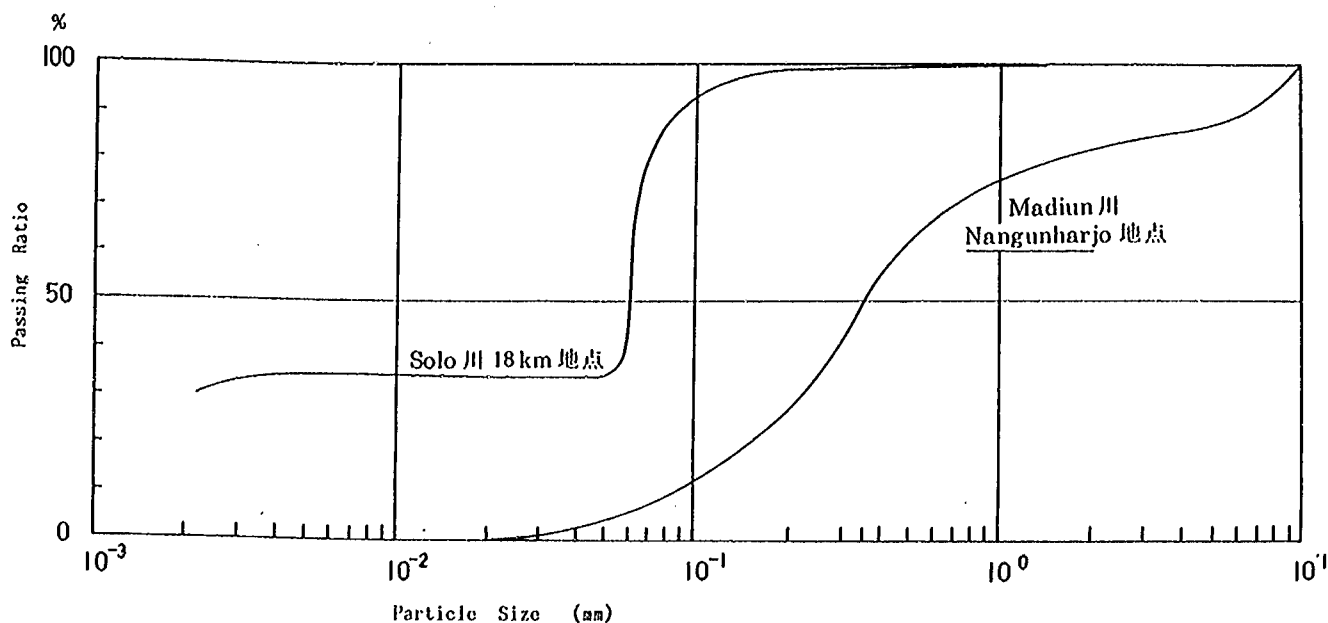


Fig. 3-26 砂河川の粒度分布形

3-4 河川の縦断形とsegment

筆者は、日本の沖積地を流れる河川の縦断形は、ほぼ同一勾配を持つ区間 (segment) が連続的に結ながつたものであること、1つのsegmentは河道特性を把握する場合の基本的な単位であること、segmentは土砂の堆積分級作用の現われであることを示し、また河川の縦断形とsegmentの関係について次のように述べた⁹⁾。

“河川におけるsegmentの数は、河川によって、また河川をsegmentに区分する目的 (河道特性の違いを細かく見れば見る程segmentの数は多くなる。) によって異なってくるが、単純な河川の場合 (山間部から堆積空間に出て、そのまま海に入ってしまう河川で、大きな支川が入りこまない場合) には、山間部から出てからは通常次の三つのsegmentを持つ。

扇状地を持つ河川の場合は、扇状地上を流下する河道区間に当るsegment 1, その下流で粗砂を河床材料に持つ中間地 (自然堤防帯) に対応するsegment 2, その下流で細砂を河床材料に持つsegment 3 である。木曽川の河床縦断図及び河床材料縦断図を用いてこれを示す。Fig. 3-27は縦軸に河床高、横軸に河口からの距離を示したものであり、Fig. 3-28は縦軸にある粒径以下のものが河床材料中に占める割合 (%) を採り、横軸に河口からの距離を採り、図中に示す数字 (mm) の粒径以下のものが河床材料に占める割合が縦断方向にどのように変わるかを示したものである。これによって木曽川は42 km地点より上流の勾配が急で河床材料の平均粒径が5 cm程度のsegment 1, 10~42 km区間の勾配 1/3,400で粗砂を河床材料に持つsegment 2, 0~10 km区間の勾配が非常に緩く、細砂を河床材料に持つsegment 3 から成ることが分かる。Table 3-2 には、各segmentと地形区分との関係、また各segmentと河床材料、河岸物質、勾配、蛇行程度、河岸侵食、水路の深さとの一般的な関係を示した。これによってもsegmentごとに種々の河道特性が変化することが良く示されている。

扇状地を持たない河川では、山間部から出た河川は、直接自然堤防帯 (中間地帯) に入るが、

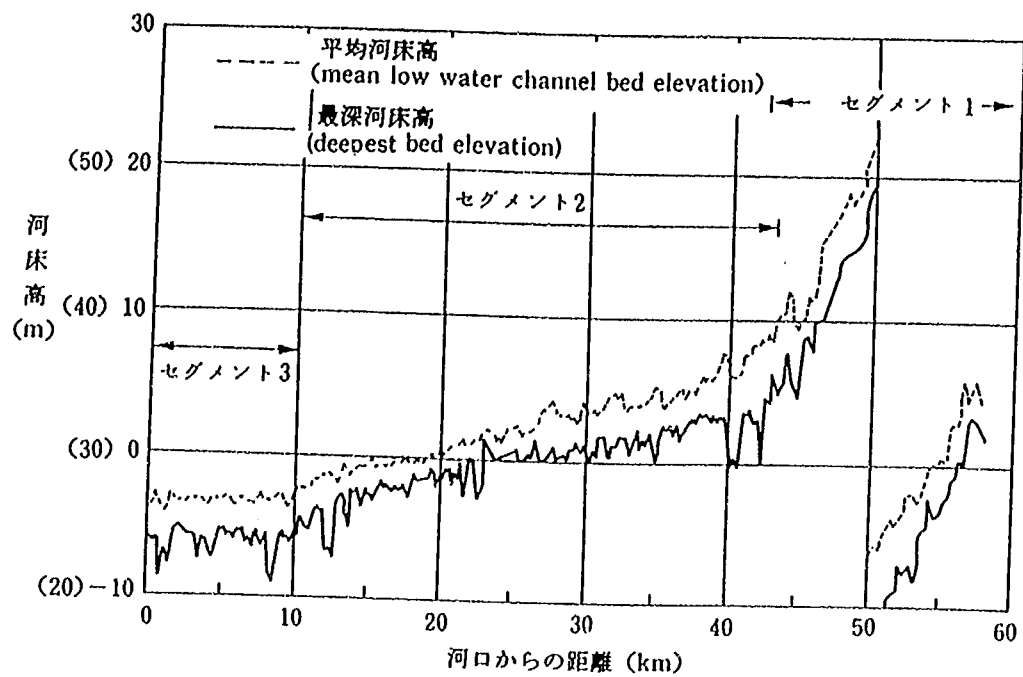


Fig. 3-27 木曽川平均河床高および最深河床高縦断面図

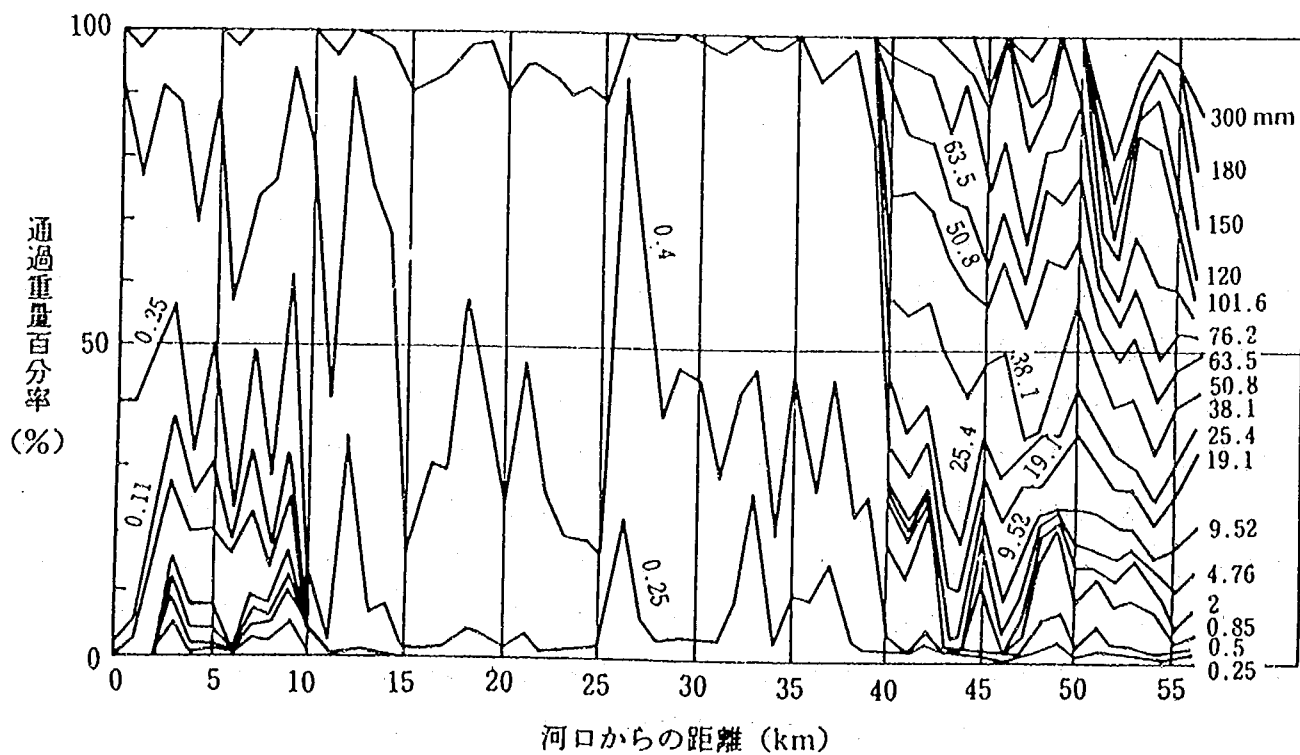


Fig. 3-28 木曽川河床高材料粒度分布変化図

Table 3-2 各セグメントとその特徴（1級河川の場合）

	セグメント 1	セグメント 2	セグメント 3
地 形 区 分			
河床材料の平均粒径 d_m	2 cm 以上	3 cm ~ 0.4 mm	0.3 mm 以下
河 岸 物 質	表層に砂, シルトが乗ることがあるが薄く, 河床材料と同一物質が占める。	下層は河床材料と同一, 細砂, シルト, 粘土の混合物	シルト・粘土
勾 配	1/60 ~ 1/400	1/400 ~ 1/4000	1/5000 ~ 水平
蛇 行 程 度	曲り少ない	蛇行が激しいが, 川幅水深比が大きい所では8字蛇行又は島の発生	蛇行が大きいものもあるが無いものもある。
河 岸 侵 食 程 度	非常に激しい	中, 河床材料が大きい方が良く水路動く。	弱, ほとんど水路位置動かない
水路の平均深さ	0.5 ~ 3 m	1 ~ 5 m	4 ~ 6 m

河床材料が砂利である segment 2-1, その下流の同じ自然堤防帯でありながら河床材料が粗砂である segment 2-2, その下流で細砂を河床材料に持つ segment 3 を持つ。

ただし, 河川によっては, 扇状地で segment 1 を 2 つあるいは 3 つに分けた方が良い河川, 中間地帯を流下する河川でも大きな支川などが本川などに入ると河床勾配が変わり, segment 2 を 2 つあるいはそれ以上に分けた方が良いこともある。なお日本の河川は内海に流入する場合を除けば segment 3 を持たない例が多く, また外海に面して波浪が強く, 前面に海盆がせまるような河川（たとえば大井川, 安倍川, 富士川, 黒部川）では砂分が波浪によって他の場所に運ばれてしまうために segment 2 さえ持たないことがある。”

以上のような日本の一級河川の河床縦断形と segment の特徴が, 気候帯や地形発達史の異なる外国の河川でも同様であるかどうかを, インドネシア国, カナダ・アルバータ州を流れる河川で検討することとする。

〔1〕カナダ・アルバータ州の河川の場合

文献 3) に示されている 10 河川の縦断図を見ると, Fig. 3-29 に示す North Saskatchewan 川の河床高縦断図に示されるように, 川谷における沖積層の厚さが薄く, 所々に bed rock が露出し, これが河床勾配を規制している。カナダ・アルバータ州の河川は湖成堆積物の所を流れる区間を除けば氷期に存在した氷河の移動による侵食作用によって形成された谷底を流れていると考えられ, 河川の沖積作用によって河床勾配が形成されたのでは無いと考えられる。すなわちカナダ・アルバータ州を流れる河川の大部分の河床は, bed rock が現れる標高の高い所の間を氷河の後退期に谷に堆積した土砂を侵食したものが再堆積したもの, あるいは channel lag deposit として残ったものから成ると思われる。

河床の縦断形は, 山岳氷河が平坦面に徐々に下った時に生じた凹部の縦断形と解釈すべき

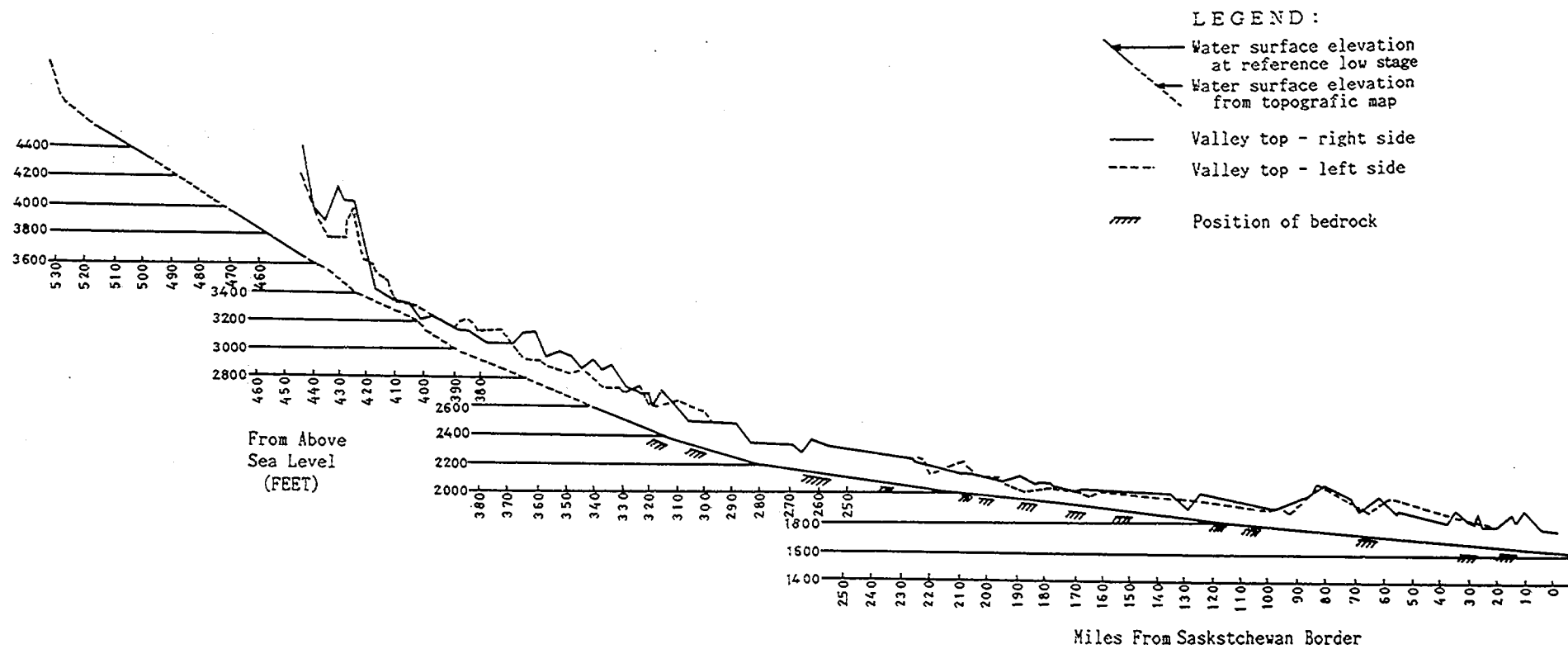


Fig. 3-29 North Saskatchewan川の河床高縦断面図

と判断される。この意味でカナダ・アルバータ州の河川は、日本の沖積地河川のsegment形成因とは根本的に異なっている。しかしながら、この侵食地形の縦断形も、一定勾配を持つsegmentに区分可能であり、North Saskatchewan川の場合は、Saskatchewan橋より上流0～100mile, 100～285mile, 285～400mile, 400～530mileのsegmentに区分し得る。

〔2〕インドネシア国の河川の場合

インドネシア国の河川の縦断形の特徴を小河川であるKuranji川と大河川であるSolo川を通して検討する。

(i) Kuranji川

Kuranji川は、スマトラ島のインド洋側に流出する流域面積213km²の河川である。スマトラ島のインド洋側は、沖から海溝 (subduction zone), 外弧である島弧, 海盆, 火山性の内弧という大地形からなり、Kuranji川はこの内弧を形成する火山を源流にもち、一気にインド洋に注いでいる。

Fig. 3-30にKuranji川の縦断図を示す。またKuranji川流域の地形分類をFig. 3-31に示す。これを見ると日本の河川同様明瞭なsegmentを持ち、そのsegmentと地形との対

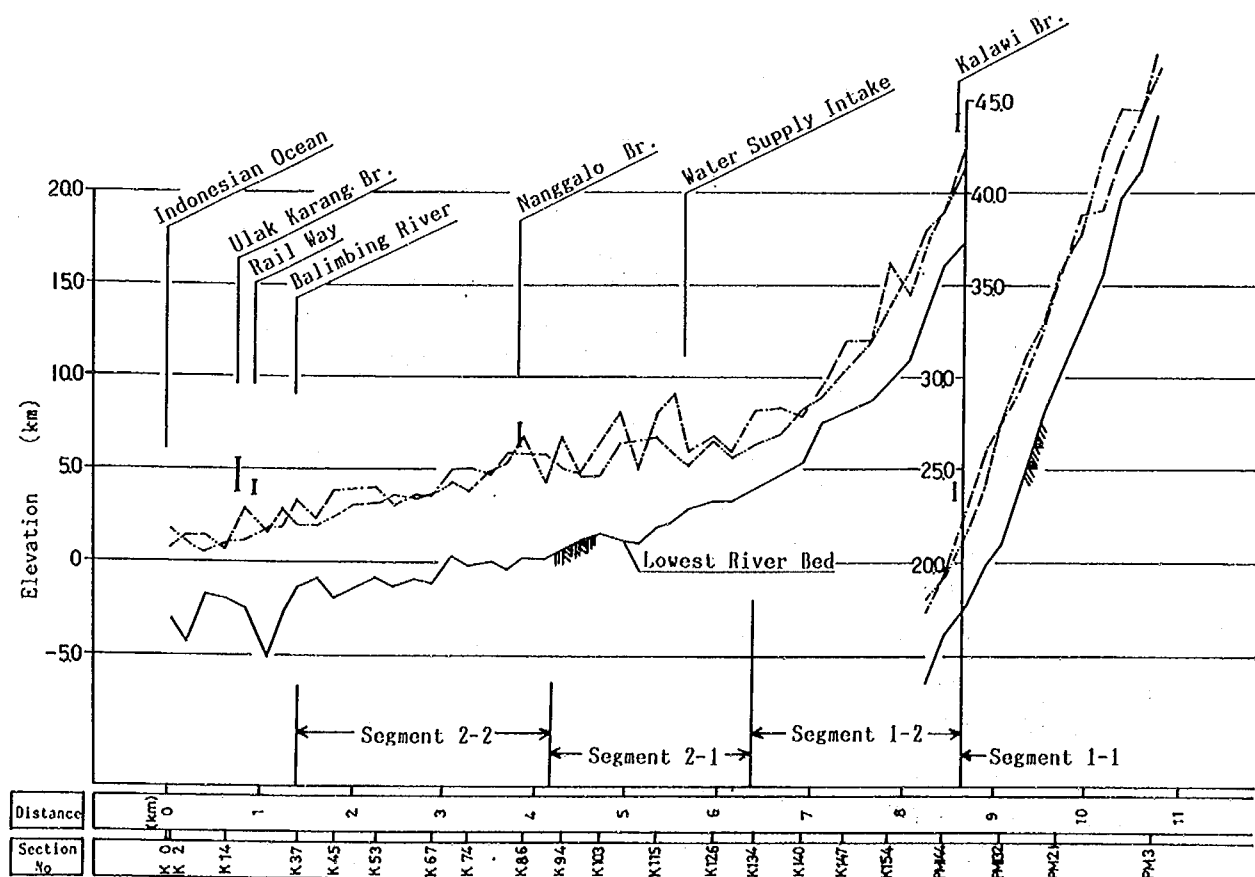
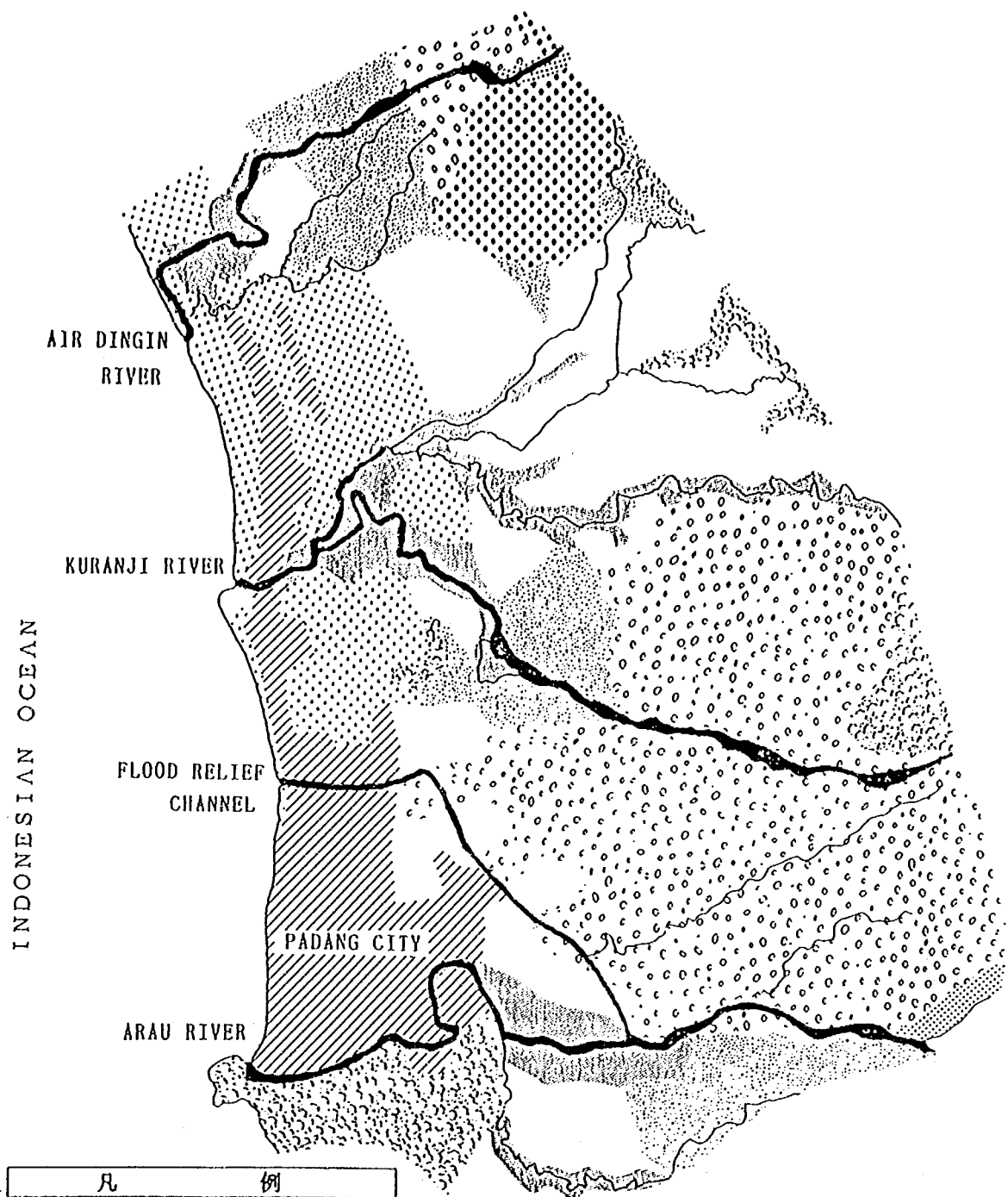


Fig. 3-30 Kuranji川の河床高縦断図



凡	例
	砂洲、砂丘、砂丘間低地
	三角州性平野、後背低地
	自然堤防
	沖積扇状地
	洪積扇状地
	火砕流堆積地
	河岸段丘
	丘陵、山地
	市街地

0 2 km

Fig. 3-31 パダン平野の地形分類

応も良く似ている。すなわちsegment 1-1の河口より8.7~14.5km区間の開析扇状地上を流下する区間, segment 1-2の開析扇状地が新しい扇面にもぐり新しい扇面を作っている区間(5.2~8.7km), その下流の自然堤防帯に当るsegment 2の区間(0~5.2km)である。前面が外海に面し, fine sandの堆積空間が狭いこともあって, segment 3は見られない。

このように流域が熱帯雨林気候帯に在り, 化学的風化作用の激しい地域にあっても背後に急峻な山(G. Sikal 1700m)があり, 起伏度の大きい場合や火山成の粗粒堆積物が上流部にある場合は日本の河川と同様に扇状地を持ち, また明瞭なsegmentを持っている。またsegmentの形成図や土砂の分級機構も日本の河川と良く似ている。

(ii) Solo川

Solo川はJava島中部, 東部に位置し, 流域面積16,100km²を持つ大河川である。流域は西側をMerapi山, 東側をWillis山によって, 南側, 北側は比較的なだらかな丘陵(新第三紀の堆積岩)によって区域されている。

Solo川は南方の丘陵から発し, Merapi山とLawu山の谷に沿って北方に流れ, 北側のKendeng丘陵にさえぎられた後は東方に向かって流れる。

第一の支流であるMadiun川は, 南方の丘陵から発しLawu山とWillis山の間の谷に沿って北方に進み, そしてNgawi近くで本流と合流している。

Solo川とMadiun川の合流後, Kendeng丘陵を横切り, その方向を東に変え, 北方の丘陵と南方の丘陵の間の広大な平を蛇行しながら流れていく。

かつてSolo川はMadura海峡に流出していたが, 北向きの方向に掘削され, Jawa海に注ぐようになった。

Solo川の流域図及び河床縦断図をFig. 3-32, Fig. 3-33, Fig. 3-34に示す。これより, Solo川においても河川はsegmentの集合したものであると見なされる。

Solo川0~460km (No.8~No.503, 河口よりWonogiri)の河道は, 流域の地形・地質・河床縦断図, 川幅・水深縦断変化図等より, 大局的にはLower Solo 0~190km (No.18~No.250)とUpper Solo (Madiun川合流点No.313)より上流150kmの区間とLower SoloとUpper Soloの間の約120kmの新第三紀層を下刻して流れている区間の三つに区分し得る。

ここでは沖積層を流下していない第3番目の区間を除いて, segmentの特性を記述することとする。

◎Upper Solo

Upper SoloはMadiun川との合流点No.313より始まる。以下において距離はここを基点としたものとする。この合流点は, 第三紀層を削入しており基岩が露出していると推定される。Upper Soloは, この合流点より44kmの区間は所々で, 第三紀層の基岩を削入して流れているようで, 自由蛇行の河川は言えない。また20kmまでは, 河床高及

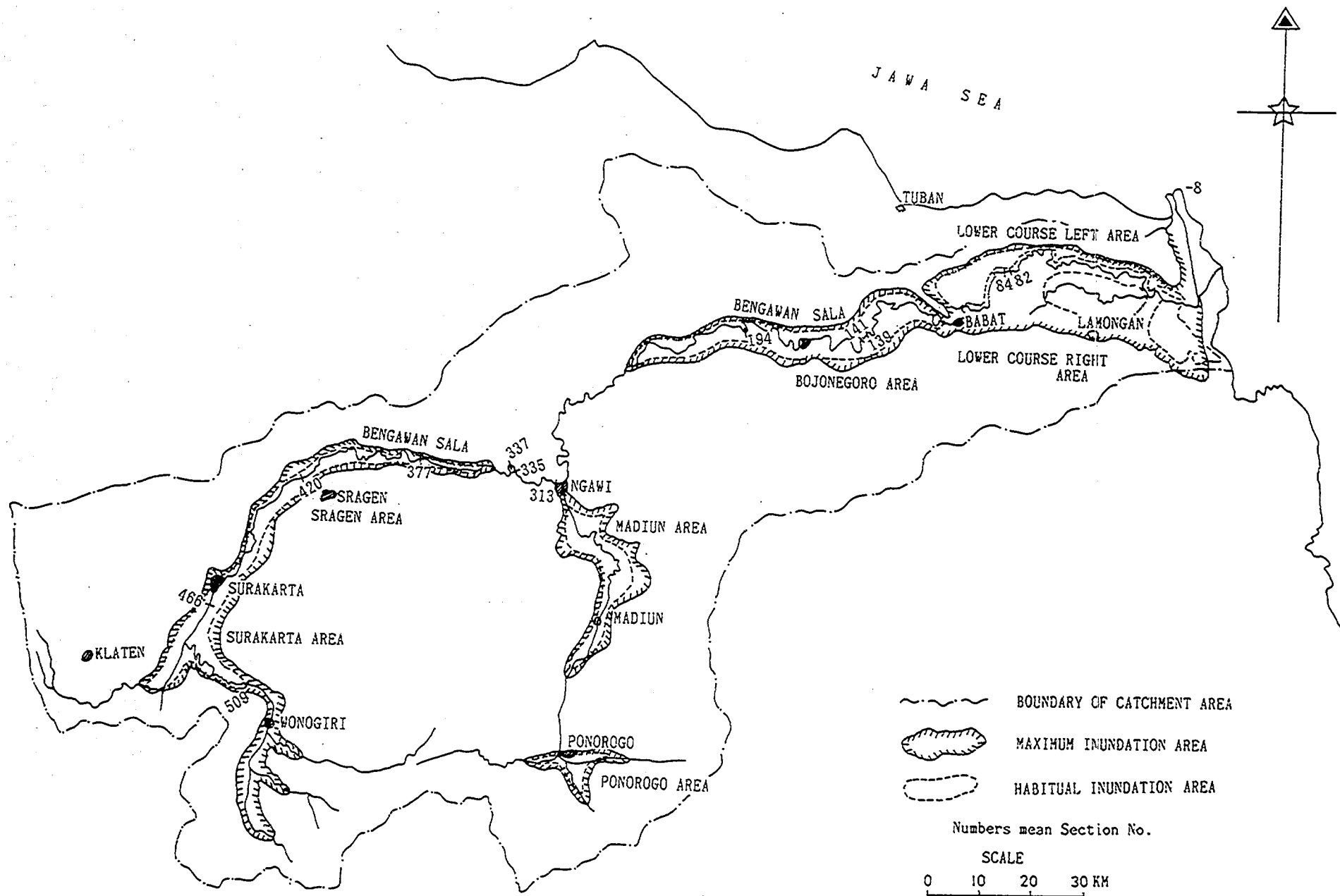


Fig. 3 - 32 Solo川の氾らん地域図

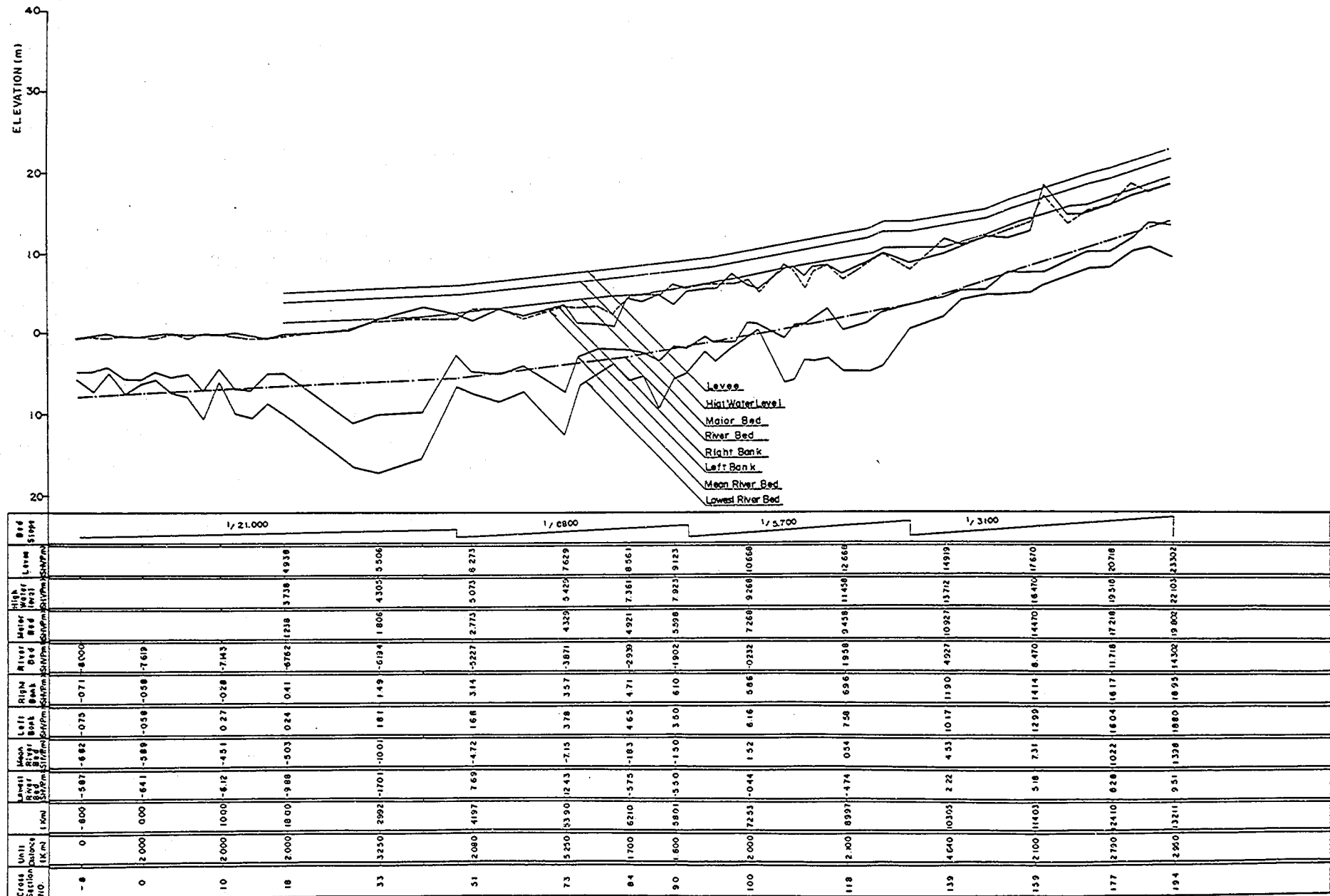


Fig. 3-33 Lower Solo川の河床高縦断面図

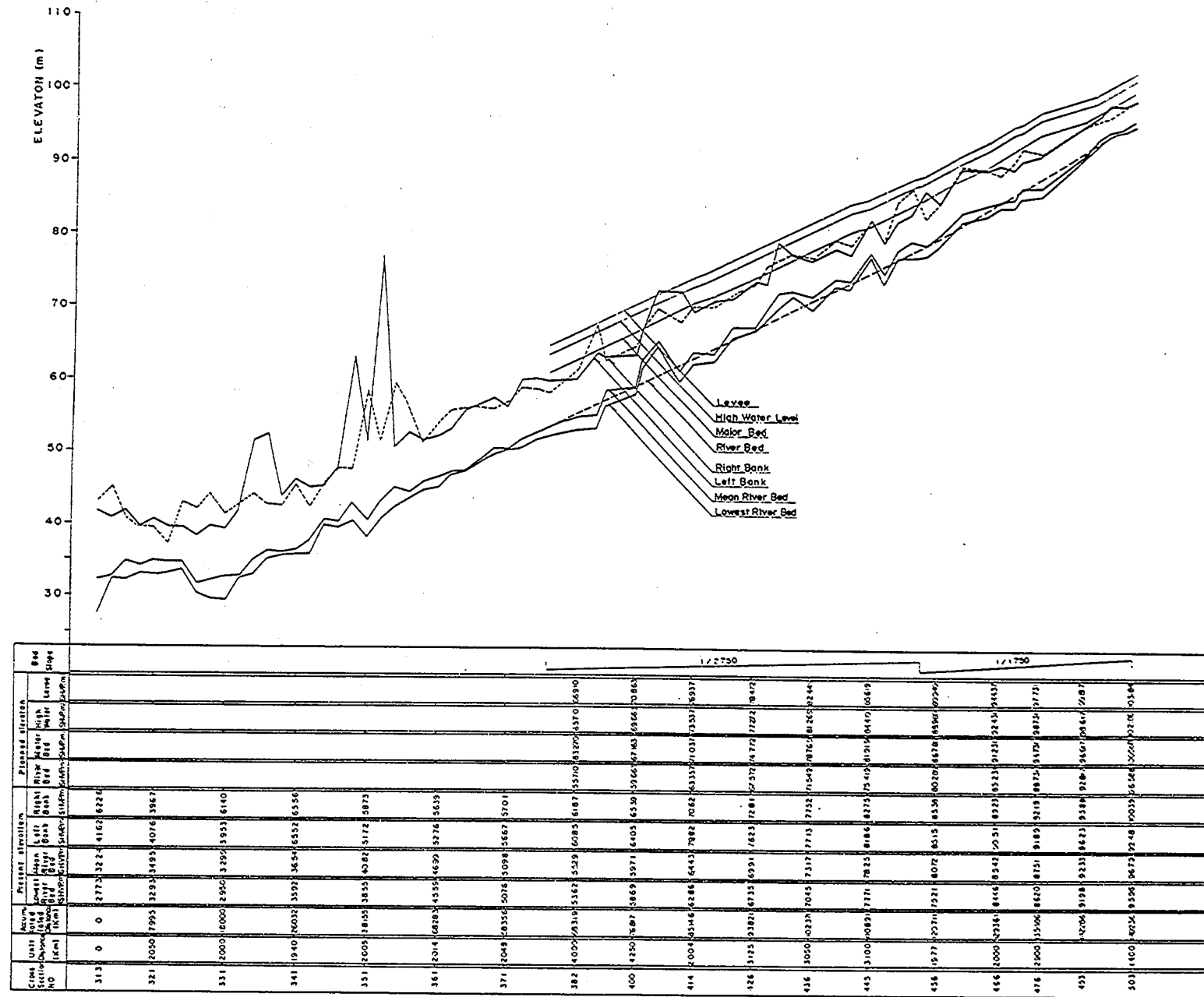


Fig. 3 - 34 Upper Solo川の河床高縦断面図

び河岸高が上流に向かって変化せずほぼ水平になっている。この区間は bed rock が露出していよう。また20~26 km, 32~42 kmは河岸が非常に高くなっており、河川は、第三紀層から成る狭窄部を流れている。

これより上流は約1/2000のほぼ一様な河床勾配を持つsegmentであるが詳細に見ると、支川の流入等によって次の二つにsegment区分し得る。

○ Segment 2 - 1 = 118.7~149.2 km (No.354~503)

本segmentは勾配1/1750, 川幅80 m, 水路深3.5 mのsegmentであるが、左支川Dengken川流入地点No.480 (約139 km) 地点で多少河道特性が変化する(この川は新第三紀の堆積岩からなる流域を流れており、粗砂の本川への流入量は少ないと考えられる。)。ここで、川幅が多少上流のsegmentの方が大きく、水路深は小さくなっている。

河床材料は0.3~0.5 mmの中砂がA集団となっているが、5~6 mmのC集団が10%前後河床材料の中にあるようである(Wonogiri地点での河床材料分布より)。Land山からの流出土砂の中に礫分(火山礫)が存在するものと思われる。もし砂分の流出が止まれば、河床はこの礫でおおわれることとなろう。Bankfull流量時河床に働く掃流力は $u_*^2 = 200 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 前後であり、無次元掃流力は砂分に対して $\tau_* = 2.7$, 礫分に対して $\tau_* = 0.2$ 程度となっている。低水路満杯時には小規模河床波はflat bedであり、礫分の集まった所は砂堆が発生しよう。

○ Segment 2 - 2 = 44.2~118.7 km (No.357~No.454)

本segmentは上流のsegmentより多少勾配が緩く1/2150程度で、川幅、水深は流域面積が2倍程度増加することもあるとあって、それぞれ100 m, 6.5 mとなっている。河床材料は粒径0.5~0.6 mmの粗砂の中に、小礫が20%以上入っているようである(Tangenの河床材料粒度分布より)。

本区間の土砂は、Lawal山から放射状に発する左岸側からの小河川、Merapi山から発し新第三紀の堆積岩の所を削入して流入する右岸からの支川、及び上流のsegmentからのものから構成されており、火山小礫の本川への流入も多いものと判断される。

本区間の左岸側は山裾がせまり所々左岸方向への河道の横移動が制限されている。また縦断図を見ると78~85 km (No.404~412)の河床高、河岸高が上流より3 m程度高くなっていること、山脚がせまっていることより基岩が露出している可能性が強い。

ここで河道特性が多少変化し、勾配、川幅、水深は、上流から下流へ

$$I_b = 1/2150 \rightarrow 1/2300$$

$$B = 95 \text{ m} \rightarrow 115 \text{ m}$$

$$H_m = 5 \text{ m} \rightarrow 7 \text{ m}$$

$$B/H = 19 \rightarrow 16$$

と変化する。

蛇行特性もここで変化し、上流側の蛇行度S1.32, 蛇行帯の幅600 mが、それぞれ2.0,

1300mとなる（但し、下流側はNo.469(80 km)～No.369(56 km)の値）。下流側の蛇行形状はあまり規則的でなく、波長の長いものや短いものがまざっている。この下流部分は左側に山裾がせまっておき基岩を一部削入して蛇行するpartly confined channelである。

○ Segment 2 - 3 = 0 ~ 44.2km (No.313~No.357)

本segmentは川幅120m程度であるが、河岸高は5～20mの間で変化しており、嵌入蛇行である部分が多く、沖積層を流下する河川とは言えない。

左岸側の山裾を流れ下る小河川、右岸側からはWillis山からの小河川が本川に直角に流入している。地形図から見ると右支川は下刻された谷地形の中を流れており本川も下刻しつつある狭谷を流れていると判断される。またこの区間は氾らんしない。

ただし、軟岩を下刻しつつ流れるためか蛇行度 S は2.30と非常に大きい。

◎ Lower Solo

Lower Soloは、Solo川が新第三紀層の堆積岩から成る狭谷を抜け、流れを東方に向ける163 km地点^(注)より始まる。本Segmentは、自然堤防帯とデルタの二つの地形の所を流れており、大略的に見れば、二つのsegmentから成るが、詳細に見ると4つのsegmentに区分し得る。

○ Segment 2 - 1 = 108 ~ 132km (No.149~No.194)

本segmentは第三紀層を下刻して流れ沖積地に入る163 km地点から始まると考えられるが、132 km以上の所は資料が無いので、108～132 kmの河道特性について記述する。

本segmentは勾配1/3300、川幅170m、水深5.7mの区間である。河床材料は0.2～0.3 mmの砂から成る。蛇行度は1.79とかなり大きい。

○ Segment 3 - 1 = 58 ~ 108km (No.80~149)

本segmentは勾配1/5700、川幅154m、水深6.4mの区間で河床材料は、 $d_{50}=0.2$ mm程度の細砂である。上流のsegmentと河床材料、水路のスケールは、大きくは変わらないが、勾配が1/1.7程度緩くなっている。

本区間の蛇行度は $S=1.4$ と小さいが、地形図を見ると左右岸に人工堤防のある区間が多いこと、また後背地が沼沢地で湿地帯であること、人工的にcut-offしたと考えられる河道区間が在ることが認められることにより、本来の河川の蛇行度とは異なるものと考えられる。

本segmentは本来もっと勾配が緩く、下流のsegmentと同一の特性を持った区間であったと推察される。

本segmentの上流部の地表面高が8～9 mであることを考えると汎世界的な高海面時であった今から5～6千年前には、本segmentは海面下かラグーン的環境にあったものと推定される。

注) ここで示す距離は、Section No.0 地点（1969年測量において河口より8 km地点）からの水路に沿った長さである。

○ Segment 3 - 2 = 18~58 km (No.18~No.80)

本segmentは河床高が縦断方向に凹凸が有り、河床勾配が求められないので、河岸に沿った地表面高さの縦断勾配から勾配を求めると $I_s = 1/10,000$ 程度の非常に緩勾配の区間である。

本segmentは詳しく見ると、次の三の特性の異なる区間から成る。

a) 28~37 km (No.30~45)

b) 37~49 km (No.45~61)

c) 49~55 km (No.60~75)

a), b), c)は川幅約100mであるが、水路の水深が異なりa)は11m, b)は7m, c)は10mである。蛇行度Sはa)が1.7, b)が1.2, c)が1.9でb)の区間だけが直線状河道となっている。b)の区間は人工的にcut offした区間と推定される。河床が前後の区間より高く河床はデルタ底置層である海成粘土が露出していよう。

○ Segment 3 - 3 = 0~18 km

本segmentは、上流のsegmentにおいて東方に流れているSolo川が、急に90°向きを変え北上する区間に当る。河道の平面形状はほぼ直線状で、蛇行しない。このsegmentは19世紀に東に流れていたSolo川が北方に真っすぐ流出するようになった時から形成されたものである。河口域の流路変遷の正確な時期は明確にされていないが、1893年には、Old Bengawan Solo がBedantan (No.18) において閉塞されたと言われている。

デルタの生長速度は、1945年と1969年に撮影された写真より、その体積増を推定すると約3億 m^3 であり、年0.12億 m^3 に相当する。またデルタの先端の成長速度は1944年から1966年の平均で140m/年となっている¹¹⁾。

水路の平面形状から判断すると2~18kmの区間は真っすぐな直線であり、19世紀に人工的に掘削された河道と思われる。自然に形成されたデルタの部分は、2~8kmの10km区間であるが、本区間の河道も、ほぼ直線状である。河床材料は30~50%がシルト及び粘土で、残りが0.06~0.07mmの細砂である。このような河床材料を持ち、河川からの土砂量が多く、また海浪の影響が強く無く、かつ川幅水深比が小さい場合には、半国Mississippi川のデルタと同様に蛇行をしない直線状の水路を持つようである。

河床高は、下流に向かって浅くなる傾向にある。川幅は8~2kmは190m、それより上流の人工河川の所は120m程度となっている。

地表面の勾配はほぼ水平に近い。

以上Solo川のsegmentの特性について述べた。以下ではsegmentの形成因について述べてみることにする。

まずSolo川が存在するジャワ島東部の大地形を見てみよう。ジャワ島東部は東西に走る4列の山脈が南北に40~50kmの間隔で走っている。南から第三紀の堆積岩（さんご床

起原の石灰岩もある。) からなるあまり標高の高くない山脈(第一列), 次にコニイデ式の3000mを越すような火山列, 次にその北に存在する三紀層の低い丘陵(第三列), さらにその北40kmに存在する三紀層から成る低い山脈である。この標高の高い山列の間, 及び第二列の火山と火山の間の低い所をSolo川は流れている。第三列を南北に横切る所では, 河川は山地を下刻して流れbed rockが露出している。すなわち, この三列目のbed rockは, Upper Solo川に対して侵食基準面となっている。Upper SoloとLower Soloはこの侵食谷で結ばれている。

地盤の隆起や沈降といった内的な営力の作用, すなわち南北方向に波長40~50kmの波状的地殻変動, 噴火による火山の形成が, Solo川の縦断形状を基本的に規定している。河川は, この基本的地形形成営力の現れを, 土砂を分級堆積しながら, より小さい地形単位(segment)を形成し, 今見るような河川縦断形を形作ったものと考えられる。Upper Solo川のsegmentの結接点は大きな支川の合流点, 基岩の露出点となっている。Lower Soloは, 日本の河川と同様, 完新世の海水面変動に伴う土砂の分級堆積の結果がsegmentの形成として現れている。

ノート 化学的風化が河床勾配に及ぼす影響について

インドネシアのような熱帯雨林の気候の所で, 酸素の補給の十分にある場合は, 河水によって運ばれた岩石の碎屑物及び風化物は, 河床, 河岸, 氾らん原に堆積し, 陸上風化を受け, 粒度が小さくなる。堆積土砂が再移動するまでに, この風化によって粒径が小さくなれば, 河床材料は下流に向かって減少しよう。日本においては沖積段丘の礫層が風化し, くさっている例がある。すなわち万年のオーダーでは礫層が風化する場合がある。火山灰のように風化しやすい物質で表層近くにあるものはより速い速度で粘土化が進もう。

しかしながら, 沖積低地のように地下水位が高く, また地下水の移動速度も遅く嫌気化している場合には, 地表近くに比較すれば, その風化速度は遅いであろう。

沖積地河川の周辺の堆積物(沖積層)は, 数千年前の堆積物である可能性があり, これが再移動する時には, 風化作用による分だけ粒径が小さくなっているはずである。はたして数千年のオーダーで河成堆積物の粒度はどの程度変化するのだろうか。

筆者は, この作用による河床材料の縦断方向の変化に対する寄与はインドネシアの河川の河道特性の縦断方向の変化を見る限り小さいと考えているが。

参 考 文 献

- 1) Madduma Bandara, C. M., 1974; Drainage density and effective precipitation, J. Hydrol. 21, 187-190.
- 2) 建設省河川局河川計画課, 1973; 主要河川流況表(昭和13年~45年)。

- 3) Kellerhals, R. , Weill, C. R. and Bray, D. I. , 1972 ; Hydraulic and geomorphic characteristics of rivers in Alberta, River engineering and surface hydrology report 72-1, Research council of Alberta.
- 4) 土木研究所, 1972 ; 計画降雨に関する研究, 第25回建設省技術研究会報告 (昭和46年度) , pp. 459-482.
- 5) Leopold, L. B., Wolman, M. G. and Miller J. P. , 1963, Fluvial processes in geomorphology, Chap. 7, pp. 219 ~220, and p. 320
- 6) Czaya, E. 1981 ; Rivers of the world, Chap. VII. Lowland rivers and river mouth, p. 174.
- 7) Kellerhals, R. and Bray, D. I. , 1971 ; Sampling procedures for coarse fluvial sediments ; Journal of Hy. Div. , ASCE, Vol. 97, No. HY 8, pp. 1165~1180.
- 8) 山本晃一, 1971 ; 礫河床のサンプリングと統計的处理, 土木技術資料Vol. 13 - 7 . pp.354 -358.
- 9) 山本晃一, 1988 ; 河道特性論, 土木研究所資料第2662号, pp. 51~54.
- 10) 小出 博, 1973 ; 日本の国土 (上) , 東京大学出版会, pp.59-64.
- 11) Bengawan Solo Survey Team, 1974 ; Survey and study for the development of Solo river basin, Supporting report Part-Two "Flood control and river improvement", JICA.

第4章 河道特性の比較研究

前章において、河川の河道特性を規定する基本要素とした平均年最大流量（あるいはbankfull流量，2年確率洪水流量），河床材料の平均粒径，河床勾配に及ぼす気候，地形・地質の影響について論じた。本章においては，この三要素と種々の河道特性の関係が，気候，地形・地質及び地形発達史の異なる地域で，どの程度の差異があるかを，日本，インドネシア，カナダ・アルバータ州の河川の資料を用いて検討する。

4-1 洪水時に河床に働く掃流力と河道のスケール

沖積地を流下する河川の形状，すなわち低水路のスケールは，洪水時に働く流水の力に応じた自己調整作用の中にあると考えられる。河床材料は，この外力（洪水時に河床に働く掃流力）と密接な関係が存在することが，日本の沖積地河川では明らかにされている。このような関係が他の気候帯を流下する河川でも成立するものかを検討し，沖積地河川の特性におよぼす気候，地形，地質の役割について明らかにする。

〔1〕日本の河川

筆者は，日本の58河川73区間の低水路，及び13河川の縦断方向の低水路の形状変化と平均年最大流量時あるいは低水路満杯時の水理量との関係を調べ，低水路の平均粒径 d_m と平均年最大流量時に河床に働く無次元掃流力の関係をFig. 4-1のごとく示した¹⁾²⁾。

同図の縦軸は，平均年最大流量時の無次元掃流力 $\tau_{*m} (= u_*^2 / sg d_m)$ ，横軸は河床材料の平均粒径 $d_m (= d_{60})$ を示すものである。図中の○印が各河川の検討対象区間の τ_{*m} と d_m の関係を示すものである。なおFig. 4-2には，河床に働く掃流力 τ の値が直截に分かるように u_*^2 の値（ τ を水の密度 ρ_w で除した値）と粒径の関係が示されている。

両図より次のことが言える。

- i) Fig. 4-1に示すように，河床材料の平均粒径と洪水時に河床に働く力（掃流力）は密接な関係がある。洪水特性（気候特性）の異なる日本海側河川（融雪出水がある。）と太平洋側河川とでは，洪水時の τ_{*m} と d_m の関係が多少異なると思われたが有意な差を認めることができなかった。しかし出水特性が大きく異なる米国Middle Loup川³⁾ ($d_m=0.025 \sim 0.04$ cm)，アフリカNiger川，Benue川⁴⁾ ($d_m=0.05 \sim 0.08$ cm) の τ_{*m} と d_m の関係をみると，日本の河川に比較して同一粒径に対して τ_{*m} が平均で30%から40%程度小さくなっている⁵⁾。これは気候が異なるため沖積層の土質が異なることが一因と考えられる。さらに前述の外国の河川は，洪水期が長期間であるため，大きな外力にさらされている期間が長く，同一河床材料の日本の河川に比して，低水路満杯流量時の掃流力が小さくなるように水路が形成されるものと考えられる。

日本の河川の場合，気候帯の影響が顕著に生じなかったのは，河道のスケールに違いを生じるほど，河道を形成するに有効な洪水時間の差が小さいためと思われる。

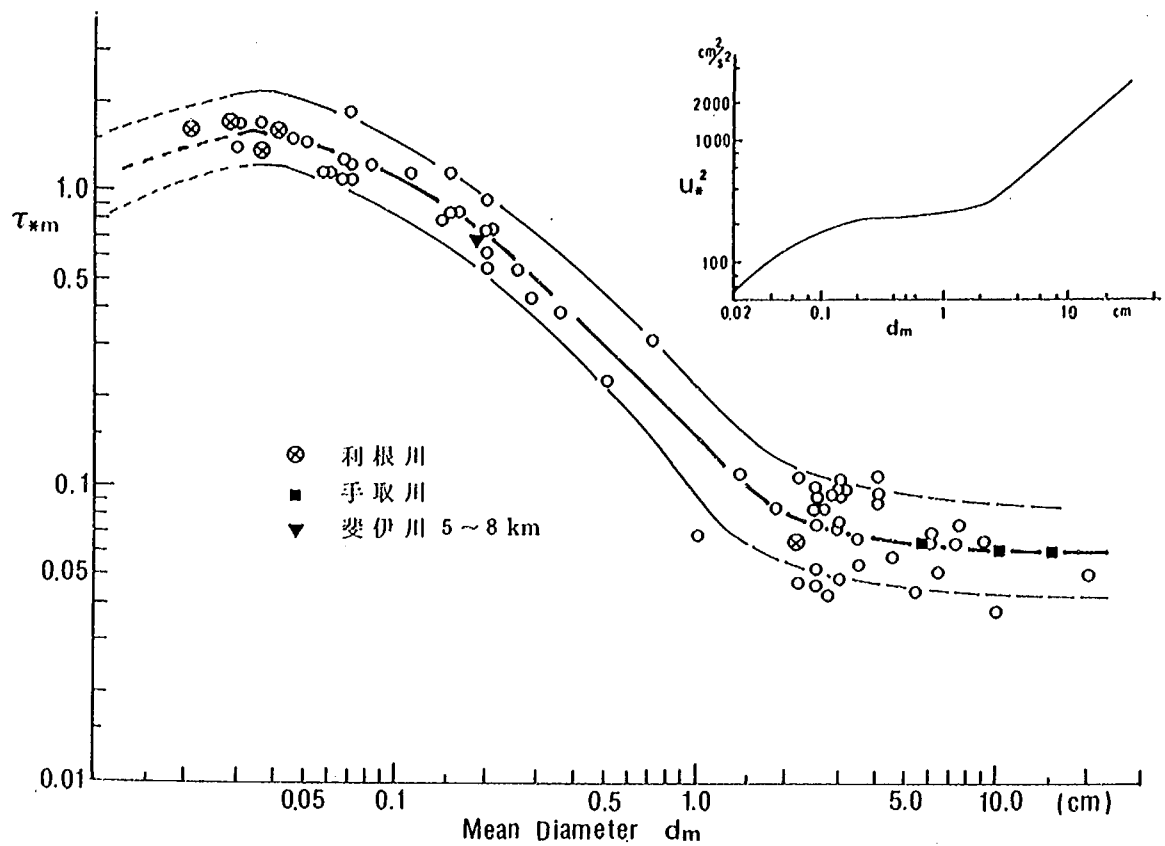


Fig. 4 - 1 日本の河川の τ_{*m} と d_m の関係

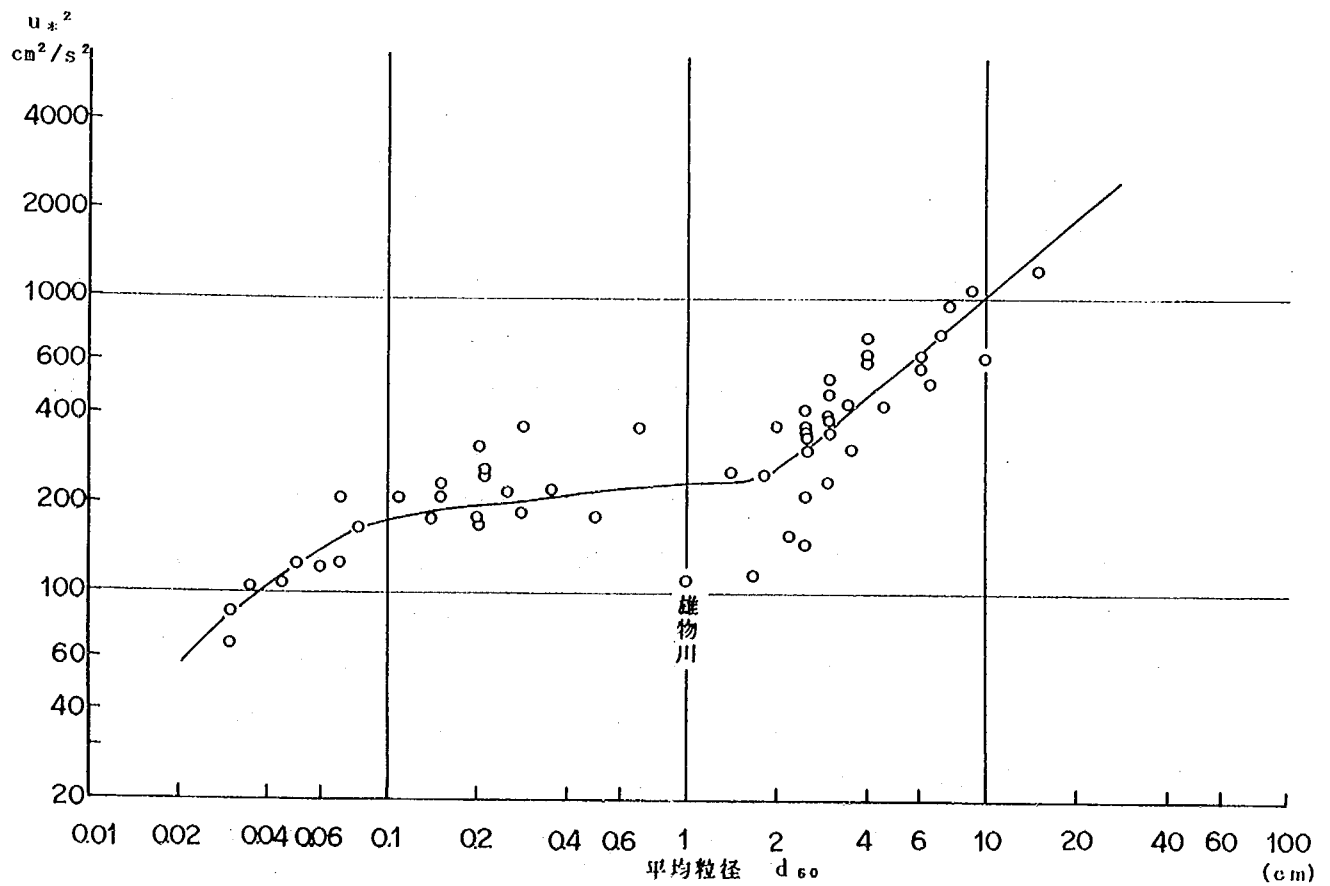


Fig. 4 - 2 日本の河川の U_*^2 と d_{80} の関係

ii) 相対的に流砂量の多い砂利河川（河床が上昇する傾向にある河川）と流砂量の少ない砂利河川（河床が低下傾向にある河川）では τ_{*m} の値が異なると思われたが、本資料だけでは、その関係を明らかにすることができなかった。しかしながら、流砂量の多い河川と少ない河川では、河道内の砂州形態、水路内の河床の凹凸状況、表層の河床材料の粗粒化の程度等が、異なっていることは明らかであり（ダム下流の河道のように土砂補給の少なくなった河川では、河床表層が大粒径のもので覆われアーマコートを形成し、中出水では河床材料は動かなくなる。川の様子や風景も変わり、水路が直線状であれば、砂州は消滅し、凹凸の乏しいのっぺりとした感じになる。）、河床低下の傾向のある河川では、河床が上昇あるいは平衡状態にある河川より、 τ_{*m} が小さくなるものと思われる。

iii) 平均粒径 2 cm 以上の河川では、勾配の急な扇状地河川 ($I_b > 1/250$) でも、勾配の緩い自然堤防帯の特性を持つ河川 ($I_b < 1/500$) でも、 $\tau_{*m} = 0.05 \sim 0.1$ の間にある。粒径が大きい方が多少 τ_{*m} が小さくなる傾向が見られるが、ほぼ一定の移動限界掃流力より多少大きめの値である理由は次のごとくと考えられる。

扇状地河川 ($I_b > 1/250$) の場合、河岸物質は河床材料とほぼ同一の物質であるので、洪水時の掃流力に耐え得る耐侵食力は、河床材料が移動し得る限界の掃流力にはほぼ等しいか、それより多少小さい値と考えられる。従って、河床材料が働き得る位いの掃流力の状態まで河幅が広がってしまうものと思われる。実際河岸が河床と同一粒径の砂で構成された人工の小水路、実験水路に水を通水した場合⁶¹⁾、最終状態の河床が平坦河床であれば、水路の τ_{*m} は 0.04~0.08 程度であり、また河床材料が細かく砂漣が発生する場合は τ_{*m} が 0.2~0.3 程度となっている⁶⁾。

この最終状態の τ_{*m} は平坦河床、砂漣河床において、河床材料が移動し得る限界の掃流力に対応している。

扇状地河川が上述の平坦河床の場合に相当し、細砂を底質に持ち、河岸物質が非粘着性の安定したかんがい水路の持続流量 (sustained discharge, かんがい水路の設計通水量とほぼ均しい。) 時の τ_{*m} が 0.2~0.3 であるので⁶⁾、この場合が砂漣河床に相当していることになる。

勾配が緩い ($I_b = 1/500 \sim 1/2,500$) 自然堤防帯の特性を持つ河川の場合、河岸物質は下層は河床材料とほぼ同様な物質であるが、中層は小砂利、シルト混り砂などから成り、上層はシルト混り細砂である所が多い。このような地点の河岸侵食は、河岸近くの河床の深掘れによって、中上層の粘着力を持つ河岸の安定が崩れ滑落崩壊することによって生じる場合が大部分である。河岸物質は河床材料が移動し始める位の掃流力に対して粘着力があるため、ある程度耐えることができるが、河床材料が移動し始めると、深掘れ部の河床低下が生じ、河岸が崩れてしまい、河川の川幅は土砂の移動限界掃流力より多少大きな掃流力に対応するよう調節されるものと思われる。

iv) 粒径 1.0 cm 以下で、0.05 cm 以上の河床材料を持つ河川では、 τ_{*m} は d_m にほぼ反比例し

て大きくなる。これは河岸物質が粘土混りシルトや粘土混り砂となり、側岸の耐侵食力が河床物質を動かす力より強いため、側岸の流水に対する耐侵食力に対応した河道を形成するためと考えられる。ただし、これは河岸が洪水に対して侵食されず、水路が側方に移動しないということを意味しているのではない。側方に移動しない河道は細かい土砂 (fine sediment) を河水中に多く含む運河 (canal) で安定な条件である $u_*^2 = 40 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ ⁹⁾¹⁰⁾, つまり $V_m = 90 \sim 120 \text{ cm/s}$ 位の流速を低水路満杯時に持つ河道と思われる。この流速は、また fine material が河床に堆積し得る条件と考えられる。蛇行河川の湾曲部の凸岸側の河岸近くでは、平均年最大流量時でも、この程度の流速となり、一方では河岸の侵食、他方では、堆積を同時に行っている。

v) 粒径 0.05 cm 以下 0.02 cm 以上の河川では、 τ_{*m} は d_m に反比例しなくなり τ_{*m} は d_m が小さくなくてもそれほど増加しない。このことは Fig. 4-2 に良く示されるように平均粒径が小さいほど、河床に働く掃流力が小さくなることを示している。

vi) 粒径 0.02 cm より小さくなると急に河床に働く掃流力が小さくなり、 τ_{*m} は粒径 0.02 ~ 0.05 cm の場合に比して小さくなる。このような河床材料を持つ河川は、河岸の耐侵食力が、河床に働く掃流力を規制するというのでは無く、fine material が浮遊砂的運動から掃流砂的な運動に変化するような条件にある空間に、fine material が分級堆積しているのだと考えるべきである。

vii) 3-2-3 で述べたように、低水路満杯流量時と平均年最大流量はほぼ同程度の値であり、一般に言われている低水路満杯流量は 2 ~ 3 年に 1 回生じる流量であるということは妥当であるが、中には低水路満杯流量が平均年最大流量よりかなり小さいものがあった。石狩川 146 km 地点、木曽川 25 ~ 35 km 区間、揖斐川 25 ~ 30 km 区間、遠賀川 20 ~ 30 km 地点、淀川 20 ~ 30 km 地点である。このうち木曽川、揖斐川、遠賀川、淀川は航路維持のために長大水制によって川幅をせばめていることが原因していると考えられる。ただし、このように平均年最大流量時に高水敷に水が乗る河川でも平均年最大流量時の低水路の τ_{*m} は、Fig. 4-1 にプロットした τ_{*m} と d_m の関係とはほぼ同様であり、Fig. 4-1 のバラツキの中に入ってしまう。なお、水制によって人工的に川幅を 300 m 程度から 130 m にせばめられた斐伊川 1 ~ 8 km の τ_{*m} が、ほぼ Fig. 4-1 の関係にあることが、平均年最大流量時の τ_{*m} の縦断方向の変化を調べたものより確認されている⁵⁾ (Fig. 4-1 に斐伊川 5 ~ 8 km 区間の τ_{*m} と d_m の関係を ▼ 印で示した。)。

viii) 以上、Fig. 4-1 より考察されることを述べた。これによって平均年最大流量時に河床に働く掃流力と粒径の関係は、ほぼ一本の関係でまとまり、またその関係は土砂の堆積条件または河岸物質の耐侵食力との関係から説明可能であることが推察された。また、河川の縦断方向の τ_{*m} と d_m の関係より求めた τ_{*m} と d_m の関係は、Fig. 4-1 に示す利根川・手取川のように、平均年最大流量時の τ_{*m} と d_m の関係線の上に載っており、河川縦断方向の τ_{*m} と d_m の関係は、Fig. 4-1 の関係線上に沿って変化することが確認し得た。

次に平均年最大流量時の低水路のスケール，すなわち川幅 B ，河積 A ，平均水深 H_m ，及び低水路の平均流速 V_m ，フルード数 F について述べる。これらの水理量は，河床勾配 I_b ，河床材料の平均粒径 d_m ，及び平均年最大流量 Q の三量によって評価し得る。以下にこの推定法とその結果を示す。

平均年最大流量時の流速係数 ϕ は，日本の沖積河川の場合，Fig. 4-3のごとくであり¹⁾²⁾，平均粒径 d_m 及び河床勾配 I_b によってほぼ定まってしまうので，

$$\phi = f_1(d_m, I_b) \quad (4-1)$$

と表わせる。また平均年最大流量時の無次元掃流力 τ_{*m} は，Fig. 4-1に示すように平均粒径 d_m との関係であるので，

$$\tau_{*m} = f_2(d_m) \quad (4-2)$$

と表わせる。

ところで，

$$\tau_{*m} = HI_b/sd_m \quad (4-3)$$

であるので

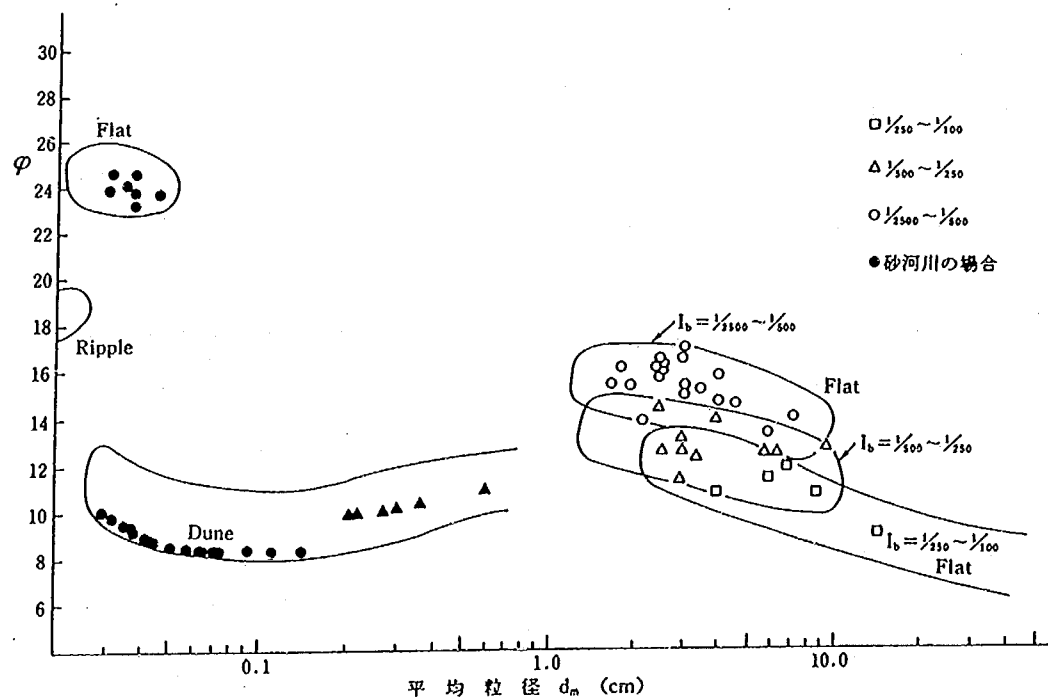


Fig. 4-3 平均年最大流量時の ϕ と d_m の関係

$$H_m = \tau_{*m} \cdot s d_m / I_b = f_2(d_m) \cdot d_m \cdot s / I_b \quad (4-4)$$

$$F_r = \varphi \sqrt{I_b} = f_1(d_m, I_b) \cdot \sqrt{I_b} \quad (4-5)$$

$$V_m = \varphi \cdot (\tau_{*m} \cdot s g d_m)^{1/2} = f_1(d_m, I_b) \cdot \sqrt{f_2(d_m)} \cdot d_m^{1/2} \cdot (sg)^{1/2} \quad (4-6)$$

となり、 H_m 、 F_r 、 V_m は、勾配 I_b と平均粒径 d_m より評価することができる。

また低水路の川幅は

$$\begin{aligned} B &= 1/\varphi \cdot (\tau_{*m} \cdot s \cdot d_m)^{-3/2} \cdot g^{-1/2} \cdot I_b \cdot Q \\ &= f_1(d_m, I_b)^{-1} \cdot f_2(d_m)^{-3/2} \cdot d_m^{-3/2} \cdot s^{-3/2} g^{-1/2} \cdot I_b \cdot Q \end{aligned} \quad (4-7)$$

であるので、川幅 B は、 I_b 、 d_m 、 Q の三量で評価することができる。ただし、長大水制によって人工的に川幅を狭め、低水路満杯流量が、平均年最大流量より大幅に小さくなるような場合には、(4-7)式によって川幅を評価することはできない。

Fig. 4-4 は、縦軸に平均年最大流量時の低水路の水深 H_m を、横軸に河床材料の平均粒径 d_m をとり、右上に示した河床勾配の区分ごとに記号を変え、日本の一級河川の資料をプロットしたものである。同図にはFig. 4-1の太実線の d_m と τ_{*m} の関係線を使って(4-4)式によって評価した H_m と d_m の関係も I_b を指標として実線で示してある。ほぼ(4-4)式による推定値に近い所に実河川の資料は存在する。なお水深 H_m は平均粒径 d_m 及び河床勾配 I_b が同じような値を持つ河川間では、平均年最大流量が異なってもほぼ同一の値を持つ。

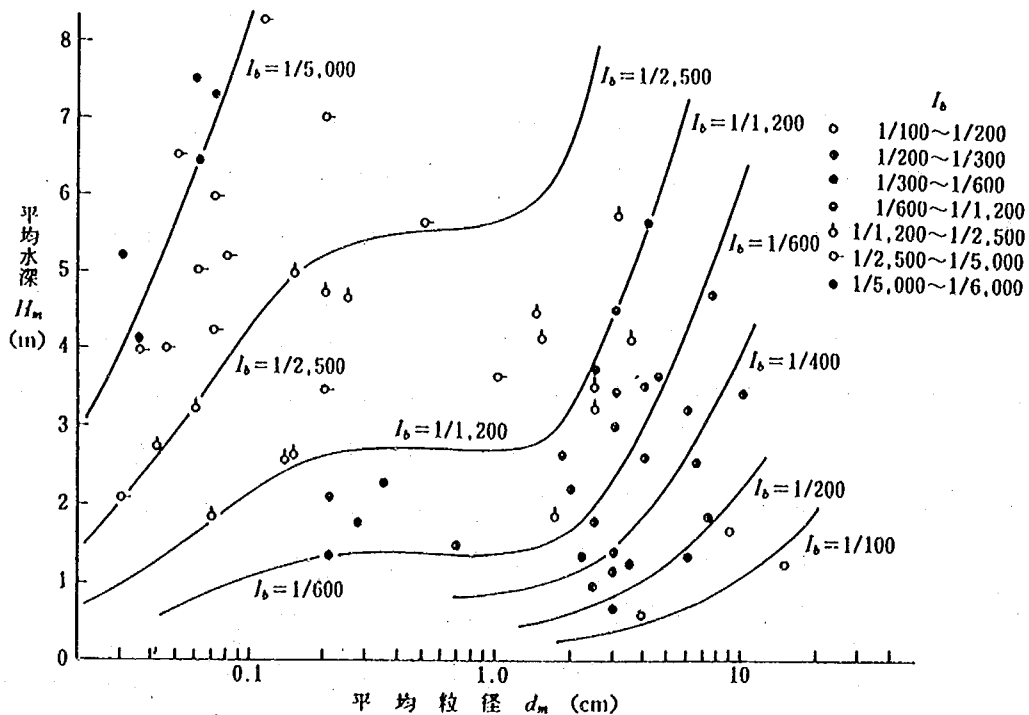


Fig. 4-4 平均年最大流量の時の水深と d_m 、 I_b の関係

Fig. 4-5には、(4-6)式及びFig. 4-1の太実線の d_m と τ_{*m} の関係、Fig. 4-3の d_m と ϕ の関係を使って、平均年最大流量時における低水路の平均流速の推定値を示した。粒径0.2~0.4 mmの河床材料を持つ河川は、洪水時河床が平坦河床となることがあるので粒径0.5 mm以上の粗砂を持つ河川より平均年最大流量時の流速は速いことがあることを良く示している。

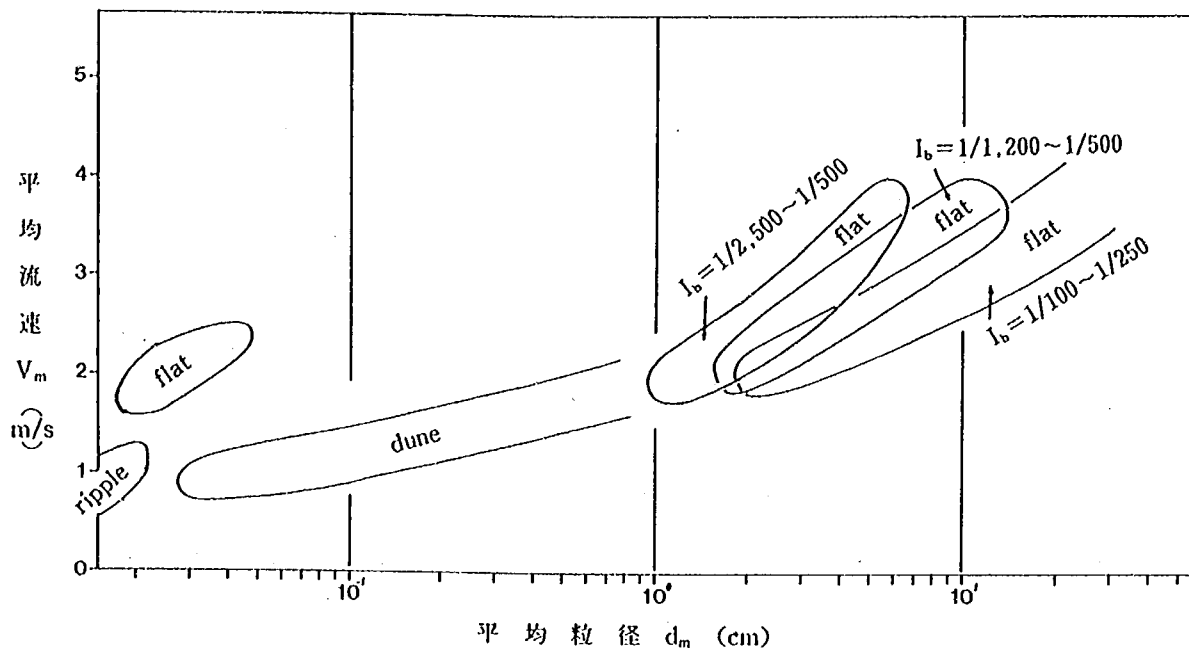


Fig. 4-5 平均年最大流量時の平均流速と粒径の関係

(4-7)式によると、河床材料がほぼ同じような平均粒径 d_m を持っている河川間では、川幅は $1/f_1 \cdot Q I_b$ に比例することになる。 d_m が1 cm以下の場合、平均年最大流量時の流速係数 $\phi (= f_1)$ がほぼ定まった値になるので川幅は $Q I_b$ に比例する。ただし d_m が0.02~0.04 cmの場合は、平均年最大流量時の小規模河床波が砂堆になるか平坦になるかによって ϕ の値が異なるため、小規模河床波が平坦である河川は、砂堆である河川に比べて川幅が小さくなる。 d_m が1 cm以上の場合、 ϕ が勾配 I_b にも依存するので、川幅の評価には I_b 、 d_m 、 Q の三量で評価しなければならないが、 I_b の変化に対する ϕ の値の変化はそれほど大きくないので、同じような d_m を持つ河川間では、川幅は大略 $Q I_b$ に比例する。

Fig. 4-6は、日本の一級河川の資料を使って B と $Q \cdot I_b$ の関係を示した。ここで縦軸は川幅 B を、横軸は平均年最大流量 Q と河床勾配 I_b の積を示す。図中には河床材料の粒径ごとに記号を変えて B と $Q \cdot I_b$ の関係がプロットされている。なお同図にはFig. 4-1と τ_{*m} と d_m の関係、Fig. 4-3の d_m と ϕ の関係を用いて(4-7)式で評価した B と $Q \cdot I_b$ の関係を粒径 $d_m = 0.6 \sim 1.0$ mm, $d_m = 0.3$ mm (平坦河床の場合), $d_m = 2 \sim 4$ cm, $d_m = 5 \sim 6$ cmの場合について示した。 d_m が1~3 cmを除けば各粒径群ごとに B がほぼ $Q \cdot I_b$ に大略比例して

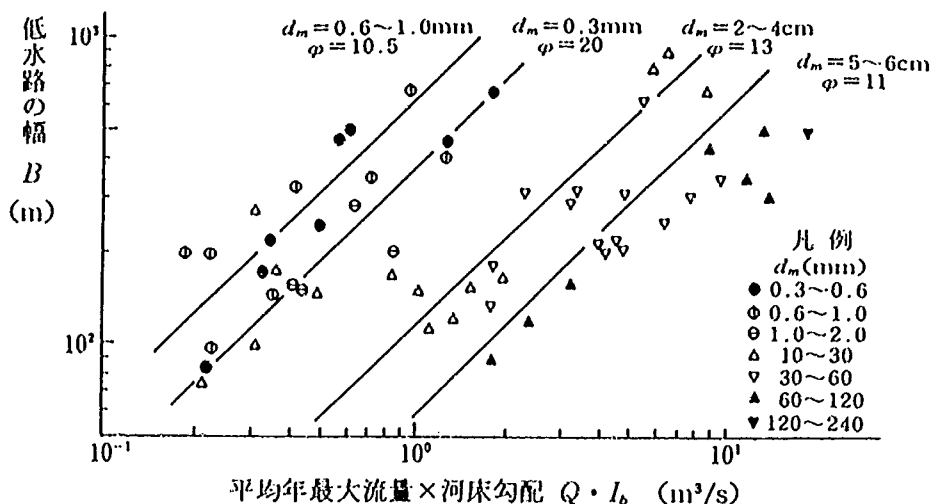


Fig. 4-6 日本の河川における低水路幅 B と $Q \cdot I_b$ の関係

いること、また評価された直線と近い所にデータがプロットされていることが分かる。なお、 d_m が1～3 cmの場合、勾配の緩い河川（ $Q \cdot I_b$ の小さい河川）は、勾配の急な河川に比し、平均年最大流量時の u_*^2 が小さく、粗砂の河川に相当するような値（ τ_{*m} では0.04～0.06程度となる。）を持つため、粗砂を河床材料に持つ河川と同程度の川幅となっている。このように d_m が1～3 cmの場合、勾配の違いによって τ_{*m} の値が異なることが、Fig. 4-6において点がばらつく原因となっている。

〔2〕カナダ・アルバータ州を流れる河川

文献11)に記載されている河川の内、河岸の構成物質が左右岸平均で75%以上が沖積層である河川の区間の資料（Table 1-1）を用いて、2年確率洪水時の径深、水面勾配を使って u_*^2 を求め、河床材料の d_{65} と u_*^2 の関係をFig. 4-7に図示した。図中には、日本の河川の平均年最大流量時（2～3年確率洪水時）の平均的な u_*^2 と d_{60} の関係を比較のために示しておいた。

粒径が1 mm以下の砂河川の資料を見ると、ばらつきが大きい、全体的に日本の河川より u_*^2 が小さめになっている。さらに粒径2 cm以上の砂利河川において、 u_*^2 が非常に小さい河川があり、無次元掃流力 $\tau_{*65}=0.03$ 以下のものも多い。すなわち、2年確率洪水時には、河床材料はほとんど動かないマーマーコートのような材料となっている。

この原因として u_*^2 の評価に当って使用した水面勾配に誤差があり、これがバラツキの大きい、また u_*^2 が小さくなる原因とも考えられたので、2年確率洪水時の V_m と d_m の関係、 V_m と2年確率洪水 Q_2 の関係を示したのが、Fig. 4-8とFig. 4-9である。なお V_m は Q_2 を河積 A で除して求めたものなので誤差は小さいと思われる。なおFig. 4-9には、砂河川に対応する $u_*^2=60\text{cm}^2/\text{s}^2$ 、 $\phi=12$ （dune相当）とした場合の V_m の値を、また粒径4 cmで $\tau_{*m}=0.03$ 、 $\phi=14$ （flat bed相当）とした場合の V_m の値を示しておいた。

両図より砂河川の2年確率洪水時の平均流速は90cm/s前後で、流量の大きさによってあ

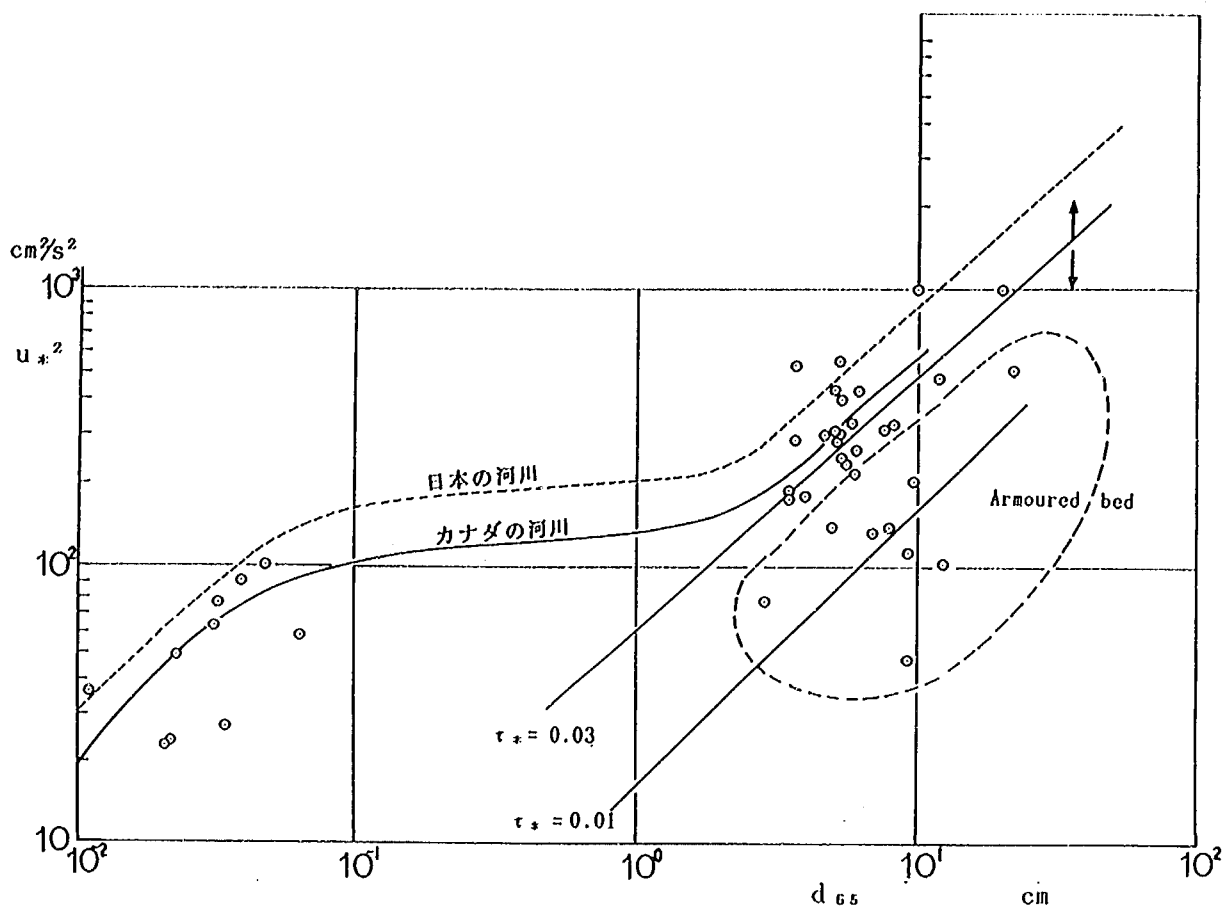


Fig. 4-7 カナダ・アルバータ州の河川の u_*^2 と d_m の関係

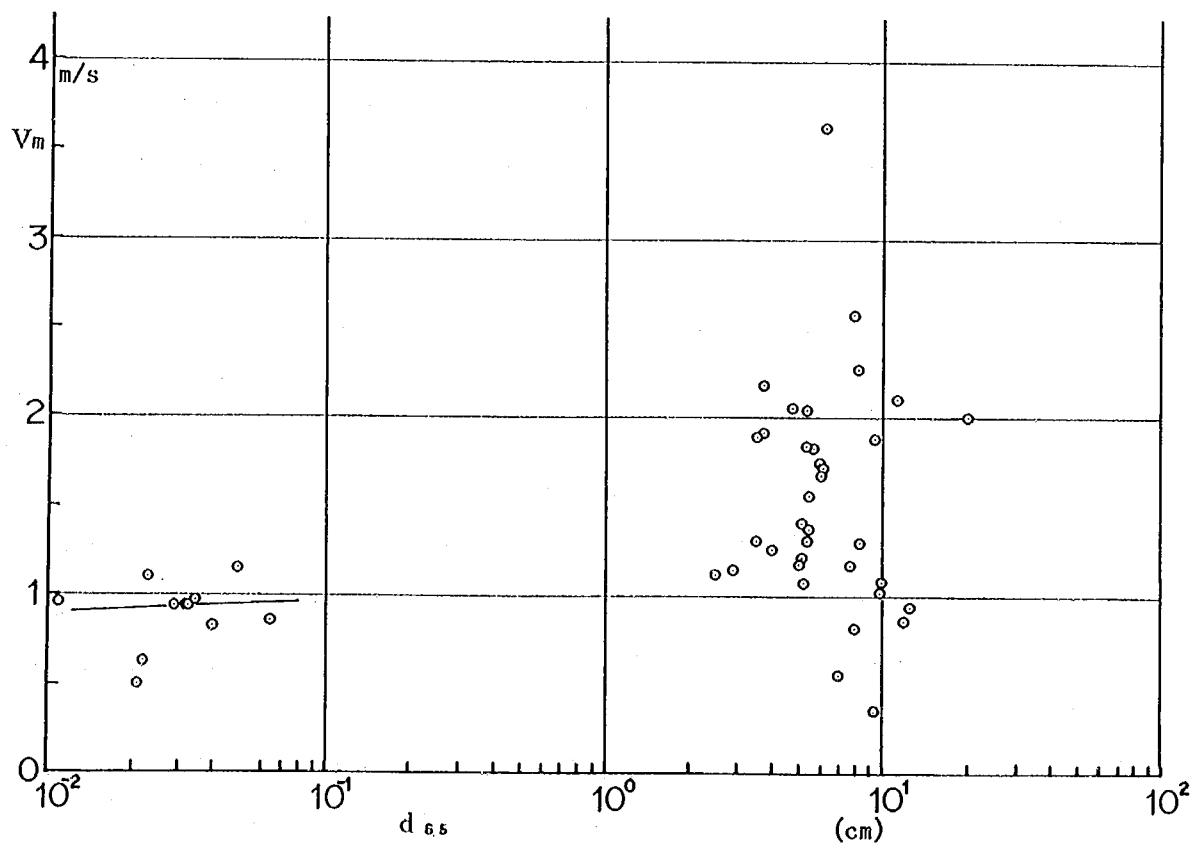


Fig. 4-8 平均流速 V_m と d_{65} の関係 (カナダ・アルバータ州河川)

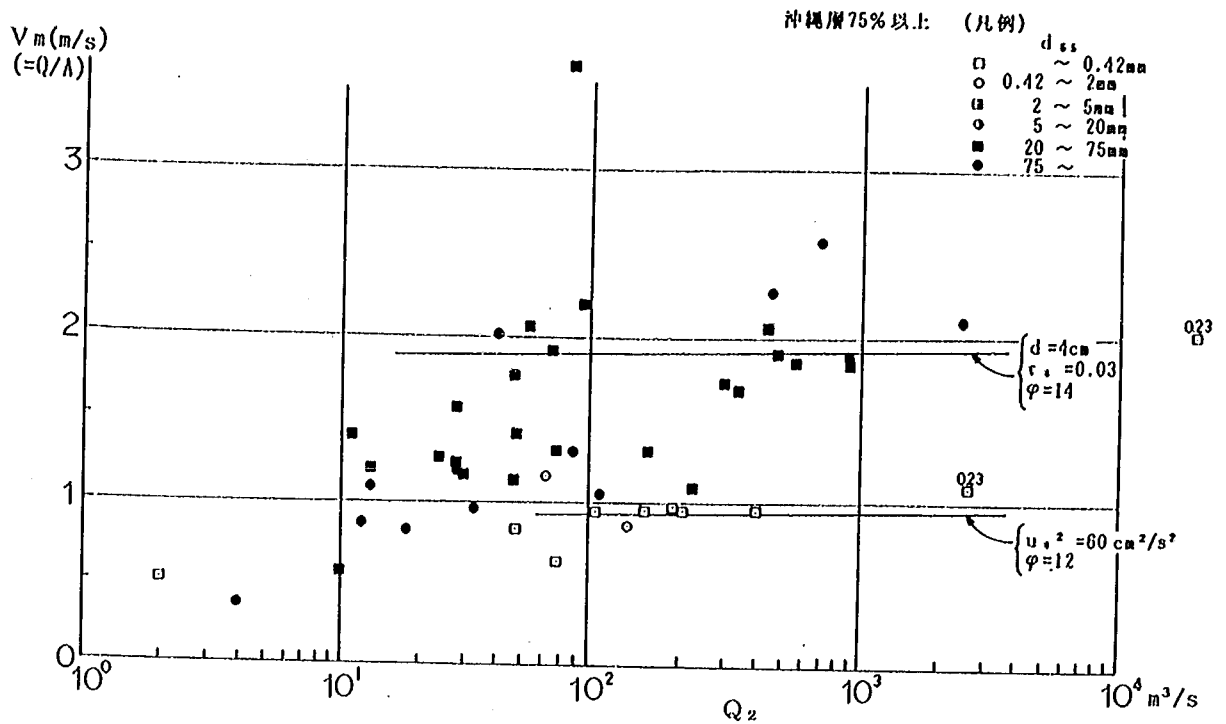


Fig. 4-9 平均流速 V_m と Q_2 の関係 (カナダ・アルバータ州河川)

まり変わらないこと、砂利河川の場合、2年確率洪水時の V_m は河床材料のA集団がほとんど動かない河川が多いことが分かる。さらに砂利河川では、2年確率洪水が小さいと、平均流速が小さくなる傾向がある。これは、流量が小さい場合は、流域面積が小さく河川の上流部に当り、勾配がきつく、従って水深が小さくなり ϕ の値が小さくなって流速が小さくなるのが主原因と思われる(Bray, D. I.は2年確率洪水時のマンニングの粗度係数 n を求めている¹⁸⁾。これによると Q_2 が小さいほど n が大きくなる傾向にある。 $Q_2=10\text{m}^3/\text{s}$ で0.04, $100\text{m}^3/\text{s}$ で0.035, $500\text{m}^3/\text{s}$ で0.03程度の粗度となっている。)

カナダ・アルバータ州のように亜寒帯多雨気候の所は、気温が低く、化学的風化作用が弱く、また降水量も日本に比較すれば1/2から1/3程度であり、降雨強雨も3-2-2の比流量と面積の関係で示したように、同一確率流量の比流量が1/10程度であることより小さく、土砂の生産量は多くないと判断される。氷河の後退期には多くの土砂を生産したと考えられるが、現在は流量、土砂生産量とも減少していると判断される。砂利河川の河床材料が残留礫で、これがアーマ化している場合には、河道のスケールは河床材料を移動させるような掃流力に対応したものでは無く、河岸の堆積物の耐侵食力及び浮遊物質の堆積条件に対応するようなスケールの河川になるものと考えられ、これが砂利河川においても砂河川と同様な掃流力を持つ河川が存在する理由であろう。

Fig. 4-10は B と $Q_2 I$ の関係を、Fig. 4-11は、 B と Q_2 の関係をプロットしたものである。多くの安定したcanalの水路幅、また実際の河川の水路幅は B の $Q^{1/2}$ と言われている¹⁶⁾¹⁶⁾¹⁷⁾。カナダ・アルバータ州の河川は、Bray, I. D. (1973)がすでに示したように¹⁸⁾この

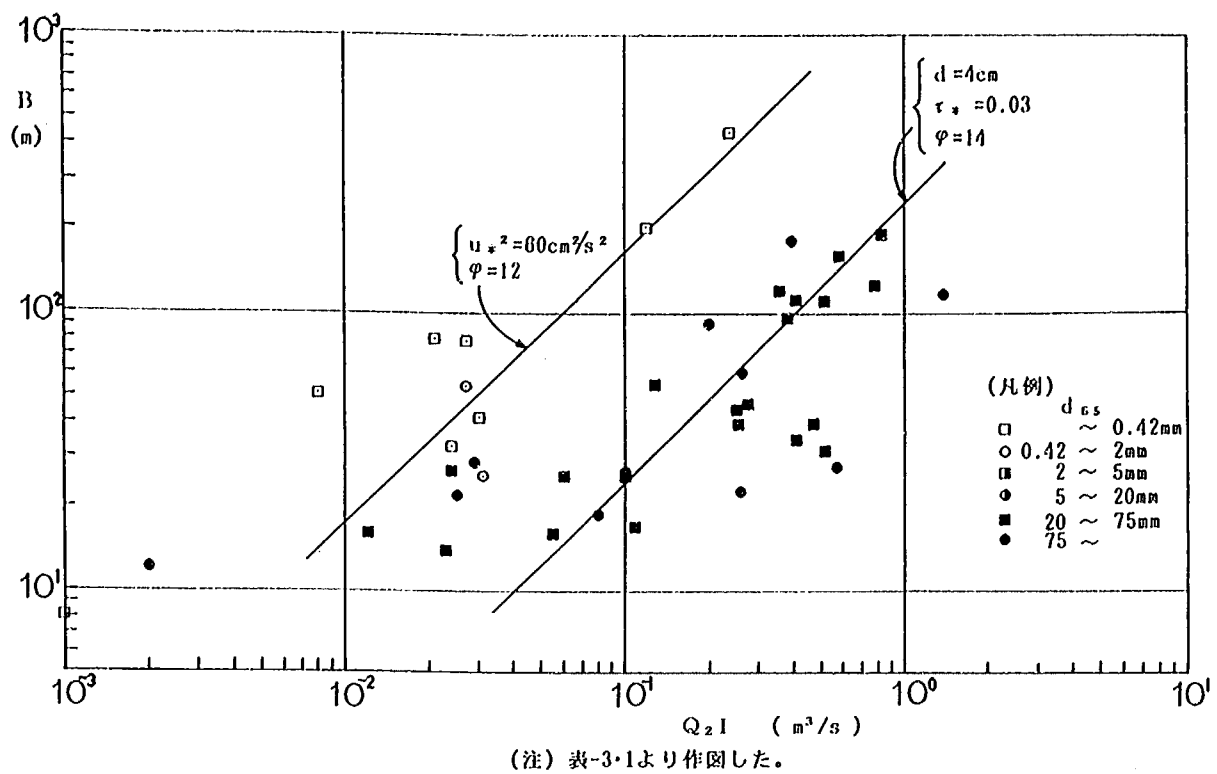


Fig. 4 - 10 B と $Q_2 \cdot I_b$ との関係

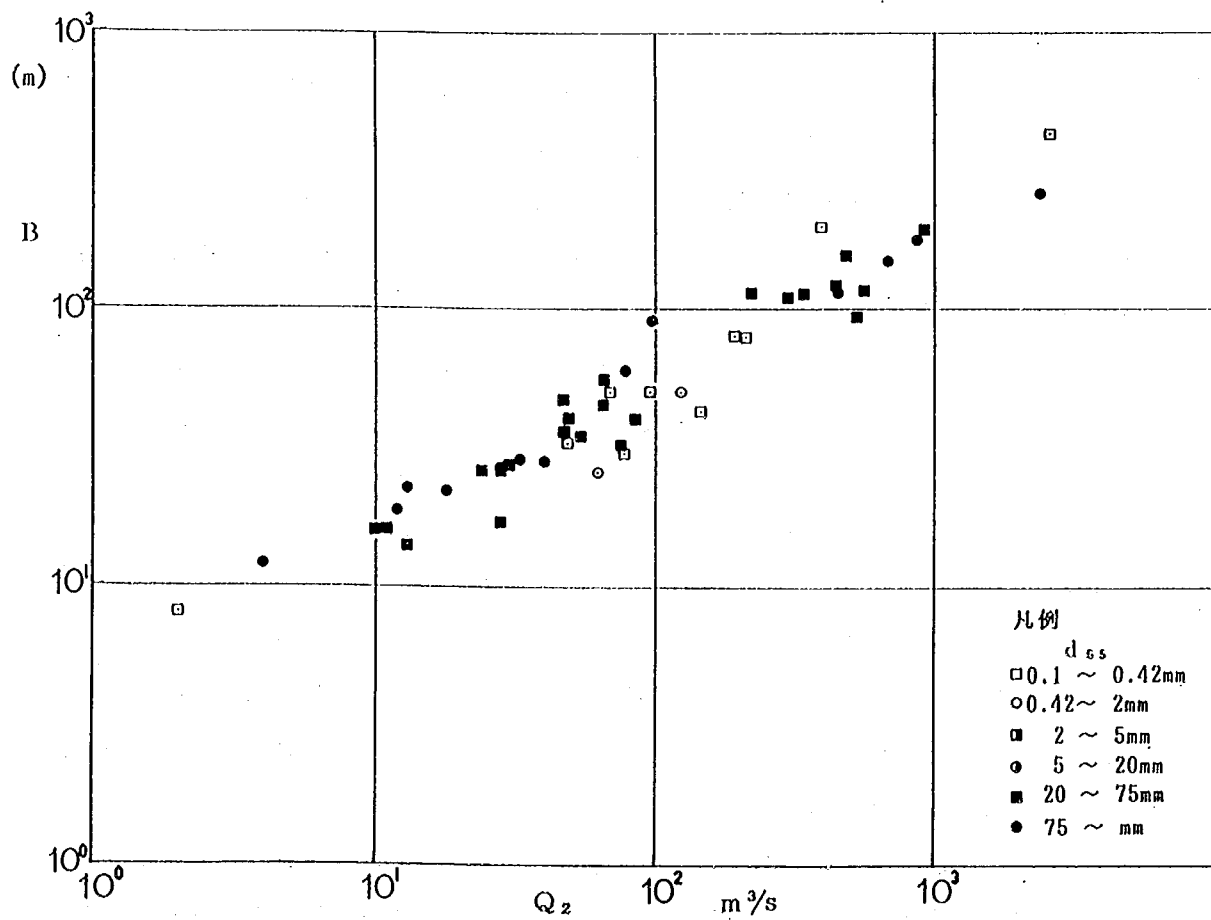


Fig. 4 - 11 B と Q_2 との関係 (カナダ・アルバータ州河川)

関係に良く合っている。

〔3〕インドネシア国の河川

インドネシア国を流れる河川で、河川の縦断方向の河道特性量に関する資料のあるBrantas, Lower Solo, Upper Solo, Madiun, Kuranji, Ular, Asahan, Jeneberang, Upper Citarum川について、segment区分を行い、その区間の平均的な勾配 I_b 、川幅 B 、水路の平均水深 H_m 、河床材料 d_{65} を求め、 u_*^2 を計算した（Table 2-3 参照）。これより u_*^2 と d_{65} の関係をFig. 4-12のごとく図示した。

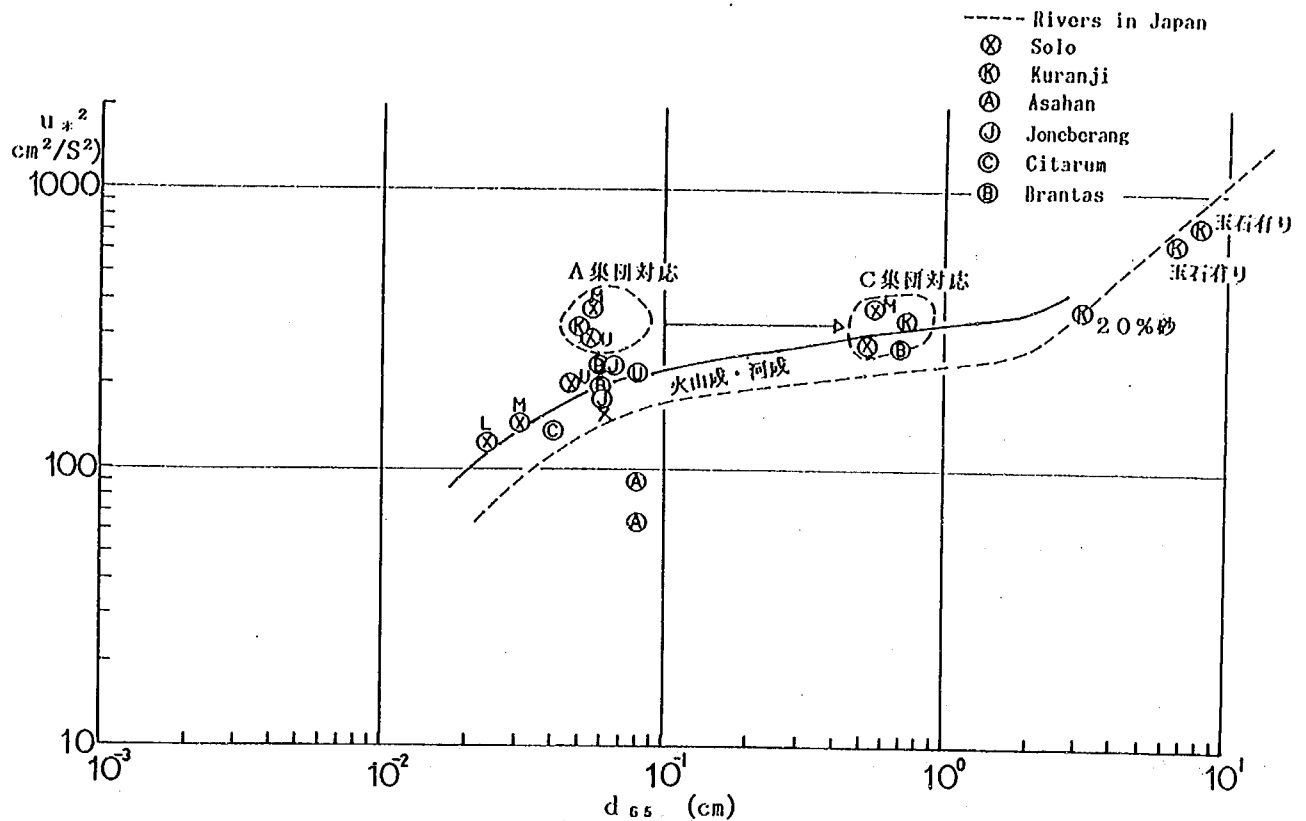


Fig. 4-12 インドネシアの河川における低水路の u_*^2 と d_{65} の関係

なお、Kuranji川については、2年確率相当の流量約300m³/s時の水深を

$$H_m = \{ Q / (\varphi B \sqrt{g} \sqrt{I_b}) \}^{2/3}$$

より求め、これを平均水深とした。またBrantas川とJeneberang川については、水路の平均水深の縦断方向変化図が無いので、最深河床高と河岸肩の差の縦断方向の変化図より、平均的な最深部の水深を求め、それを0.7~0.8倍したものを平均的な水路の水深としている。従ってこの三川については多少 u_*^2 の評価精度が他の河川より劣っている。

Fig. 4-12より、インドネシア国の中・粗砂を河床材料を持つ河川のbankfull流量時の u_*^2 は、日本の河川より大きいものが多い。これらの河川の中・粗砂の大部分はいずれも火山噴出物である火山灰堆積物を供給源としている。特に u_*^2 の大きいMadiun川、Upper Solo川、

Kuranji川の3つのsegmentの u_*^2 (Fig. 4-12において点線で囲んだ3点)は、河床材料中に平均粒径5~8mmのC集団を10~20%含んでいる。上流からの小礫の供給量が多く、勾配もそれぞれ1/1000, 1/2150, 1/860と他のsegmentの勾配に比し急である。もし小礫の供給量が多くなければ、C集団が河床材料のmainの集団となろう。

Asahan川の u_*^2 は、他のインドネシアの河川に比して約半分程度と評価された。Asahanの流域面積は河口近くで合流するSilau川を除くと5,702km²であり、その内上流のToba湖の流域は3,674km²である。Asahan川下流の流況は、Toba湖の影響を受け、同一流域面積を持つ河川より洪水流量は小さく、かつ低水流量が大きく、流況が安定していると考えられる。事実左支川のSilau川(流域面積1,202km²)の河道の流下能力とAsahan川のSilau川合流点上流の流下能力は、流域面積が大きく異なるのにほぼ同じような200~300m³/sとなっている。流量変動が少なく、Toba湖によって粘土・シルト分の土砂濃度の小さいことが、bankfull流量時の u_*^2 の値が他のインドネシアの河川に比し小さくなる理由であろう。

砂利を河床材料に持つ場合の u_*^2 と d_{65} の関係は資料精度の悪いKuranji川しかなく、これをインドネシア国の砂利河川の u_*^2 と d_{65} の関係とすることはできないので、資料の収集を持つ必要がある。

中・粗砂を持つ河川の u_*^2 が、日本の河川に比して大きな値を持つ原因の一つとしては、化学的風化作用による粘土成分の生産量が多く、これが河岸堆積物の中に含まれる割合が多くなり、河岸の耐侵食力が日本の河川に比して大きくなるということが考えられる。

[4] アメリカ中西部の砂河川, アフリカのNiger, Benue河の場合

Fig. 4-13は、日本の河川ではないがアメリカの中西部の砂河川, アフリカのNiger, Benue川の川幅と $Q \cdot I_b$ の関係を示したものである。図中には3本の直線が示され、それぞれの ϕ と u_*^2 の値が記されている。大河川であるNigerとBenue川の河床材料は0.5~0.7mmであり⁴⁾、低水路満杯流量時の河床波は砂堆(dune)と推定される。アメリカ中西部の $Q \cdot I_b$ が0.5m³/s以下の河川は、同一 $Q \cdot I_b$ において、Bが小さい群の河川は、低水路満杯流量時は河床は平坦(flat)であり、大きい方は砂堆(dune)と推定される。二つの性質の違い群が現われたのは、平坦河床になった群の河川は浮遊砂(粘土・シルト)が多いと記述されている河川が多く³⁾、河岸の物質の耐侵食力が大きく、より大きい掃流力に耐え得るためと推定され、また河床材料の平均粒径が0.2~0.4mmのため、 $u_*^2 = 50 \sim 65 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ で河床波が砂堆から、平坦河床に移行し、 ϕ が10から20前後に大きく変わることが、このように性質の違い2つの直線となった理由である。

これらの河川の u_*^2 は、55~90cm²/s²程度で日本、インドネシアの河川に比較して小さく、カナダの河川と同様となっている。

[5] まとめ

- ① 河床材料の平均粒径 d_m とbankfull流量時の u_*^2 の関係は、同一気候帯に属していれば、河川の流量には、ほとんど影響を受けないが、河床にはほとんど存在しないfine material

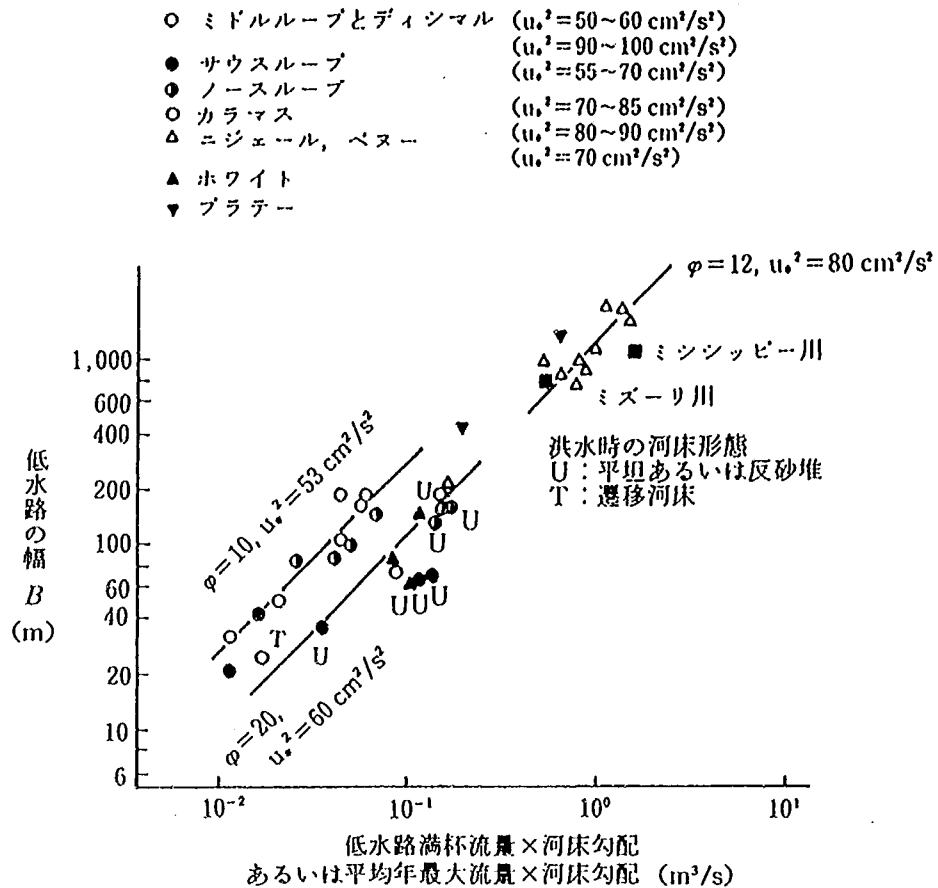


Fig. 4-13 砂河川における低水路の幅 B と $Q \cdot I_b$ の関係

(シルト・粘土) の濃度が高いほど、同一粒径の河床材料では u_*^2 が多少大きめになるようである。

- ② 洪水継続時間の長さが長い河川ほど u_*^2 が小さくなると考えられるが、本解析からでは有意な差をみうけるまでにはいかなかった。
- ③ Bankfull流量時の u_*^2 は、砂河川であれば熱帯雨林気候帯 (インドネシア), 温帯モンスーン気候帯 (日本), 半乾燥・亜湿潤気候帯 (アメリカ中西部) と小さくなる傾向がある。
- ④ 最終氷期に氷河でおおわれたカナダ・アルバータ州の河川で礫を河床材料にもつ segment は河床材料はアーマ化されており、数年に 1 回生じるような洪水では移動しないものが多い。

4-2 河道の平面形状

4-2-1 河道の平面形状に及ぼす気候の影響

河岸が現成の河成の堆積物で構成されている場合は、河川は自らの流れの強さに応じた平面形状を形成し、蛇行したり網状流路を作ったりする。

河道の平面形状とその変動形態は、砂州の水路内での配置と移動形態、砂州の発生しない

場合でも流れの集中と深掘れ部 (pool) の発生位置と密接に関係している。

Fig. 4-14は、日本の河川ではほぼ直線状の河道で生じる砂州の平均的なスケールを示したものである。交互砂州が発生している場合は、砂州の長さ L_s は川幅の5倍から15倍程度、複列砂州の場合は2倍から6倍程度である。これより列数が大きいと砂州幅 B_s は、砂利河川では平均年最大流量時の平均水深の100倍程度であり、 L_s は B_s の2～5倍程度となる。砂河川では砂州の B_s は水深の100倍程度となろうとするため、水深の小さい時においても河床材料が動くとそれに対応した砂州スケールを形成する。従って、水深の大きい時と小さい時では砂州のスケールが大きく異なることがある。

河道が蛇行する場合には、Fig. 4-15に示すように蛇行度が1.4倍程度以下で、bankfull流量時の川幅水深比 B/H_m が多列の砂州が発生するほど大きくなければ、1蛇行長内に2つのpool (淵) を持つ蛇曲河道となり、同図中のa)に示されるような水路の平面形とpoolの位置関係になる。なお蛇行度 S は、谷長と水路長の比である (Fig. 4-16参照)。蛇行波長 λ は、ほぼ砂州のスケールに相当する長さとなり川幅の6～15倍となる。直線河道では砂州の発生しないような水理条件にある場合においても、蛇行によって生じるpoolの間隔は川幅の5倍程度である。

蛇行度 S が1.4より大きい場合には、蛇行形状と砂州 (poolの位置) の関係が、この値より小さい場合と異なったものとなり、1蛇行長内に3つ以上のpoolを持つ迂曲河道となる。つまり蛇行の振幅が増すと、砂州はその長さを保つことができなくなり、Fig. 4-17のごとく分裂を始め、木下の言うC型の接続の砂州¹⁹⁾ (poolとpoolが左右側交互に発生するのでは

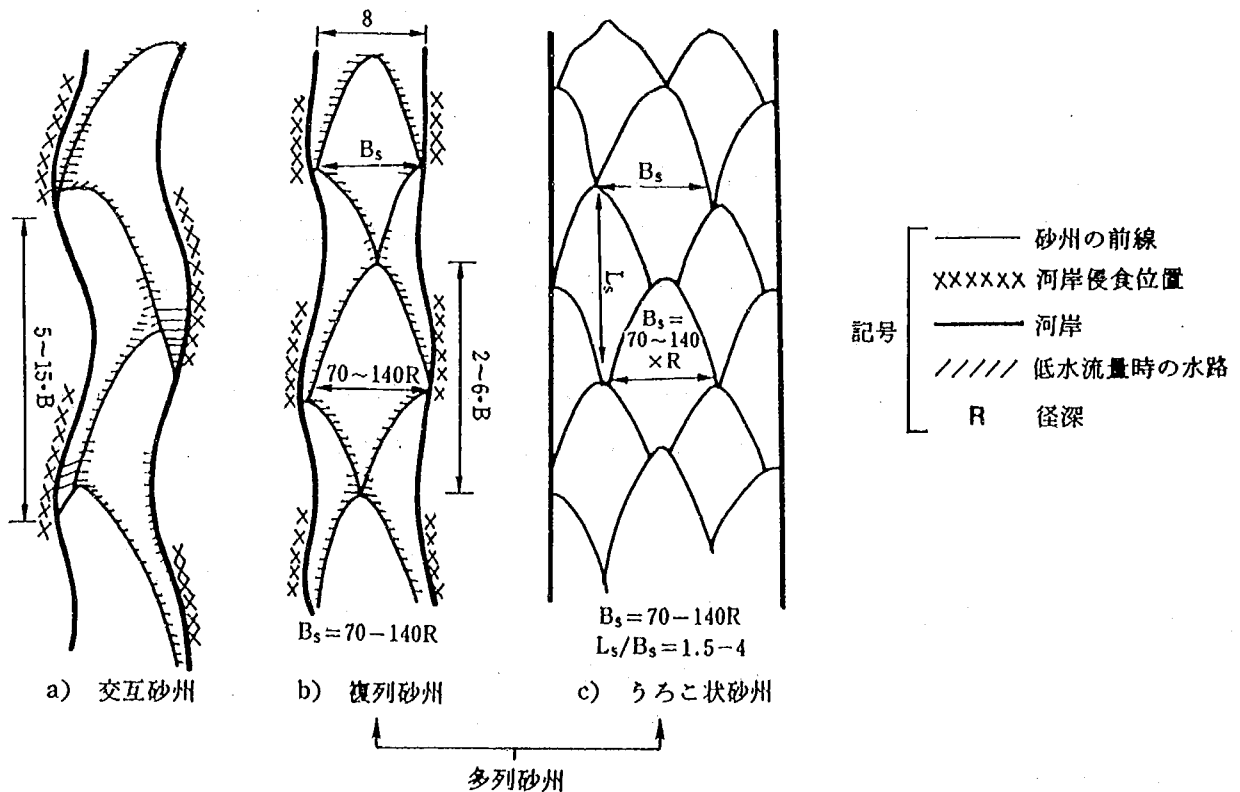


Fig. 4-14 典型的な砂州のスケール

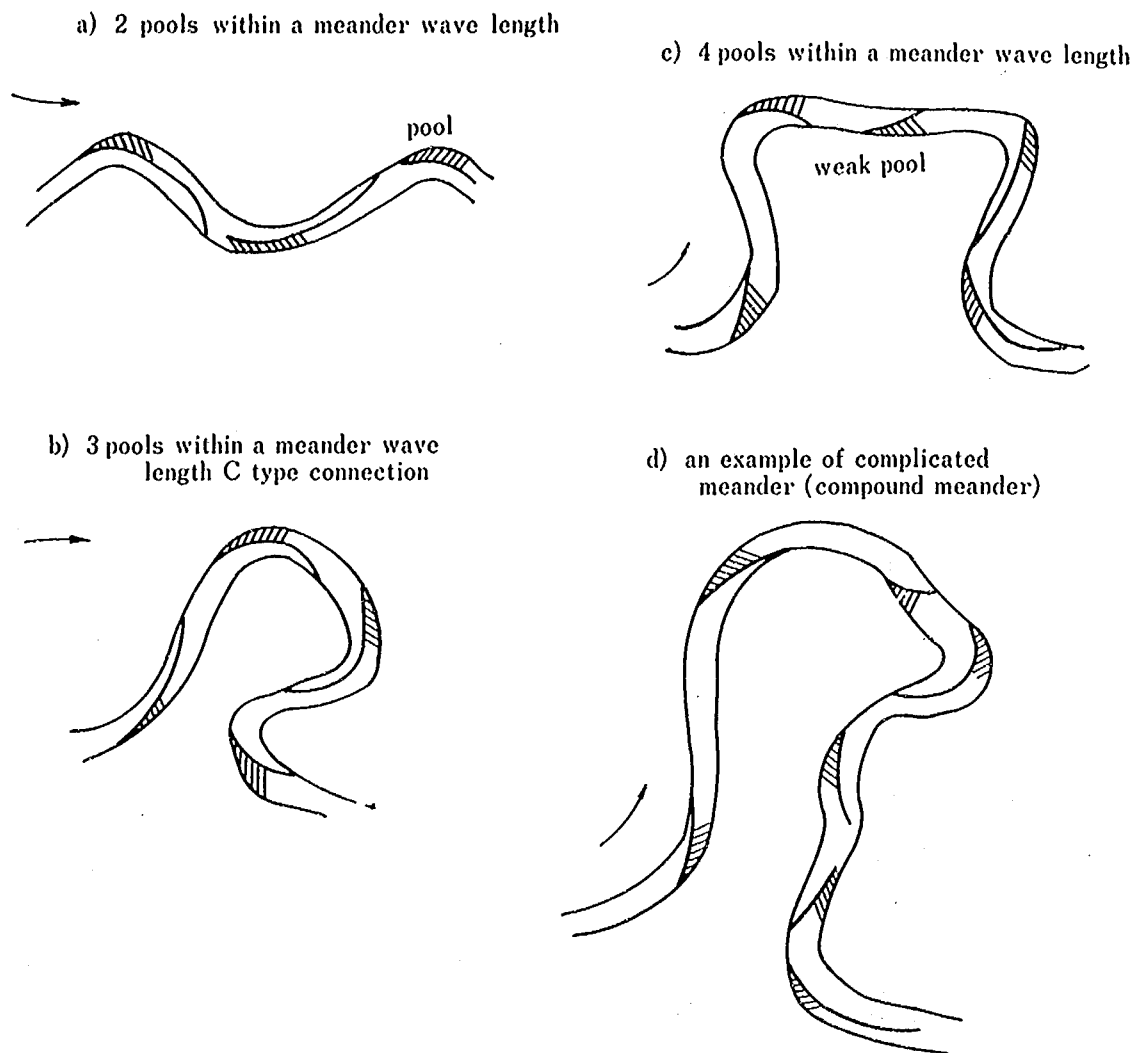


Fig. 4 - 15 蛇行形状とプール

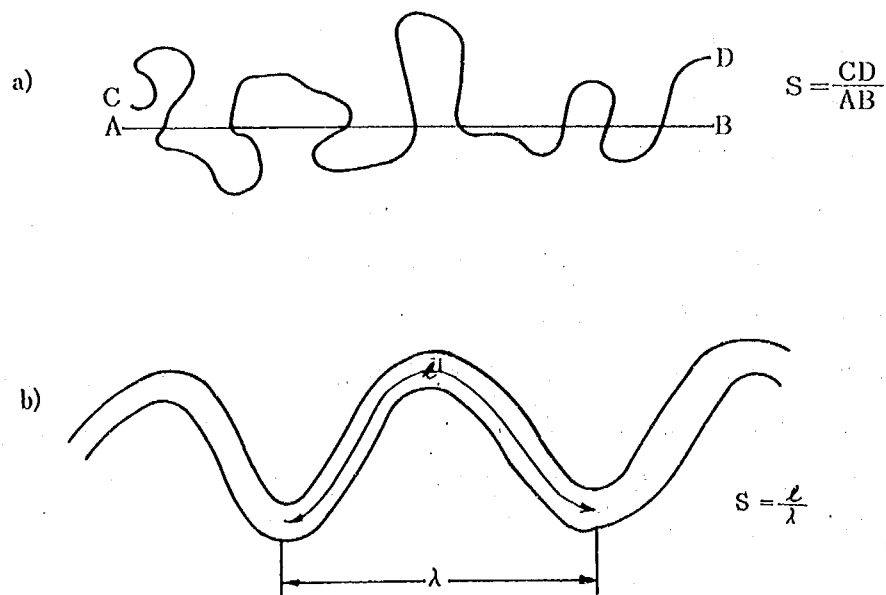


Fig. 4 - 16 蛇行度Sの定義

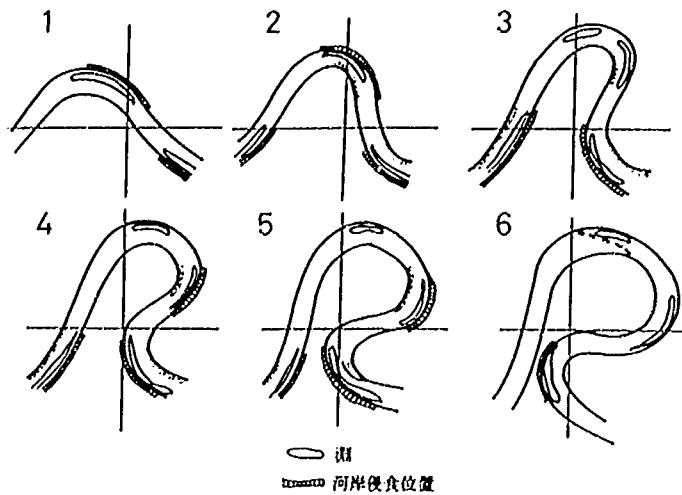


Fig. 4-17 蛇行の発達課程 (Kondrat' yev, N.Y.²⁰⁾)

無く、湾曲部で、外湾側に連続して2つのpoolが発生する形態)となる。

より蛇行度が増すと、Fig. 4-15 c), d)のように、1蛇行長内に4つ、あるいはそれ以上のpoolを持つようになり、河道の平面形状は複雑なもの (compound meander) となる。poolとpoolの間隔は、平均値としては川幅の5~6倍程度であり、蛇行の振幅が増しpoolとpoolとの間隔が10倍程度になると新たなpoolの発生を見る。

以上の河道の平面形状と砂州あるいはpoolの位置との関係は、砂州のスケールやpoolの間隔が、川幅とか水深に主に規定されるため、気候帯の異なった地域を流れる河川においても普遍的なものと判断される。

しかしながら平面形状を支配する要因と平面形状との関係は、氾らん原堆積物とその堆積の歴史、洪水特性、河床材料等が関係すると考えられるので、気候、地形・地質の差異が平面形状の違いをもたらす可能性がある。

以下においては、蛇行の平面形状を表わす指標として蛇行度 S を取りあげて気候の異なる地域を流れる河川を比較検討することにする。

Fig. 4-18は、蛇行の波長 λ と蛇行帯 (meander belt) の幅 a (蛇行の振幅) の比 a/λ が S とどういう関係にあるかをChitale, S. V. (1970) が集めた資料²¹⁾より見たものである。これより蛇行度 S は、蛇行の波形勾配をも表わしていることがわかる。poolとpoolの間隔は、ほぼ川幅 B に比例するので S が同一の河川間では、蛇行の波長、振幅も川幅に比例することになり、ほぼ相似な平面形状を持つことになる。このことは河道の平面形状を表わす指標として蛇行度 S は、適切なものであることを示している。

〔1〕米国の中西部の砂河川

Schumm, S. A.²²⁾は、米国の中西部及びオーストラリア (semiarid及びsubhumidの気候帯である。) を流下し、自由蛇行 (現河川で運んだ堆積物の中を流れている河川) 及び10%以上は水路にgravel (2 mm以上) 含まれていない砂河川の蛇行形態について調査

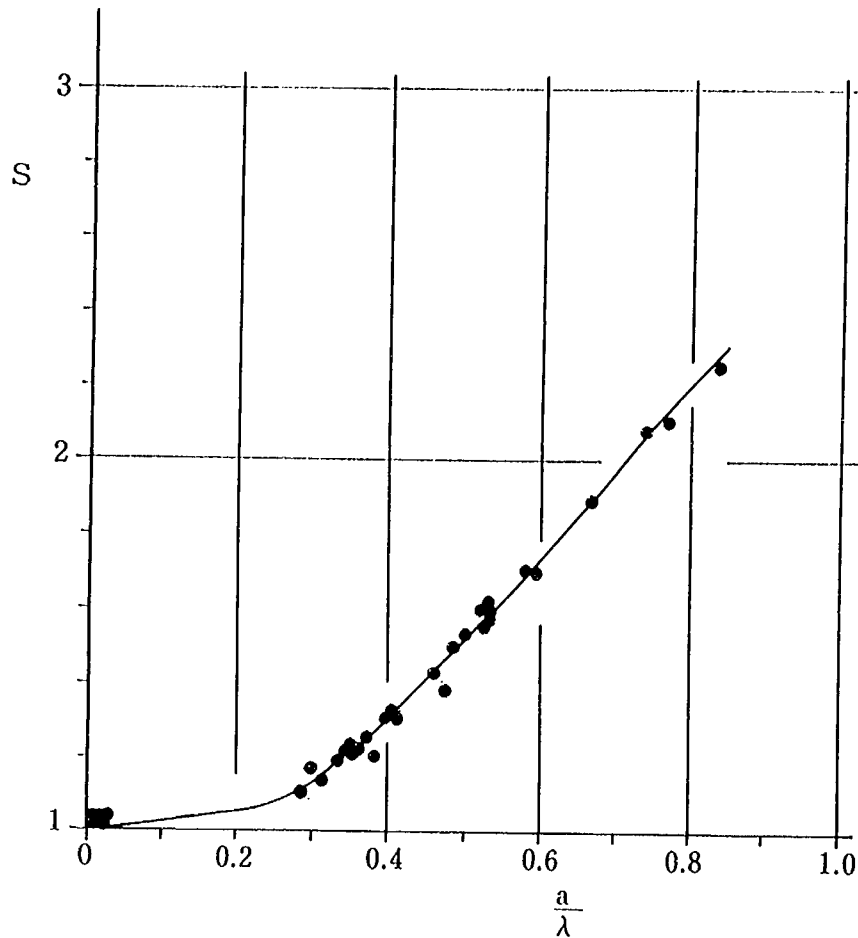


Fig. 4-18 Chitaleの資料による蛇行度 S と a/λ の関係
(1点は1 reachを代表している。)

している。

Schumm, S. A.は、蛇行度 S がwidth depth ratio F (川幅を河岸の高さと最深河床の差で割ったもの) と密接な関係があり、

$$S = 3.5F^{-0.27}$$

とし、また F が水路周辺の重み付きシルト粘土の割合 M (weighted mean silt-clay percent in the perimeter of the channel) と

$$F = 255 M^{-1.08}$$

の関係があり、 M が土砂の輸送形式の現われであるとし、蛇行度 S を決める真の独立変数は土砂の輸送形式であるとした²²⁾²³⁾。ここで、 M は

$$M = \frac{S_o \times W + S_b \times 2D}{W + 2D}$$

として定義される。 S_s , S_b は水路の河床および側岸のシルトと粘土の堆積物中に占めるパーセント, W は水路幅, D は水路の水深である。またシルトと粘土は200メッシュのフルイ (mesh sieve) を通過したものとしている。

しかしながら, 前述したように河道の平面形状と砂州が密接に関係していることを考えると, 蛇行度 S は, 土砂の輸送形式を表わす M が規定していると考えより, F が直接的に関連していると考えた方が妥当と思われる。

Fig. 4-19はSchumm, S. A.²⁴⁾によって報告された資料 (Table 4-1) より, S と B/H_{max} の関係を勾配が分かるように図示したものである。

なおこの資料を使って川幅と QI の関係をプロットすると, Fig. 4-20のごとくであり, Fig. 4-13で示した関係と大幅にずれてしまい平均年最大流量時の u_*^2 を $100 \sim 200 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ としなければならない。Schumm, S. A., によって示されたのと同じの河川であるNorth Loup及びSouth Loup川の川幅は, よりこの河川の特性を詳しく調査したBrice, C. J.³⁾の報告の約半分となっている。Brice, C. J.³⁾による川幅は, 2,880mの区間の12断面の平均として求められている。Schumm, S. A.²⁴⁾の資料には, 川幅をどのようにして測定し, 平均化したか記述されていないので, 資料の持つ精度や検討対象区間の平均的な水路断面

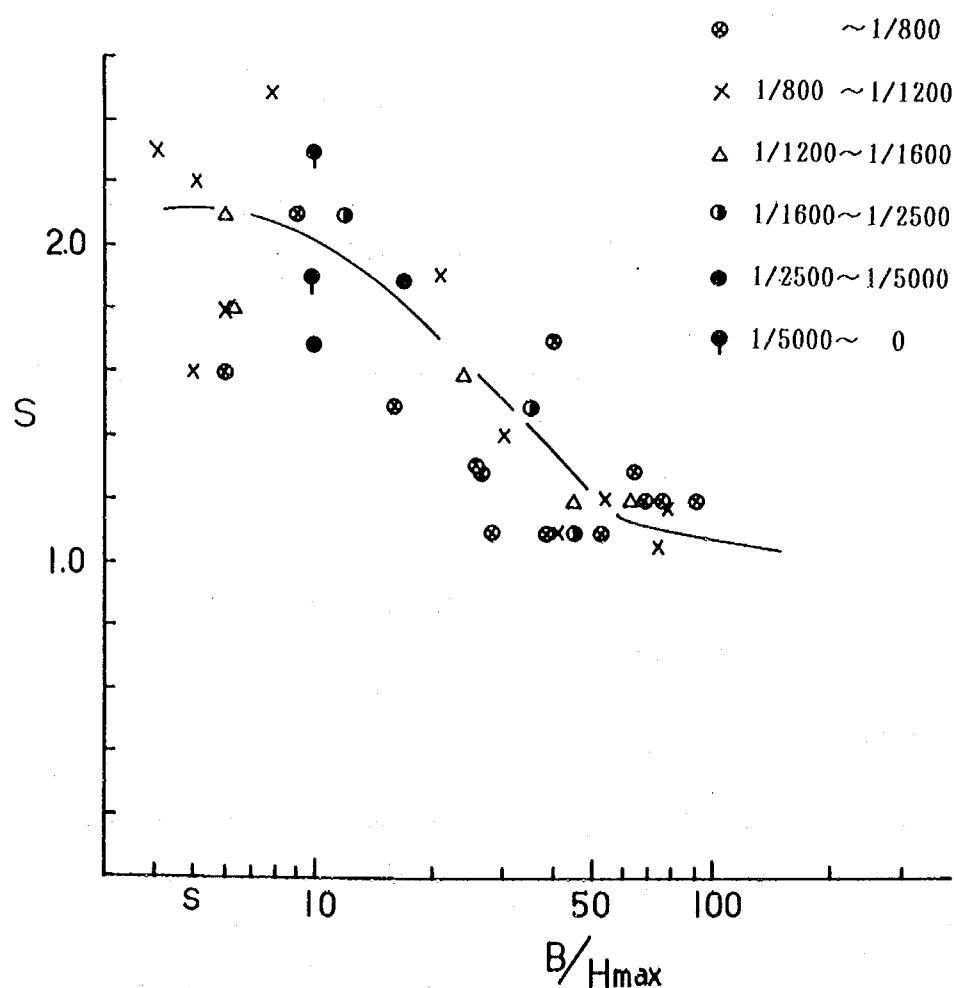


Fig. 4-19 S と F の関係, S.A.Schurnnnの資料より

Table 4-1 アメリカ中西部・オーストラリアの半乾燥地域のデータ Shumm, S.A.²⁰⁾

No.	Location	B	Hmax	M	Qa	Ls	Ir	S	B/Hmax	
1	Nowood Cr near Tensleep, Wyo.	17.995	1.525	16.0	43.582	152.5	.00045	2.1	12	The measurement of width and depth was to some extent subjective. Depth was measured to the lowest part of the channel from the edge of the first surface or bank above the channel floor. It is, therefore, a maximum depth. Width was measured from the edge of this bank to the corresponding elevation on the opposite side of the channel. In general, the upper limit of the measured depth could be selected not only as the edge of a terrace or bank but also as the lower edge of permanent vegetation and the upper limit of fairly recent deposition or erosion along the sides of the channel.
2	Torgue River near Milles City, Montana	60.39	1.525	3.7	124.52	1037	.0019	1.7	40	
3	M. F. Powder R. near Kaycee, Wyo.	11.285	1.22	14.8	41.035	305	.0016	2.1	9	
4	Powder R. near Locate, Mont.	99.125	1.8605	2.5	311.3	1830	.0011	1.2	53	
5	Little Missouri R. near Alzada, Mont.	14.03	1.7385	44.6	77.825	198.25	.0009	2.5	8	
6	Lance Cr. near Spencer, Wyo.	32.025	1.4945	8.0	76.41	396.5	.0012	1.9	21	
7	Cheyenne R. near Spencer, Wyo.	78.69	1.22	5.6	90.56	793	.0014	1.3	65	
8	Cheyenne R. at Edgemont, South Dakota.	85.4	1.159	3.8	121.69	1769	.0014	1.2	75	
9	White R. near Whitney, Nebr.	8.235	1.7385	38.8	25.47	183	.0012	2.4	5	
10	S. F. White R. at White River, Nebr.	29.89	0.7625	3.8	65.09	1372.5	.0020	1.1	39	
11	Niobrara R. near Hay Springs, Nebr.	20.13	0.732	1.3	31.13	1769	.0018	1.1	28	
12	So. Loup R. at St. Michael, Nebr.	37.515	1.22	6.7	121.69	1677.5	.0009	1.4	31	
13	No. Loup R. at Taylor, Nebr.	46.665	0.8845	2.8	42.45	1616.5	.0013	1.1	53	
14	Calamus near Burwell, Nebr.	46.055	1.1285	2.6	16.414	2440	.0011	1.1	41	
15	No. Loup at Scotia, Nebr.	125.05	1.6775	1.5	181.12	3355	.0012	1.05	75	
16	No. Loup near St. Paul, Nebr.	131.455	1.7385	1.8	246.21	2440	.0012	1.2	75	
17	Elkhorn R. at Norfolk, Nebr.	58.56	1.3115	7.3	147.16	1677.5	.0008	1.2	45	
18	Republican R. at Benkelman, Nebr.	31.72	1.159	2.3	124.52	1616.5	.0020	1.3	27	
19	So. Republican near Benkelman, Nebr.	63.135	0.915	2.2	141.5	1616.5	.0022	1.2	69	
20	Frenchman Cr. at Palisade, Nebr.	9.15	1.647	27.8	29.149	183	.0016	1.6	6	

No	Location	B	Hmax	M	Qa	Ls	Ir	S	B/Hmax
21	Frenchman Cr. at Culbertson, Nebr.	22.57	1.3725	14.9	41.035	259.25	.0013	1.5	16
22	Republican R. at McCook, Nebr.	35.075	1.3725	6.8	99.05	152.5	.0015	1.3	26
23	Red Willow Cr. near Red Willow, Nebr.	13.725	2.1655	44.4	63.675	152.5	.00077	2.1	6
24	Republican R. at Cambridge, Nebr.	97.6	1.0675	2.9	220.74	1616.5	.0012	1.2	93
25	Republican R. near Orleans, Nebr.	44.53	1.83	6.7	186.78	1982.5	.00083	1.6	24
26	Beaver Cr. near Beaver City, Nebr.	16.775	3.05	22	29.715	152.5	.0010	1.8	6
27	Beaver Cr. at Ludell, Kansas	8.54	2.44	36	17.9705	152.5	.0012	2.3	4
28	Sappa Cr. near Stamford, Nebr.	18.3	3.05	28	59.43	152.5	.0007	1.8	6
29	Prairie Dog Cr at Nortor, Kans.	15.25	3.05	15	90.56	152.5	.0011	1.6	5
30	Republican at Concordia, Kans.	76.555	2.1655	4	263.19	1616.5	.0006	1.5	35
31	Solomon R. at Niles, Kans.	38.43	2.318	16	226.4	610	.00026	1.9	17
32	Kansas R. at Wamego, Kans.	193.98	3.05	3.8	1103.7	5856	.0008	1.2	64
33	Kansas R. at Topeka, Kans.	244	5.49	3.0	1358.4	7076	.0005	1.1	44
34	Murrumbidgee R. at Wagga Wagga	83.265	8.235	19	735.8	1342	.00017	2.3	10
35	Murrumbidgee R. at Narrandera	75.03	7.625	29	424.5	945.5	.00021	1.7	10
36	Murrumbidgee R. at Darlington Point	67.1	7.015	25	311.3	854	.00013	1.9	10

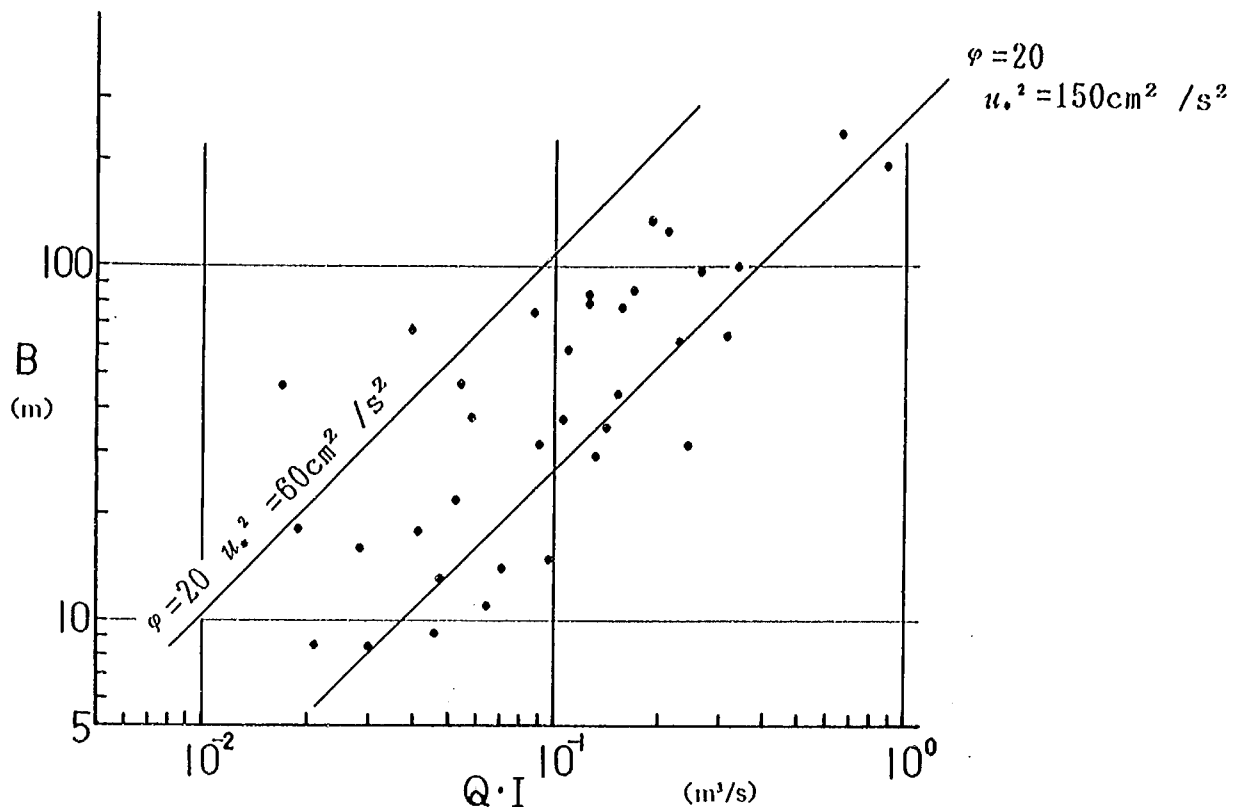


Fig. 4 - 20 川幅 B と QI の関係

特性を捕らえているかどうか判断し得ないが、川幅の定義に問題のある資料も含まれているようである。

Fig. 4 - 19によると、自由蛇行の河川の蛇行度 S は主に、砂州のスケールを規定する B/H_{max} に大きく規定されていることが分かる。 $F = (1.2 \sim 2) \cdot B/H_m$ と考えられるので、 B/H_m が70~80程度で河道は直線状河川であり、 B/H_m が30以下では迂曲河道となっている。

[2] カナダ・アルバータ州の河川

Fig. 4 - 21はカナダのAlberta州を流れる河川の資料¹¹⁾を用いて河道の蛇行度 S と、2年確率洪水時の B/R の関係を示したものである。同図には、河床材料の d_{65} 粒径、また沖積谷と河道との関係に関する情報も記号を変えることによって示されている。ここで

free : the lateral development of meander is not restricted by the valley walls or by high terraces.

(谷壁や段丘崖によって蛇行の発達が制限されていない水路)

occasionally confined : the river is occasionally deflected by the valley walls or by a high terrace.

(時々、谷壁や段丘崖によって移動が制限されている水路)

frequently confined : as above, more frequent.

(しばしば、谷壁や段丘崖によって移動が制限されている水路)

confined : the river is regularly deflected by the valley walls or by high

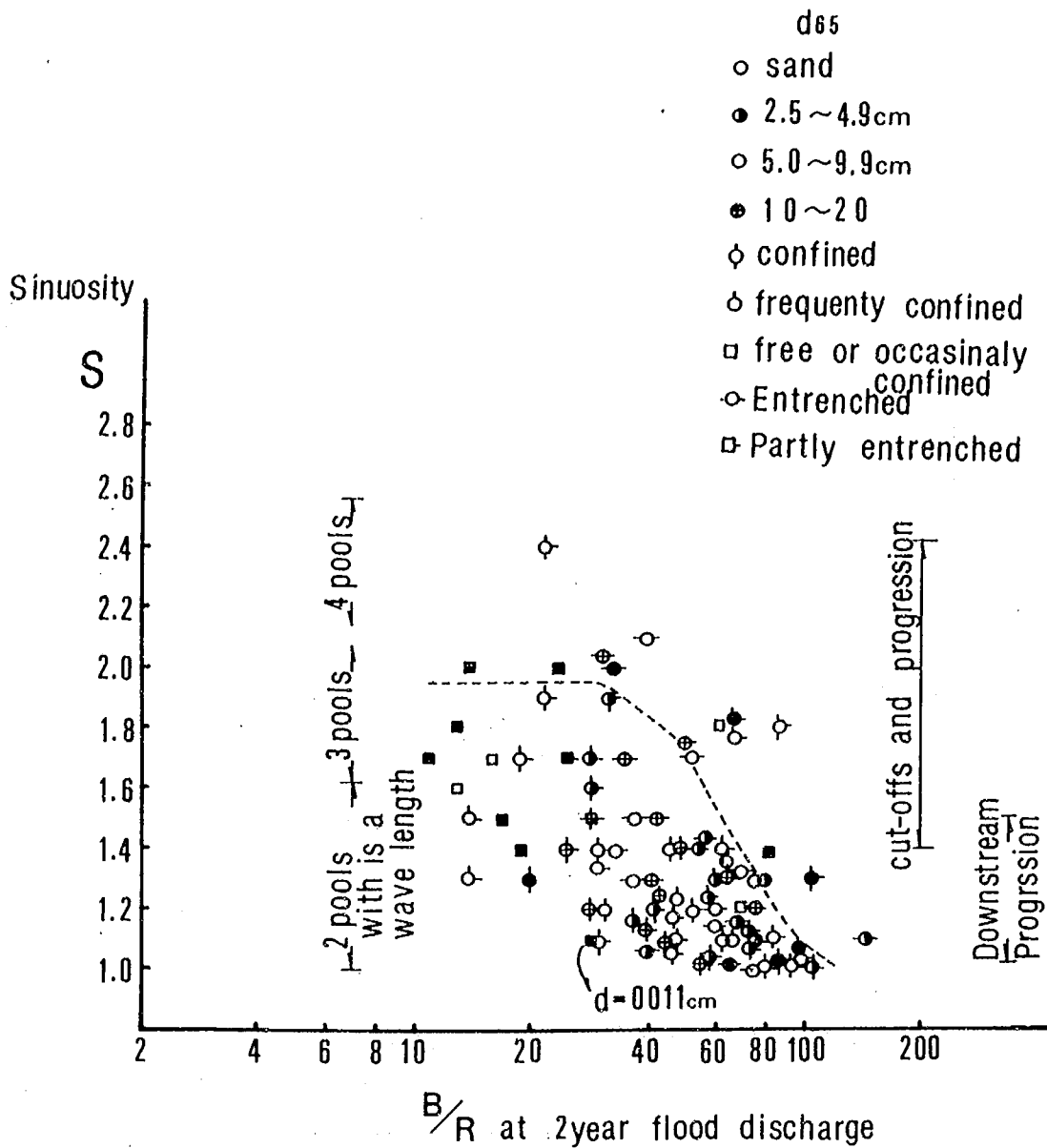


Fig. 4 - 21 カナダ・アルバータ州の河川の S と B/R

terraces.

(谷壁や段丘崖によって規則的に移動がさまたげられている水路)

entrenched: reaches associated with a high valley flat or no valley flat.

(谷や段丘を嵌入して流れる水路)

partly entrenched: part of the reach is entrenched.

(部分的に嵌入して流れる水路)

である。

Confined channel と frequently confined channel は、蛇行度 S が谷壁によって影響されるので自由蛇行と言えず、また entrenched channel は、トレンチ状を呈する下刻しつつある河川なので、これも自由蛇行と言えない。

そこで自由蛇行の特性を調べるために、free, occasionally confined, partly entrenched

と記載された河川で、沖積層が両側平均で70%以上の河川を選び出し (Table 4-2), 図示したものがFig. 4-22である。なお河川の自由蛇行度をチェックするために蛇行度 S と蛇行帯の幅 a と蛇行長の比 a/λ の関係を描いてみた (Fig. 4-23)。自由蛇行であれば図中の曲線に近い所に点がプロットされると思われるが、バラツキが非常に大きく自由蛇行で無いものも含まれていると判断される (図中の S と a/λ の関係はFig. 4-18より描いた。日本の石狩川、天塩川については、本図の曲線と良く一致する S と a/λ の関係²⁹⁾となっている。)。

資料が少なく明確なことが言えないが、 B/R が60以下では、河床材料が砂であっても砂利であっても河道は1蛇行内に3つ以上のプールがある迂曲河道まで進みうるということが分かる。ただし B/R が29で河床材料が0.011cmのBow川Lake Louise地点は S が1.1にしかない。このreachは、湖成堆積物からなるテラスの谷部を流れている。水路の形態は、

Table 4-2 カナダ・アルバータ州河川の S と B/R

番号	河川名	河谷との関係	Sinuosity	断面積 A (m ²)	川幅 B (m)	径深 R (m)	B/R	d ₈₅ (mm)	I _b
14		B	1.20					61	
17		B	1.35	2,360	442	5.34	82.8	0.23	1/11,110
22	Freeman	B	1.80	61	61	1.00	61.0	83	1/300
25		B	2.00	195	80	2.44	32.8	0.35	1/9,090
26	Paddle	B	1.50	18	17	1.06	16.0	54	1/260
27	Little Paddle	B	1.60	22	16	1.38	11.6	67	
29	West Prairie	A	1.80	54	26	2.08	12.5	0.49	1/2,000
30	East Prairie	A	1.40	54	30	1.80	16.7	0.37	1/2,000
45	Vermillion	B	2.20					0.32	1/2,700
118	Ribstone Creek	B	1.20	4	8	0.50	16.0	0.21	1/2,170
54	Medicine	B	1.40	58	33	1.76	18.8	0.40	1/1,960
60	Bow	B	1.10	216	79	2.73	28.9	0.11	1/7,690
80	Pekisko Creek	B	1.40					78	
83	Sheep	B	1.30	27	47	0.57	82.5	59	1/170
88		B	1.20	174	110	1.58	69.6	61	1/590
101	Belly	B	1.20	52	55	0.95	57.9	35	1/530
23	Paddle	B, C	1.7	102	51	2.00	25.5	0.27	
28	Lesser Slave	B	2.0	110	51	2.16	23.6	0.22	1/9,090
40	Clearwater	B, C	1.2	39	40	0.98	40.8	37	1/180

(注) 1. 河谷との関係 A : free meanders
 B : occasionally confined
 C : partly entrenched

2. 断面積、川幅、径深はすべて2年確率洪水のデータである。

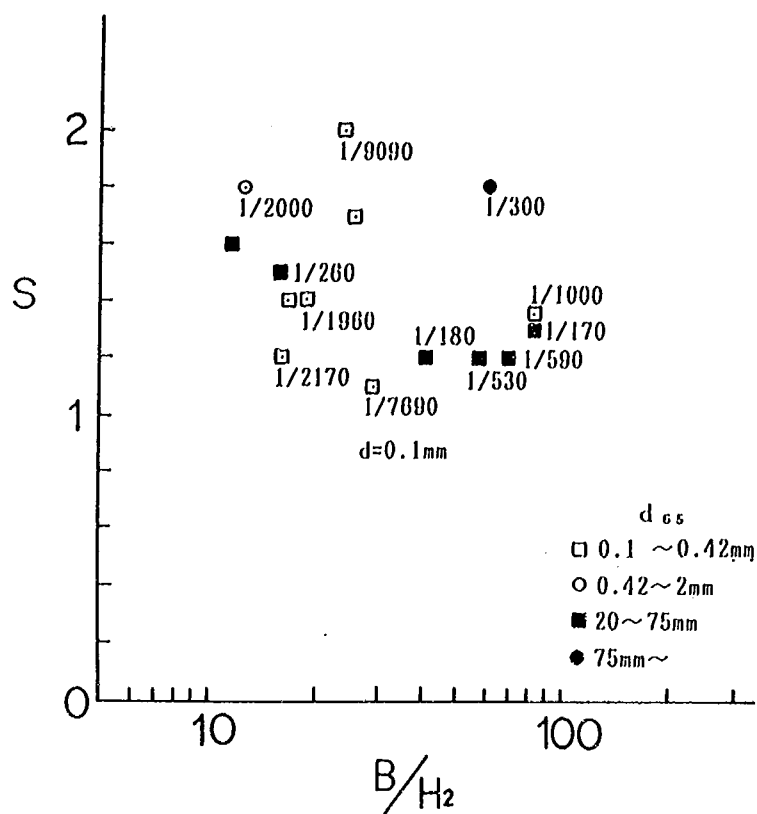


Fig. 4 - 22 S と B/R の関係, カナダ・アルバータ州の河川

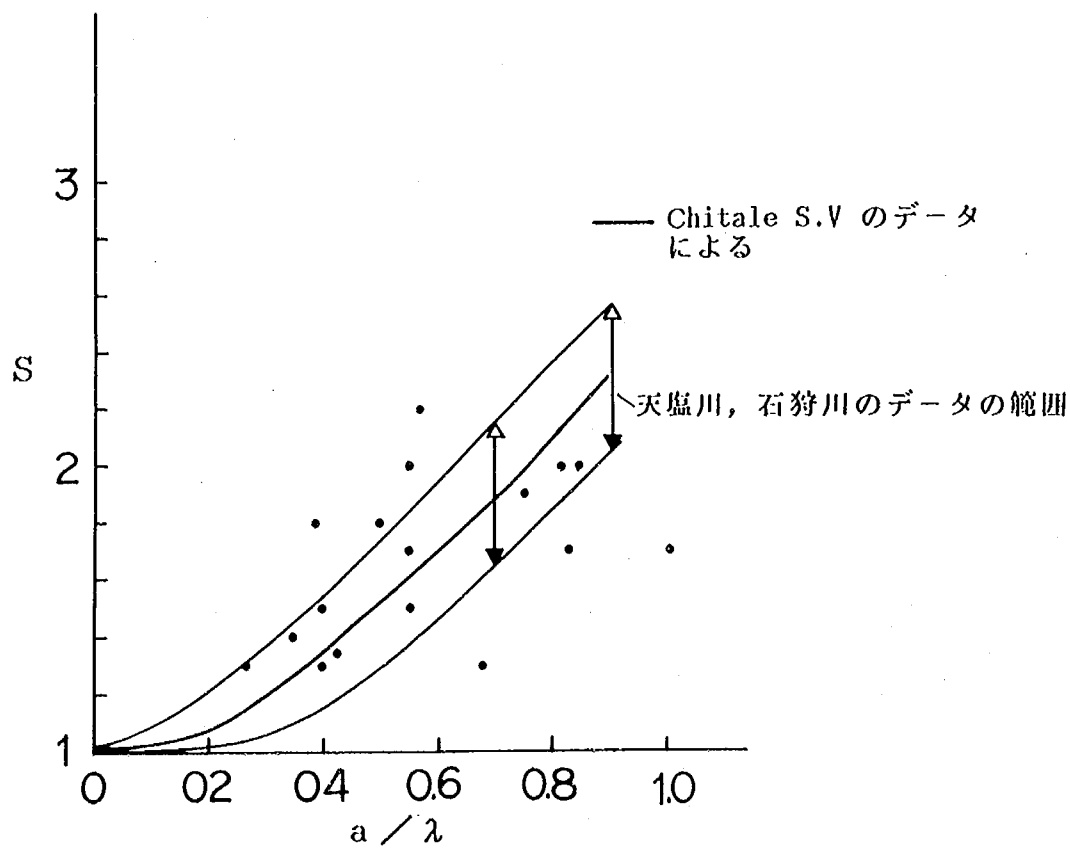


Fig. 4 - 23 カナダ・アルバータ州の河川の河道形態の分類

irreglar (more pronounced bend than sinuous, but no repeating pattern) とされており, またoccasionally confinedとされ, 側岸物質はsilt, 砂, 玉石とされている。どうも自由蛇行とは言えないようでデータを棄却した方が良さそうである。

次に水路の中に発生する砂州や島の発生状況を見てみる。Fig. 4-24は, CanadaのAlberta州を流れる河川（ほとんどが自然河岸）の河道形態¹¹⁾を, 川の中にどんな島（通常植生があり, 大出水にしか冠水しない。）があるかを砂州の形態と共に, 2年確率洪水時 (return period 2 years) の B/R との関連において調べてみたものである。ここでは島の発生状況（発生, 時折り発生, 非発生）は記号の形状の違いで示し, 水路内の砂州形態（中州, ポイントバー等）は記号の中の縦・横線によって違いを表わしている。本資料によると, B/R が40以下の河川では, 粒径によらず河道の中に島が存在しない。40以上では河道の中に時折り島が存在するようになり, B/R が80前後では, 中州(mid channel bars)が良く発生するようになる。このように島の発生状況が粒径によらず B/R によって決まってしまうことは, 島の発生が砂州の発生と密接に関係していること, 逆に砂州のスケールが, B/R によって主に支配されていることを示している。

〔3〕インドネシア国の河川の場合

Fig. 4-25にインドネシア国の河川の蛇行度 S と川幅水深比の関係を示した。ここで使用された資料は, 田代によって集められた資料の内, 沖積層を流下している河川 (Oral communication with Tashiro, J., Table-2) とTable 1-3に示す河川の内自由蛇行

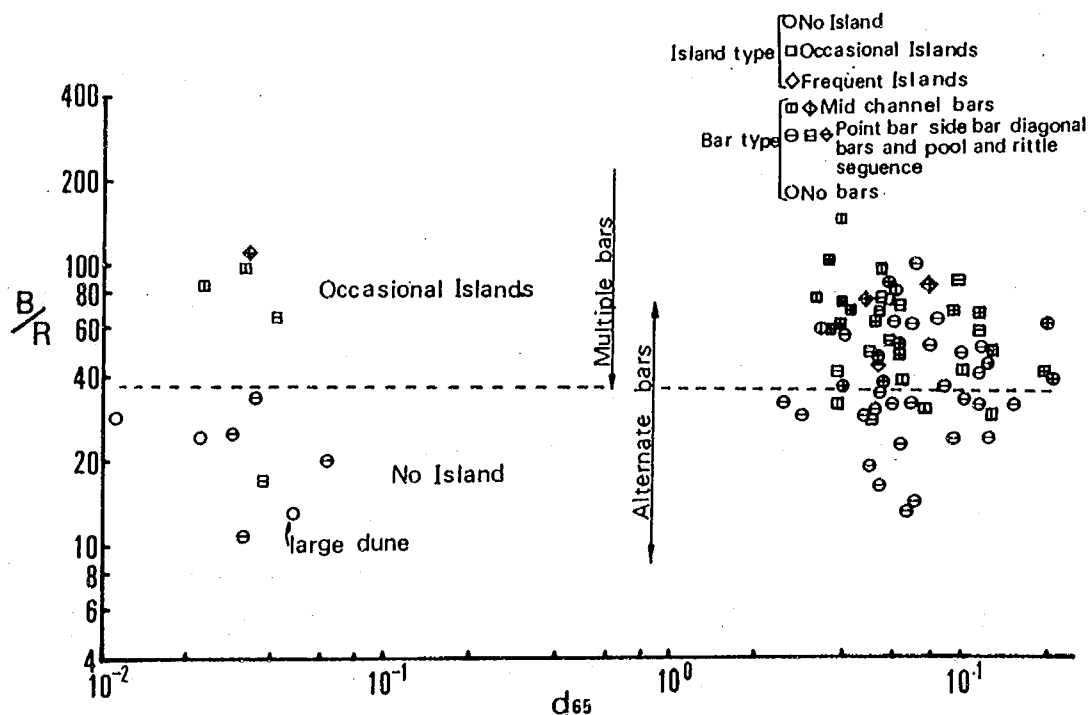


Fig. 4-24 カナダ・アルバータ州の河川の河道形態の分類

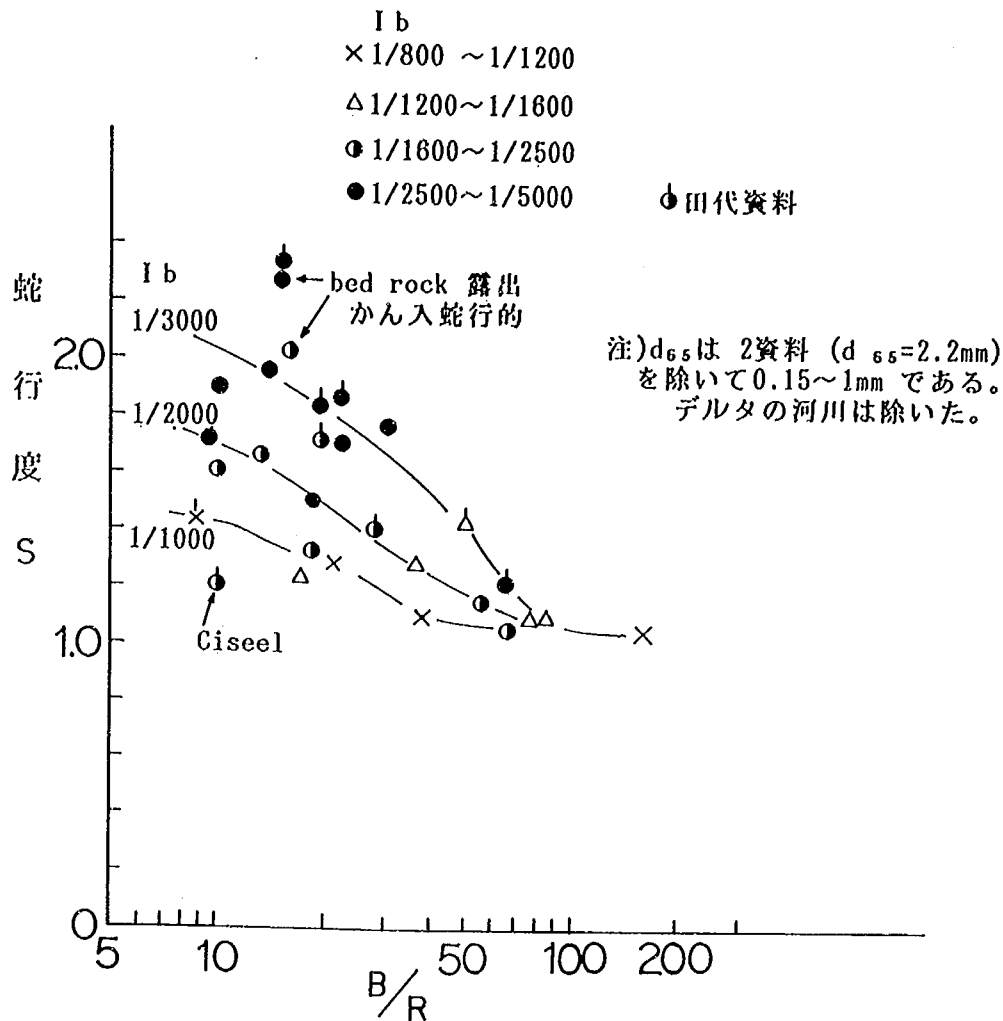


Fig. 4-25 インドネシアにおける自由蛇行と判断される河川の S と B/R の関係

の segment) と考えられる区間のものである。なお河床材料は 2 資料 (粒径 1.18mm 及び 2.2mm) を除いて、 $0.15\sim 1\text{mm}$ である。

本図によると最大蛇行度は、米国中西部の砂河川と同様な蛇行度 S と B/R の関係となるが、 B/R が 50 以下でも S が 1.5 以下の河川がかなり有り、蛇行の発達の不顕著でないものがある。蛇行の発達程度が顕著でない河川は、 d_{65} が $0.05\sim 0.08\text{cm}$ で、勾配が $1/1000\sim 1/1500$ が多い。このような河川は、火山の裾野を巻くように流れている河川区間の上流部であることが多い。

勾配の影響を見るために、勾配の大きさごとに記号を変えてプロットした結果を見ると蛇行度 S は B/R のみならず、勾配に影響を受けていることが分かる。すなわち勾配の急な河川ほど同じ B/R でも、蛇行度 S が小さくなる傾向がある。

Solo 川の一部には、新第三紀の堆積岩を嵌入して流れている所及び一部嵌入している区間があるが、この区間の蛇行度 S が大きい。但し蛇行形態は自由蛇行部分に比べて不

規則（急に曲がったり、かなり長い直線部分があったりする。）である。Fig. 4-25中の矢印のデータは一部河床にbed rockの露出した嵌入河道となっていく区間である。

〔4〕インド・パキスタンの河川

Chitales, S. V. は、主にインドの河川の資料を用いて水路の平面形状について検討を行っている。Fig. 4-26はそこで使われたインドの河川の資料（Table 4-3）を用いて蛇行度 S と B/H_m の関係を図示したものである。 B/H_m が200以下について見ると、 B/H_m が小さくなると S が大きくなる傾向があるが、 S の小さいものもある。粒径が大きな河川（小礫 $d_{50}=0.11\sim0.48\text{cm}$ ）は、特に S が小さくなっている。粒径の大きな河川は勾配が大きいものが多いと考えられるので、勾配が分かるように記号を変えて示したものがFig. 4-27である。これを見ると勾配の大きな河川ほど S が小さくなる傾向はあるが、バラツキは大きく勾配と B/H が S を規定していると考えするには無理がある。

ところで川幅・水深比が100を越えると $S=1.0$ の河川が大部分であるが、200を越えるような河川においても、 S が1.4程度になる河川がある。これらは

○Indus川 (at Hajipur, Pakistan)

$$B=983\text{m}, d_{50}=0.018\text{cm}, B/R=201, I=1/10000, S=1.38$$

○Sutlej (in Samasatta below railway bridge, Pakistan)

$$B=1,180\text{m}, d_{50}=0.018\text{cm}, B/R=347, I=1/5490, S=1.43$$

○Gunga (at Makameh in Bihar State)

$$B=4,020\text{m}, d_{50}=0.043\text{cm}, B/R=773, I=1/6540, S=1.53$$

○Sabarmati (at Amedabad, Gujrath State)

$$B=1,180\text{m}, d_{50}=0.024\text{cm}, B/R=328, I=1/2000, S=1.30$$

の4河川である。

これらの河川が自由蛇行の河川か、terrace等に規制された河川か明らかでない。今後谷の形状と河道の位置、あるいは、沖積層堆積物中の土質の空間的質差（粘土プラグ等）に関する情報を待って、 B/H_m が200以上で、水路内に多列の砂州が発生するような河川でも蛇行度 S が1.4程度になるのかどうか結論づけるべきであろう。

〔5〕日本の河川の場合

日本の現河川は近世以来沖積地が開発の中心となったため、あまりにも人工河道でありすぎ、現河川でその川が本来持つ平面形状を調べるわけにはいかない。そこで次のような方法を用いて、日本の沖積河川が本来持っている平面形状を調べることにした。調査対象河川は25の一級河川である⁵⁾。

航空写真を用いて、そこに写っている旧河道跡の状態、現河道の状態を良く把握する。また治水地形分類図も参照し、旧河道跡を確かめ、その形状を把握する。現河道の特性（流量、河床勾配、川幅等）を収集する。以上の情報を基に、河道特性と平面形状の関係について気付いたことをメモ書きする。

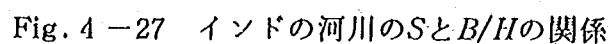
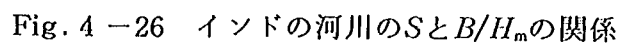


Table 4 - 3 インドの河川の資料

Name of River	Q	B	d ₉₀	R	B/R	I × 10 ⁴	S	MB	λ	λ/MB	λ/B
Vatrak (at Kaira)	2100	205	0.015	6.4	32	3.28	2.10	2260	2938	1.30	14
Yamina (at Delhi)	1980	366	0.032	4.0	92	3.10	1.36	3200	8000	2.50	22
Indus (at Hajipur)	7080	983	0.018	4.9	201	1.00	1.38	6437	13517	2.10	14
Ramagana (in U.P. State)	6600	344	0.019	7.3	47	1.065	1.30	2414	6035	2.50	17
Sutlej	2830	1180	0.017	3.4	347	1.82	1.43	4023	8650	2.15	7.3
Khipra	1700	274	0.50	5.0	55	2.30	1.20	1287	3603	2.80	13
Tapi	21200	605	0.025	11.9	51	4.70	1.19	3856	11568	3.00	19
Ganga	52300	4020	0.043	5.2	773	1.60	1.53	11580	23160	2.00	5.8
Purna	2000	160	0.40	7.9	20	9.00	1.60	1120	2143	1.90	13
Bhadar	212	207	0.20	2.4	86	—	1.20	969	2713	2.80	13
Vatnak	1360	178	0.015	5.4	33	3.42	1.87	2260	3390	1.50	19
Sabormati	—	1180	0.024	3.6	328	5.00	1.30	3219	8047	2.50	6.8
Mohor	1100	152	0.0043	4.0	38	4.60	1.57	1280	2436	1.89	16
Yashwant pur	283	122	0.205	1.7	71	43.00	1.00	121		∞	
Orsong	4400	579	0.032	3.8	152	15.95	1.00	579		∞	
Banas	2400	186	0.477	5.5	34	21.7	1.00	186		∞	
Yamuna	30500	975	0.018	11.0	89	1.59	1.53	6437	12874	2.00	13
Bhagirathi	1700	218	0.018	5.9	37	0.58	1.57	2414	4562	1.89	21
Tapi	16980	274	0.16	15.2	18	1.91	1.17	3536	11668	3.30	42
Jhelum	400	102	0.0041	5.2	20	1.37	2.25	876	1051	1.20	10
Jhelum	480	152	0.067	4.6	33	0.85	1.50	1615	3310	2.05	22
Salandi	850	152	0.096	3.0	51	6.70	1.70	1286	2186	1.70	14
Burhi Gandak	1400	213	0.010	4.6	46	1.90	2.08	2414	3258	1.35	15
Ranoli	400	287	0.011	0.89	322	7.80	1.00	286		∞	
Damodar	4200	1920	0.034	2.6	738	5.12	1.00	1915		∞	
Mutha	850	152	0.15	6.1	25	6.70	1.10	482	1687	3.50	11
Saragwati	1270	320	0.030	2.6	123	12.50	1.14	1207	2655	3.20	8.3
Bennihalla	450	137	0.004	1.8	76	2.27	1.20	180	552	2.90	3.8
Redihalla	340	146	0.004	1.5	97	2.27	1.22	274	767	2.80	5.3
Ganga	42500	701	0.029	18.0	39	—	1.60	10302	19367	1.88	28
Godawari	41900	2731	0.1	8.5	321	—	1.00	2731		∞	
Sone	14000	4480	0.063	2.7	1659	5.2	—	4480		—	
Gogra	13400	1768	0.03	4.1	431	1.15	—	1767		—	
Tista	2800	2411	—	0.98	2460	14.9	—	2411		—	
Kosi	7100	6126	0.056	1.10	5569	4.00	—	6126		—	
Brakmputra	24800	9449	0.03	1.5	6299	2.62	—	9448		—	
Tonle Sap	7075	1402	0.001	6.1	230	0.167	—	1400		—	

以上の作業から得られた結果は次のごとくである。

- ① 現河道に複列以上の多列砂州が存在する場合、旧河道にも複列以上の多列砂州が存在し、水路はほぼ直線上である。
- ② 現河道が交互砂州を持っている場合は、旧河道は蛇行が良く発達している。特に粒径が0.5～3 cm、河床勾配 $1/500 \sim 1/2,000$ の河川では、自然短絡によって生じたと考えられるmeander loup（迂曲河道の蛇行形態で生じるloupのこと）跡が沖積面に多数残っている。ただし、縄文海進時に海面下にあったと考えられる河川で砂河川の所（ I_b が $1/3,000$ 以下で粒径 d_m が0.5 mm以下の所）では、meander loup跡が残っているが、そのloup跡は人工的にショートカットされた旧河道跡であるものが大部分である。また治水地形分類図を見ると旧河川の自然堤防跡は、長い区間追跡することが可能で、旧河道はかなり長い期間横方向には、ほとんど動かなかったことを示している。
- ③ 現河川が河道整正によってほぼ直線状で河床勾配が $1/400$ 程度のかんりの急流河川でも、現河川の砂州が単列的である場合、沖積面上にはmeander loup跡が残っている。自然状態では迂曲河道まで蛇行が発達することを示している。（羽越荒川）
- ④ デルタの性質を持つ河川（粒径 d_{85} が0.3 mm以下）の河川は、上流の中粗砂の河川と比較すると、蛇行度 S が小さいように感じられる（デルタ河川の蛇行に関しては、地形発達史的な見方が必要であり、砂州と水路の平面形状の関係だけではその形成機構を説明し得ない。）。
- ⑤ 一級河川で河床勾配が $1/250$ 以上の急勾配の河川ではmeander loup跡を見つけることができなかった。ただし、この結果より勾配が急であれば、つまりフルード数が大であれば、meander loupが発達しないという結論を出すのは早急と思われる。勾配が急であると B/H_m が100以上の所が多く、多列砂州になってしまうからである。

池田は北海道天塩郡幌延町に位置するヌポロマポロ川の沖積谷での蛇行形態について報告している²⁸⁾。これによると沖積谷の勾配が $1/90 \sim 1/500$ と急勾配の所でも蛇行はmeander loupを生じる迂曲河道で、旧河道跡も多数残っている。この川の川幅水深比は、2 km付近の横断測量図によると15～20程度であり、また河床材料は径5～6 cmの蛇紋岩礫が主体で、マトリックスとしては細粒な石片となっている。また沖積層表層1～1.5 mは砂泥層となっている。

以上のことは条件さえととのえば、沖積谷の勾配が $1/100$ 程度でも迂曲河道にまで蛇行が発達し得ることを示している。

4-2-2 河道の平面形状と気候に関するまとめ

4-2-1において気候帯の異なる地域を流れる河川の平面形状の特性、蛇行度 S と川幅・水深比 B/H_m 、河床勾配 I_b 、河床材料の粒径 d_m の関係を示した。これによって気候帯の異なる所を流れる河川の蛇行特性には、共通な特性を持つものと、異なった特性を持つものが

あることが分かってきた。ここでは、それらを取りまとめると同時に、なぜ共通性と差異が生じるかについて検討することとする。

〔1〕水路の平面形状と砂州（瀬、淵）の位置関係

水路の平面形状と砂州の配置あるいは淵や瀬の位置（poolとriffle）の関係は、流量 Q 、川幅 B 、河床勾配 I_b 、河床材料 d_m が同じで、かつ水路の平面形状が同一であれば、上述の諸元によって定まってしまう。さらに砂州のスケールは、 B/H_m が100以下であれば、川幅 B によって主に定まってしまう、100以上であれば、水深 H_m に規定されるので、平面形状が相似の水路で、 B/H_m がほぼ同一の値を持つ河川間では、瀬と淵の発生位置は、相似な位置に生じる。従ってどの気候帯を流れる河川でも水路の平面形状と砂州あるいはpoolとriffleの位置関係に関する経験的法則性は同一なものと判断される。

〔2〕最大蛇行度 S と川幅水深比の関係

砂州が単列砂州であるか、複列砂州であるかは、川幅水深比によってほぼ決まってしまう。このことは自由蛇行の水路の曲り具合（蛇行度 S ）は、低水路満杯流量時の川幅水深比 B/H_m と密接な関係があると推察される。

実際、最大蛇行度 S とbankfull流量時の B/R の関係は、気候帯が異なった所を流れている河川でも似たようなものである。これは次の様に、解釈することができる。

川幅・水深比が80程度以上になると水路内には複列砂州が発生するようになる²⁾。これによって流水の河岸への集中部は兩岸に分かれるようになり、流量が小さい時には中州状になる。これは水路の蛇行振幅を小さくする方向に作用する。また砂州は水路内を前進しようとするため、水衝位置がたえず前進する傾向にあり、これも蛇行度を小さくする。これが B/H_m が80以上では、 S が1.2以下で、100以上ではほとんど直線状河道となる理由であらう。

B/H_m が20～70では、迂曲の部分と蛇曲の部分が混在し、 B/H_m が大きい場合には中州や島が一部に発生したりして S が小さくなると考えられる。

河幅水深比が20以下の河川では、本来直線水路であれば、砂州がほとんど生じないような条件であるため、一度淵が発生すると、その淵の位置の下流への前進的性質は、砂州が発生する場合に比較して弱く、相対的に側方への河岸侵食の方が大きいため、蛇行の発達程度が良いのであろう。

〔3〕砂河川の蛇行度（deltaの河川を除く。）

〔2〕において最大蛇行度 S が B/H_m に主に支配される原因について、水路内に発生する砂州と水路の平面形状との関係から説明した。

米国中西部等の砂河川（勾配 $1/500 \sim 1/6000$ ）については、これによって説明可能であるが、同じ砂河川でもインドネシア、インドの河川においては、 B/H_m が20～30程度であっても蛇行度 S が1.2～1.4程度と小さいものがあり、〔2〕の説明だけでは蛇行度と B/H_m の関係を説明し得ない。

このような差異が生じた原因として次のことが考えられる。

一つは気候帯が異なることによる流出特性の差異にもとづくものである。河川の水路を流れる流量は、一定流量で無い。気候帯の異なる地域を流れる河川間ではbankfull流量 Q_b に対するある流量 Q の比 Q/Q_b の時間頻度分布が異なるので河道の平面形状を支配する効果的な流量が異なる可能性がある。

二つは、勾配の差異がもたらす河道スケールの差異に基づく、河道横断形状の変形に必要な時間の差の影響である。

今bankfull流量時の川幅水深比 $B/R=30$ の河川を考える。水深がbankfull流量時の $1/3$ 程度になると、この時の B/R は100程度となり複列的な砂州が発生する。この時の無次元掃流力は、bankfull流量時の $1/3$ 程度であり、河床材料は十分に動き得る。すなわち水深がbankfull時の $1/3$ 程度になると、低水路満杯時に生じていたポイントバーあるいは交互砂州とは質の異なった水路内を自由に動けるような複列砂州が発生する。このことはbankfull流量時に生じた深掘れは、低流量的に発生する多列砂州によって埋められたり、水衝位置を変えさせられたりする可能性があることを示している。水衝位置が変化したり、深掘れが埋められれば蛇行の発達が悪くなろう。実際に日本の河川で勾配 $1/5000$ 以上の中、粗砂を河床材料に持つ河川では、低水路満杯時の砂州規模に対応した蛇行スケールを持つ阿武隈川下流部、江戸川中流部、鬼怒川下流部、木曽川中流部、利根川中流部では、小流量時に形成された多列砂州が存在している²⁾。

流量変化によって砂州のモード（列数）が変化し得る条件にあり、かつモードの大きい砂州を形成させる流量が長いほど蛇行の発達は悪くなろう。すなわちbankfull流量時の B/R の値が大きいほど、多列砂州を発生し得る小流量の時間頻度が大きいほど、蛇行度 S が小さくなろう。

さらに勾配 I が大きいほど、また同じ粒径に対してbankfull流量時の u_*^2 の値が大きくなるほど、蛇行度 S が小さくなろう。以下にその理由を示す。

今 B/R 、 d_m 及び Q/Q_b の頻度分布が同一であるが、勾配 I_b が異なる二つの河川を考えてみる。この条件では、bankfull流量時の河床に働く掃流力は、4-1で述べたごとく、ほぼ同じような値を持ち、流量 Q 時の水深 H は $H = [Q / (\phi B \sqrt{g} \sqrt{I_b})]^{2/3}$ であるので、bankfull流量時の水深 H_b に対する流量 Q 時の水深 H の比 H/H_b の時間頻度分布、すなわち掃流力の時間頻度分布は、勾配 I_b が異なってもさほど変わらない。ところで、河岸高、水路幅は勾配の逆数 I に比例し、かつ砂州高 H_s 、砂州幅 B_s 、砂州長 L_s も、多列砂州であれば、水深に比例するので²⁾、これらのスケールは同様に河床勾配の逆数 $1/I_b$ に比例することになる。ところで砂州の前進速度 V_s と砂州高 H_s の積 $V_s \cdot H_s$ は単位幅当りの流砂量 q_s と比例関係にあると考えられる。 q_s は掃流力の関数であるので、 d_m 及び Q/Q_b の頻度分布がほぼ同一の河川では、ほぼ同じとなる。従って V_s は $1/H_s$ に比例する。すなわち V_s は I_b に比例する。以上より勾配の急な河川ほど流量の変化に対して砂州のスケールが変化する。これがインド

ネシアの河川でbankfull時の B/R が同一の河川でも、勾配の急な河川ほど、蛇行度 S が小さくなる大きな理由であろう。アメリカ中西部の河川では勾配の影響が明確に現れないのは、半乾燥気候の所を流れている河川が多く、また流域面積も、それほど大きくない河川が多いので、洪水の時間頻度分布の内、多列砂州を形成させるような小流量の時間割合が少ないためと考えられる。

また粒径の大きい砂河川ほど、同一 B/R 、 I_b で、蛇行度 S が小さくなる傾向にあるのは、bankfull流量時の掃流力が、粒径の大きいほど4-1で示した如く大きな値を持ち、かつほとんどの場合がbankfull流量時においても小規模河床波は砂堆河床であり、流量の小さい場合でも掃流砂量として影響のある流量の範囲では砂堆であるので、河床材料のA集団の単位幅当りの流砂量は、粒径に関係せず、まさつの速度 u_* の3乗に比例するので²⁾、砂州の変形速度が粒径の大きいほど大きく、多列砂州になりやすくなるためであろう。

〔4〕砂利河川の蛇行度

平均粒径2 cm以上の砂利河川の場合には、小出水では河床材料のA集団は移動し得ないので、bankfull流量程度の出水によって形成された砂州や深掘れ位置は、小出水では変形されない。このことは砂利河川の蛇行度 S に対する勾配 I_b の影響は、砂河川の場合と異なった形で現れることになる。

日本の一級河川で現河川に単列砂州が発生している粒径1～4 cm、河床勾配1/1000～1/2000の河川は、沖積面上に旧河道のmeander loup（迂曲河道によって生じるloup状の形状、蛇行度 S は1.4以上になっていることが多い。）跡が多数残っており、蛇行の発達がよく、水路の側方移動も激しかったこと、現状河道が多列砂州形態である所は、meander loup跡の少ないこと、カナダ・アルバータ州の砂利河川の蛇行度より、砂利河川の蛇行度 S とbankfull流量時の B/R との関係は、Fig. 4-19あるいはFig. 4-25の $I_b=1/3000\sim1/2000$ と同様な関係と推定される。

河床勾配 I_b の蛇行度 S と B/R の関係に対する影響は、資料が少なく明確なことは言えないが、北海道ヌボロマポロ川やカナダ・アルバータ州の河川の例から考えると、勾配1/200以下では影響が少ないと思われる。但し、河床材料 d_m が10 cm、勾配1/100程度以上となり、かつbankfull流量程度の出水で河床材料のA集団が動けるような場合には、河岸近くに砂や細砂を堆積し得る条件にないので、蛇曲河道には成り得るが迂曲河道には成り得ないと思われる（河床材料と河岸物質が同一粒径である場合の自由蛇行実験において、迂曲蛇行が発生したという報告は無い。）。さらにこのような河川では大出水時の河岸侵食や河岸近くの氾らん原の侵食によって川幅が変わったり、砂州の移動速度も速いことにより、深掘れ位置や砂州形態も安定しない。これは蛇行の発達を悪くする。

なお、カナダ・アルバータ州の砂利河川のように河床材料のA集団が、bankfull流量程度ではほとんど動かず、日本の同一粒径の河川に比し u_*^2 が小さく、洪水流量の変動も少ない場合は、深掘れ位置が安定するため、蛇行度 S は、日本の同一粒径、同一勾配の河川

に比し大きくなる可能性があろう。

〔5〕デルタの河川

デルタの河川では、bankfull流量時の B/R が小さいのに蛇行度 S が小さい場合がある。例えば、アメリカのMississippi川²⁹⁾、Colorado川³⁰⁾、イタリアのPo川の河口部³¹⁾、インドネシアのSolo川の河口部である。このような河川の河床材料は、自分自身で運んだ河成の細砂、側岸は自然堤防堆積物であるsilty sandあるいはsilty clayであり、その外側はmarsh性の堆積物や後背湿地性氾らん堆積物である粘土分の多い堆積物から成っている。

河岸が粘着性のある物質から成り、大出水時においても河水は自然堤防よりあふれてしまうので河岸を侵食するほどの流速にならず、さらに直線水路であれば、砂州を発生しない条件にあるため、水路を蛇行させる要因も少ない。これが河口近くの河道の蛇行度が小さい理由であろう。

但し、細砂やシルトを河床材料を持つ河川でも潮汐流の影響が強く、順流・逆流の生じるような河川では蛇行が発達する場合がある（このような河川では、洪水流より潮汐流の影響の方がむしろ強い。）。例えば蛇行の発達の良い九州の六角川では、潮汐作用によって1 m/s以上の流速が生じている。この流速は十分に細砂やシルトを動かし得る流速である。

潮汐作用によって形成された蛇行水路は、自然堤防帯の河川のように側方侵食による水路位置の移動を伴うものではなく、デルタの前進に伴いつつ蛇行水路を形成してきたものと考えられるが、蛇行の成因についてはまだ良く分からない所がある。

〔6〕嵌入蛇行

嵌入蛇行は、嵌入される岩石が水平層理を持ち、左右岸の耐侵食力が同程度あるいは軟岩であれば発達するようである。その蛇行特性については、嵌入に長期間を要するので、気候変動による河川流量の変化等の影響を受けるので、現河川の水理量で蛇行度 S を論じることができないが、これも川幅水深比の大きい河川ほど蛇行度が小さくなると思われる。

たとえば関東の荒川の秩父盆地の所は新第三紀の砂泥岩を下刻して流れるが、本川は川幅水深比が大きく直線状の水路であるが、支川の赤平川は川幅水深比が小さく、砂泥岩を削みながら蛇行して流れている。

なお、沖積層を流れる河川でも、水路の下層に湖成の粘土層や、海成のデルタ底置層があり、現河川がこれを多少削みつつ流れる場合があるが、これも嵌入蛇行河川の性質を多少持つことになるろう。

参 考 文 献

- 1) 山本晃一, 1986; 沖積地河川の河道特性に関する研究, 土木研究所報告第168号, pp.34-36.
- 2) 山本晃一, 1988; 河道特性論, 土木研究所資料第2662号, pp.37~47, p.83, pp.232~250.

- 3) Brice, J. C., 1963 ; Channel patterns and terraces of the Loup Rivers in Nebraska, U. S. G. S. Professional Paper 422-D.
- 4) Nedeco, 1959 ; River studies Niger and Benue, North-Holland Publishing Company, 549 p.
- 5) 山本晃一, 1981 ; 河道特性論ノート〔1〕, 土木研究所資料第1625号, pp.178~189, pp.217-300.
- 6) 山本晃一, 1978 ; 河口処理論〔1〕, 土木研究所資料第1394号, pp.53-56.
- 7) Wolman, M. G. and Brush, L. M., 1961 ; Factors controlling the size and shape of stream channels in coarse noncohesive sands, U. S. G. S. Professional Paper 282-G.
- 8) Simons, D. B. and Albertson, M. L., 1960 ; Uniform water conveyance channel in alluvial materials, ASCE. Vol. 86, Hy. 5 May. pp.33-71.
- 9) Fortier, S. and Scobey, F. C., 1925 ; Permissible canal velocities, ASCE. Trans. Vol. 89, pp.940-984.
- 10) Lane, E. W., 1965 ; Design of stable channels, ASCE. Vol. 91, Hy. 7, July, pp.1234-1279.
- 11) Kellerhals, R., Neill, C. R. and Bray, D. I., 1972 ; Hydraulic and geomorphic characteristics of rivers in Alberta, River Engineering and Surface Hydrology Report 72-1, Research Council of Alberta.
- 12) Brice, J. C., 1973 ; Meandering pattern of the White river in Indiana, An analysis, Fluvial geomorphology, edited by Moriaswa, M., pp.179-200.
- 13) Williams, G. P., 1978 ; The case of the shrinking channels, U. S. G. S. Circular 781.
- 14) Schumm, S. A., 1968 ; River adjustment to a altered hydrologic regimen-Murrumbidgee River and paleochannels, Australia, U. S. G. S. Professional Paper 598.
- 15) Lacey, G., 1929 ; Stable channels in alluvium, Minutes of Proceeding of the Institution of Civil Engineers, Vol. 229, pp.259-292.
- 16) Blench, 1969 ; Mobile bed fluviology, The University of Alberta Press.
- 17) Leopold, L. B. and Maddock, T., 1953 ; The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications, U. S. G. S. Professional Paper 252.
- 18) Bray, D. I., 1973 ; Regime relations for Alberta, gravel-bed rivers, Fluvial process and Sedimentation.
- 19) 木下良作, 1961 ; 石狩川河道変遷調査, 科学技術庁資源局資料36号.
- 20) Kondrat 'yev, N. Y., 1968 ; Hydromorphological principles of computations of free meandering, Trans. of the State Hydrologic Institute (Trudy GGI), No.155 pp.5-38. Soviet Hydrology に英訳がある。Issue No.4 pp.309-335.

- 21) Chitale, S. V., 1970 ; River channel patterns, ASCE. Vol.96, Hy.1, January, pp.201-221.
- 22) Schumm, S. A., 1963 ; Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains, Geological Society of America Bulletin, Vol.74, pp.1089-1100.
- 23) Schumm, S. A., 1960 ; The shape of alluvial channels in relation to sediment type, U. S. G. S. Professional Paper 352-B.
- 24) Schumm, S. A., 1969 ; River metamorphosis, ASCE. Vol.95, Hy 1, Jan. pp.255-273.
- 25) Leopold, L. B. and Wolman, M. G., 1957 ; River channel patterns, braided, meandering and straight, U. S. G. S. Professional Paper 282-B.
- 26) Henderson, F. M., 1963 ; Stability of alluvial channels, Trans. ASCE. Vol.128 part I, pp.659-720.
- 27) 長谷川和義, 1984 ; 沖積蛇行の平面および河床形状と流れに関する水理学的研究, 学位請求論文 p.20.
- 28) 池田宏・伊勢屋ふじこ, 1986 ; ヌポロマポロ川の蛇行変遷, 北方科学調査報告 7.
- 29) Gould, H. R., 1970 ; The Mississippi Delta Complex, Deltalic Sedimentation, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Sp. Pub. No.3-30.
- 30) William, H. K. 1970 ; Facies and development of the Colorado river delta in Texas, Deltalic Sedimentation, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Sp. Pub. No.15, pp.78-106.
- 31) Nelson, B. W., 1970 ; Hydrography, sediment dispersal, and recent historical development of the Po river delta, Italy, Deltalic Sedimentation, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Sp. Pub. No.15, pp.152-197.

資料 1 インドネシアの河川の河道特性

本資料においては、インドネシアの個別河川の河道特性を上流から下流に向かってsegment区分し、その特性を詳述し、本文へのバックアップ資料とする。

なお個別河川のsegment毎の河道特性量については、本文Table 1 - 3 に総括表としてまとめられている。

1. Kuranji川等の河道特性

スマトラ島西部のPadang市郊外にはKuranji川, Arau川, Air Dingin川等が, 東から西に向かって流れ, インド洋に注いでいる。本地域の主要都市であるPadang地区の洪水防御計画のため, JAICAの援助で上述の河川の調査が1982年から1983年に行れた。筆者は本調査に作業監理委員として関った。

ここでは, 3川の内Kuranji川を取り上げて, 河道特性を検討することとする。

1-1 地域の概要

Padang地区を流れる3川は, Fig.1-1に示すようにスマトラ島西部に位置し, 3川の流域の合計面積は約530km² (Arau川 172km², Kuranji川 213km², Air Dingin川 131km²) で, その区域は, (1)北をBukit Batu Putih山, Bukit Berlimpit山, Bukit Balang山の山々, (2)南をBukit Putus山, Bukit Taratak山, Bukit Sarang Labah山, Bukit Terjarang山の山々, (3)東をBukit Lubuk Begalung山, Bukit Sugirik山の山々とBongsu山, (4)西をインド洋に囲まれている。地理的には南緯0°43'から1°01', 東経100°20'から100°33'の間に位置する。

上流の山地流域は厚い原生林に覆われ, 山腹は急しゅんで, その谷間にある深い溪谷が支川の源流である。山頂の標高は1,800mを超える。一方, 標高150mまでの中流域は幅8~12kmを持つ平坦な耕地であり, 標高30m以下の下流域は主に砂と砂礫よりなる沖積地である。Padang (パダン) 市はArau川とAir Dingin川の間の下流域に位置している。

[1] 流域の地質・地形

流域の地形は, Fig.1-2のごとく分類される。これを地質との関係で見ると以下のごとくである。

- a. 海岸平野 (標高10m以下) : 砂まじりの砂礫。
- b. 河川平地 (標高10~80m) : 砂および安山岩の玉石を含む砂礫。
- c. 火山山麓 (標高80~150m) : 主に安山岩と凝灰岩の角礫。
- d. 山地 (標高150m以上) : 礫岩, 凝灰岩, 安山岩, 玄武岩からなる火山性の岩。

次にKuranji川流域の地形等をもう少し詳しく述べると以下のごとくである。

① 地形¹⁾

Kuranji川流域の地形は, 上流から扇状地, 海岸砂丘に大別される。

1) 扇状地

Kuranji川扇状地は, 洪積扇状地面, 微高地, 沖積扇状地面, 侵食谷から構成されている。

洪積扇状地面は, Kuranji川扇状地の大部分を占めており, その勾配は約1/80である。扇端は沖積低地の下に埋没している。現在の河床との比高は高いところでも5mほどであり, 段丘化はあまり進んでいない。この扇状地面は扇頂に位置するGunung Nago堰の存在や建設資材としての砂礫の採取によるKuranji川の河床低下や侵食谷の

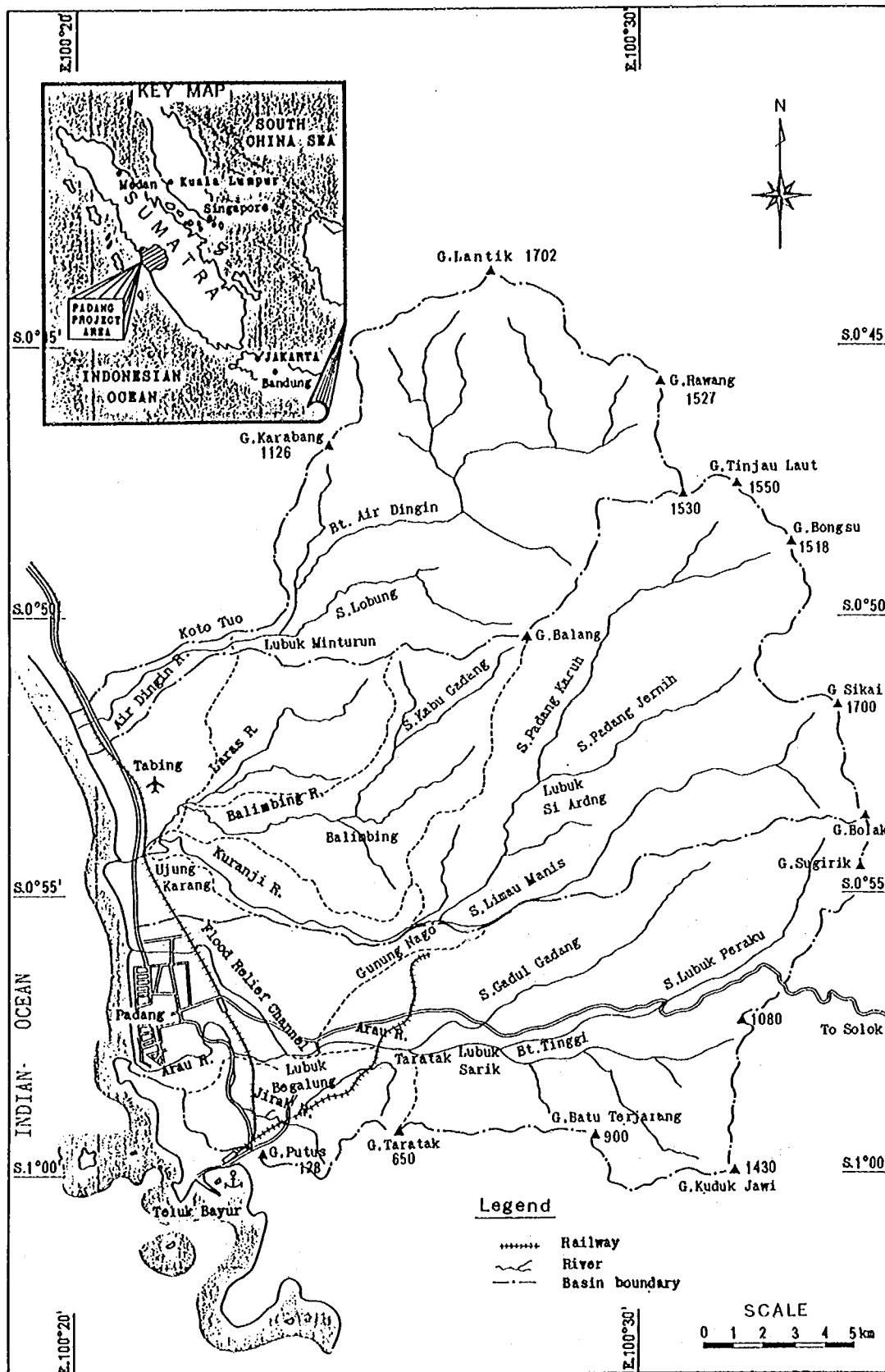


Fig. 1 - 1 Padang地区の流域図

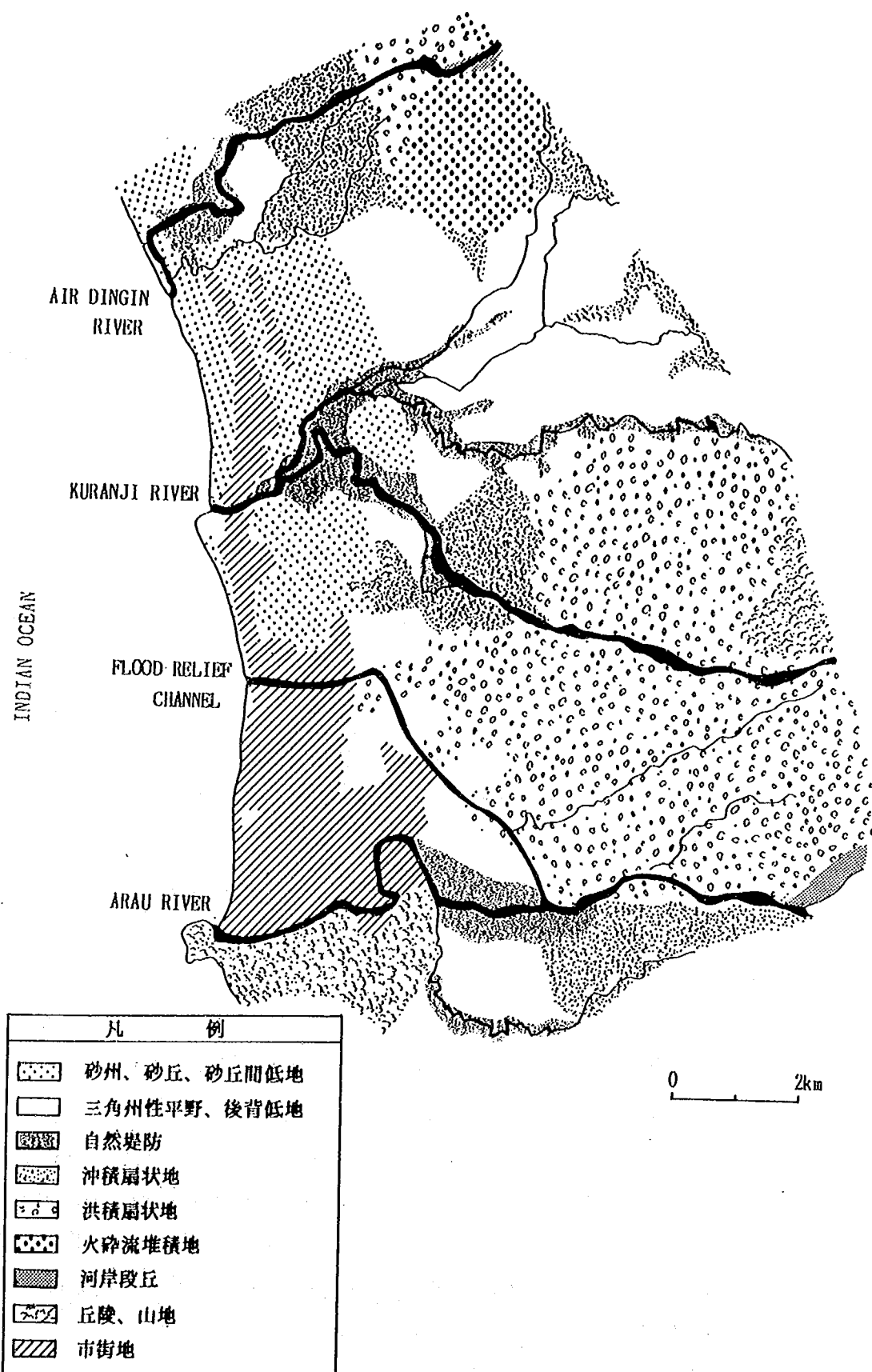


Fig. 1 - 2 Padang平野の地形分類

発達によって開析されつつある。

扇状地上の微高地は、扇頂から扇端にむけて放射状に分布している。これらの微高地は洪水時にも冠水することはない。

沖積扇状地面は洪積扇状地面の扇尖部、標高30m付近を扇頂として形成され、勾配は約1/200である。この沖積扇状地は、洪積扇状地が沖積低地の下に埋没する地点付近に形成されたものである。この面は、現在でも洪水時には河道変遷や砂礫の堆積をみることができる。

侵食谷は洪積扇状地面を下刻するものである。その深さは2～5mほどのものが多い。とくに扇頂から扇尖にかけて、その発達が良い。

なお、Arau川河岸の露頭での観察によると、Kuranji川洪積扇状地の表層地質の構成は3層からなっている。地表から、赤色土層、砂礫層、火砕流堆積層である。赤色土層は熱帯気候下の激しい風化作用によって形成されたもので、腐植層がほとんどなく、鉄の集積によって赤色を呈している。砂礫層は5～10mの深さにあって、地下水の帯水層となっている。

2) 海岸砂丘

沖積扇状地面の扇端は、延長1kmほどの後背低地を挟んで海岸砂丘列と接している。海岸砂丘は、汀線から内陸へ約3kmほどの間に、汀線と平行して15列以上認めることができる。砂丘列の間は砂丘間低地となっている。砂丘は、洪水時は周囲がわずかに冠水する程度だが、砂丘間低地は豪雨時には冠水する。

Kuranji川は、この砂丘列を切ってインド洋に流出する。砂丘列を切る部分では、Kuranji川の旧蛇行河道が分布し、自然堤防が発達している。これらの自然堤防は、異常洪水時には冠水する。なお、河口部には、すでに死滅し、砂に覆われたサンゴ礁が存在する。

3) Kuranji川流域の地形形成史

18,000年以前に大規模な火山噴火が起こり、火砕流が流下した。これがKuranji川扇状地の基部となったものである。プルーム氷期（約18,000年以前）に火砕流堆積面は約5～10mの厚さで砂や礫に覆われ、扇状地が形成された。当時、海水面は現在よりも100mほど低下していたが、その後の海水面の上昇により、扇状地の扇端部は海面下となり、海成堆積物が堆積した。これが、現在より4,000～6,000年前である。その後、現在までの4～6mの海水面の低下につれて、扇状地の扇端部に新たな扇状地が形成されるとともに、下流部では、海岸線の前進に伴って浜堤砂丘列が形成され、これを切る河道沿いに自然堤防が形成された。

② 土地利用

Kuranji川の広大な扇状地面は、扇頂からかんがい用水路が放射状に発達していて、ほぼ全域が水田化されている。集落の多くは扇状地上の微高地に立地するが、一部は洪

積扇状地上の各所に点在している。ただし、沖積扇状地上では、微高地以外には集落は立地していない。これは、沖積扇状地上では洪水時に被害を受けやすいためと思われる。

下流部の後背低地は水田化されている。ただし、部分的には埋め立てられて市街地となっているところもある。自然堤防上は集落も立地しているが、畑地のところが多い。一部にはココヤシ園も見られる。

砂丘上には列状の集落が形成され、10列ほどの集落列が平行に並ぶ様は特徴的である。

③ 土 質

平野部の土質は、本流域の地形発達の影響を受け、逆に土質構造を通して地形発達の歴史が読みとれる。

ボーリング資料によると本流域の海岸線に沿った土質層は3つの異なった層から成立している。すなわち地表面から、厚さ10~15mの砂質土層（第1層）、厚さ約15mの粘性土（第2層）、そして砂および礫層（第3層）である。第2層の粘性土層は海岸から東方へかけて徐々に薄くなり、海岸平野と扇状地の境界付近でなくなる¹⁾。

第3層は最終氷期以前の海水面が低下した時の扇状地の堆積物であり、この時の扇状地の面積は、現在地表に現れているものより大きかったと考えられる。第2層は後氷期の海水面が上昇し、海岸線が現扇状地扇端付近まで進入した時の海成デルタ低置層の堆積物、第3層は、5,000~6,000年前の最海進後の海退に伴った沖積作用によって形成されたデルタフロント堆積物及び表層近くの浜堤・自然堤防堆積物と考えられる。

[2] 気象・水文

対象地区の気候は、5~8月の乾期モンスーン、10~12月の雨期モンスーンの2期に分けられる。流域の気温、降雨量等をTabing及びGunung Nagoの観測所のデータで見ると、Table.1-1のごとくである。Tabing観測所は海岸部の低地に位置し、Gunung NagoはKuranji川の扇頂に位置し標高100m程度である。

平均気温はTabingにおいて25.9℃であり、Gunung Nagoでは27.0℃である。年平均相対湿度はTabingで83%、Gunung Nagoで91%である。年平均日照時間率はそれぞれ51%と46%である。風速は時速3 km/hrないし4 km/hrで両観測所とも年間を通じてほぼ同じである。年蒸発量はそれぞれ1,500mm、1,700mmである。

Arau川、Kuranji川、Air Dingin川流域の年平均降雨量は、3,000~5,000mmである。流域のほとんどの地域で年平均3,000mm以上の降雨量があり、他の流域と比べるとかなり大きい値である。既往最大日雨量はTabingで301mm、Bandar Buatで353mmを記録している。

年間の降雨パターンを知るために、長期間日雨量記録があるTabing観測所の最大値および最小値も併せ月平均雨量の年間降雨パターンを図示するとFig.1-3の通りである。この図より9月~12月の間が降雨が多く、さらに4月にも降雨が多いことがわかる。

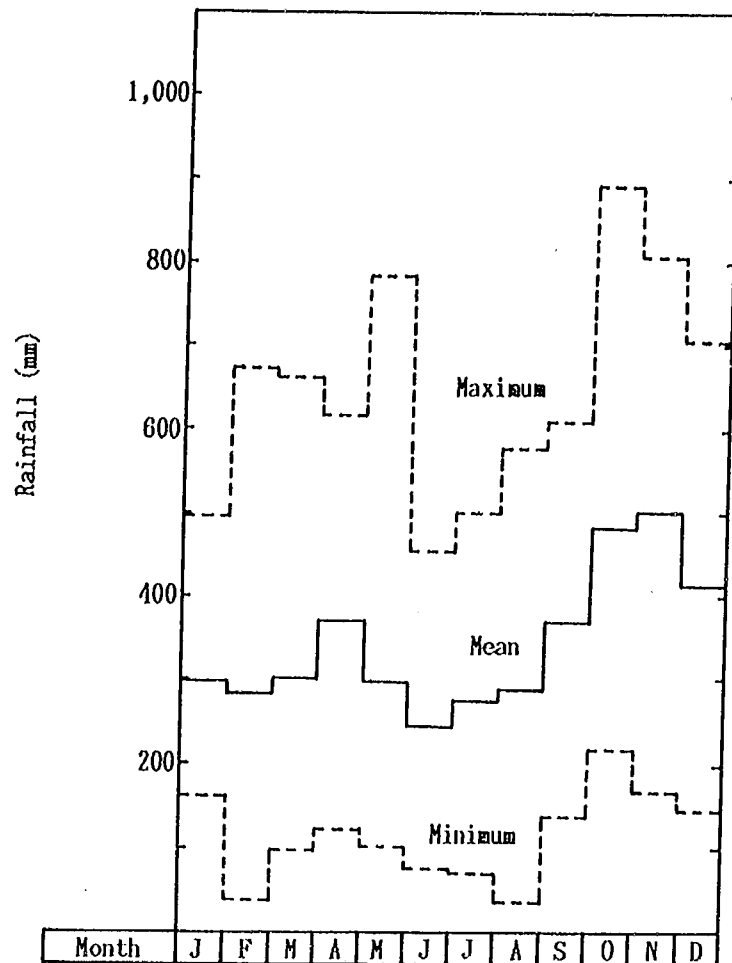
潮位変動はTeluk Bayenの潮位記録によると、平均満潮位と平均干潮位の差が0.92m

Table 1 - 1 TabingとGunung Nagoの気象状況

Item	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Annual
<u>Rainfall (mm)</u>													
Tabing	258	296	283	397	319	265	286	212	396	483	507	370	4,172
Gunung Nago	287	311	338	536	339	280	414	258	357	544	512	343	4,519
<u>Max. temperature (°C)</u>													
Tabing	30.5	30.6	30.6	30.6	30.7	30.7	30.3	30.2	30.0	30.1	29.9	30.1	30.4
Gunung Nago	31.8	31.8	31.9	31.8	32.4	32.0	31.5	31.6	31.8	31.6	32.4	32.1	31.9
<u>Min. temperature (°C)</u>													
Tabing	22.0	22.1	22.4	22.9	22.7	22.3	21.8	21.8	22.1	22.2	22.4	22.1	22.2
Gunung Nago	21.8	21.4	21.3	21.4	22.0	22.3	21.5	21.2	21.5	21.7	22.0	22.0	21.7
<u>Mean temperature (°C)</u>													
Tabing	26.0	25.9	26.2	26.3	26.4	26.1	25.7	25.6	25.5	25.7	25.7	25.8	25.9
Gunung Nago	27.4	27.1	27.1	27.0	27.3	27.2	26.9	26.6	26.5	26.7	26.9	27.4	27.0
<u>Sunshine hour (%)</u>													
Tabing	55	54	56	51	56	57	58	55	42	41	36	49	51
Gunung Nago	48	42	52	46	54	52	51	47	42	37	34	49	46
<u>Relative humidity (%)</u>													
Tabing	81	82	83	84	83	82	82	82	84	84	84	84	83
Gunung Nago	91	91	89	90	92	92	90	89	90	90	95	91	91
<u>Wind speed (km/hr)</u>													
Tabing	3.4	3.6	3.3	3.3	3.0	3.1	3.2	3.1	3.6	3.3	3.5	3.4	3.3
Gunung Nago	4.2	4.1	3.9	3.9	4.0	4.4	4.0	4.0	3.8	3.7	3.8	4.0	4.0
<u>Evaporation (mm)</u>													
Tabing	127	127	133	130	136	127	126	124	122	124	122	124	1,522
Gunung Nago—	162	135	151	145	143	146	142	124	135	146	116	140	1,705

Source : Pusat Meteorologi dan Geofisika (1971-1982) and DPMA (1976-1982)

Note 1 : Data is from "Flood Warning Flood Forecasting" report
prepared by P.T. WASKITA KARYA (1980-1981)



出典：Study Report on Padang Area Flood Control Project (1983.JICA)

Fig. 1-3 月降水量（最大・最少・平均，Tabing）

でそれほど潮位変動は大きくない。

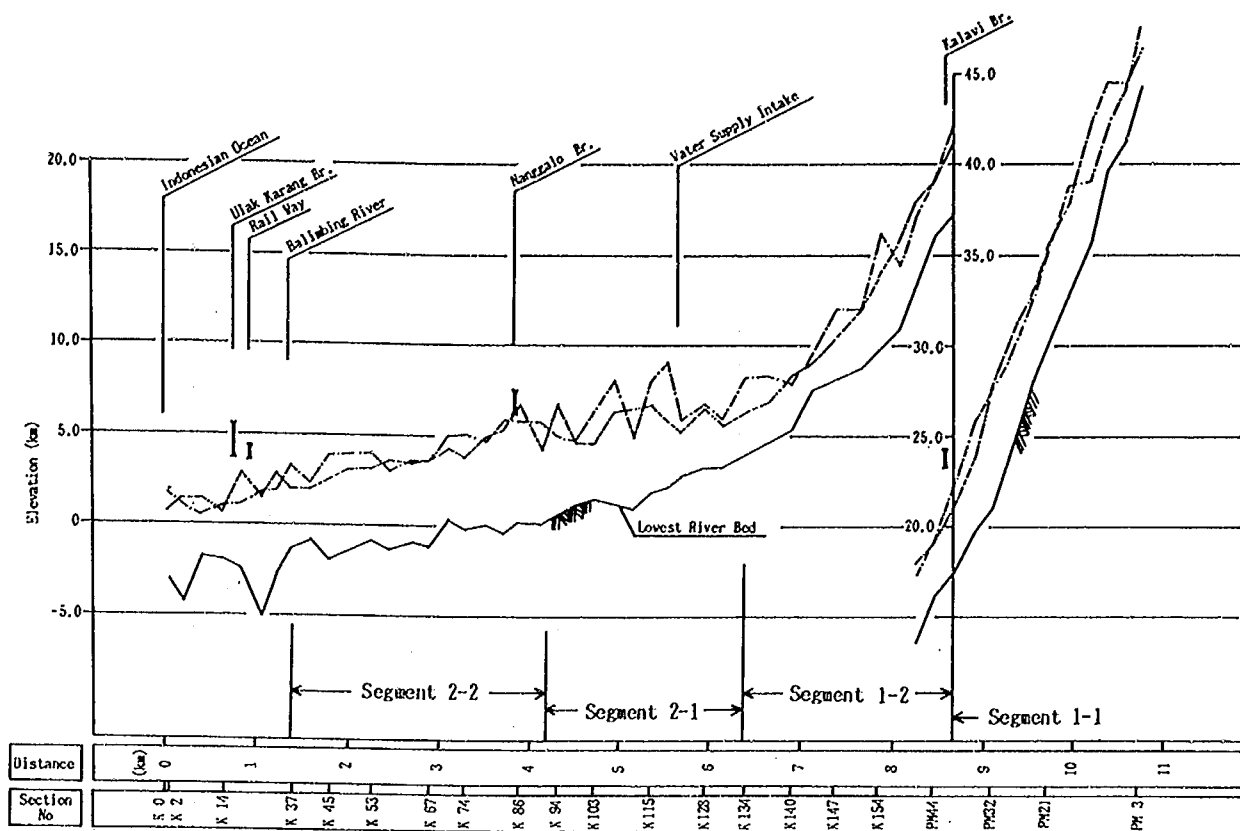
1-2 Kuranji川の河道特性とSegment

Kuranji川の河道は、Fig.1-4に示す河床縦断面図、Fig.1-2に示す地形図、Fig.1-5に示す河床材料粒径分布図（Fig.1-6に河床材料のサンプル地点を示す。）等より次のsegmentに区分される。

なおbankfull流量時の水路の平均深さ H_m に関する資料が無いので、次のようにして求めた。

まず2年確率流量相当の洪水流量を次のようにして算出した。雨量観測データが十分に無いので、精度の良いものでは無いが、JAICAの報告¹⁾によると、5年確率洪水が $370\text{m}^3/\text{s}$ 程度とされている。またTabingの2年確率日雨量が $163\text{mm}/\text{日}$ 、5年確率日雨量が $229\text{mm}/\text{日}$ となっているので、 $370\text{m}^3/\text{s} \times 163\text{mm} / 229\text{mm} = 274\text{m}^3/\text{s}$ を2年確率雨量とした。

さらにJAICAの報告書¹⁾によると、この河川の流下能力の最少値が $300\text{m}^3/\text{s}$ としている（一部堤防が有る。）



出典：Study Report on Padang Area Flood Control Project
(1983.J I C A)

Fig. 1-4 Kuranji川の河床縦断面図

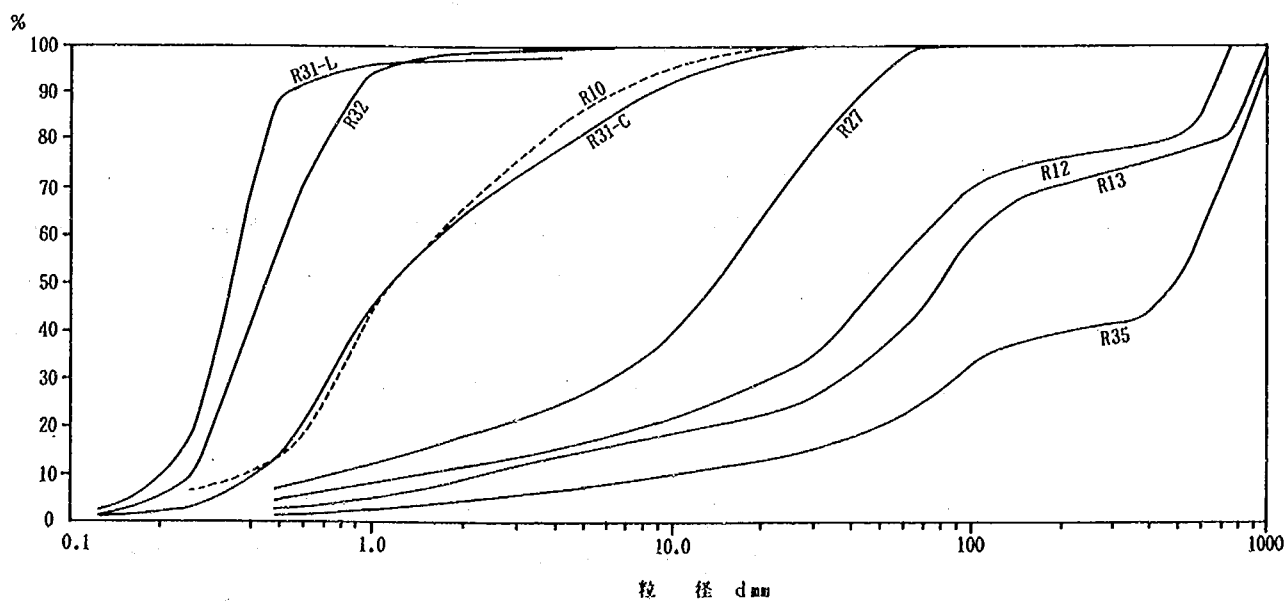


Fig. 1-5 Kuranji川の河床材料粒度分布

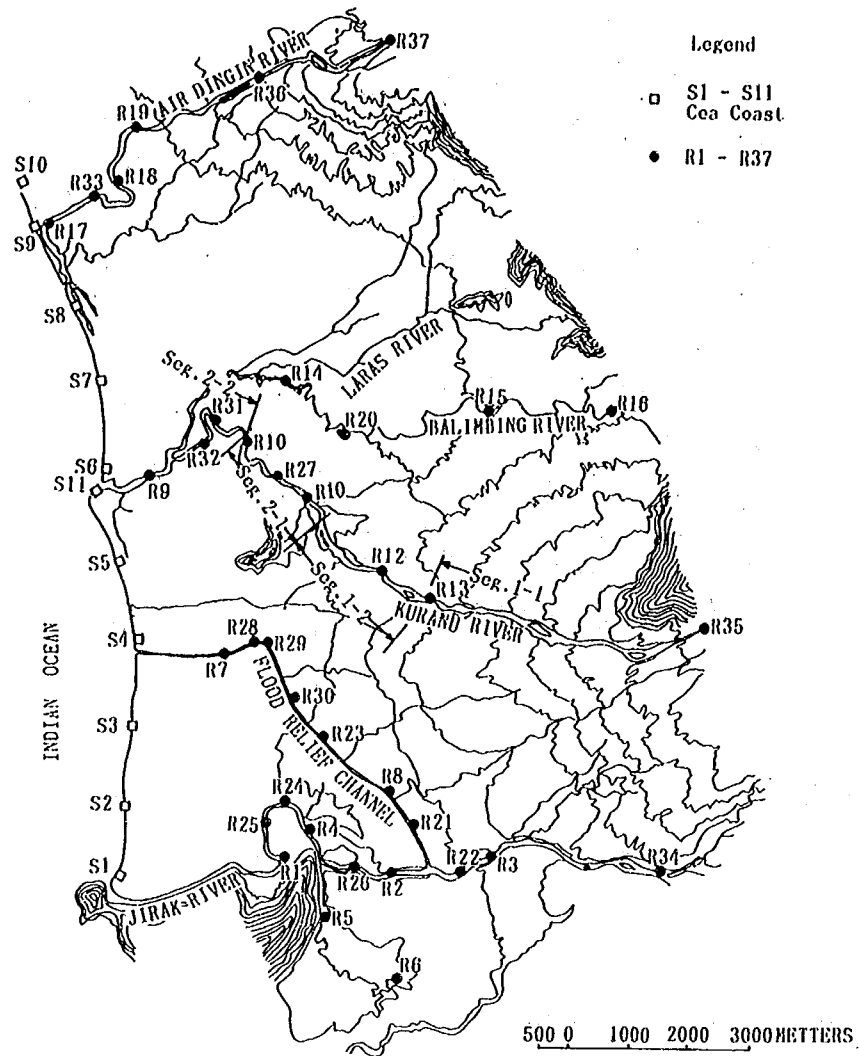


Fig. 1-6 サンプルング地点とsegment

以上のことより、この河川のbankfull流量を $300\text{m}^3/\text{s}$ として

$$H_m = (Q_b / \phi B \sqrt{gI_b})^{2/3}$$

より水深を評価した。

○ Segment 1-1 = 河口より8.7~14.5km

本区間は洪積世に形成された扇状地を下刻して流れている区間である。旧扇状地の表層部に存在する粒径60~90cmの火山礫が、河床表面に存在し、アーマー化するためか、段丘崖の高さは大きくなく、扇面と河川の平均河床との差は扇央で3m程度である。現在この河床面は、河床材料が骨材として利用されるため河床低下の傾向にある。Photo.1-1にこの区間の河床状況を示す。本区間は、川幅水深比が350程度であり、川中の島状の中洲がある直線状の網状河道となっている。川幅の縦断方向の変化は大きく、広い所と狭い所では2倍以上の差がある。



Photo. 1 - 1 Kuranji川の河床状況

なお流量 $300\text{m}^3/\text{s}$ 時の粒径 70cm に対する無次元掃流力は 0.007 程度となる。混合粒径材料の粗粒の移動限界掃流力は 0.008 程度²⁾と考えられるので、川幅の狭い所では、移動可能の粒径である。ただし玉石によって河床がアーマ化された所では、移動し得ない掃流力となっている。

○ Segment 1-2 = $5.2 \sim 8.7\text{km}$

本SegmentはSegment 1-1に比較して、河床勾配が一定とならず、徐々に緩くなっている。このSegmentは上流のSegmentが開析された土砂の一部及び山間部からの粗粒材料が堆積しつつある現成の扇状地で勾配 $1/160$ と上流に比し、約半分の緩勾配となっている。上流のSegment 1-1に多量に存在する粒径 $60 \sim 90\text{cm}$ の玉石は、本Segmentでは少なく、それより1モード粒径の小さい粒径 $5 \sim 6\text{cm}$ のものが主モードとなっている。本Segmentの下流では $60 \sim 90\text{cm}$ の玉石はほとんど見られなくなる。本Segmentの勾配が、一定値でなく下流に向かって徐々に緩くなるのは、このSegmentのC集団である。粒径 $60 \sim 90\text{cm}$ の玉石が下流に向かって徐々に少なくなることによる。

本Segmentの上流部は川幅水深比が 100 を越えており、河道形状は直線状であるが、下流部では川幅が小さくなり緩い蛇行河川となっている。

○ Segment 2-1 = $4.2 \sim 5.2\text{km}$

本区間は、その長さが非常に短い。河床材料は、上流のSegmentでC集団であった粒径 70cm 程度の玉石は見られず、 $2 \sim 3\text{cm}$ のものがA集団となる小砂利を主モードに持っている。現河川の蛇行度は小さいが、旧流路跡を見るとmeander loopが見られ、迂曲河道に成り得るSegmentである。なお川幅は上流のSegmentの 130m から約 $1/3$ の 45m 程度と

なり、川幅水深比は19程度となっている。

○ Segment 2-2=1.3~4.2km

本区間は、河床勾配が、上流のSegmentの勾配とあまり変わらないが河床材料は、ほとんどのものが0.3~0.5mmの中砂・粗砂からなっており、礫成分（2mm以上）は数%にすぎない。

本Segmentは潮位の影響を受けている区間である。河床勾配から判断すると、出水時には、上流のSegmentと同様な掃流力となり得ると判断されるので、このSegmentは大出水時には、小流量時に堆積したと考えられる中砂を吹き飛ばし、小砂利を主モードに持つSegmentに変わる可能性がある。

2. Ular川の河道特性

2-1 地域の概要

[1] 地 形

Ular川はスマトラ島の北東部に位置する。

Ular川流域は主に隣接するToba湖の北西の外輪山を源とするKarai川とBuaya川の流域から成っている。Karai川はPulang川やUdan-Udan川などの支流の水を集めて北東に流れBanai川の水を集めるBuaya川に合流する。Karai川とBuaya川の合流後Ular川はその沖積平原の農業地帯の中央を流下してMedan市の東約30kmの地点でマラッカ海峡に注いでいる。流域は、SimalungunとDeli Serdangの両県にまたがっている。

Ular川水系は支川と共にFig.2-1に示されている。Ular川の集水面積は1,081km²でその延長は河口から水源まで約115kmである。5万分の1の地形図から求めたUlar川と支川の縦断をFig.2-2に示す。この図から分かるように、Karai川はその流域の形状と水源地帯の状況はBuaya川のそれと異っている。Karai川は長くてせまくて、水源は平均勾配約1/50の台地を形成している。一方、Buaya川は比較的短く広い形状であり、水源は急勾配の山地である。

沖積地を流れるのは標高50mのSerbajadi取水口下流の範囲である。地域は南か北にかたむく平坦な地形で勾配は上流部で1/600、海岸近くで1/1,200である。

[2] 地 質

Ular川は脊梁山脈Barisan Rangeによる安山岩地帯を流れる、然し流域一帯はacidic tuffに被われており、下部にdacite及びdacitic tuffが河岸に露出する。Mabar橋付近にはandesiteの固まりが露出している。Ular川の下流域は沖積土又は沖積堆積物におおわれ主として粘土、砂利、砂からなっている。海岸線近くでは海成の堆積物がある。

[3] 地形と地被状態

Ular川流域の地形と地被は以下のごとくである。

- (1) 標高1,000m以上の200km²に広がる地域は高原性台地で、大部分がアラソアラソ（葎の

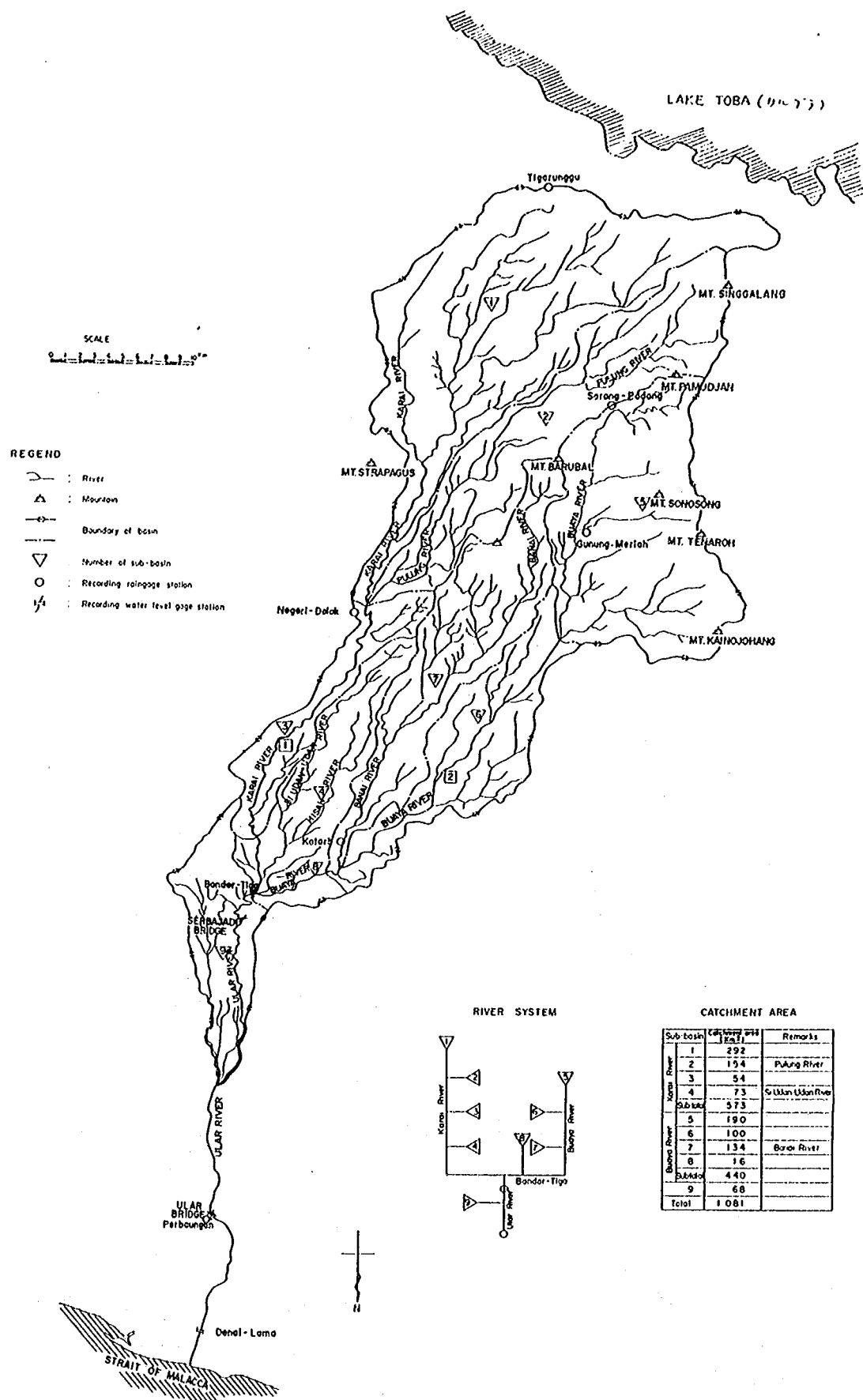


Fig. 2 - 1 Ular川の流域図

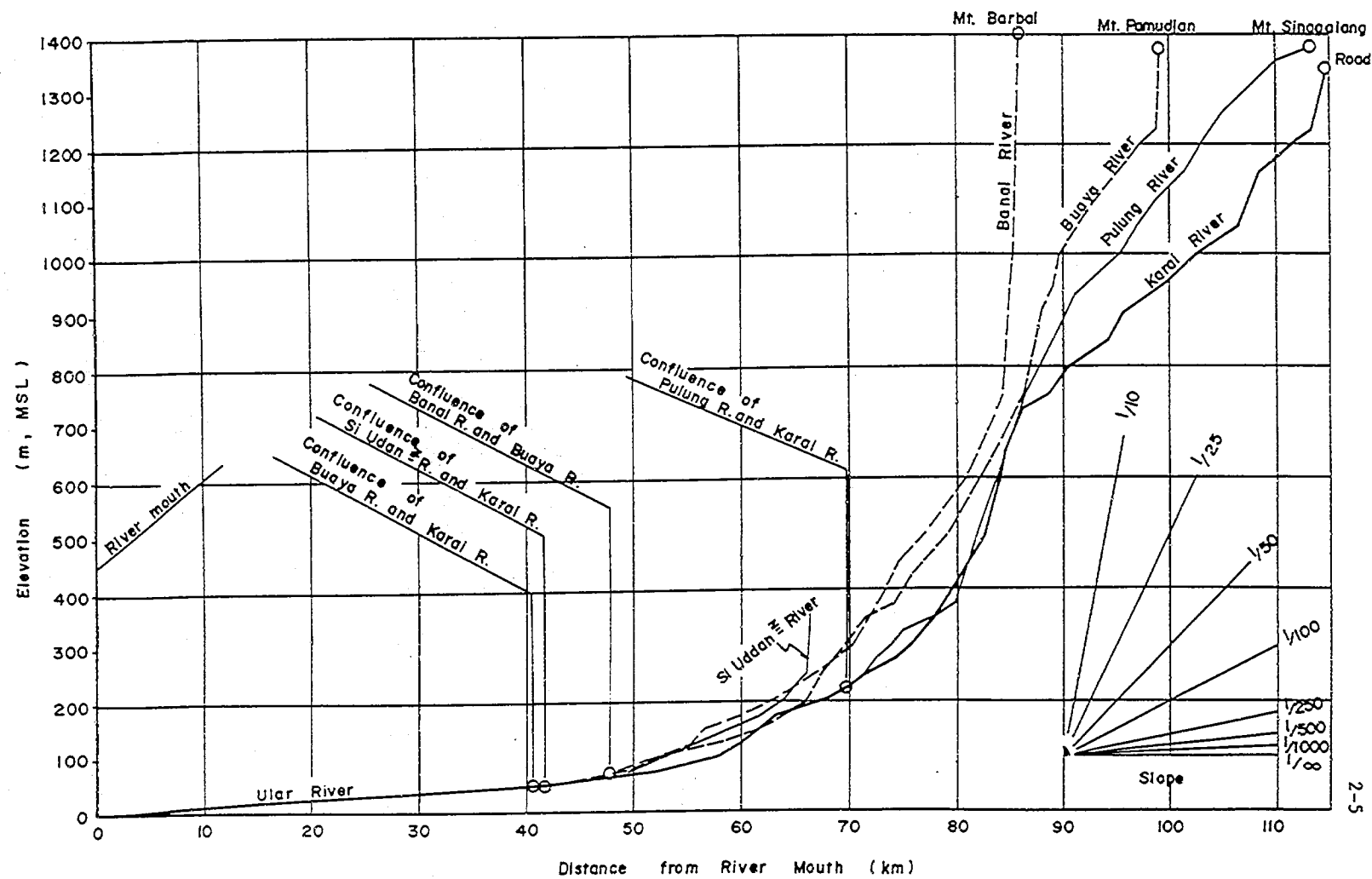


Fig. 2 - 2 Ular川の河床縦断面図

一種)や、灌木で被われており、その台地には多くの溪谷がみられる。

(2) 標高1,000m及び(Gunung Meriah付近)標高500mの間にある地域は、約1/25の地表勾配を示し、原始林で被われている。

(3) 上記とBuayaとKarai川の合流点と間の下流域は約1/50の地表勾配を示し、ゴムと、オイルパームの農園が開発されている。

(4) Buaya川とKarai川の合流点と河口との間の地域は約1/800の地表勾配を示し、水田が開発されている沖積平野である。

[4] 降雨及び気候

1911年から1940年までの記録にもとづいて気象地球物理学研究所が描いたスマトラ島北部の年雨量等雨量線図(Fig.2-3)によれば、平均年雨量はUlar川下流域で1,500mmから2,500mmであり、上流に向かって増加し、山間地域で2,500mmから3,000mmの最大値に達し、更に上流に向かって減少し、最上流の高原地帯で2,000mmから2,500mmとなっている。この変化は降雨と地形との密接な関連を物語っている。

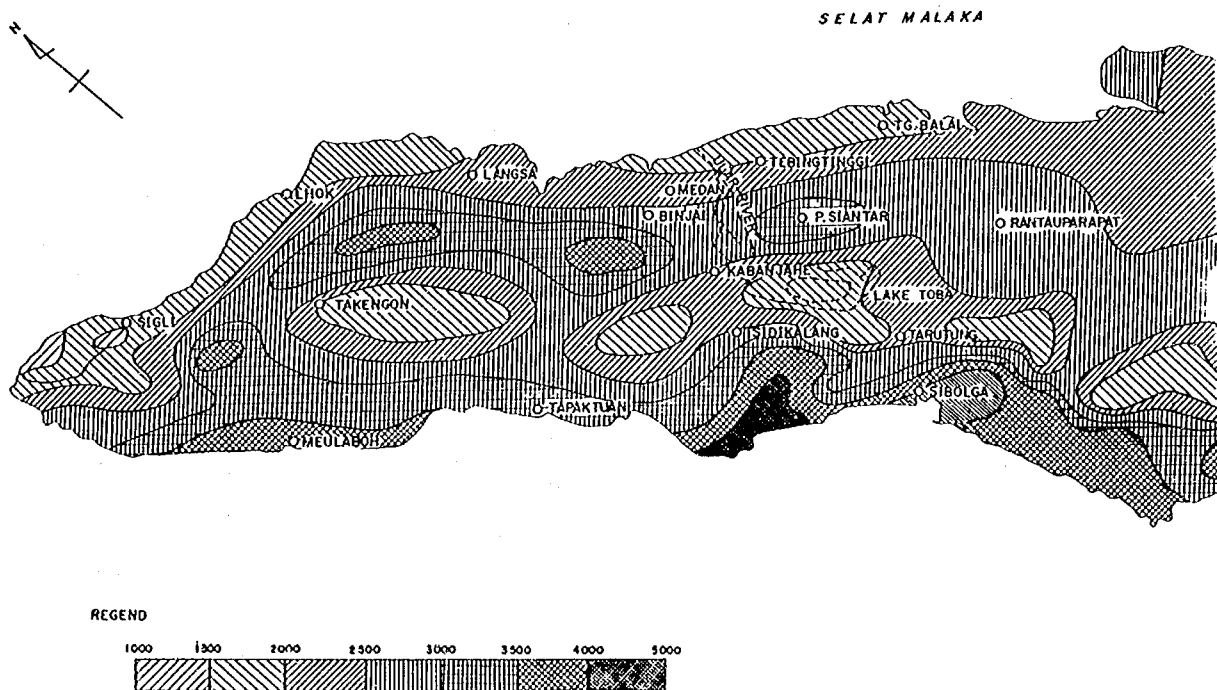


Fig. 2-3 スマトラ島北部の平均年降水量

Ular川プロジェクト事務所の自記雨量観測所とPNPの普通雨量観測所の雨量記録によれば、(1)上流の高原地帯では雨季と乾季の区別はなく、(2)山間地域では年間2回の雨季(最初の雨季は4月或いは5月に最大雨量があり2回目の雨季は10月或いは11月に最大雨量がある。)がある。そして(3)下流の平原地帯では1年1回の雨季があるが、乾季と雨季の区別はあまり明白でない。

Ular川の下流域では、年降雨量はかなりの変動がある。降雨は激しい局地豪雨の形で不規則に起る。平均月気温は約26℃で年間を通じてわずかに変動するのみである。平均月相対湿度は年間を通じて約87%である。下流部では北ないし北東の風が年間を通じて卓越している。熱帯気候にはよくある季節風を除いて何らの強風或いは台風は発生しない。日照時間は37%から57%にわたって変化し、平均49%である。Table.2-1は河口より35km地点のSerbajadiでの気候の概要を示す。

[5] 流量

下流沖積地部のbankfull流量は、勾配1/760, $B=72\text{m}$, $H_m=1.86\text{m}$ より200~220 m^3/s 程度と推定される。河川堤防は800 m^3/s の流量に対応した高さに築造されつつあるが、まだ完成していない。

洪水流量と確率年との関係は、雨量と洪水流量との相関が弱いこと、また流量の観測期間が短いことにより明らかにされていないが、Ular川の総合計画で採用されている値は、Serbajadi橋地点で600 m^3/s で8年確率と評価されている。なお800 m^3/s で33年、1,000 m^3/s で133年と評価されている。

Table.2-2はSerbajadi観測所での1971年8月から1977年12月までの期間における10日平均流量を示す。

この表から、Ular川の10日平均流量は、1972年の7月半ばから9月の初めまでを除けば、全観測期間を通じて40 m^3/s を越えており、8月から1月までの雨季及び2月から7月までの乾季の平均流量は、それぞれ57.3 m^3/s , 50.4 m^3/s であることがわかる。

またFig.2-4には、日流量のduration curveを示す。熱帯雨林地域を流れる河川は流況が非常に良いことが分かる。

[6] 潮位変動

Ular川河口に近いBelawan港における潮位の諸元は以下のとおりである。

$$H.H.W.S = +3.40\text{m}$$

$$H.W.S = +3.00\text{m}$$

$$M.S.L = +1.50\text{m}$$

$$L.W.S = 0\text{m}$$

$$L.L.W.S = -0.20\text{m}$$

このように潮位変動は3m近くあり、河口部は潮汐作用の影響を受けている。

2-2 Ular川の河道特性とSegment

Fig.2-5に示す河床縦断面図, Fig.2-6に示す川幅変化図, Fig.2-7に示す河床材料分布図, Fig.2-8に示す地形図より、Ular川の0~35kmの区間は、ほぼ勾配1/800、河床材料として粗砂 $d_{65}=0.8\text{mm}$ を持つ1つのSegmentから成る^{注1)}。沖積地の地形は等高線図を見ると河床

注1) 1980年の調査によると d_{65} は1.2mm程度となっており、1987年度の調査時より粗粒となっている。

Table 2 - 1 Serbasdjadiにおける気象状況

Item	Unit	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Year	Wet	Dry
Monthly rainfall	mm	145	89	117	141	156	139	140	173	220	289	251	196	2,056	1,274	782
Rainy days		8	5	7	8	9	7	8	10	12	14	13	10	111	67	44
Air temperature	°C	25.2	25.7	26.1	26.5	26.6	26.5	26.2	26.2	25.9	25.8	25.5	25.4	25.9	25.7	26.3
Relative humidity	%	87	84	84	86	86	7	86	86	88	88	89	89	87	88	86
Wind direction	%															
Calm	%	6	2	7	—	5	5	1	5	3	2	3	4	3.5	3.8	3.3
N	%	31	22	28	31	24	11	22	17	21	25	15	24	22.5	2.2	23.0
NE	%	47	67	56	60	58	70	58	58	64	57	62	52	59.5	7.7	61.5
E	%	—	—	1	3	4	3	6	5	9	6	—	—	3.3	3.3	2.8
SE	%	1	—	—	5	2	6	6	6	1	3	3	1	2.8	2.5	3.2
S	%	—	—	1	1	1	—	1	1	—	—	—	—	0.3	0.1	0.7
SW	%	—	1	4	—	4	2	2	2	—	3	—	1	1.5	1.0	2.2
W	%	6	1	—	—	—	—	1	1	—	—	—	4	1.1	1.8	0.3
NW	%	9	7	3	—	2	3	3	5	2	4	17	14	5.7	8.5	3.0
Wind velocity	m/sec	1.05	1.12	1.13	1.00	1.00	0.95	0.95	0.97	0.88	0.86	0.83	0.93	0.98	0.92	1.03
Sunshine duration	%	45	48	57	38	53	55	57	52	43	40	40	37	49	43	55
Solar radiation	cal/cm ²	367	386	398	394	380	371	382	386	366	364	332	331	371	58	385
Evaporation	mm	2.00	2.52	2.44	2.20	2.07	2.26	2.41	1.99	1.71	1.68	1.69	1.67	2.06	1.80	2.32

Remarks: Rainfall and rainy days are the average values of rainfall stations in the project area and another climatic items are applied by the data in Sampali meteorological station.

Table 2 - 2 Serbadjadi地点の10日平均流量

Unit : m³/s

Month	Period	1971	1972	1973	1974	Average
Jan.	first		52.0	70.2	68.7	61.6
	middle		50.4	57.6	56.0	54.7
	last		57.5	49.8	54.7	54.7
Feb.	first		55.8	44.7	60.2	53.6
	middle		52.0	39.7	63.5	51.7
	last		48.4	39.6	57.1	48.4
Mer.	first		50.1	46.5	48.3	48.3
	middle		48.5	46.7	48.5	47.9
	last		47.5	60.3	46.7	51.5
Apr.	first		49.6	62.6	52.6	54.9
	middle		57.4	55.2	46.2	52.9
	last		63.7	56.9	45.6	55.4
May.	first		53.6	52.3	45.7	50.5
	middle		61.2	48.0	54.2	54.5
	last		56.3	58.1	45.0	53.1
Jun.	first		51.3	73.6	45.2	56.7
	middle		52.8	48.4	40.3	47.2
	last		47.3	47.1	49.8	48.1
Jul.	first		40.6	45.9	40.7	42.4
	middle		38.8	44.5	47.4	43.6
	last		31.3	54.3	49.3	45.6
Aug.	first	51.0	30.6	48.6	49.1	44.8
	middle	60.1	30.4	46.4	44.6	45.4
	last	53.3	38.3	46.9	46.1	46.2
Sep.	first	52.4	38.8	48.5	55.8	48.9
	middle	69.9	46.6	57.8	64.1	59.6
	last	69.5	45.6	48.2	76.5	60.0
Oct.	first	54.2	54.8	46.5	75.8	57.8
	middle	57.2	48.5	53.5	55.6	53.7
	last	58.1	58.0	79.5	52.6	62.1
Nov.	first	57.8	53.1	58.1	55.9	56.2
	middle	54.9	64.5	57.0	66.2	60.7
	last	51.8	76.6	61.0	66.5	64.0
Dec.	first	63.3	68.3	81.6	57.9	67.8
	middle	78.7	63.3	86.7	43.9	68.2
	last	65.0	55.9	96.4	45.8	66.0

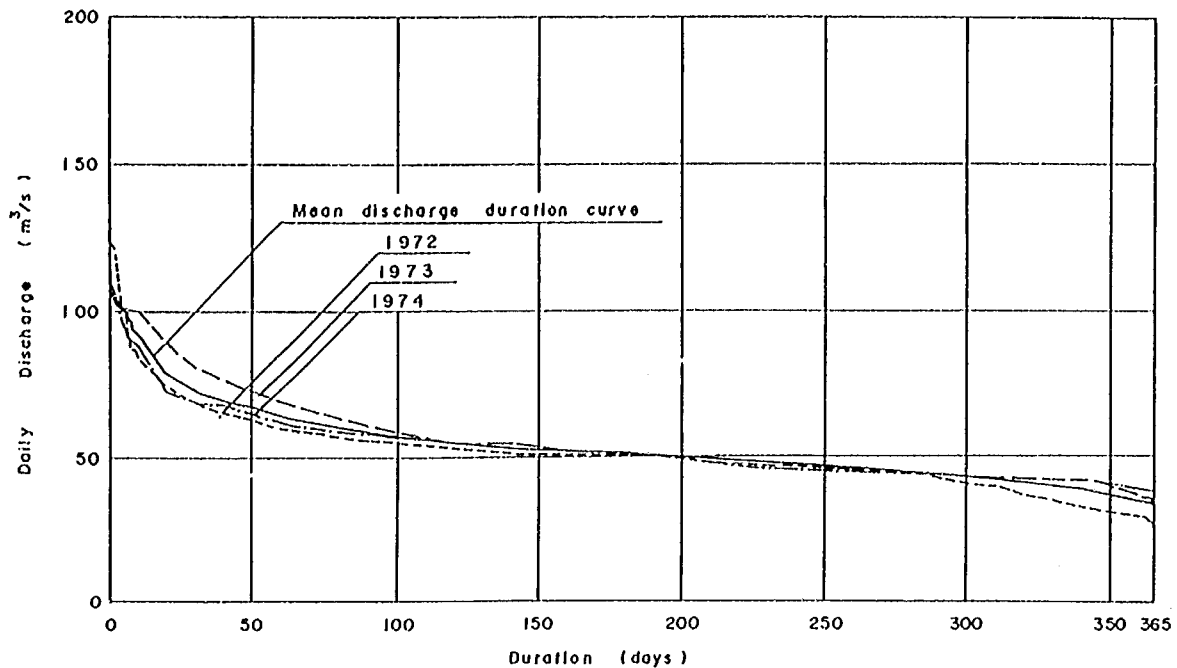


Fig. 2-4 Pulau-Tagorにおける日流量のDuration Curve

河床材料が粗砂であるにもかかわらず、扇状地状であり、河道の位置変遷が激しかったことを物語っている。

なお河道をより詳しく見ると、本区間は次の3つのSegmentに区分される。また本区間は地形から見ると扇状地状でありSegment 1に対応するが、川幅水深比や洪水時の掃流力、自然堤防の形成があることよりSegment 2とした。

○ Segment 2-1=14~32km

本Segmentの最上流地点は、Fig.2-8に示す地形図上の水路や旧川位置より扇頂と判断され、ここから沖積地が開けていく所である。勾配はほぼ1/760の一定値で、川幅70~80m、水路の平均水深1.9mで d_{65} は0.8mmの河道である。B/Hは39であり、低水路満杯時には、単列の砂洲が発生すると考えられる。河道は一部に島状の所があるが大部分は蛇行度の小さい直線状の平面形状となっている。蛇行の波長は、通常の蛇行長に対応する川幅の10倍程度となっている。蛇行度がもっとも大きくても良いような川幅、水深比であるが、本編4-2-2 [3]で述べたような理由によって蛇行度が大きくならないものと考えられる^(注2)。

河道の横断図を見ると河岸沿いに自然堤防状の高まりがあり、その比高は1~2mに達し、横断方向勾配は1/100で自然堤防としてはかなり急なものである。

河口より27km地点より24km地点の左岸には堤防が、24km地点より兩岸に人工堤防がある。本Segmentの下流部は横断図を見ると天井川化しており、堆積速度がかなり速い

注1) 流量 $50\text{m}^3/\text{s}$ 時の水深は、 $\varphi=10$ として、約0.7mとなる。この時の無次元掃流力 τ_{*m} は0.69、B/Hは103である。これより平水流量でも、河床材料は砂堆を形成しながら移動しており、また複列砂洲が形成されることが推察される。

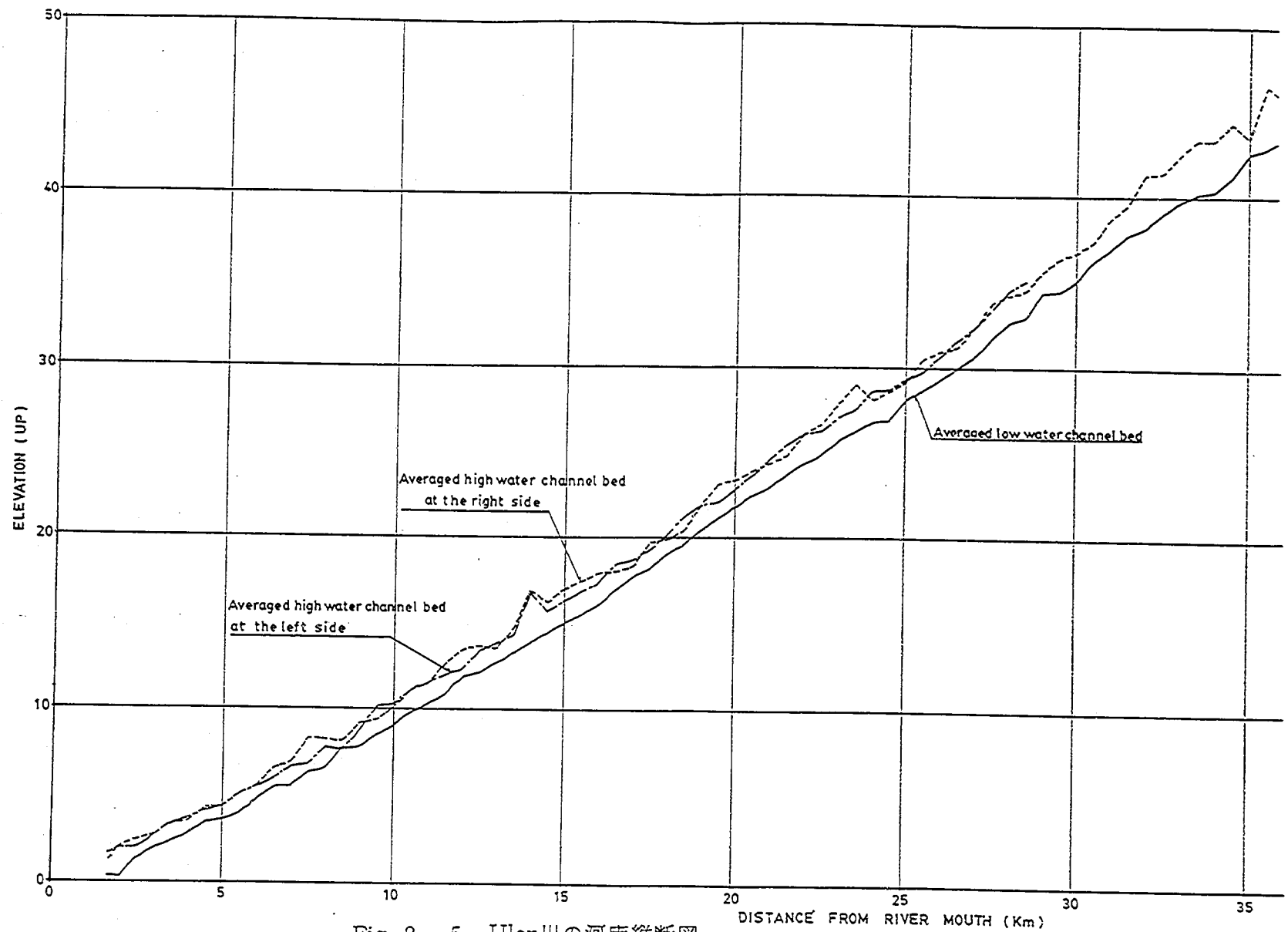


Fig. 2 - 5 Ular川の河床縦断面図

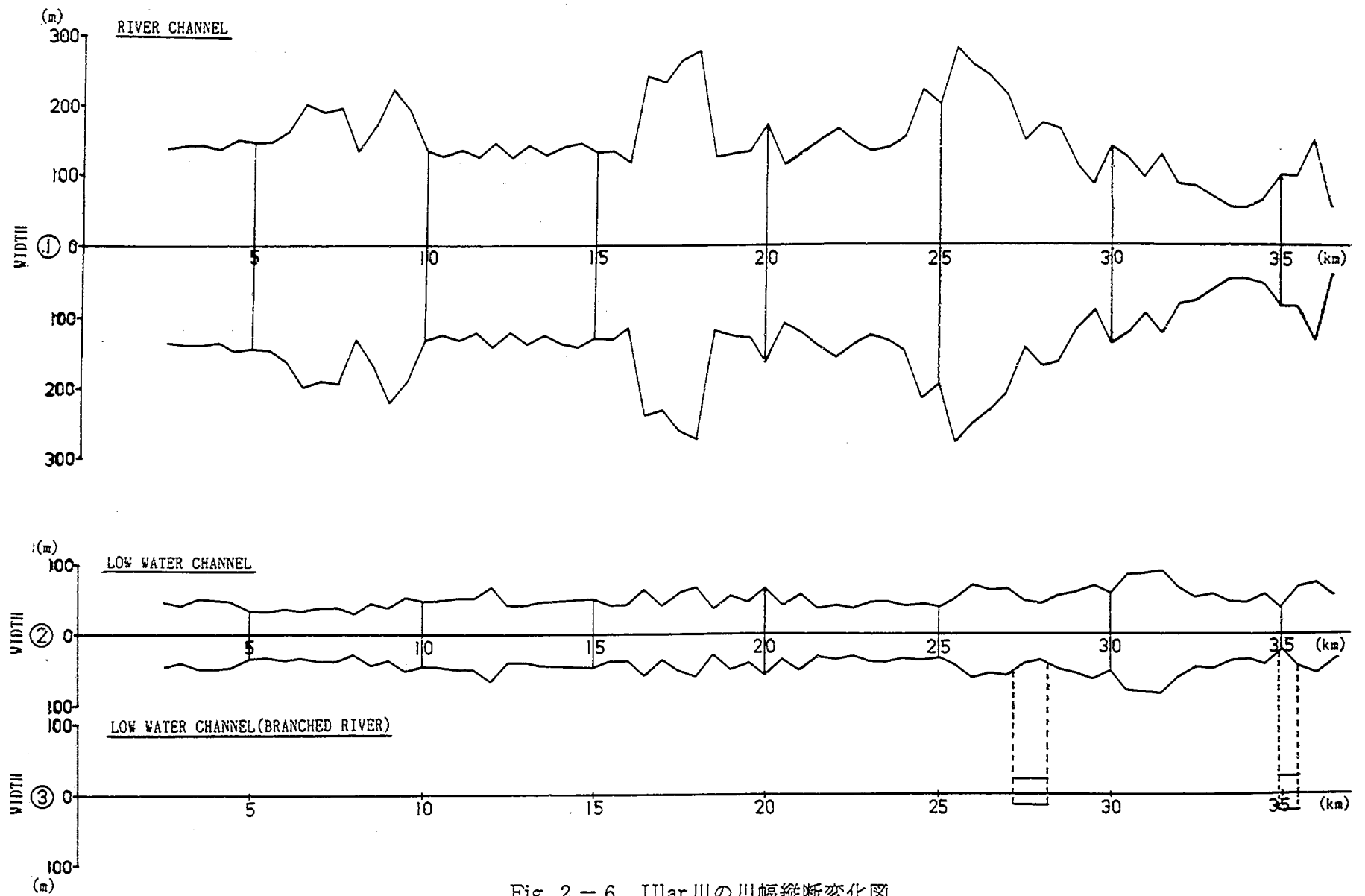


Fig. 2 - 6 Ular川の川幅縦断変化図

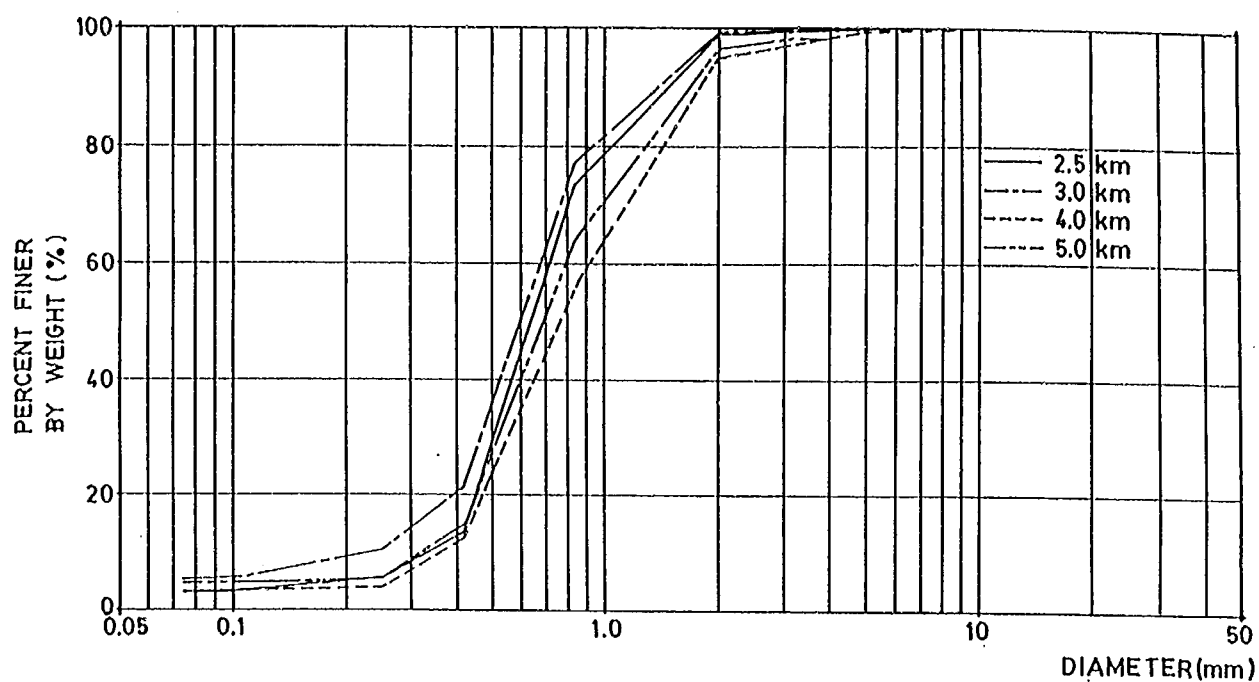


Fig. 2-7(1) 河床材料粒度分布图

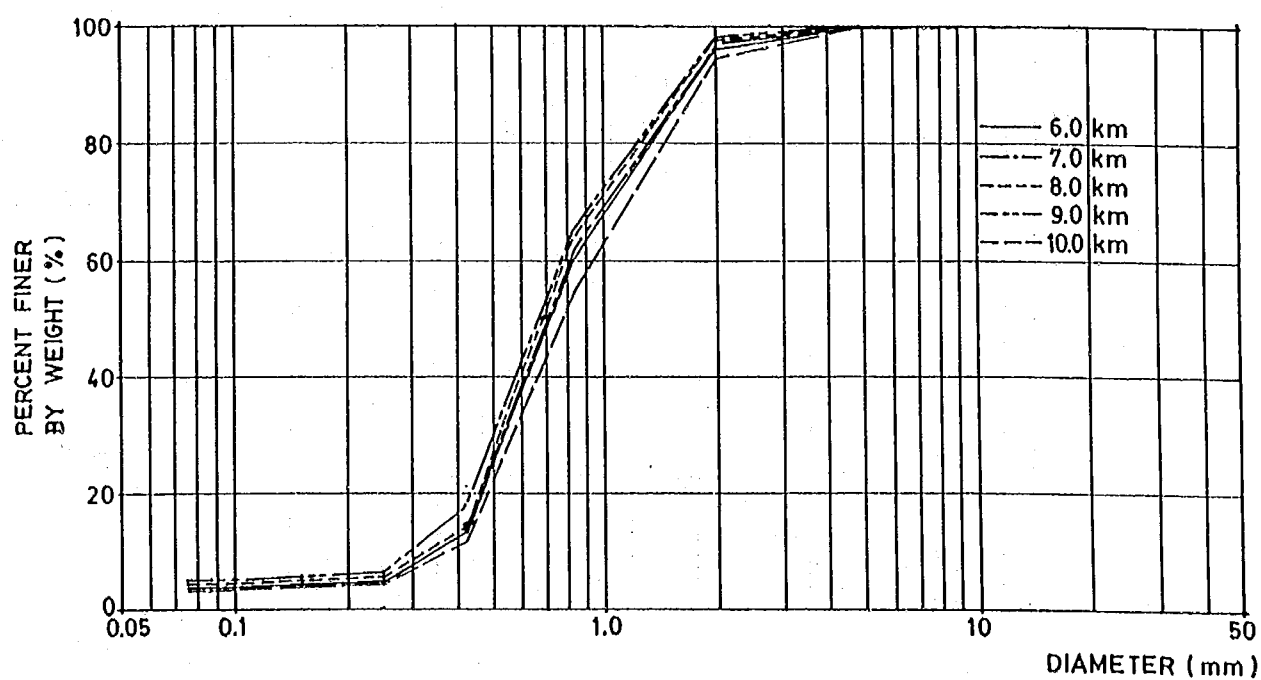


Fig. 2-7(2) 河床材料粒度分布图

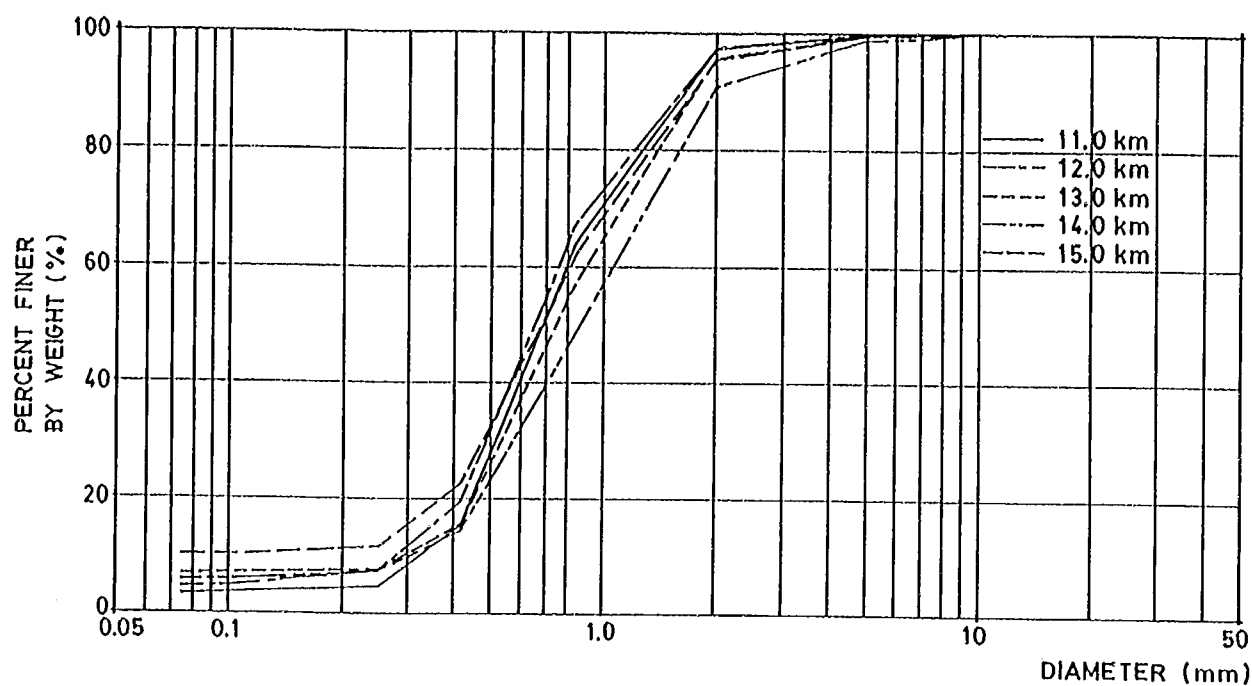


Fig. 2 - 7 (3) 河床材料粒度分布图

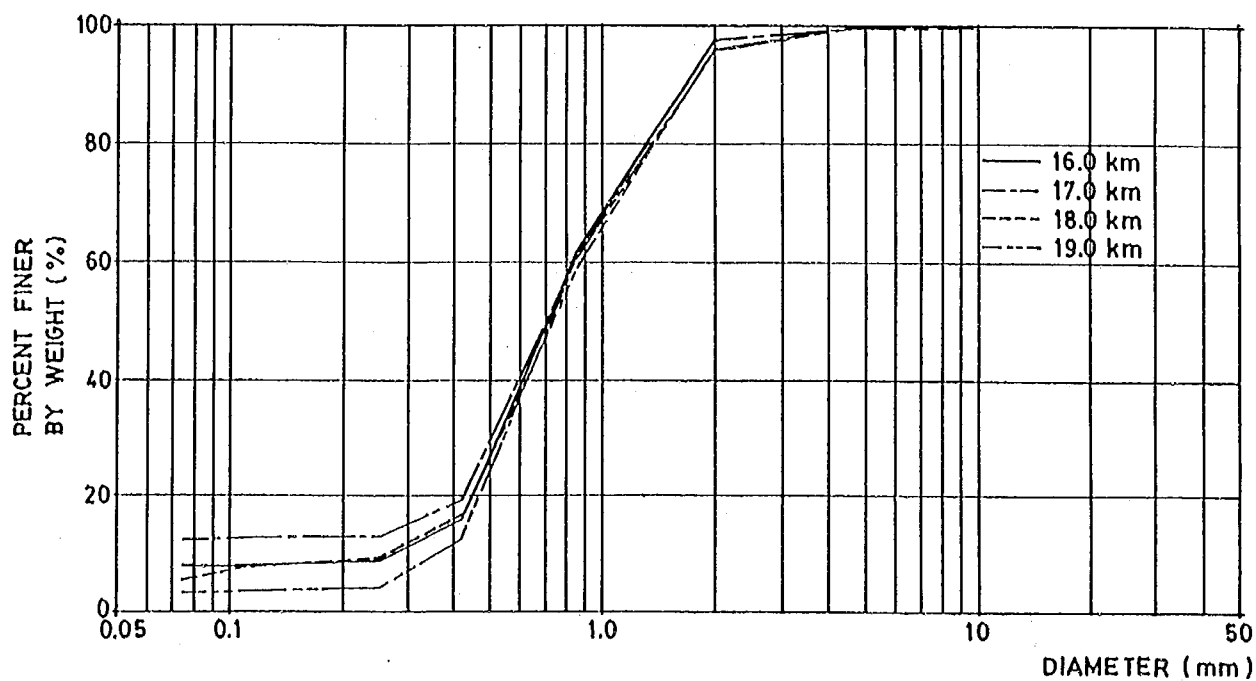


Fig. 2 - 7 (4) 河床材料分布图

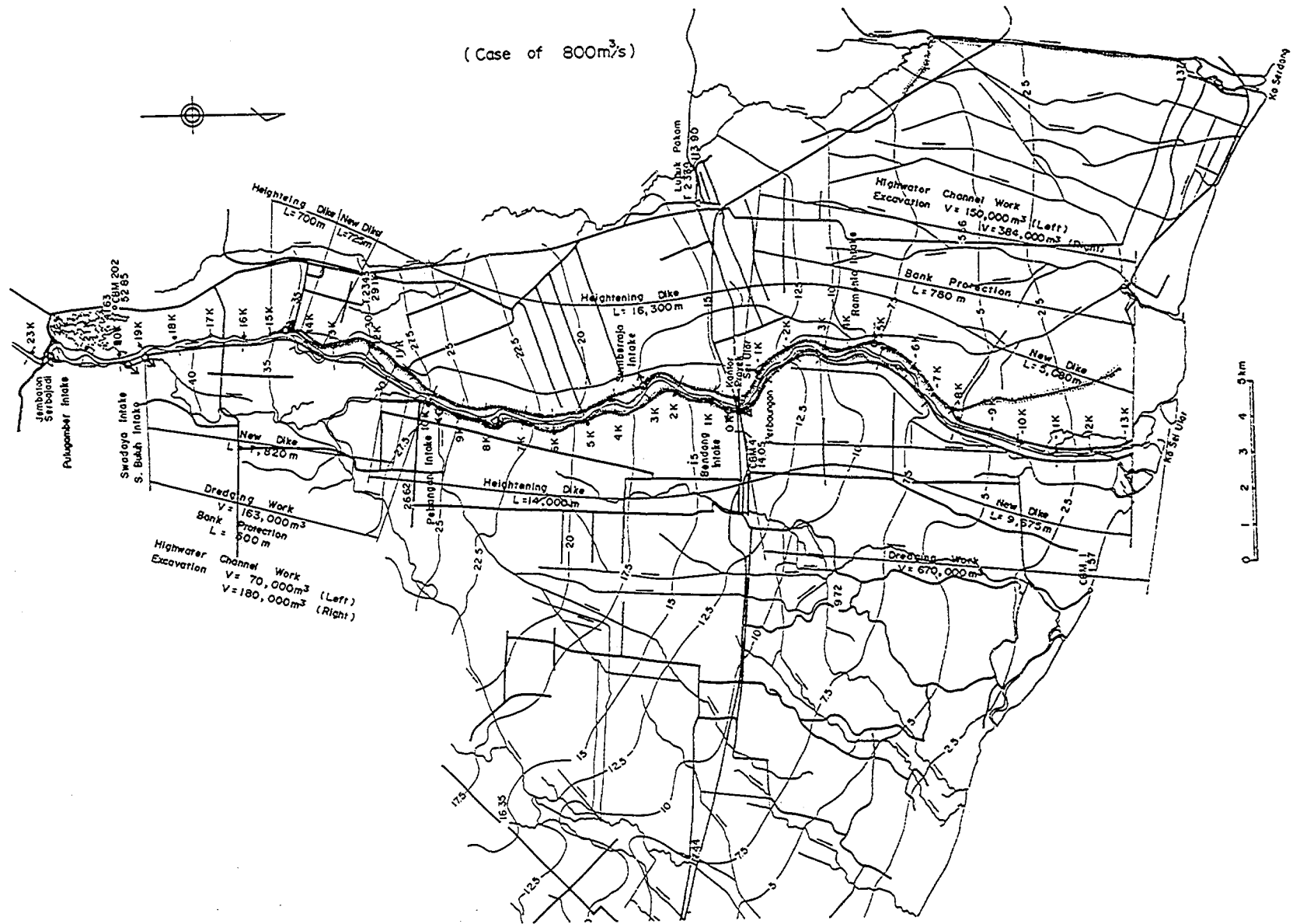


Fig. 2 - 8 Ular沖積地の地形図

ことを示している。

○ Segment 2-2 = 5 ~ 14km

本SegmentはSegment 2-1とはほぼ同様な河道特性であるが、勾配が1/890と多少緩くなり、川幅も多少狭い。

○ Segment 2-3 = 0 ~ 5 km

地形図を見ると本Segmentの河道はほぼ直線状であり人工掘削河道と思われる。最下流の河口部は流路が分離した地形となっている。

3. Asahan川の河道特性

3-1 地域の概要

北スマトラを流れるAsahan川は、Fig.3-1, Table.3-1に示すようにToba湖及びその外輪山を水源とする流域面積6,903.5km² (Silau川を含む。)の河川で、その内3,674km²はToba湖の流域となっている。

流域の地形・地質はFig.3-2, Fig.3-3に示すように、外輪山は火山成の岩石から成り、その裾野に凝灰質岩とその風化物であるラテライト土壌からなる。Asahan川と鉄道の交点であるPulau Raja (79.68km No348) より上流は、この凝灰質からなる山地部を下刻して流れているが、ここより沖積地が拡がっていく。ただし、63km (No260) までは、沖積地を多少段丘化した河谷を流れている。

63km (No260) より上流では土地の高い所がオイルパーム畑として、川沿いは水田として利用され、これより下流では川沿いの自然堤防と思われる微高地は水田として利用され、後背地がスワンプエリアとなっている。感潮区間と考えられる河口より27km (P.72) 区間の浜堤上の微高地はココナッツやし畑となっている。

河道の流下能力は、79kmより下流は200~350m³/s程度である。

3-2 Asahan川の河道特性とSegment

Asahan川が沖積地を流れている区間は、Fig.3-4河床高縦断図、水深変化図、Fig.3-5川幅変化図及びFig.3-6に示す河床材料粒度分布図 (採取地点はFig.3-4の距離標に示されている。)より、大きくは河口より26.0kmから79kmのSegment 2と26.8kmより下流のSegment 3に区分し得る、しかし、Segment 2は、地形との対応、支川の合流等より細かく見れば3つのsub segmentに分けることができる。

○ Segment 2-1 = 46 ~ 79km

本Segmentは勾配1/4,000, $d_{85}=0.55\text{mm}$ の中砂を持つ迂曲河道である。ただし川幅は67km (No270) 付近より上流の方が下流に比較して大きく、下流で55m程度、上流で90m程度となっている。上流区間は、沖積台地を多少下刻した沖積谷を流れているが、下流部は沖積地が大きく拡がっていく所を流れている。蛇行波長は上流部では約1,000mであるが下流部では、蛇行の波長が短く、蛇行度Sは1.5と上流より大きくなっている。

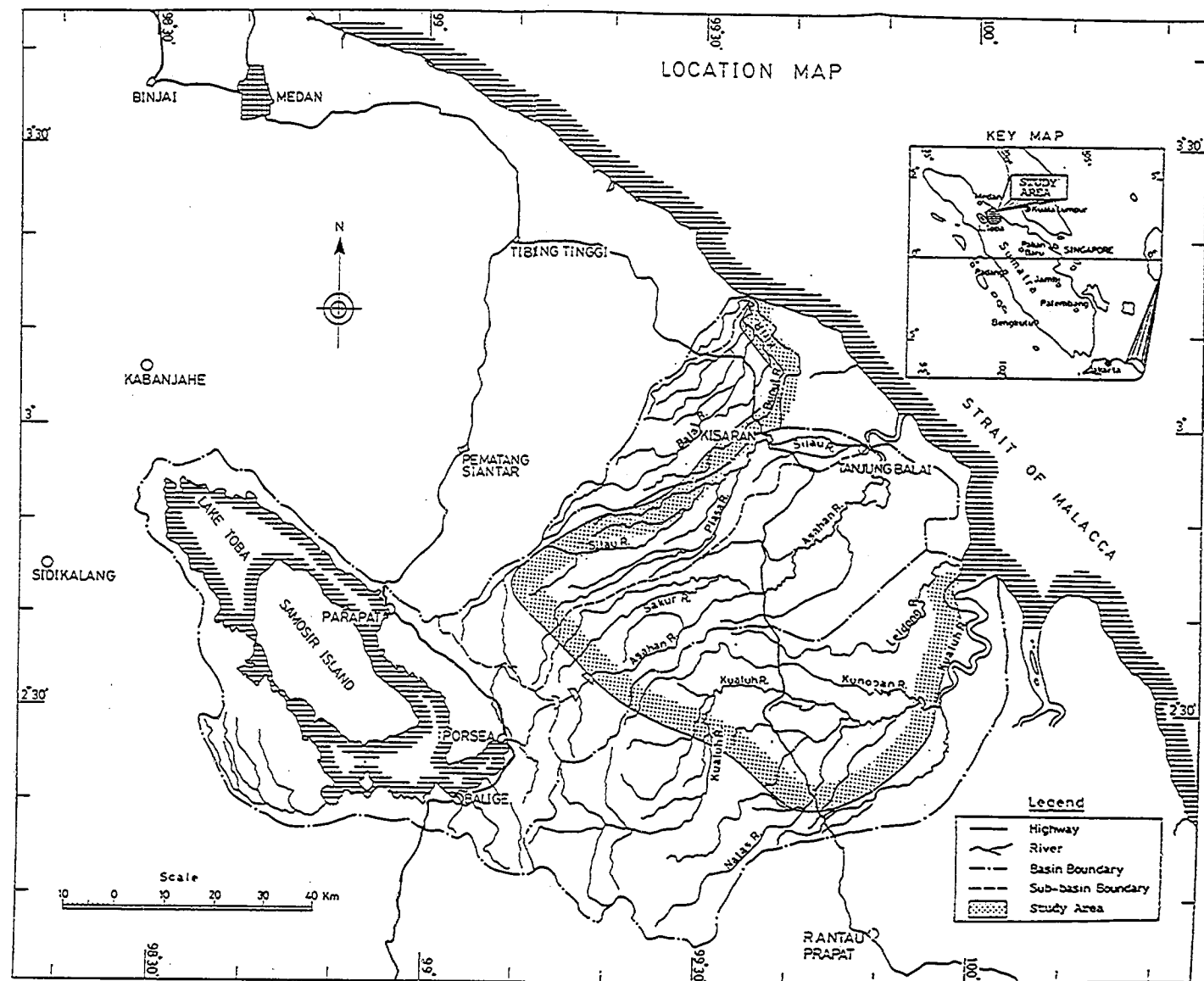


Table 3 - 1 Asahan川の流域特性

Items \ Rivers	Asahan	Silau	Kualuh	Bunut
Catchment Area (km ²)	6,903.5 (at T. Balai inc. Silau R.) 5,702.1 (at T. Balai exc. Silau R.) 3,674.0 (Toba Lake Catchment area)	1,201.4 (at T. Balai)	3,909.4	867.5 (Upstream from Kiri Kiri R.)
River length (km)	139 (Sakur R.)	124	198	81
Watershed Height (EL. m)	1,450	1,800	1,700	420
Mean Basin Slope	0.0104 (1/100)	0.0145 (1/70)	0.0086 (1/120)	0.0052 (1/190)
River Bed Materials	Through the alluvial plain, river bed materials are uniform sand.			
Hydrogy	Mean annual rainfall is about 2,000 mm in the alluvial plain area, but increased up to some 3,500mm in the mountain area.			
Geology	Mountain area : tertiary volcanic rocks Low hilly area : laterite underlain by soft white tuff Alluvial plain : fine silty soils			
Land Use	Mountain area : mostly forest Low hilly area : oil palm and rubber plantation Alluvial plain : paddy field, coconut plantation, bush and swamp			

なぜ川幅が67km地点より上流で大きくなるのか理由は明確でないが、シルトと砂からなる完新世のテラスの所を下刻して流れていることを考えると、この区間の河岸の河床物質が下流部より粘性が小さく耐侵食力が弱いこと、またこの区間の流下能力が下流部に比し大きいことに原因しよう^{注1)}。

○ Segment 2-2=26.0~46km

本区間は、勾配1/6,300、川幅70m、蛇行度 $S=1.7$ の迂曲河道の区間である。本区間の勾配がSegment 2-1より緩いのは、43km地点に流入するNantau川の影響を受けるからであろう（日本の河川も有力な支川が本川に流入すると勾配が緩くなる。これは合流によっ

注1) Fig. 3-4によると海水面より高水敷高が5mの地点は46km地点、10mの地点は62km地点である。このことを考えるSegment 2-2及びSegment 2-1の下流部は今から5,000~6,000年前の日本という縄文海進時には海面下あるいはラグーンであったものと思われる。Segment 2-1の上流部の沖積段丘構成物質は、この時の汀線沿いに堆積した物質と思われる。

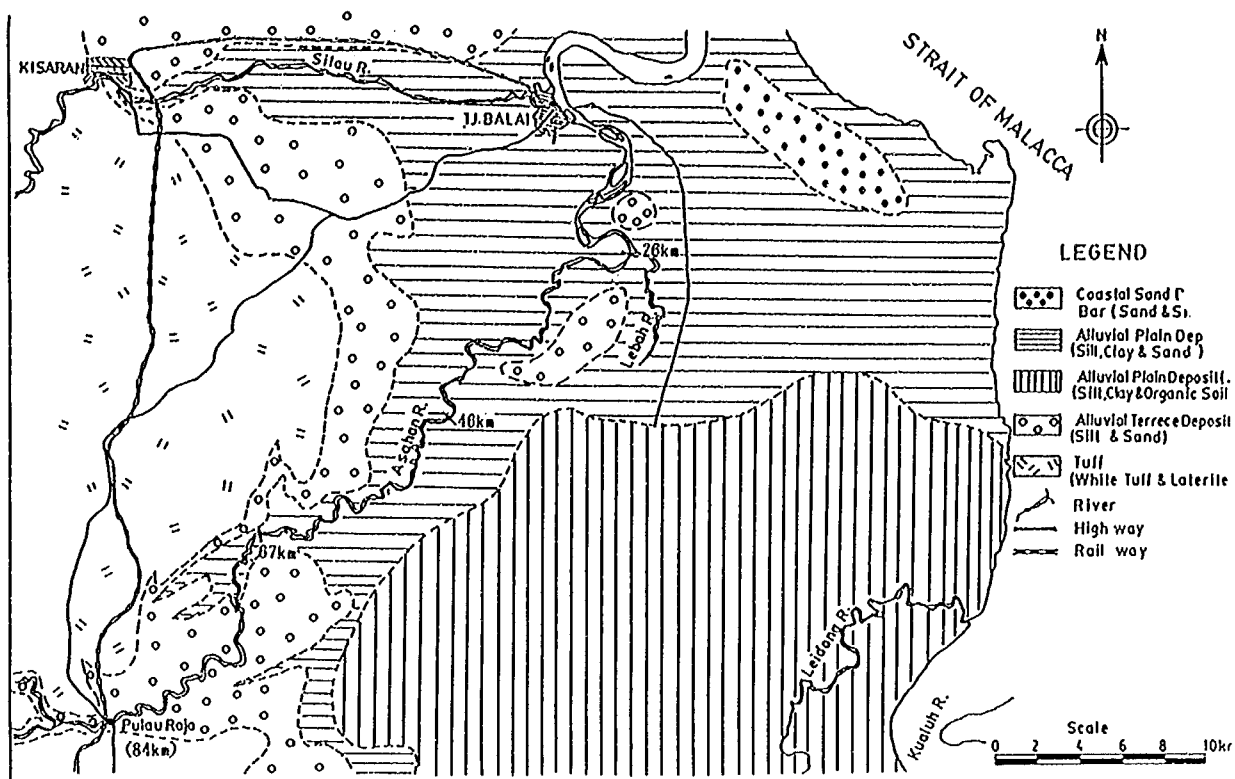


Fig. 3 - 2 Asahan川の地形・地質の概要

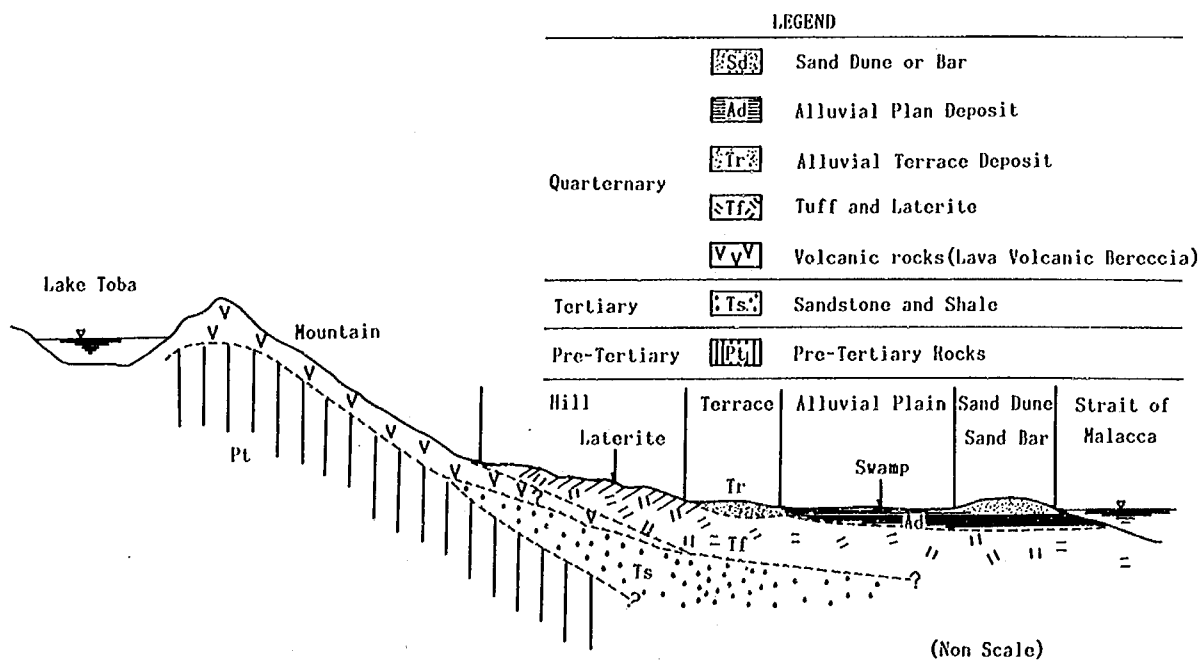


Fig. 3 - 3 地形と地質の関係

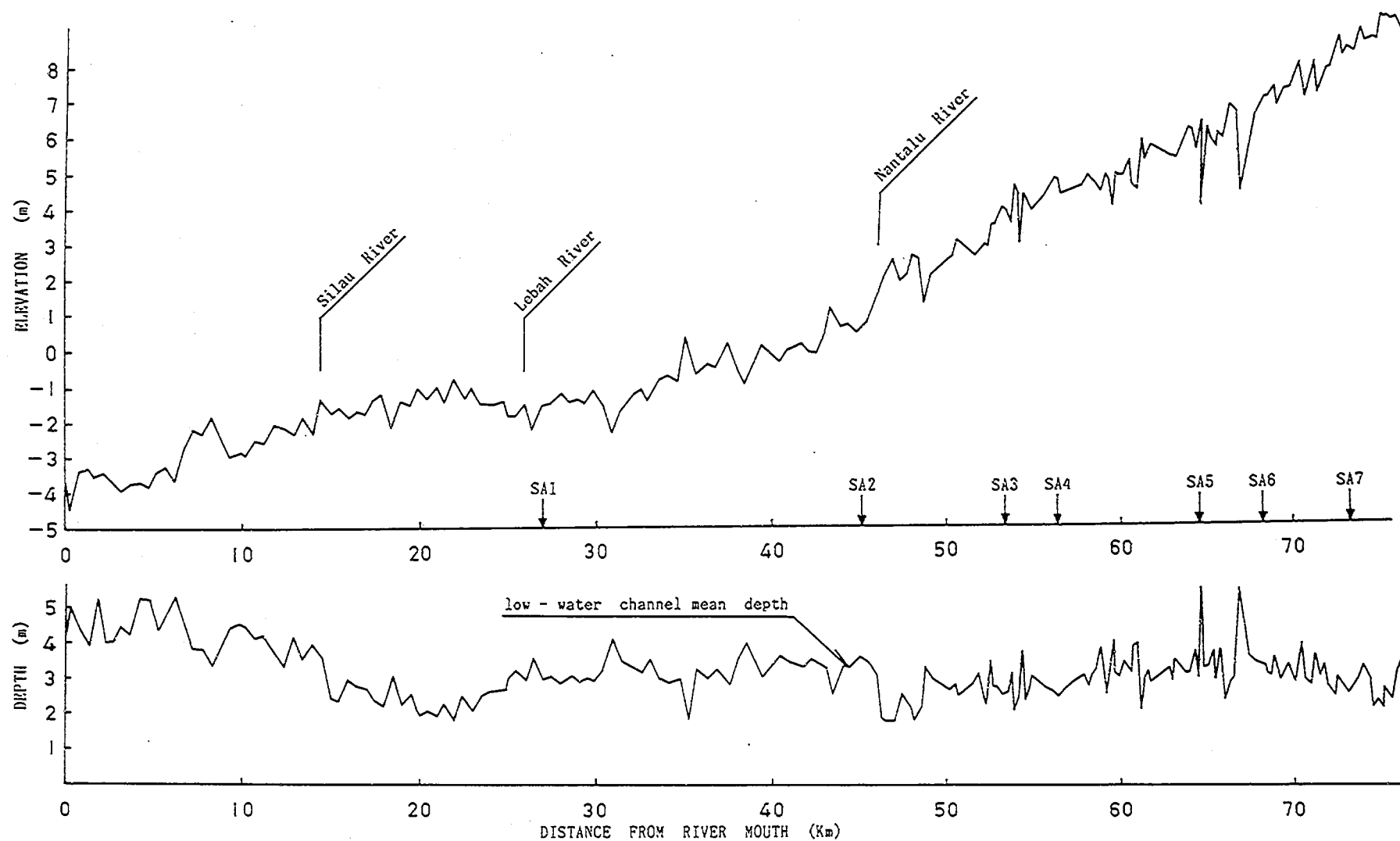


Fig. 3 - 4 Asahan川の河床高縦断面図及び水深変化図

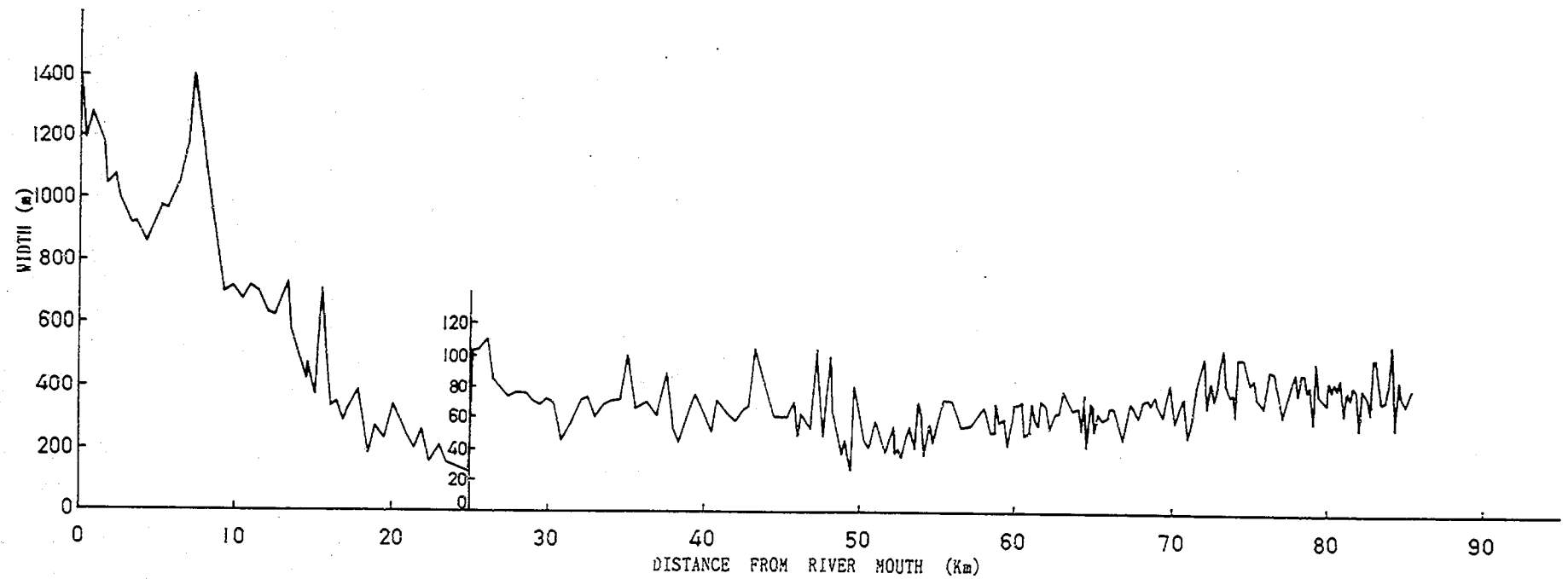


Fig. 3 - 5 Asahan川の水路幅縦断方向変化図

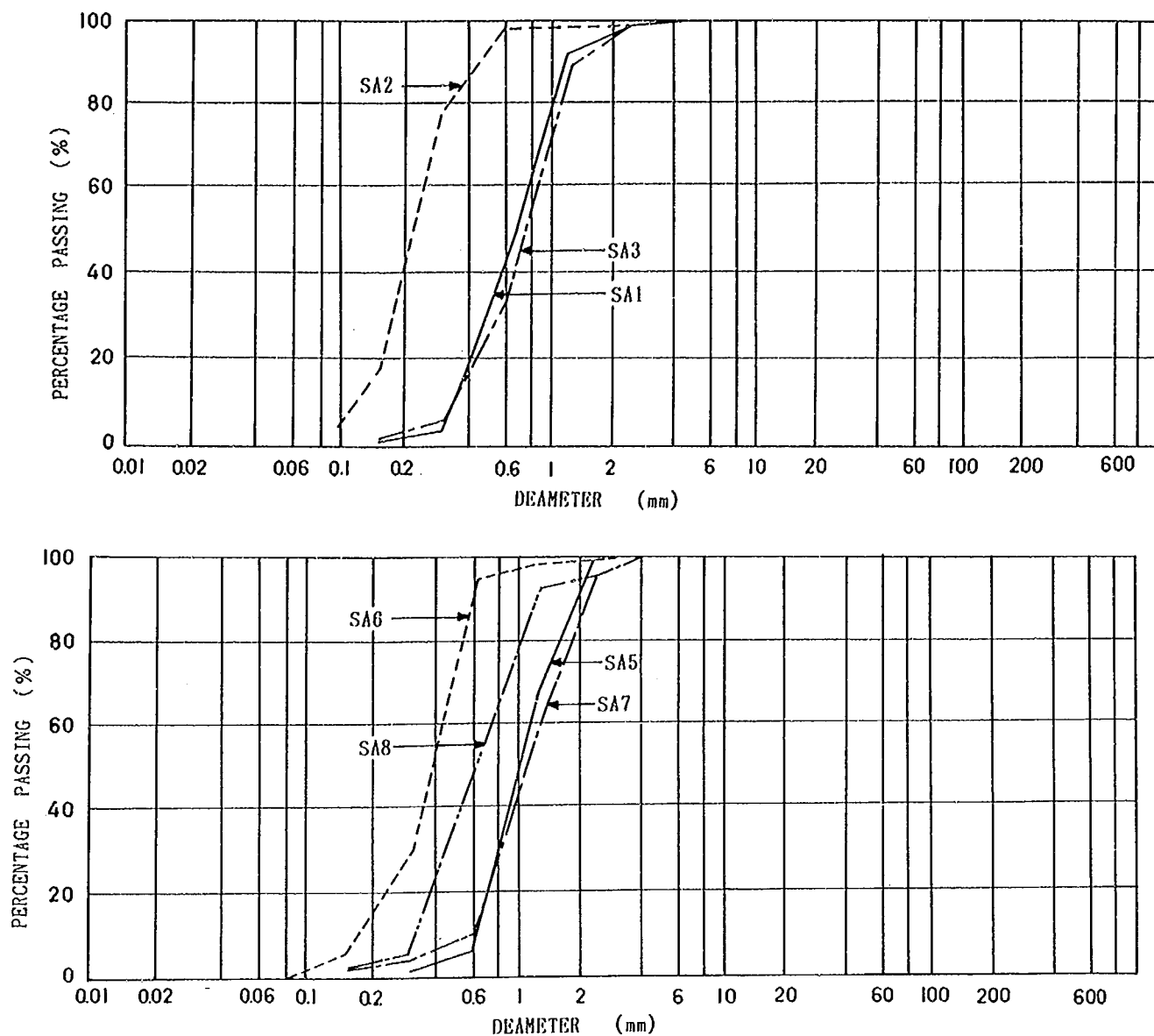


Fig. 3 - 6 Asahan川の河床材料粒度分布図

て流量が増加し、掃流砂の流送土砂濃度が減少するため、勾配が緩くなると考えられる²⁾。

○ Segment 3 = 0 ~ 26km

本区間は感潮区間に当り、下流に向かって川幅が80mから1,000mに増加する。本区間の河道特性は、洪水流によって決まっていると言うより、潮汐流の影響が大きいと考えられる。高水敷の高さは2 m程度の所が0 ~ 13kmまであり、これより上流は1 ~ 1.5m程度と逆に低くなっている。これは沿岸砂洲が海岸沿いに発達し、その陸側がポケット状の地形（ラグーン的）となっているためである。

なお、11km地点より上流は川中に島状の砂洲が所々に現われている。

3-3 Toba湖の河道特性に及ぼす影響

前述したAsahan川のSilau川を除した流域面積は5,702km²であり、その内Toba湖の流域は3,674km²である。このことはAsahan川の流況は、Toba湖の影響を受け、同一流域面積を持

つ河川より洪水流量は小さく、かつ低水流量が大きいことを示している。事実左支川のSilau川（流域面積1,201km²）の河道の流下能力とAsahan川のSilau川合流点上流の流下能力は、流域面積が大きく異なるのにほぼ同じような200～300m³/sとなっている。また河床勾配もSilau川は下流部で1/1,700～1/2,500程度で、Asahan川の2倍以上となっている。これは、Asahan川の土砂濃度が、湖の存在によって、Silau川より小さいことに原因しよう。

さらにbankfull流量時の u_*^2 が他のインドネシアの河川に比して約半分程度となっている。流量変動が少なく、粘土・シルト成分の土砂濃度の小さい河川の方が、bankfull流量時の u_*^2 が小さくなると考えられるので、Asahan川の特徴は、この考えと整合している。

4. Jeneberang川の河道特性

4.1 Jeneberang川の概要

Fig.4-1に示すJeneberang川は、Sulawesi島南部に位置する標高2,833mのパワカラエン山に源を発し、多くの支川を合流しながら西流し、河口から30km地点でJenelata川と合流後西南に流れを変え、大きな蛇行もなく南Slawesi州の州都であるUjung Pandang市の南部を流れ、Makassar海峡に注ぐ流路延長約75km、流域面積727km²の河川である。河床勾配は下流部で約1/1,200で、土砂流出は、本川上流のLonbopatang火山噴出物分布地域の崩壊地および同地域の段丘の側方侵食、さらに中流域の堆積物の河道侵食によって生産され、河道へ供給されている。これらの土砂供給に伴ない河口部での堆積、河口位置の前進がみられる。

[1] 気候・水文

当流域の気候は熱帯モンスーンであり、年平均降雨量は山地で4,000mm、平地で2,800mmである。11月～4月の雨期と5月～10月の乾期の2季に分かれる。

また月平均相対湿度は、雨期で85%、乾期で70%、年平均蒸発散量はパン蒸発計での観測によると1,600～1,800mmになっている。

さらに日照率の月平均値は雨期40～50%、乾期約80%である。

Kanpili観測所に於ける水位観測以来の大洪水は、第1位が1967年に起こり最大流量は3,350m³/sである。第2位および第3位は各々1977年、1974年に起こり、その最高流量は2,120m³/sおよび1,440m³/sである。

なお、Jeneberang川に於ける確率流量をTable.4-1に示す。

Jeneberang川の水位観測はKampili、Bili-Biliの2地点で行われている。資料の整備されている1978年のBili-Bili地点（流域面積384km²）の観測結果では、年平均流量は30m³/sとなっている。

一方過去10年間の流況は、資料のよく整備されている3雨量観測所の各観測所日雨量をもとにしてタンクモデル法を用いて算定した結果によると、最渇水年はBili-Bili地点で1976年、Kampili地点で1958年に起こり、年間流出量および渇水流量はBili-Bili地点で796×10⁶m³および3.3m³/s、Kampili地点で1,099×10⁶m³および5.6m³/sである。

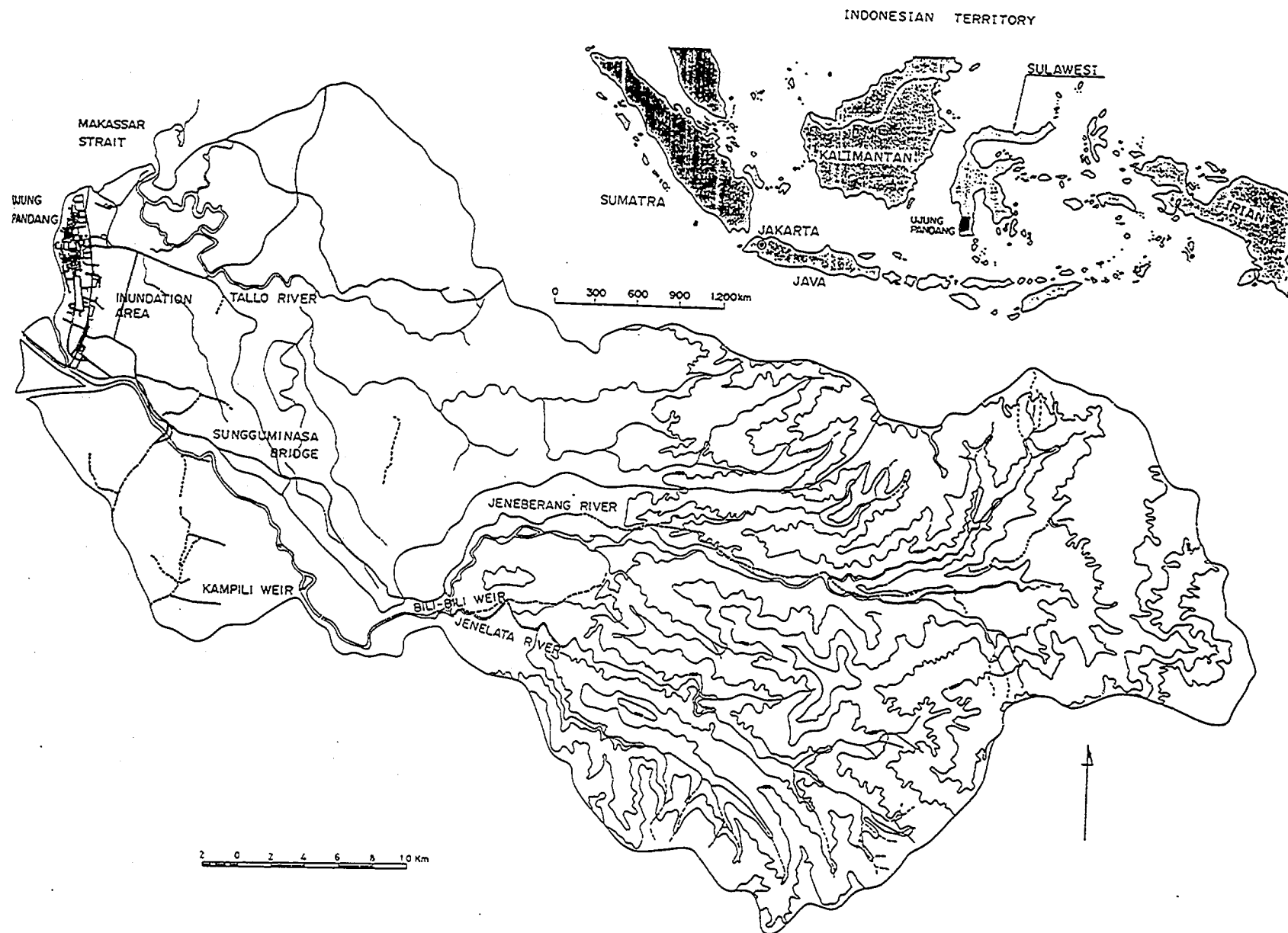


Fig. 4 - 1 Jeneberang川の流域図

Table 4 - 1 Jeneberang川の確率流量

Unit : m³/s

Return Period (Year)	Bill - Bili	Kampili Weir	Sungguminasa	
100	3,122 (8.1)	4,163 (6.7)	4,163 (6.2)	
50	2,748 (7.1)	3,664 (5.9)	3,664 (5.5)	
30	2,471 (6.4)	3,249 (5.3)	3,294 (4.9)	
20	2,249 (5.9)	2,998 (4.8)	2,998 (4.5)	
10	1,862 (4.8)	2,483 (4.0)	2,483 (3.7)	2,085 [*] (3.1)
5	1,461 (3.8)	1,948 (3.1)	1,948 (2.9)	1,670 [*] (2.5)
2	854 (2.2)	1,138 (1.8)	1,138 (1.7)	1,090 [*] (1.6)

* Discharge after regulation

() Specific discharge

Makassar海峡の潮位はMakassar検潮所で観測されており、資料の整備されている1976年～1978年の記録をもとに朔望平均満干潮位を求め、モデル潮位を作成したものをFig.4-2に示す。

[2] 地質及び土質等

Jeneberang川流域の地質はFig.4-3に示すように、1)新生代新第三紀堆積岩類 2)新生代新第三紀の岩脈類 3)第四紀のLompobatang火山堆積物 4)沖積層の4つに区分される。

新第三紀堆積岩類は、中流域に分布しており、主として中硬質塊状火山角礫岩と凝灰岩からなり、軟質シルト岩、砂岩を挟み新第三紀堆積岩に貫入する岩脈は幅が数100mであり、長さは数kmである。この岩脈は堅硬な輝緑岩、細粒閃緑岩からなり、割目が多い。Lompobatang火山噴出物は、上流域に分布しており、安山岩、溶岩、凝灰角礫岩、泥流堆積層からなる。

沖積層は河床および下流域の沖積平野に分布する。前者は砂、礫からなり、後者は砂と粘土からなる未固結層である。沖積層の土質は、河川沿いのボーリング調査結果より作図した土質の層序図Fig.4-4より、下流域は氾らん原堆積物が1～4mあり、この厚さは下流に向かって薄くなっている。この下にJeneberang川のbed load物質である砂層が5～6mある。標高-5m以下は粘土層となっている（海成デルタ底置層に対応すると思われる）。なお7km地点より上流では、標高-5m以上の所に第三紀堆積岩が存在し、上流に向かって徐々に標高が高くなっている。この三紀層は、河口より20km地点（標高20m

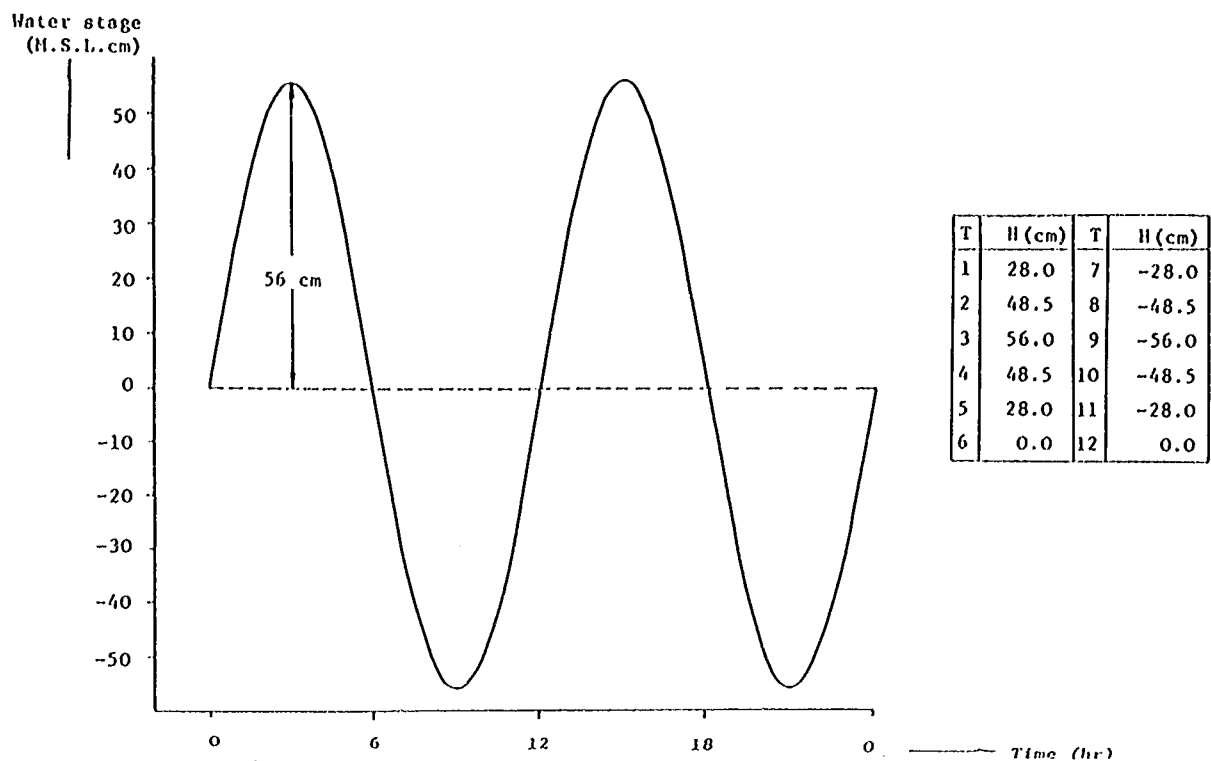


Fig. 4 - 2 潮位変動

程度) で地表に現れるので海に向かって傾斜1/1,500程度で傾いている。

[3] 流出土砂

流出土砂は、Jeneberang川上流のLonbobatang火山噴出物分布地域の崩壊地、および同地域の段丘の側方侵食、さらに中流域の堆積物の河道侵食によって生産され河道へ供給されている。

現在のところ上流域に於ける著しい土砂の生産は見られないが、過去に、上流域で生産された土砂が上、中流域河道に一時堆積し、この堆積土砂が下流河道に移送されている状態にある。なお、過去78年間に河口及び海底に堆積した土砂量より、 $1,500\text{m}^3/\text{km}^2/\text{年}$ 程度の土砂が河口部に供給されたと推算されている。

[4] 河道状況

Jeneberang川は山地部を流下後、Kanbili堰付近で平地部へ入り、大きな蛇行もなくMakassar海峡へ注いでいる。河道特性検討区間はFig.4-5に示す河口からKanbili堰の20kmである。

Jeneberang川の現況河床勾配はSunggumimasa橋上流および下流で、それぞれ1/1,200, 1/1,500である。現在のJeneberang川は4.4km付近に於いて南側の左派川と北側の右派川に分派し、Makassar海峡に注いでいる。航空写真によれば1924年以前の河道は北側の右派川と今は締切って廃川となっている旧Jeneberang川とに分派していた。

Jeneberang川の築堤工事は1965年から実施されている。

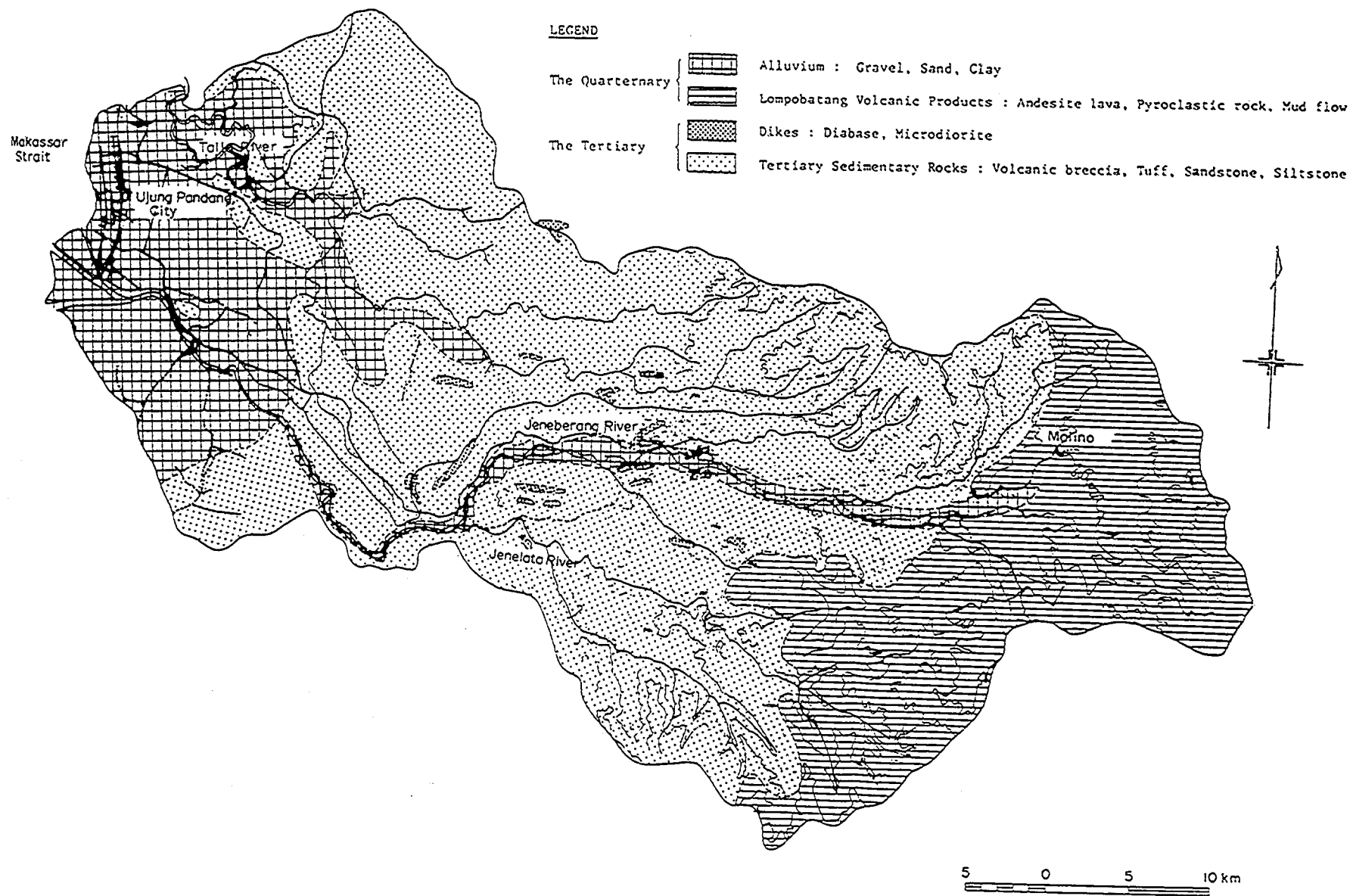


Fig. 4 - 3 流域地質圖

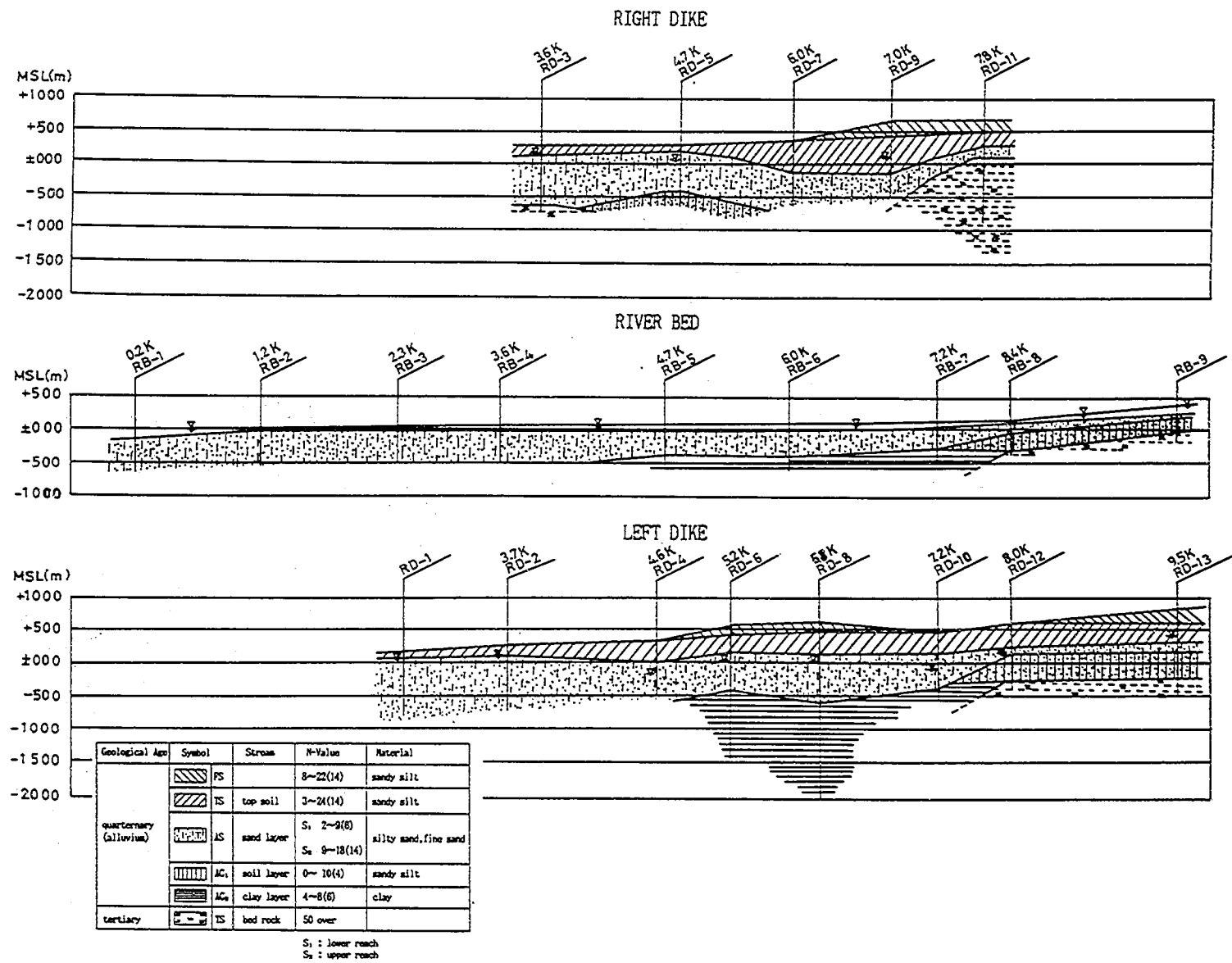


Fig. 4 - 4 地質縦断面図

左岸7.2 km付近および右岸8.0 km付近に一部無堤防部があるが、左岸2.0 km付近から9 km区間、右岸は2.6 km付近から10.9 km付近まで堤防はほぼ完成している。しかし、この現況堤防はその高さが不連続であり、また堤防断面が不統一でありその安全性は十分でない。

Jeneberang川の現況疎通能力はSunggumimasa橋上流で $600\text{ m}^3/\text{s}$ 、下流で $1,000\text{ m}^3/\text{s}$ である。

なお、Sunggumimasa橋下流に於ける疎通能力の最も小さい断面は8.0 km地点である。ここは右岸は無堤防部である。しかし河岸の背後に地盤より1 m程高い道路が存在し、この道路がUjung Pandang市に対して堤防の役割を果たしている。この道路面まで氾濫を許容した場合、河道の疎通能力は $1,800\text{ m}^3/\text{s}$ となる。

またSungguminasa橋の上流部には右岸側に道路、左岸側にKanbili灌漑水路が存在し、これらは周囲の地盤より高く、これらによって囲まれる地域は自然遊水池の役割を果たしている。河川の流量が $1,800\text{ m}^3/\text{s}$ 以上になると右岸側の道路を越えてその背後にあるBili-Bili灌漑水路に流入しUjung Pandang市まで達する。

現況の河床構成材料はBili-BiliおよびKanpili付近で礫、またSunggninasa付近で粗砂より成る。Fig.4-6に河床構成材料の50%粒径の縦断変化を示した。

4-2 Jeneberang川の河道特性とSegment

Fig.4-7に示す河床縦断図、Fig.4-8に示す川幅変化図、Fig.4-6に示す粒径変化図、及び地形図より、沖積層上を流れる河川が始まるKampili堰(21.67 km)下流は、河床勾配、河床材料が大きく変わらず、同一Segmentと見なしても良いが、細かく見ると次の4つのSegmentに区分される。

○ Segment 2-1=18.4~21.6 km

Kampili堰は、山間狭さく部(第三紀の堆積岩から成る。)を流れていた河川が沖積地へ出る所に設置され、その高さは取水のため約16 mの高さにあり、河床から突き出た形となっている。このため上流部2 km位が堆積地形となり、下流3 kmが侵食地形となっている。本Segmentはこの侵食地形の区間に当る。

本Segmentより上流の第三紀層を下刻して流れている21.6~30 kmの区間の河床勾配は1/470であり、河床材料の d_{50} は2~15 mmと大きく、砂分と粒径50 mm前後の礫の二峰性の粒度分布となっている。

本Segmentの最上流点で勾配、河床材料も急変し、粗砂を河床材料とするSegmentとなるが、Fig.4-9に見るように、河床材料が粗砂と50 mm前後の二峰性の粒度分布を持つ所がある。本SegmentはKampiliせきの設置によって形成されたものであり、河岸には沖積層を下刻して形成された低いterrace地形が見られる。河床の一部には第三紀層が露出していよう。

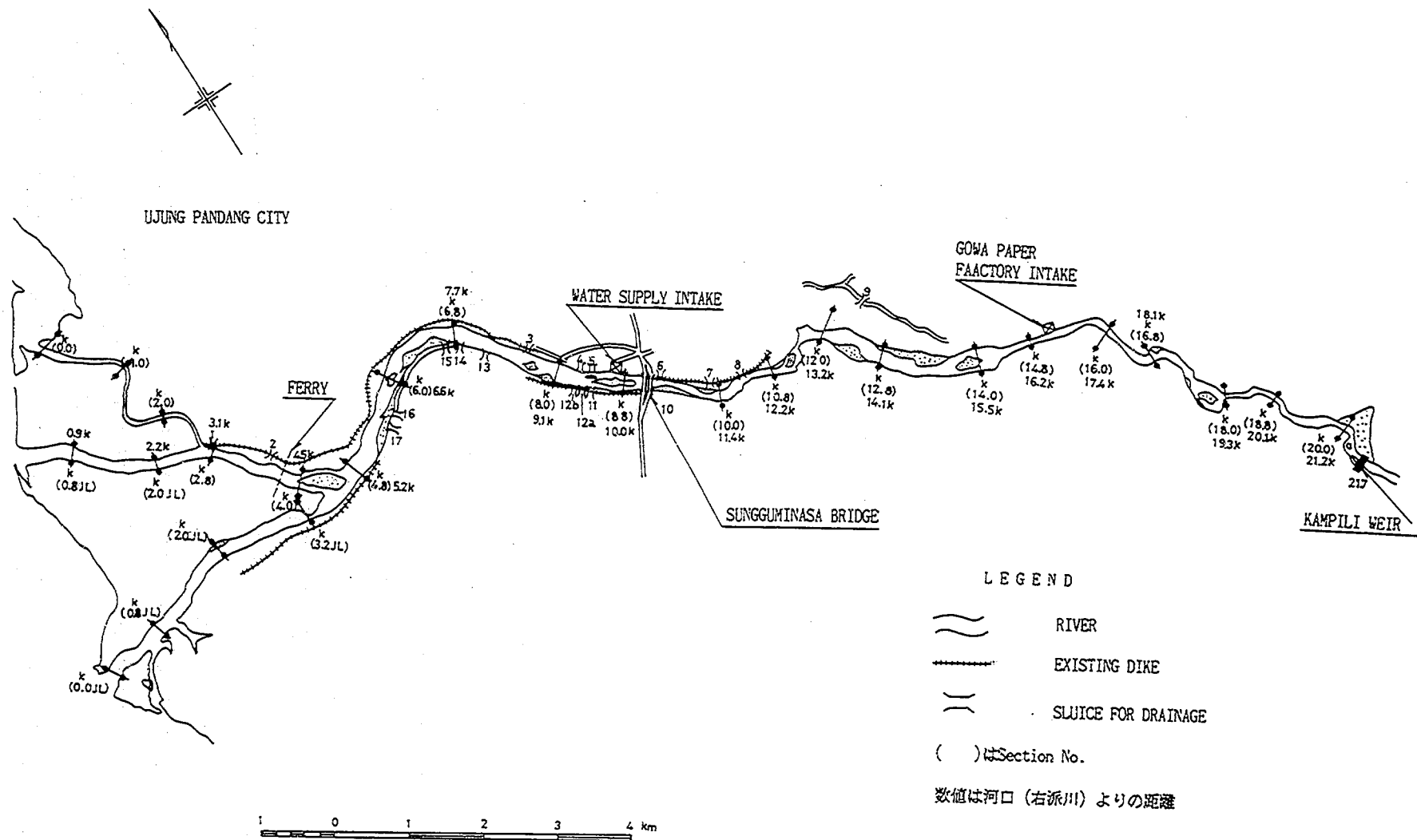


Fig. 4 - 5 Jeneberang川の平面形状と距離標

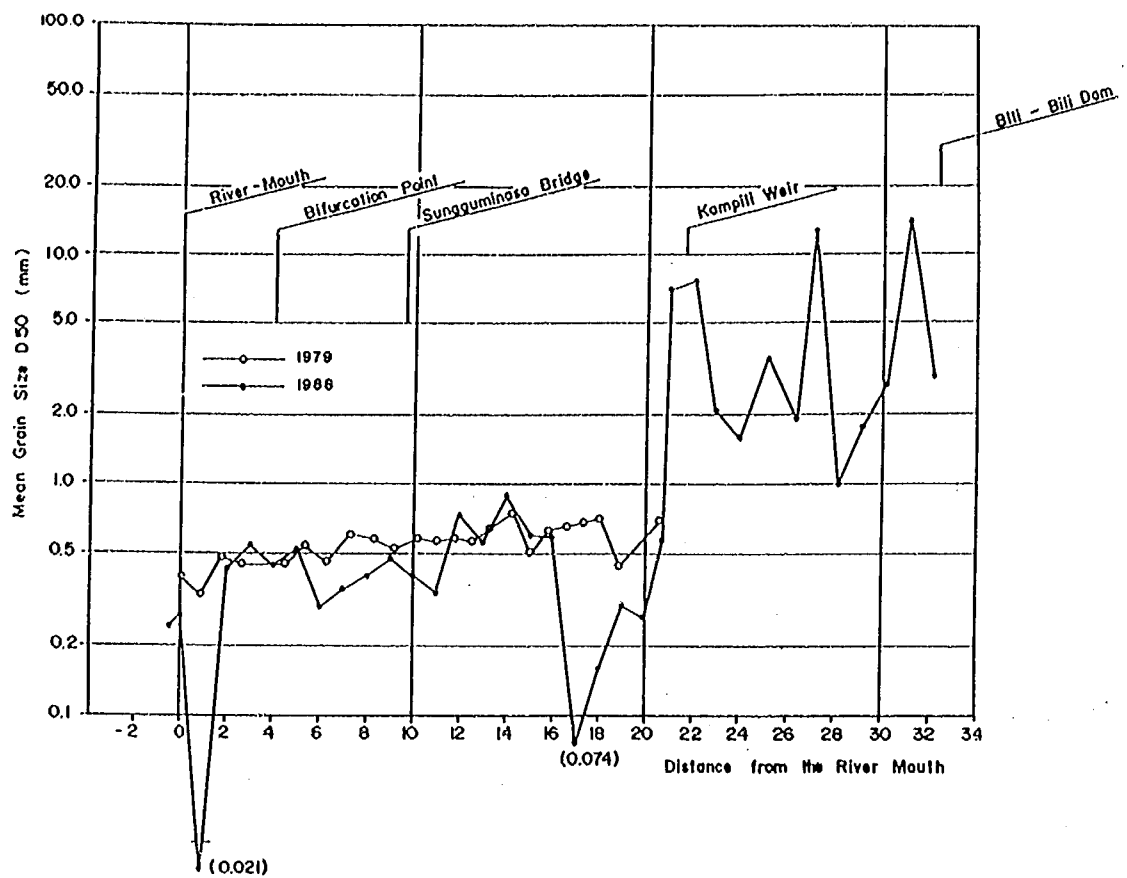


Fig. 4 - 6 河床材料 d_{50} の縦断方向変化図

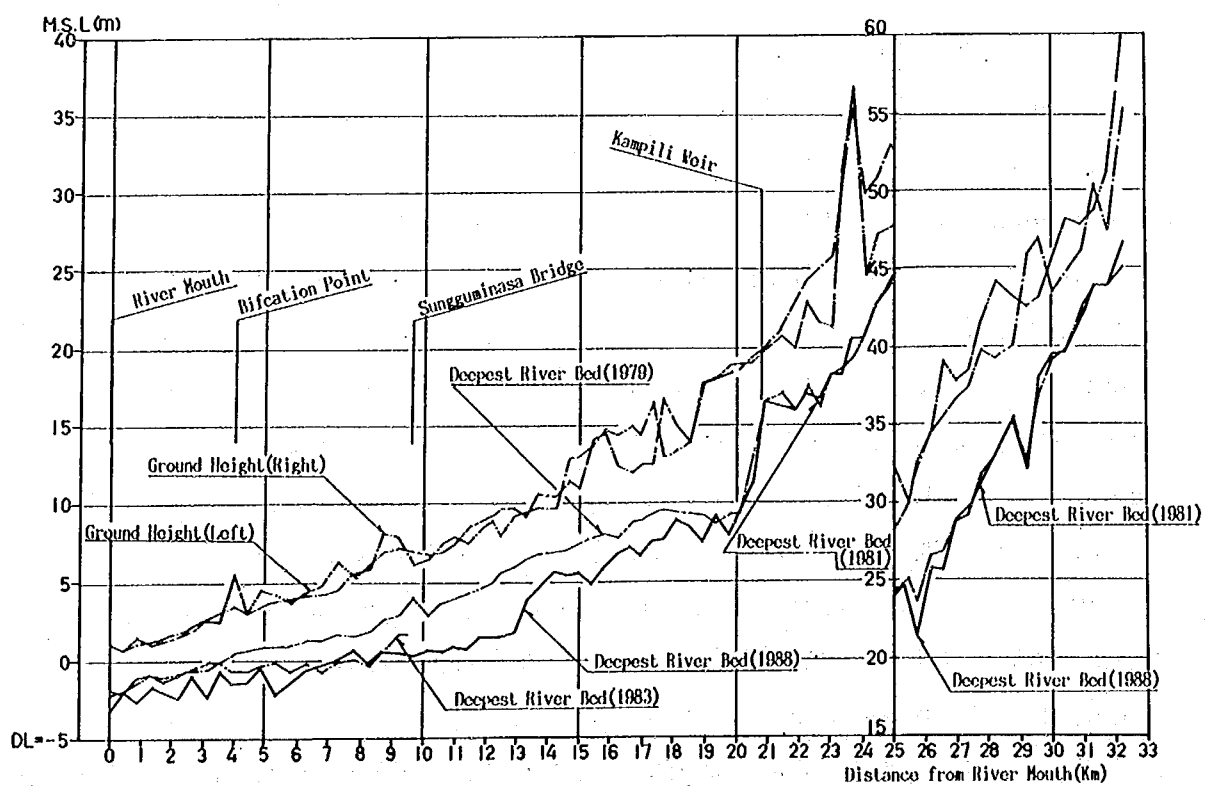


Fig. 4 - 7 Jeneberang川の河床高縦断図

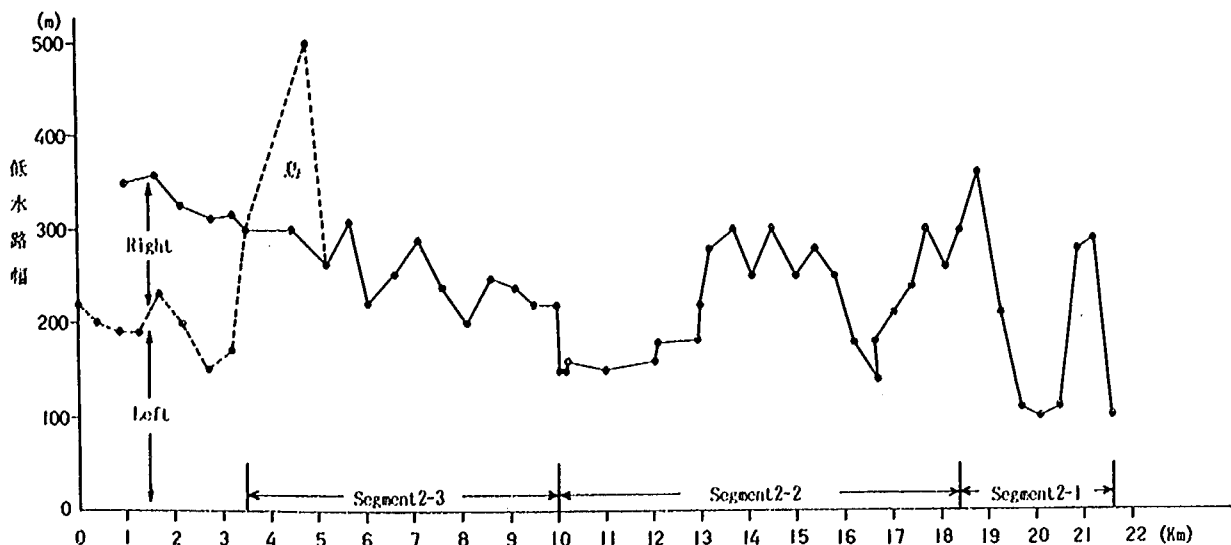


Fig. 4 - 8 Jeneberang川の川幅縦断変化図

○ Segment 2-2 = 10 ~ 18.4 km

本Segmentは、勾配 $1/1,200$ 、川幅は $10 \sim 13$ kmで 170 m、 $13 \sim 18$ kmで 260 m、河床材料は粗砂 ($d_{50} = 0.5 \sim 0.7$ mm) である区間である。川幅が異なっているので、本Segmentを2つに区分することも可能である。水路の平均水深は 3 m程度と推定されるので、川幅水深比は $60 \sim 90$ となる。砂州形態は単列的であるが 14 km地点は中州状の地形が見られ複列的になっている。蛇行形状は 12.7 km右岸側の三紀層の小山によって規制されている。

地形図の等高線を見ると本Segmentの 14 kmより上流の区間は、沖積面を下刻しているようで、比高 $2 \sim 3$ mの小段丘が見られる。

本Segmentの最下流端には、Sungguminasa橋があり、ここで川幅 110 m位に絞られている。橋脚の保護のためか、ここに床固めの保護工が設置されている。

本SegmentはFig. 4-10に示されるように砂採取に主因する河床低下に見まわされている。Fig. 4-7に示す最深河床高の 1979 年と 1988 年の比較によると 12 km地点下流では 3 m程度も河床が低下した。なお 1988 年の最深河床高縦断図を見ると 13.5 km地点で河床高が 2 mから 6 mに急上昇している。Fig. 4-4に示した地質層序図から判断すると、本地点は 1988 年時には第三紀層が露出し床固めのステップ状の地形となっていよう。

○ Segment 2-3 = 4.8 ~ 10 km

本Segmentは地表面勾配 $I_L = 1/1,500$ 程度で上流部の勾配より多少緩くなっている。なお 1979 年の河床勾配を見ると $I_b = 1/2,000$ となっている。川幅は約 250 m程度であるが、 7.5 kmより上流で多少狭く 230 m程度、下流では 270 m程度である。

○ Segment 2-4 = 0 ~ 4.8 km

本Segmentは2派川に分流した河道区間である。河床勾配、地表勾配は上流のSegmentとはほぼ同一であり、同一segmentとしても良い区間である。但し、 d_{50} は $0.3 \sim 0.5$ mmで多

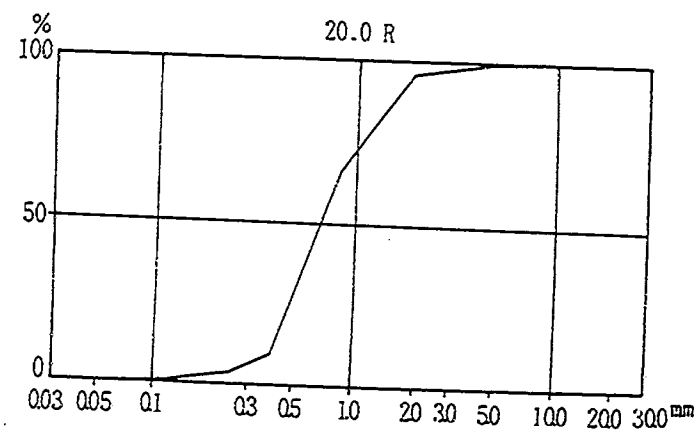
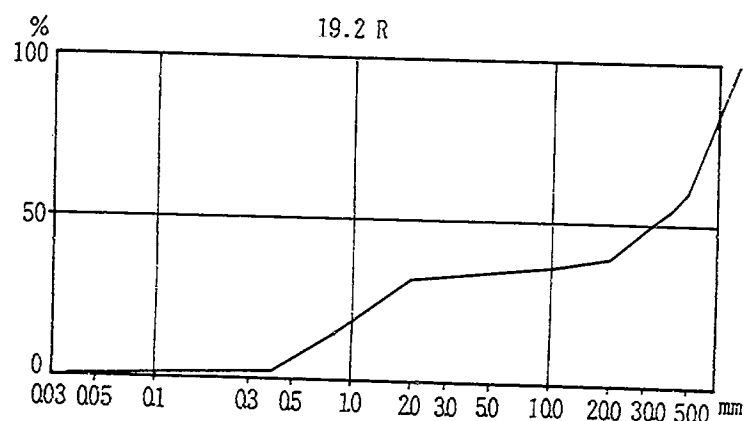
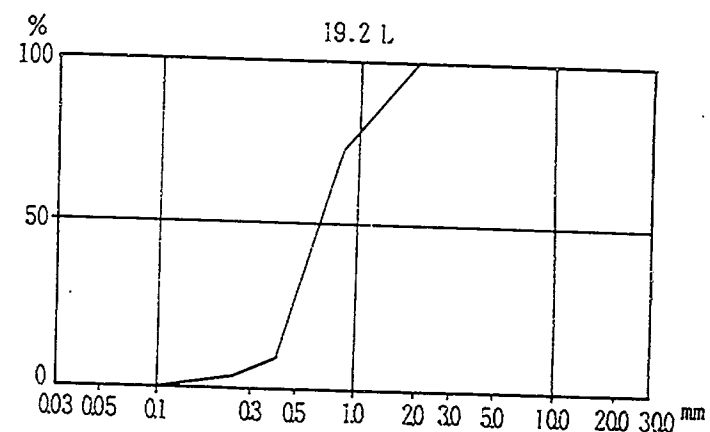
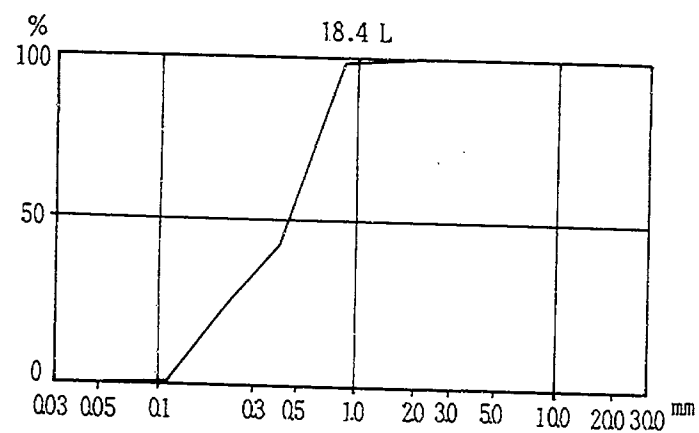


Fig. 4 — 9 河床材料分布图

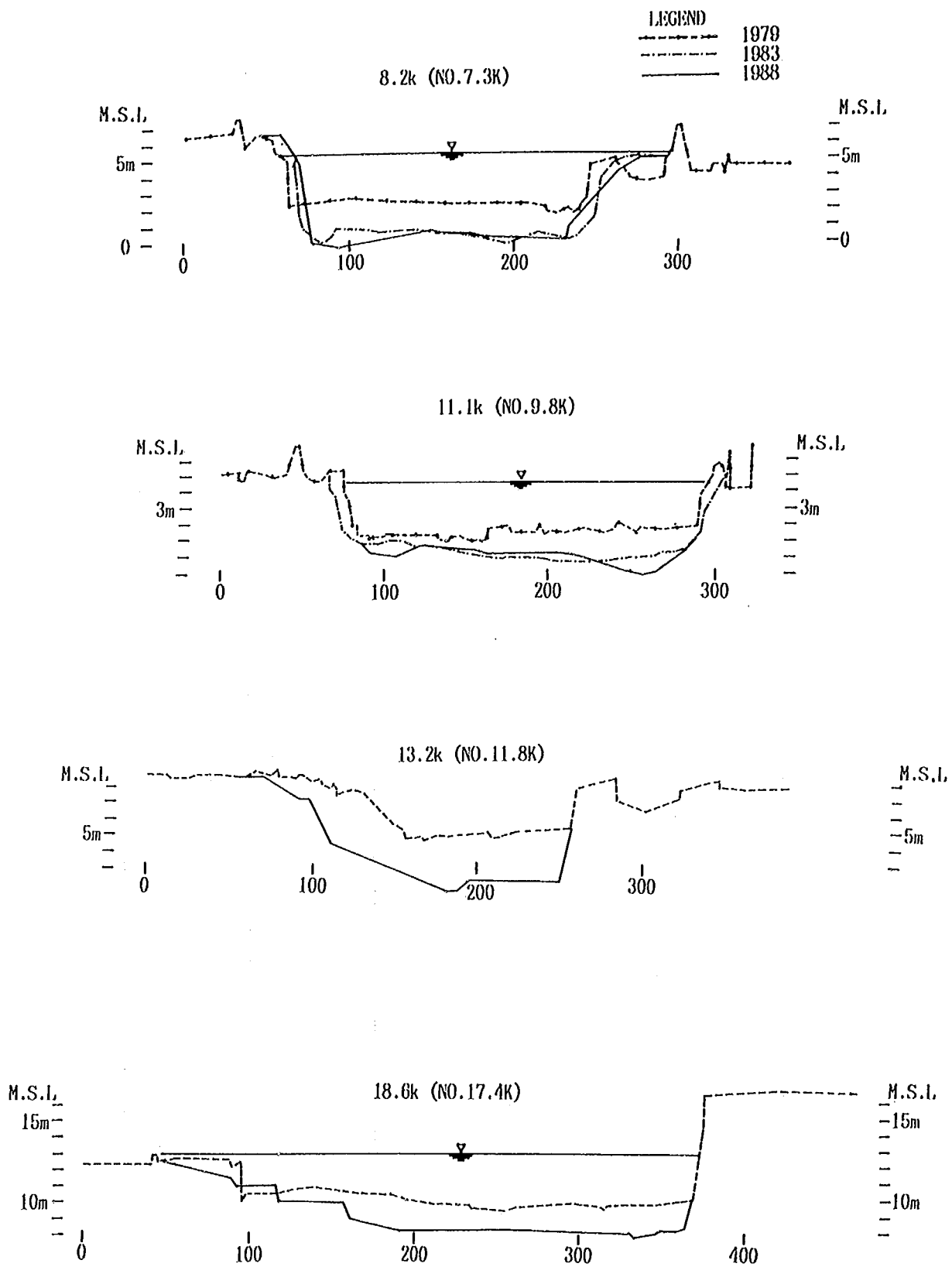


Fig. 4 - 10 河道横断面图

少粒径が小さくなっている。

Fig.4-11に示すように本区間の河道は、その位置がたびたび移動しており、非常に若い地形の所である。なおこの河道区間の長さは河口位置の前進によって長くなる方向にある。本来堆積空間であるが、近年の河床材料の採取によって河床低下の傾向にある。

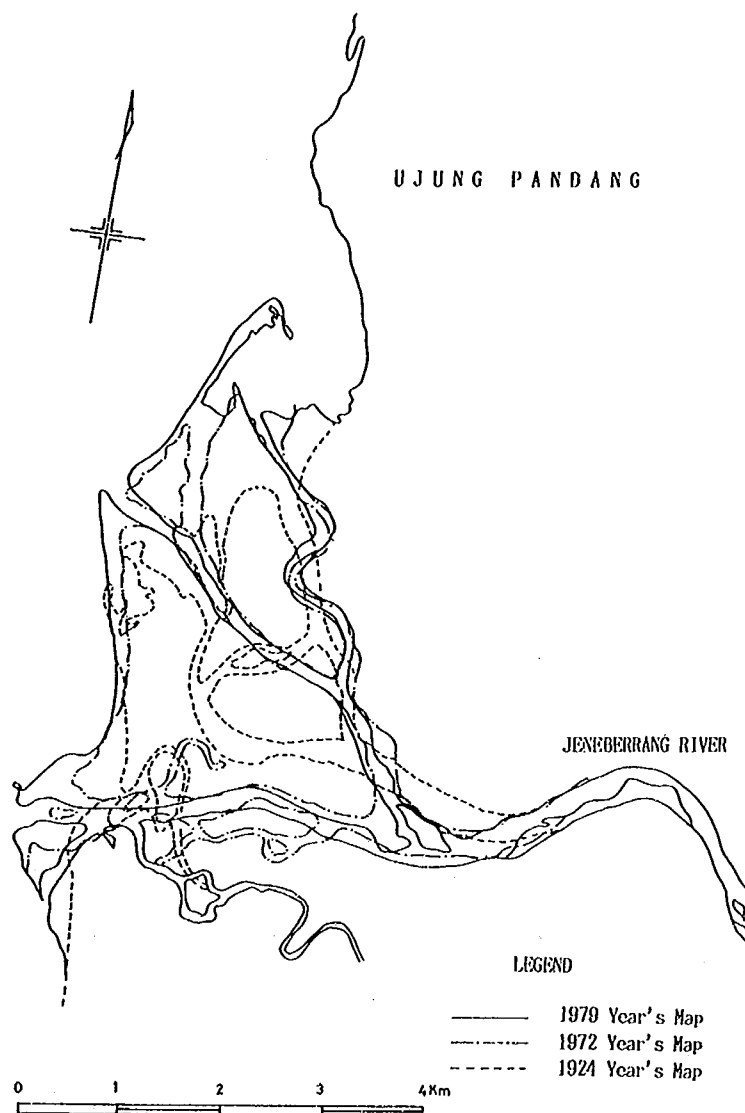


Fig. 4 - 11 河口部の河道変遷（デルタの発達）

5. Citarum川上流域の河道特性

5-1 流域の概要

Upper Citarum川はFig.5-1に示すようにJawa 島中西部を流れる流域面積1,771km² (Curag Jompong地点) の高原都市Bandongを流域に持つ河川である。ここでは、Bandong近くの河道特性を取り上げて検討することにする。

Citarum川上流域は北側に位置する2,000m級の火山であるBurangrang, Tangkugkuban-parahu山、南側をPatuha, Malabar山から水を集めながら、西に向かって盆地上の地形の

5-2 河道特性とSegment

河床高縦断面図 (Fig.5-2), 河積・川幅・川幅水深比縦断面変化図 (Fig.5-3), 及び河床材料, 粒度分布図 (Fig.5-4) より, Curug Jompongから 0 ~ 40 kmの区間は 2 つのSegmentに区分し得る。

- Segment 2—1=25~40km

本Segmentは以前は湖だった所が堆積によって埋めたてられた平坦地形の所で、大出

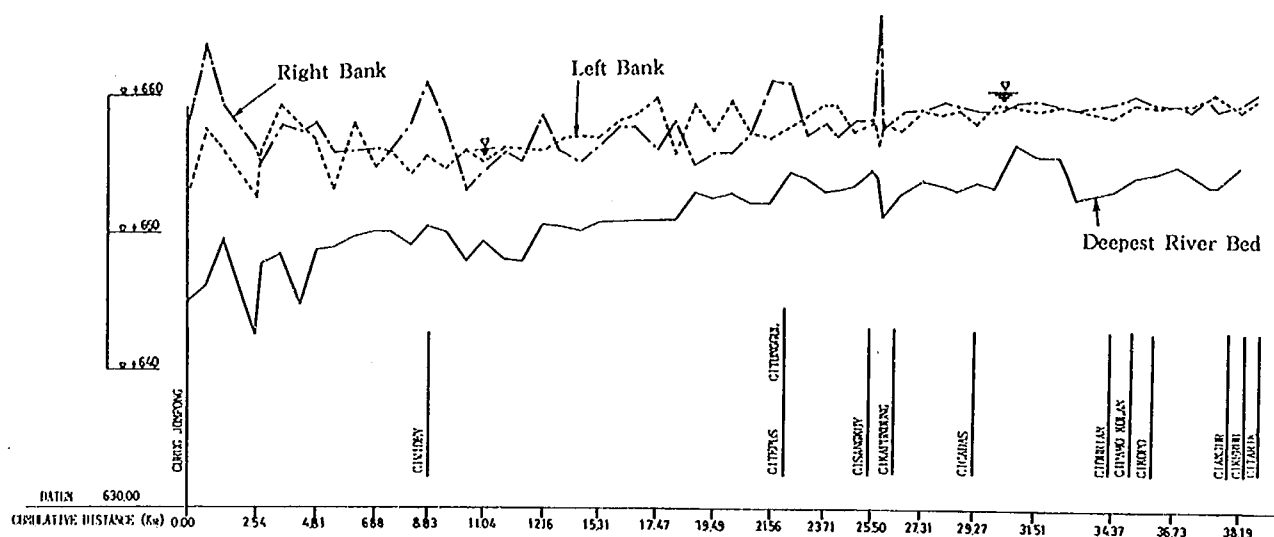


Fig. 5 - 2 Upper Citarum川の河床縦断面図

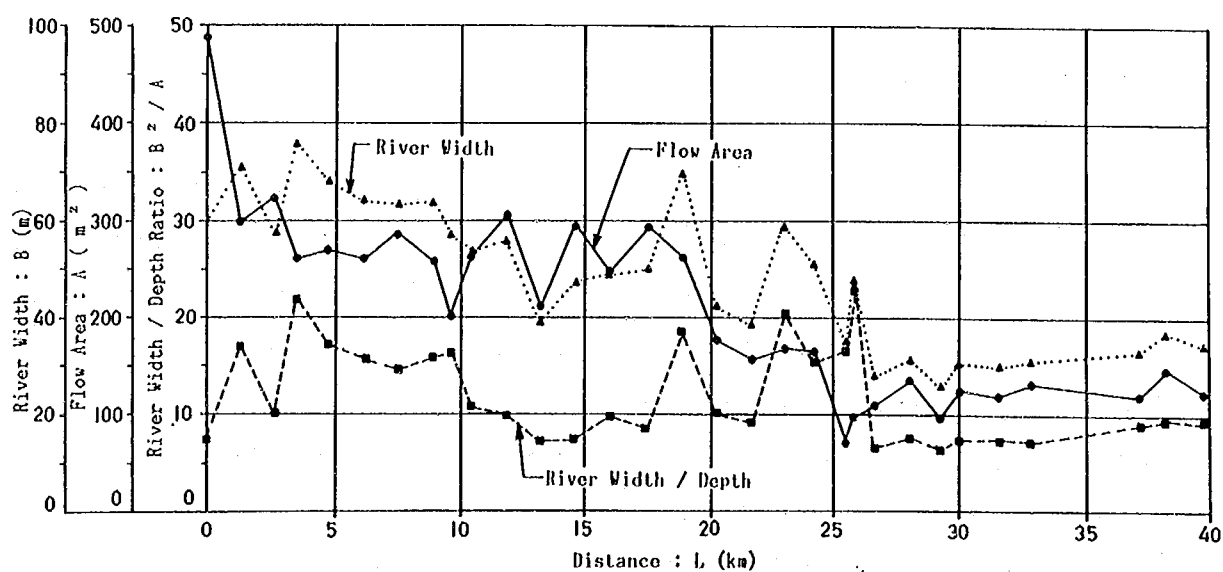


Fig. 5-3 川幅, 河積, 川幅水深比縦断方向変化図

水時には湖と化す。地表面の勾配 I_L は $1/10,000$ と非常に緩い。川幅は30m, 水深は4.3m程度であり河床材料はA集団が0.25mm程度の細砂, B集団はシルト, 粘土となっている。本河道区間は, inner delta的堆積環境にあることを示している。本区間は湖成粘土層を幾分下刻しつつ, 氾らん原に土砂を堆積している区間と言える。

○ Segment 2-2 = 0 ~ 25km

本SegmentはFig.5-2に示すように地表面高, 河床高とも凹凸が激しく勾配を評価し得ないので, 1986年洪水時の最大水位縦断面図より勾配を求めると $I_s=1/3,700$ 程度である。川幅は55m程度, 水深5m程度の区間で, 本区間の下流部は河床に軟岩や粘土層が露出しており下刻化の傾向にあり, 氾らんも生じない。河床材料は, 本Segmentの最上流端であるDayeuh Kolotの河床材料を見るとA集団は0.3~0.4mmの中砂, B集団はシルト・粘土となっている。中砂は直上流のCisangkuy川(左支川)から持たされたものであろう。本区間の下流部であるCiwldayの下流Pameuntasan(約7km)点の河床材料はA集団が20~40mmの礫であり, B集団は中細砂からなっている。この地点の河床には岩が露出しているので, この岩の風化物がその河床材料となっているものと思われる。

河川沿いのボーリング調査より, 地層の層序構造の縦断方向変化を見ると, 0~0.5kmは地表面近くまで凝灰質の岩が露出している。0.5kmから25kmの区間は地表下2~4m下に洪積層の砂層, 粘土層があり, 17km地点には地表下5mの所(MSL 655~652)に3m程度の厚さの洪積の礫層もある。すなわち0~25km区間の最深河床高の位置は洪積層を削り込んでいる。

25km地点はこの埋沈した洪積層が急に45mほど深くなり(MSL 615m)沖積層が深くなる。この沖積層はMSL 628m以下は砂層, その上部は所々に砂層を挟むが粘性質の土層のものから成っている。表層近くは現河川の堆積物である氾らん原堆積物が2~3m乗っている。すなわち25km以上の河床の最深部は湖成層を削りこんでいる。

6. Brantas川の河道特性

6.1 地域の概要

Brantas川は, Fig.6-1に示す東部ジャワに位置するArjuno(3,339m)の南西斜面に源を発し, 南側の新第三紀中新世の堆積岩から成る丘陵と, 北側の火山であるKawi, Kelud山の間を西に流れ, Wilis山の東部を北上し, Wadas川合流点(88km)地点で東進し, MojokartaでSurabayaとPorog川に分かれてMadura海峡に流出する。

流域面積は, $12,000\text{km}^2$, 流路延長は320kmである。

Brantas川は, 上・中流域は火山の山すそを流れている。上流域のArjuno山系とSemeru山系は火山岩である玄武溶岩, 集結凝灰石, 火山灰およびロームから成り, それより下流域のBrantas川が西に流下する地域は新第三紀層の丘陵沿いに峡谷をなし, Bulak山およびKlut山からの火山溶岩や火山噴出物から成っている。Brantas川が北上する地域は, 西方の

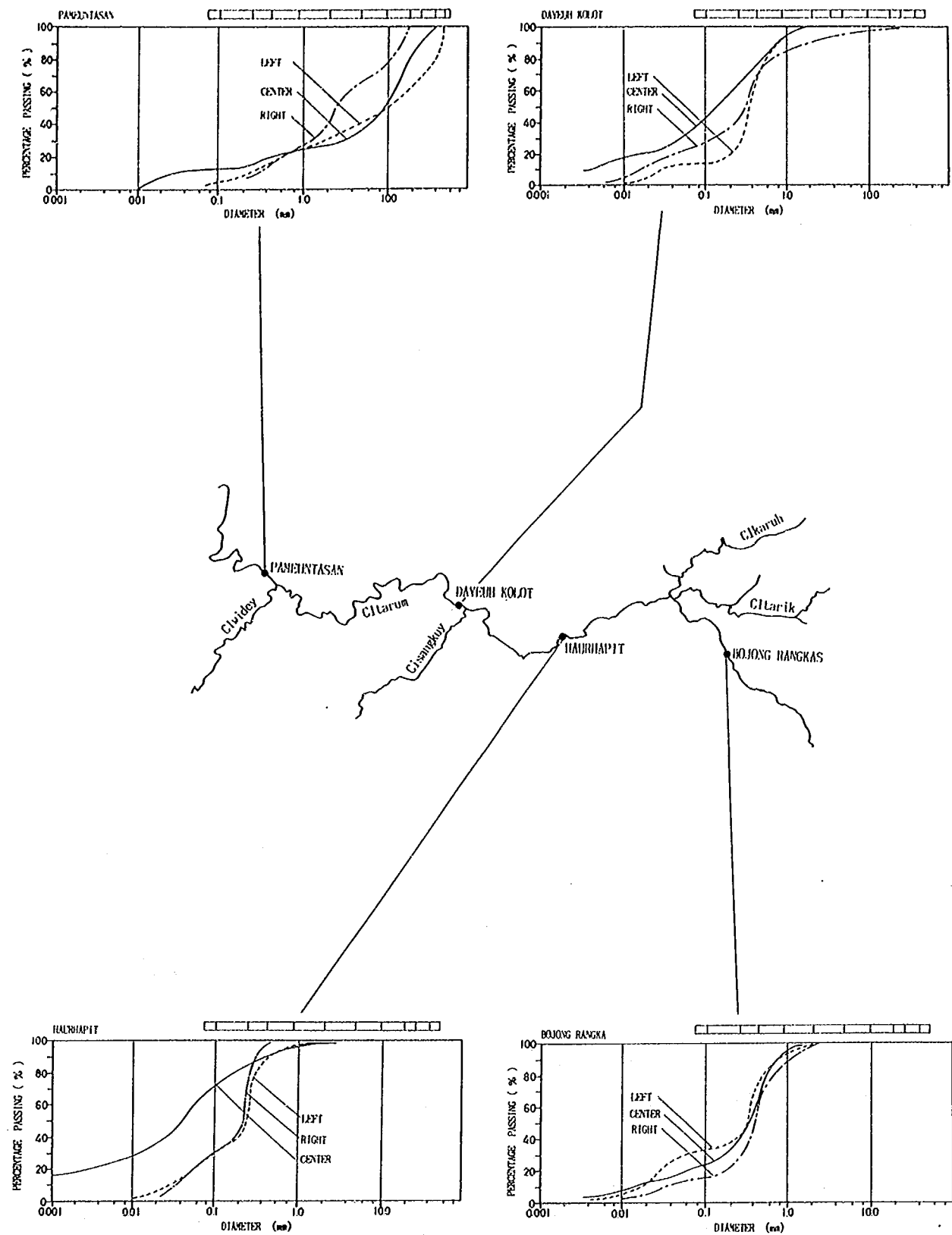


Fig. 5 - 4. Upper Citarum川の河床材料分布図

Wilis山の急斜面と、東方のKeld火山のゆるやかな山腹から水を集めている。上記の3つの地域では現在侵食作用が堆積作用を上回っている。

Brantas川流域のほぼ中央に位置するKelud山(1,731m)は15~30年の周期を以って噴火を繰り返している。山頂には火口湖を持ち、噴火時には、湖水は噴出物と共に流出し、Kelud山の山腹の峡谷沿いにlahar flowとなって流下し、その流路の農地、家屋その他の施設に多大の被害を与えている。

気候は熱帯モンスーンで、11月から翌4月までが雨期に相当し、年雨量の80%が集中する。年雨量は流域平均で概ね2,000mm、Kelud山の南および西斜面で3,000~4,000mm、下流平野で1,500~2,000mmとなっている。

Brantas川本川において、しばしば洪水の起りやすいのは、Ngrowo川とKertosonoとの間に広がる中流域の両側の湿地帯である。

なおBrantas川は $1,500\text{m}^3/\text{s}$ (1/50年確率)で改修が進められている。

6-2 Brantas川の河道特性とSegment

Fig.6-2に示す河床高縦断面図、川幅変化図、Fig.6-3、Fig.6-4に示す河道の平面形状図、Fig.6-5に示す河床材料分布図等より、河口から47~195kmの区間は、次の6つのsegmentに区分し得る。Segmentの結接点是有力支川の合流点となっている。

なおFig.6-4に示す河床材料採取地点のJeli, Jonqbiru, Kertosoroは橋梁地点であり、各径間ごとに河床材料の採取を行い、その粒度分布形を示したため、図中には数本の線が示されている。

○ Segment 0-1=183~195km

本Segmentは、Kelud山から流出する土砂が山裾に堆積するため、河道の位置を南側に位置する東西に延びる第三紀の堆積岩からなる低い山陵に押し付けられている。本Segmentは狭谷を流れ、河床には基岩等が露出している幾分下刻傾向の河道であり、河岸も現河川の河成堆積物とは言えない所が多くあると判断され、沖積地河道とは言えない。

河床勾配は1/950、川幅160m、河岸高は4.5m程度ある。不等流計算によると $1,500\text{m}^3/\text{s}$ でもあふれない。

下流のSegment 2=135~158kmのbankfull流量は $700\sim 900\text{m}^3/\text{s}$ であるので、この流量と同一出現確率規模の本Segmentでの流量を概略 $500\text{m}^3/\text{s}$ とすると、その時の水深は2m程度となる。

○ Segment 2-1=158~183km

本Segmentは勾配1/900、川幅300mの河川である。川幅が広く多列砂州が発生している。 $500\text{m}^3/\text{s}$ 時の平均水深が1.8m程度で、この時の川幅水深比 B/H_m は170となる。大きな出水でも多列砂州が生じる河道特性を持っている。

河岸と平均河床高の差は4m程度あり、本Segmentの最下流端Ngrowo川の合流点近く以外は $1,500\text{m}^3/\text{s}$ でも河道から河水はあふれない。水路の平面形状から判断すると河岸は

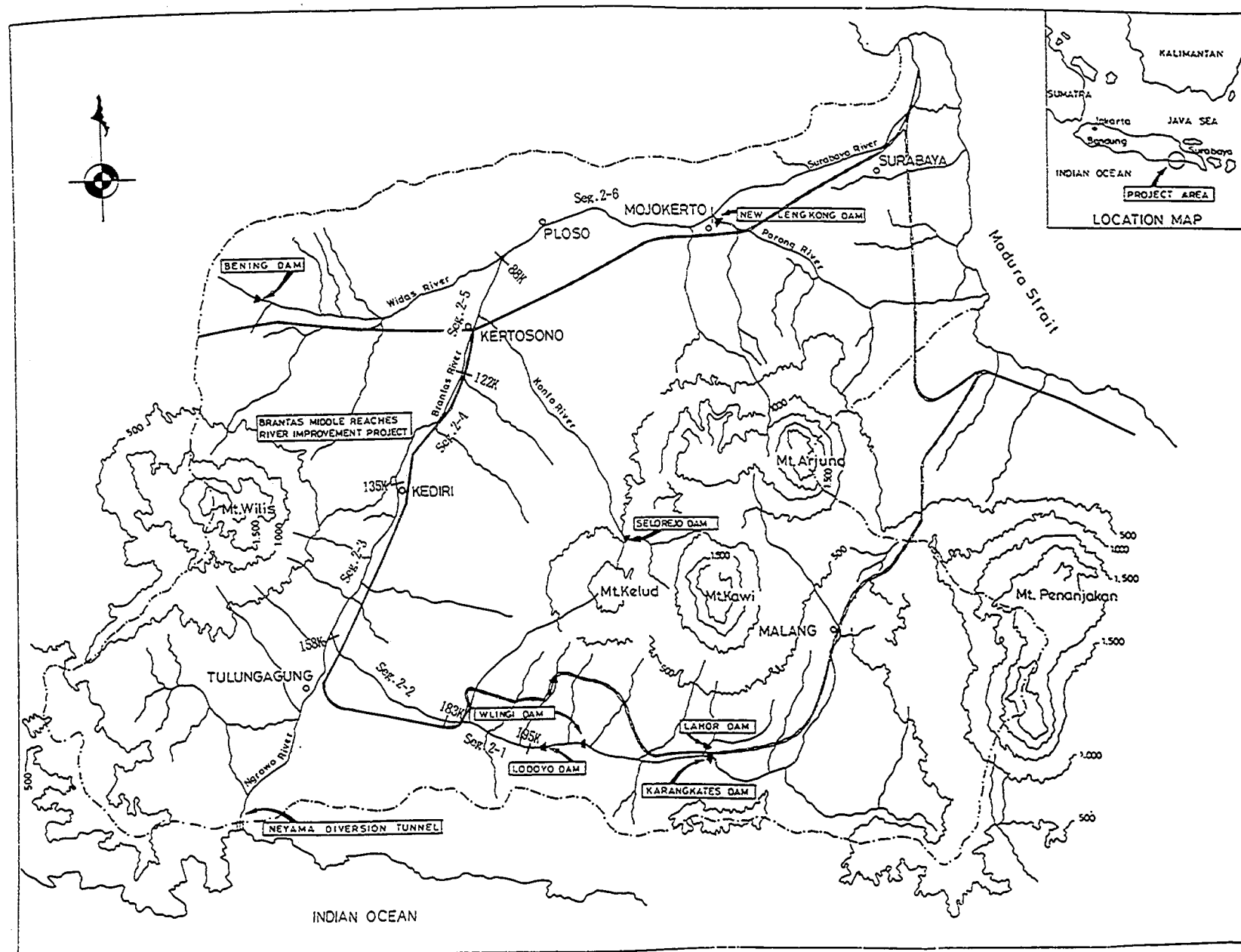


Fig. 6 - 1 Brantas川の流域図とsegment

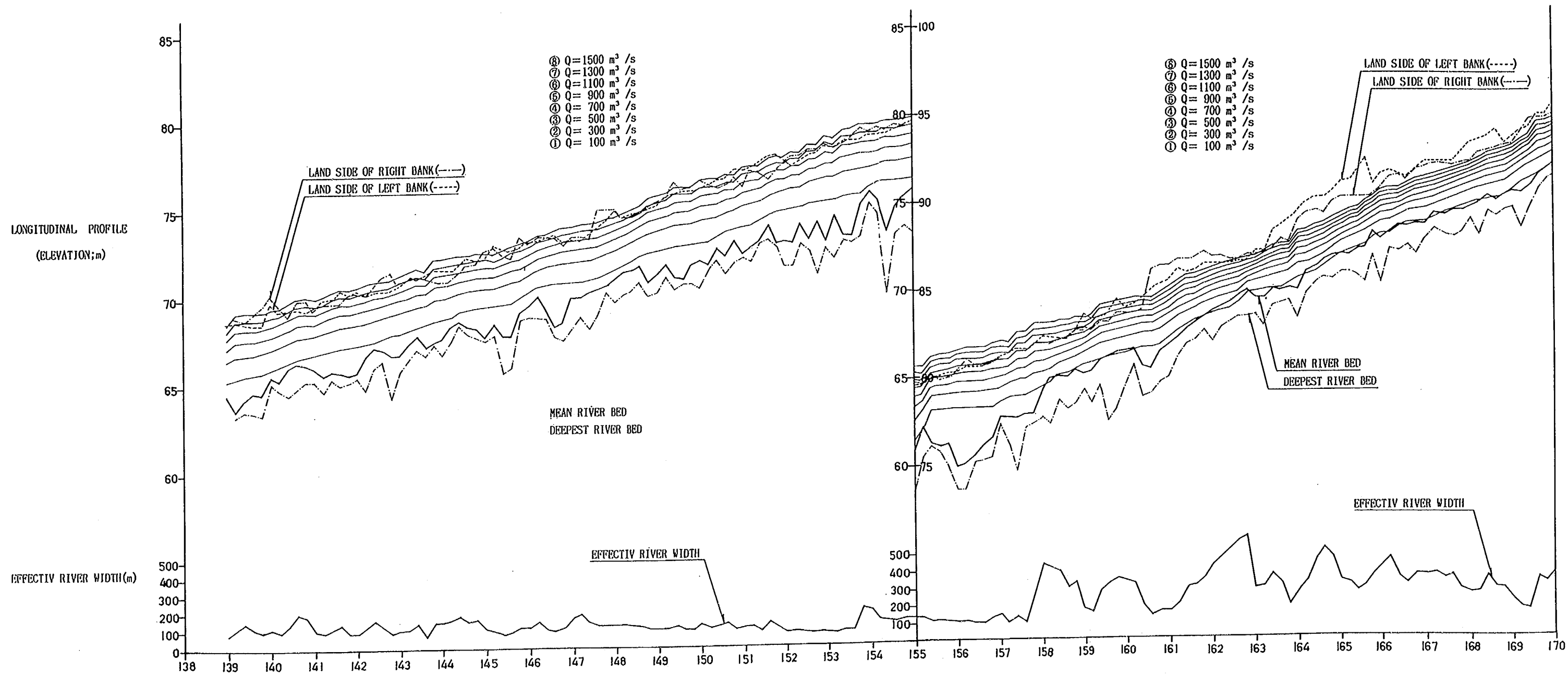


Fig. 6 - 2 (1) Brantas川の河床高縦断図, 川幅変化図

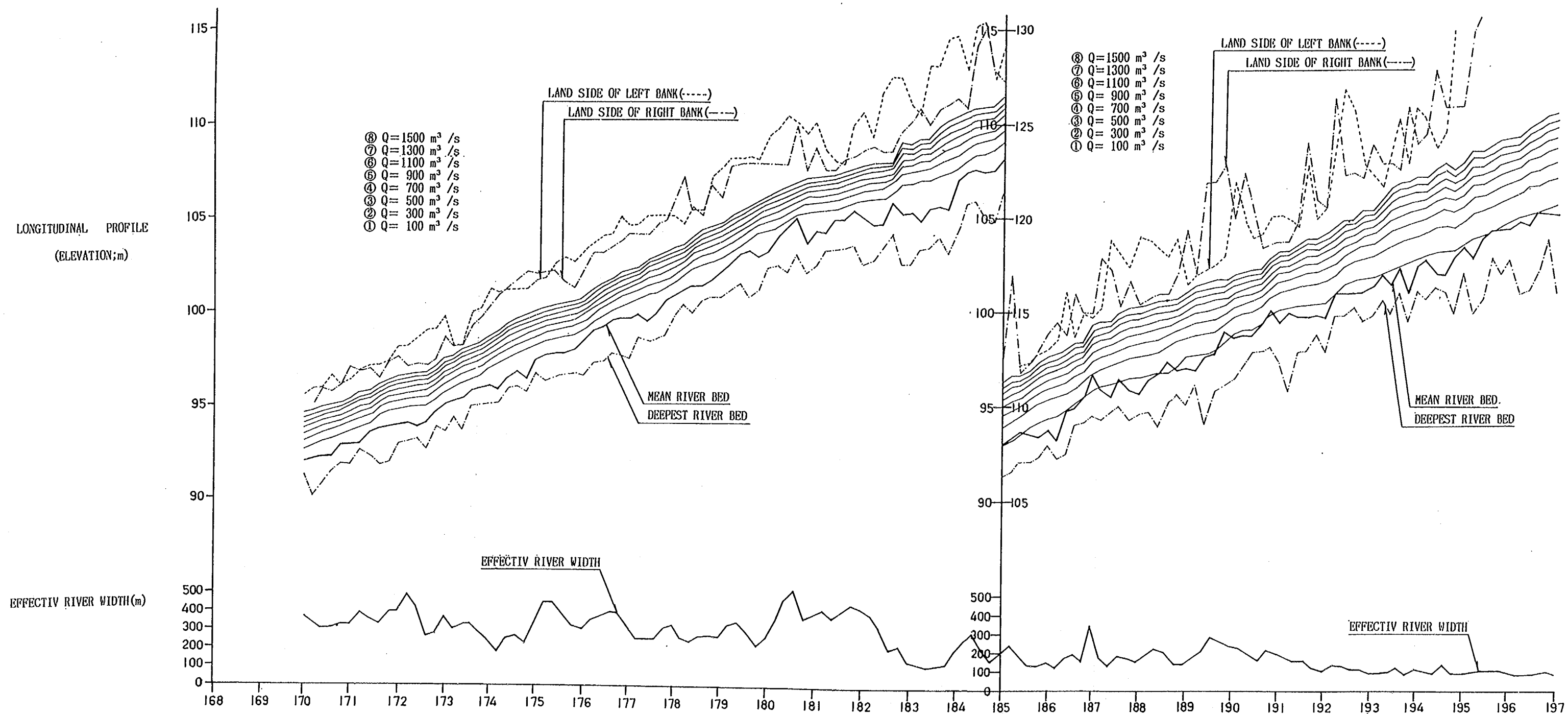


Fig. 6 - 2 (2) Brantas川の河床高縦断図, 川幅変化図

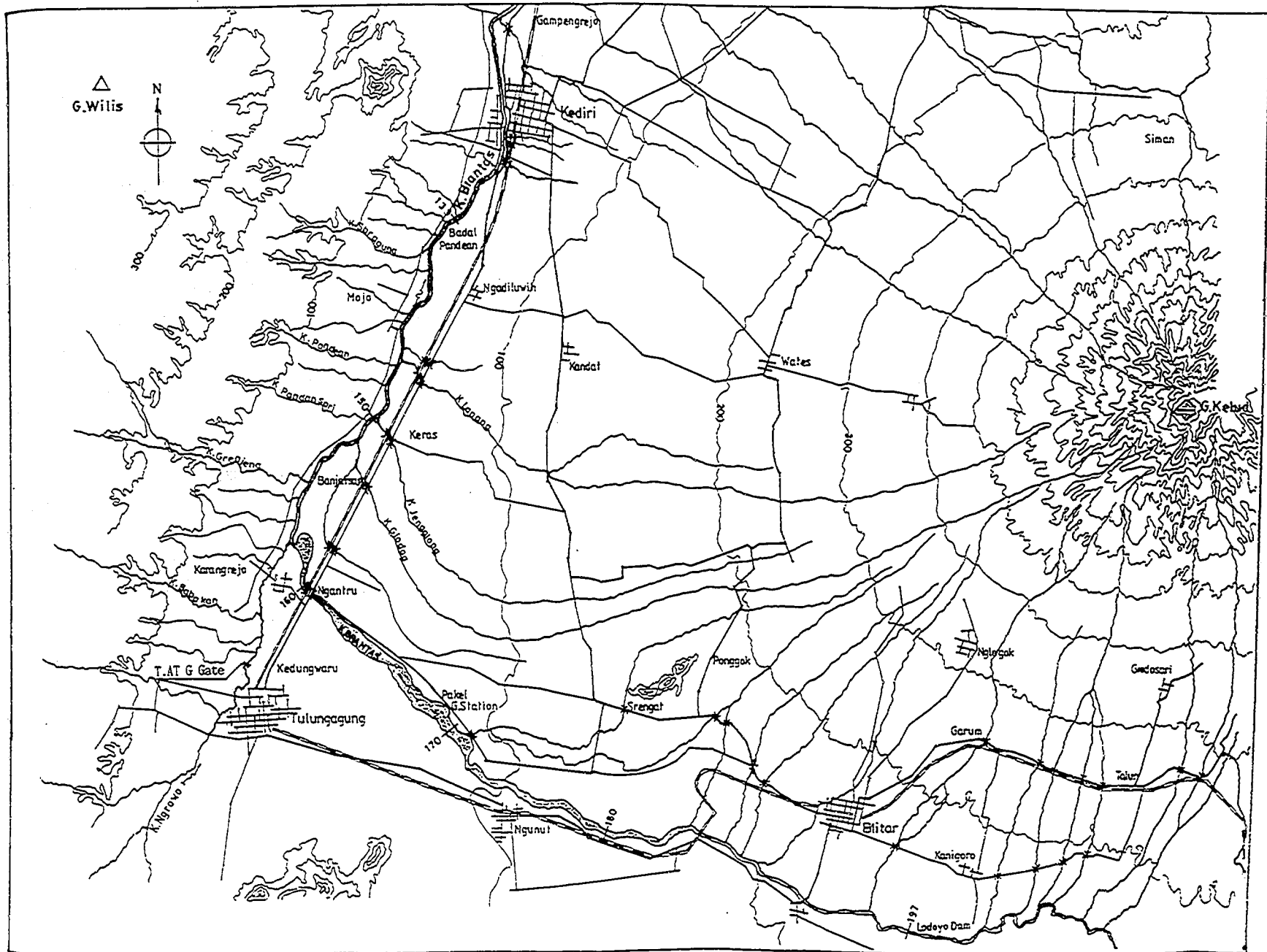


Fig. 6 — 3 Brantas川の流域図 (125~200 km)

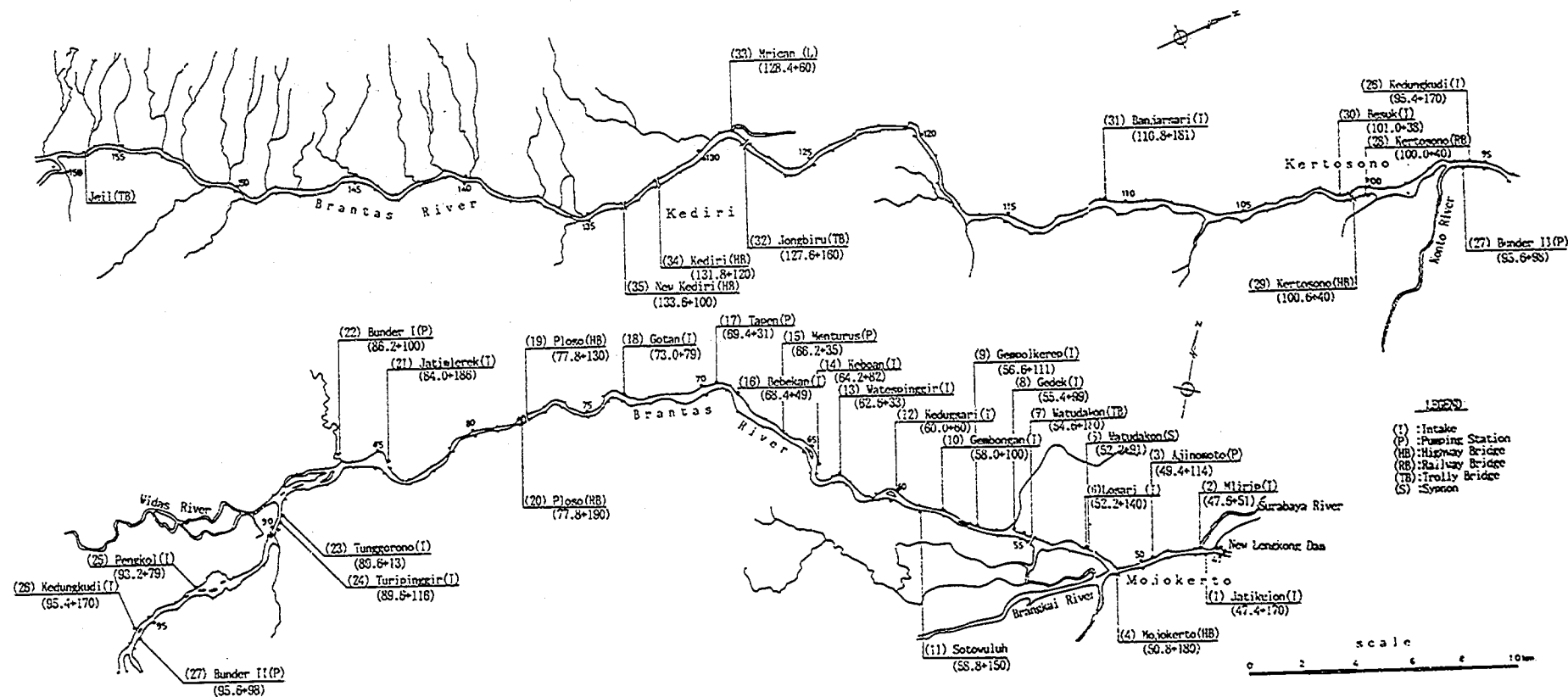


Fig. 6 - 4 Brantas川の流域図 (158~47km)

沖積の土質から成り自由蛇行の河道と思われる。ただしその流下能力から判断して、この河道は下刻段丘化の傾向にある。Kelud山からの噴出物である中粗砂の供給が少ないとより段丘化が進もう。

○ Segment 2-2=135~158km

本Segmentは、左支川Ngrowo川の合流点から始まる。勾配は上流のSegmentの1/900から1/1,400に緩くなり、川幅も300mから120mに急減する。

Ngrowo川からのbed loadの流入量は、この支川流域の起伏度が小さいため、本上流より本Segmentに流入する量と比較すると非常に少ないものと判断される。このため合流点下流のbed loadの土砂濃度が急減する。これが勾配を小さくする主因であろう。

川幅は上流のSegmentで300m程度であったものが120m程度となり半分以下となっている。流量が増加するにもかかわらず川幅が小さくなるのは、同一河床材料なら川幅は $Q^{1/3}$ にほぼ比例するので、勾配が1/1.6程度になったことが原因すると考えられるが、これだけでは説明できない。本Segmentの区間は、西側に存在するWilis山の山嶺からの小河川が勾配1/120程度で多数流入しており、Wilis山からの供給土砂の内礫分のものが多く、より大きい掃流力に耐えられる水路となっているのであろう。Fig.6-5(2)に示すJonqbiru地点(128km)の河床材料のを見ると、河床材料の一部には粒径3~4mmの小礫が見られる。これらの小礫は急流をなす左小支川からもたらされたものであろう。

低水路満杯時の流量は700~900 m^3/s であり、水路の平均水深は3.5mである。この時の u_*^2 は245 cm^2/s^2 でかなり大きく、日本の河川では、砂利河川となるような u_*^2 の値となっている。本Segment区間の河床材料の分布形の資料が手元に無いので明確なことは言えないが、158kmと128km地点の粒度分布より、A集団は0.5mm程度の中砂、C集団は3~7mmの小砂利と考えられる。

○ Segment 2-3=122~135km

本Segmentは、上流のSegmentと勾配があまり変わらないのに川幅が広がっている。

本区間では、Wilis山及びKelud山からの支川は、より緩斜面の所を流れ下って本川に流入していることを考えると、河床材料及び河岸物質の内に粗粒分(礫分)が少なく、河床材料の粒径が小さくなることによる。

○ Segment 2-4=88~122km

本Segmentの最下流端は大きな左支川Widas川が流入し、ここでsegmentの特性が変わる理由となるが、上流端の122km付近で勾配及び川幅が変わる理由が良く分からない。 $Q=900\text{m}^3/\text{s}$ 時の水深は2m程度である。

○ Segment 2-5=47~88km

本Segmentは左支川Widas川の合流点から始まりNew Legunoダム地点で終わる。本区間は勾配1/2,300、川幅200mであり大きな支川の流入は無い。水路の水深は $Q=1,350\text{m}^3/\text{s}$ の不等流計算結果等より判断すると、3m程度と推定される。川幅水深比は60~70

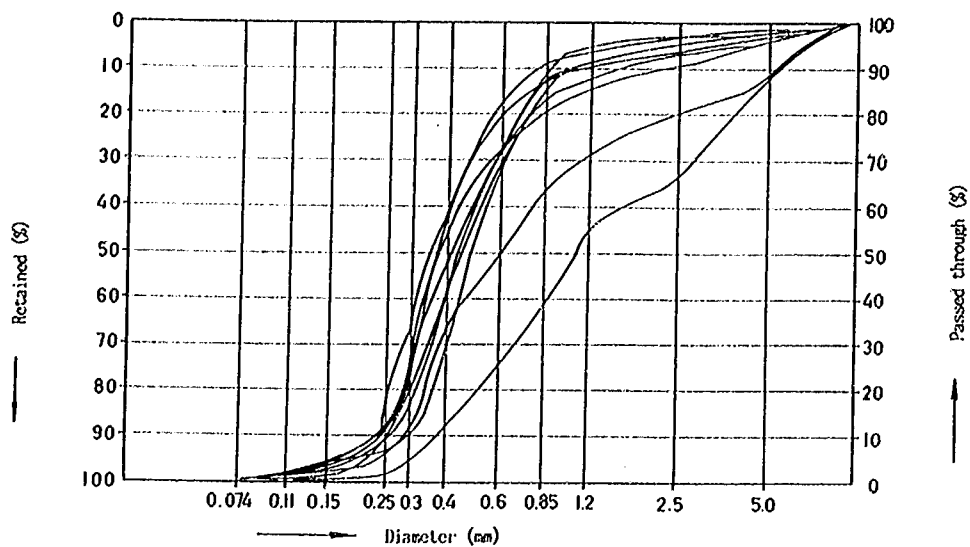


Fig. 6 - 5 (1) 河床材料粒度分布图 Jeli (158 km)

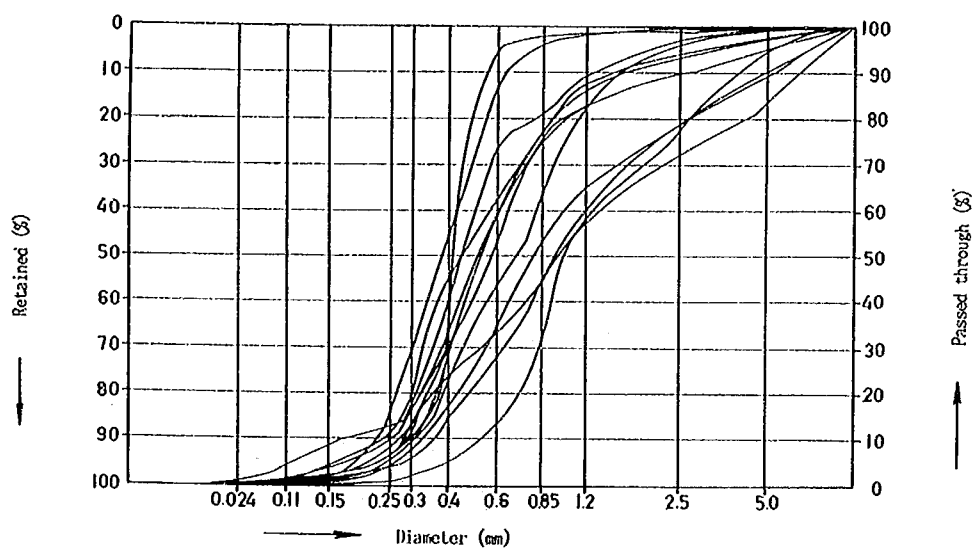


Fig. 6 - 5 (2) 河床材料粒度分布图 Jonqbiru (128 km)

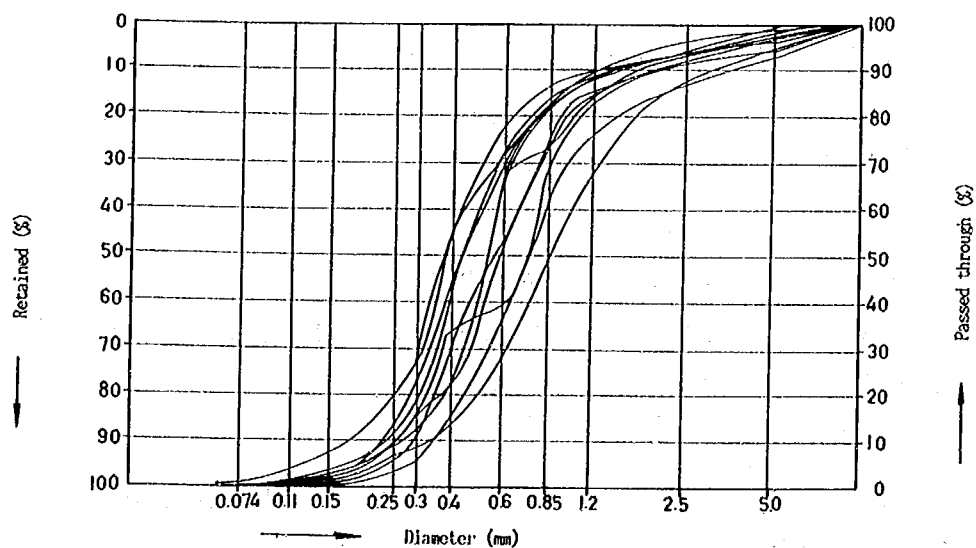


Fig. 6 - 5 (3) 河床材料粒度分布图 Kertosono (100 km)

程度と推定され、蛇行度がもっと大きくなってもおかくしく無い河川であるが1.06しか無く、ほぼ直線状の河道である。

7. Solo川の河道特性

7.1 流域の概要

Solo川はJava島中部、東部に位置し、流域面積16,100km²を持つ大河川である。流域は西側をMerapi山、東側をWillis山によって、南側、北側は比較的低い標高の丘陵（新第三紀の堆積岩）によって区域されている。

Solo川は南方の丘陵から発し、Merapi山とLawu山の谷に沿って北方に流れ、北側のKendeng丘陵にさえぎられた後は東方に向かって流れる。

第一の支流であるMadiun川は、南方の丘陵から発しLawu山とWillis山の間の谷に沿って北方に進み、そしてNgawi近くで本流と合流している。

Solo川とMadiun川の合流後、Kendeng丘陵を横切り、その方向を東に変え、北方の丘陵と南方の丘陵の間の広大な平野を蛇行しながら流れていく。

かつてSolo川はMadura海峡に流れ出していたが、新しい河口は北向きの方向に掘削されJawa海に注ぐようになった。

7-2 Solo川の河道特性とSegment

Solo川 0～460km (No. 8～No.503, 河口よりWonogiri)は、流域の地形・地質、河床高縦断図 (Fig.7-2 (1)～(3))、川幅縦断変化図 (Fig.7-3)、水深縦断変化図 (Fig.7-4)、流域面積変化図 (Fig.7-5)、河床材料粒度分布図 (Fig.7-6)等より、大きくはLower Solo 0～190km (No. 8～No.250)とUpper Solo (Madiun川合流点No.313)より上流150kmの区間、及びLower SoloとUpper Soloの間の約120kmの新第三紀中新世の堆積岩を削入して流れている区間に区分される。

ここでは沖積層を流下していない区間を除いたUpper Solo, Lower Solo及び右支川Madiun川について、その河道特性を記述することとする。

なお資料は文献3)によった。Section No.と距離の関係はFig.7-2に示し、Section No.の位置はFig.7-1に示してある。

[2] Upper Solo

Upper SoloはMadiun川との合流点No.313より始まる。以下において距離はここを基点としたものとする。この合流点は第三紀層を削入しており基岩が露出していると推定される。Upper Soloは、この合流点より44kmの区間は所々で、三紀層の基岩を削入して流れているようで、自由蛇行の河川とは言えない。また20kmまでは、河床高及び河岸高が上流に向かって変化せずほぼ水平になっている。この区間はbed rockが露出している。また20～26km, 32～42kmは河岸が非常に高くなっており、河川は、三紀層から成る狭窄部を流れている。

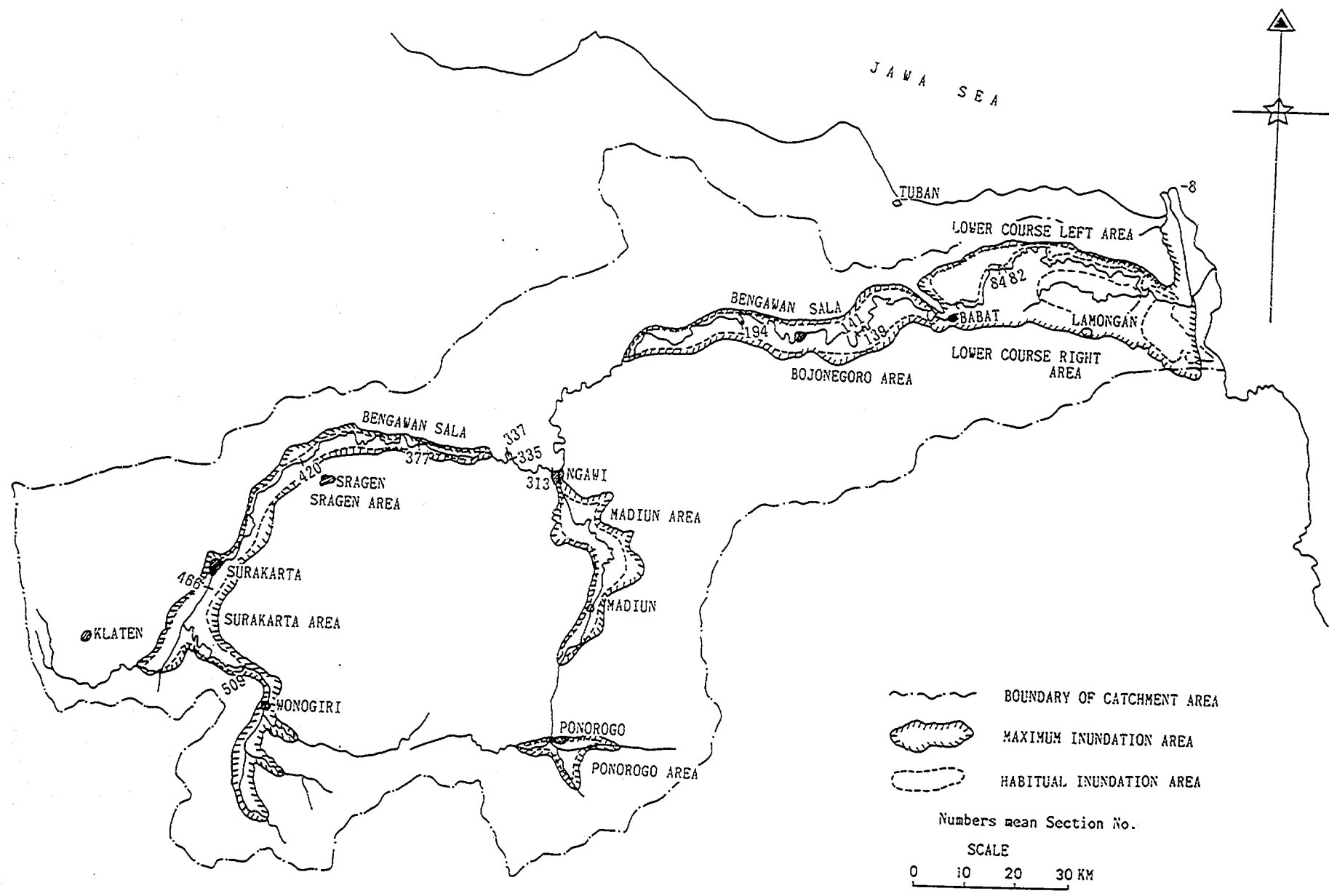


Fig. 7 - 1 Solo川の流域及び氾らん域図

これより上流は勾配約1/2,000のほぼ一様な河床勾配を持つsegmentであるが詳細に見ると、支川の流入等によって次の2つにsegment区分し得る。

○ Segment 2-1 = 118.7 ~ 149.2 km (No.354 ~ 503)

本Segmentは勾配1/1,750, 川幅80m, 水路深3.5mのsegmentであるが、左支川 Denngken川流入地点No.480 (約139km) 地点で多少河道特性が変化する (この川は新第三紀の堆積岩からなる流域を流れており、粗砂の本川への流入量は少ないと考えられる)。この地点より上流で、川幅が多少大きく、逆に水路深は小さくなっている。

河床材料は0.3 ~ 0.5mmの中砂がA集団となっているが、5 ~ 6mmのC集団が10%前後河床材料の中にあるようである (Wonogiri地点での河床材料分布より)。Lana山からの流出土砂の中に礫分 (火山礫) が存在するものと思われる。もし砂分の流出が止まれば、河床はこの礫でおおわれることとなろう。Bankfull流量時に河床に働く掃流力は $u_*^2 = 200 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ 前後であり、無次元掃流力は砂分に対して $\tau_* = 2.7$, 礫分に対して $\tau_* = 0.2$ 程度となっている。このことは低水路満杯時には小規模河床波はflat bedであり、礫分の集った所は砂堆が発生すると推定される。

○ Segment 2-2 = 44.2 ~ 118.7 km (No.357 ~ No.454)

本Segmentは上流のSegmentより多少勾配が緩く1/2,150程度で、川幅と水深は流域面積が2倍程度増加することもあるそれぞれ、100m, 6.5mとなっている。河床材料は粒径0.5 ~ 0.6mmの粗砂の中に小礫が20%以上入っているようである (Tangenの河床材料粒度分布Fig.7-6より)。

本区間の土砂はLawal山から放射状に発する左岸側からの小河川、Merapi山から発し新第三紀の堆積岩の所を削入して流入する右岸からの支川及び上流のsegmentからのものから構成されており、火山小礫の本川への流入も多いものと判断される。

本区間の左岸側は山裾がせまり所々左岸方向への河道の横移動が制限されている。また縦断図を見ると78 ~ 85km (No.404 ~ 412) の区間は河床高、河岸高が前後より3m程度高くなっていること、山脚がせまっていることより基岩が露出していると判断される。

ここで河道特性が多少変化し、勾配、川幅、水深は上流から下流へ

$$I_b = 1/2,150 \rightarrow 1/2,300$$

$$B = 95\text{m} \rightarrow 115\text{m}$$

$$H_m = 5\text{m} \rightarrow 7\text{m}$$

$$B/H = 19 \rightarrow 16$$

と変化する。

蛇行特性もここで変化し、上流側の蛇行度S 1.32, 蛇行帯の幅600mが、それぞれ2.0, 1,300mとなる (但し、下流側はNo.469(80km) ~ No.369(56km)の値)。下流側の蛇行形状はあまり規則的でなく、波長の長いものや短いものが混在している。この下流部分は左岸側に山裾がせまっており基岩を一部削入して蛇行するpartly confined channelで

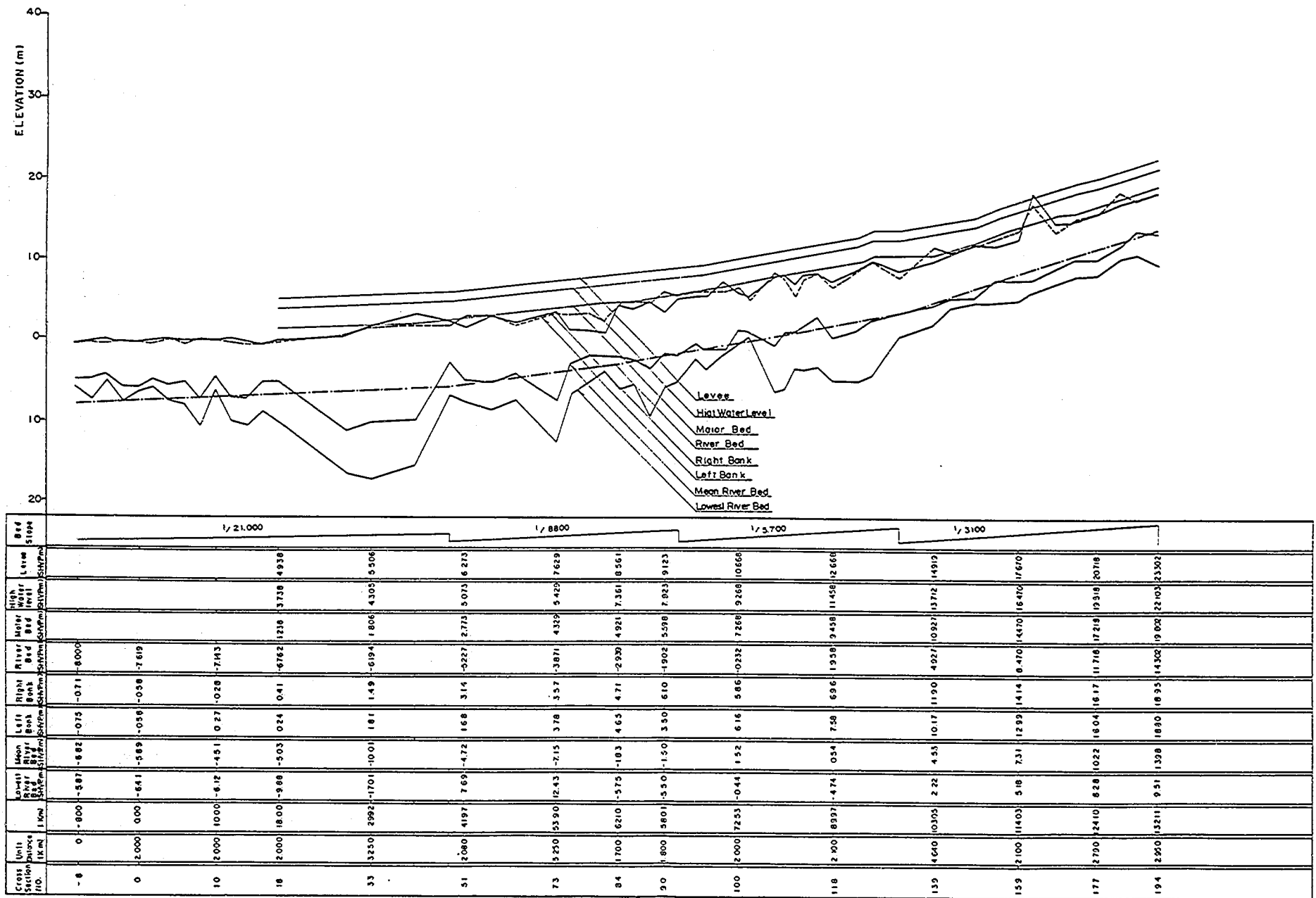


Fig. 7 - 2(1) Lower Solo川の河床高縦断面図

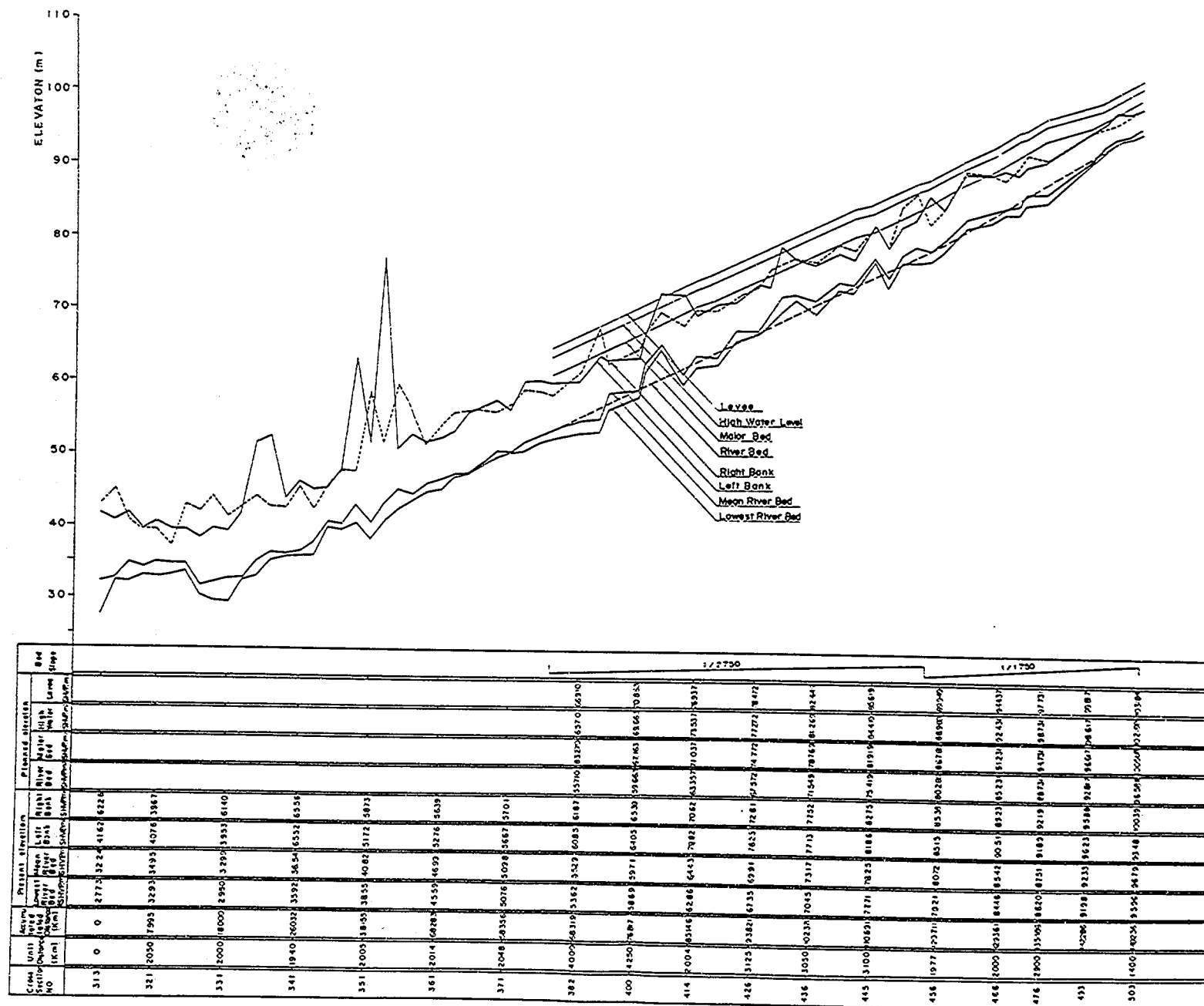


Fig. 7 - 2 (2) Upper Solo川の河床高縦断面図

LONGITUDINAL SECTION OF MADIUN RIVER IMPROVEMENT

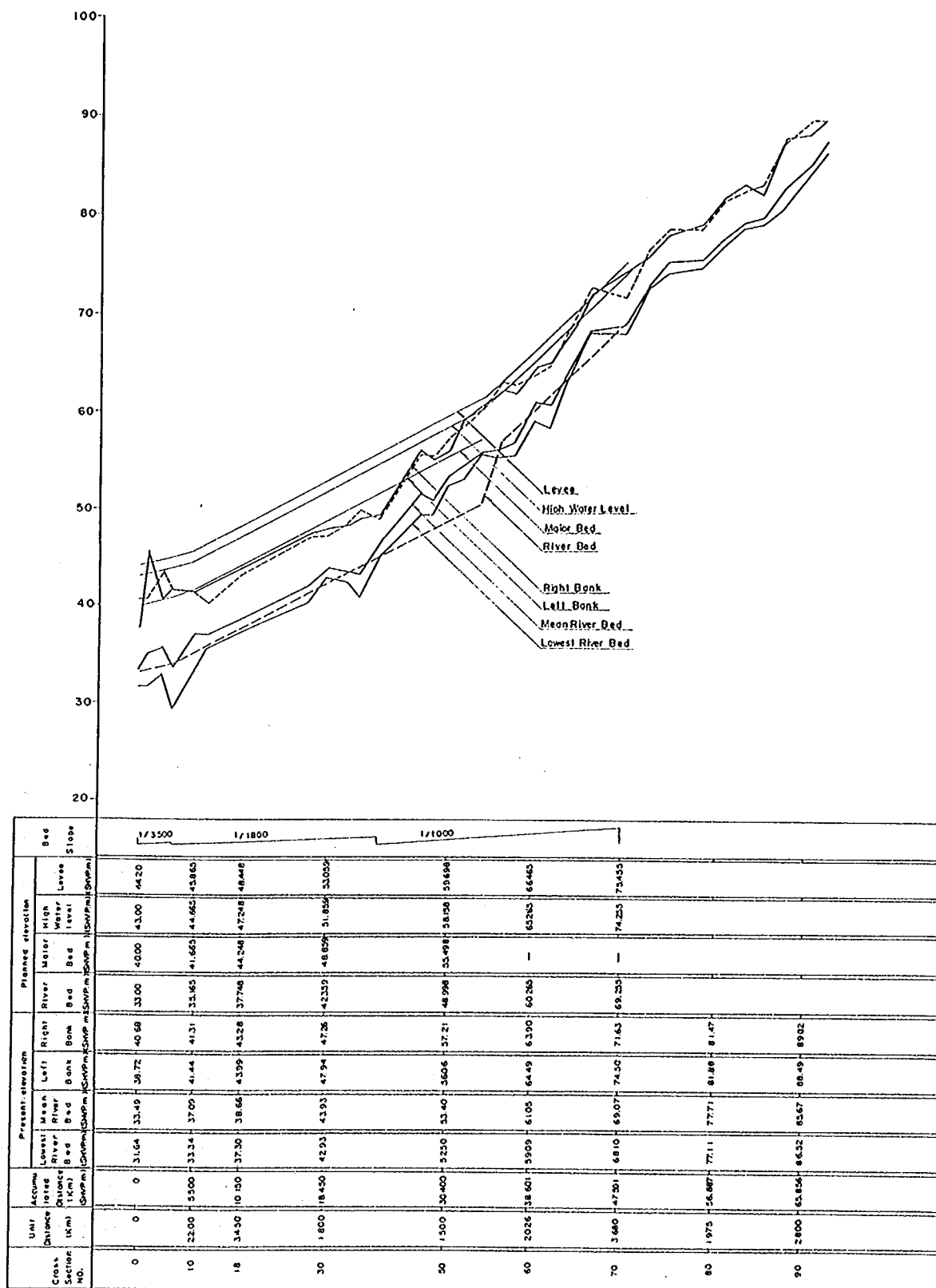


Fig. 7 - 2 (3) Madiun川の河床高縦断面図

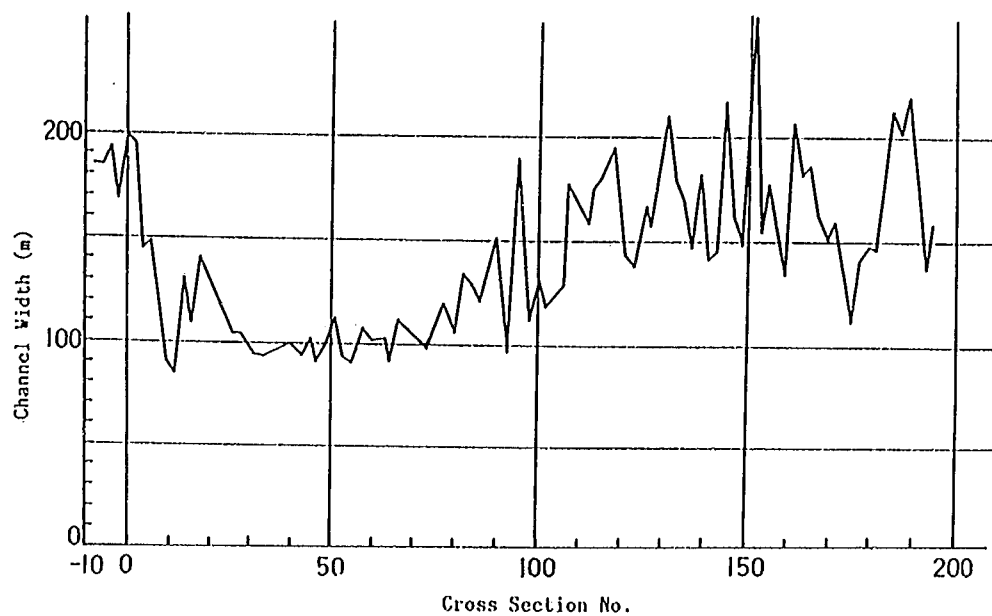


Fig. 7 - 3(1) Lower Solo川の川幅変化図

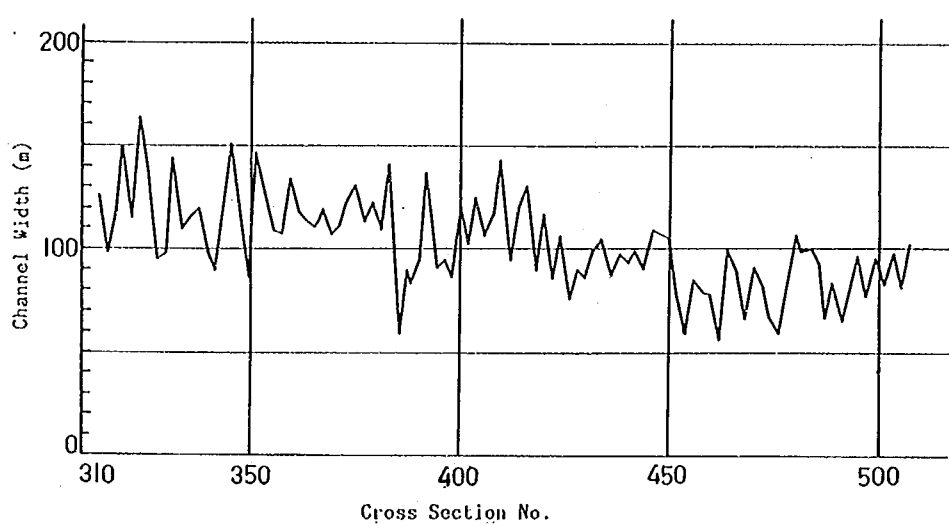


Fig. 7 - 3(2) Upper Solo川の川幅変化図

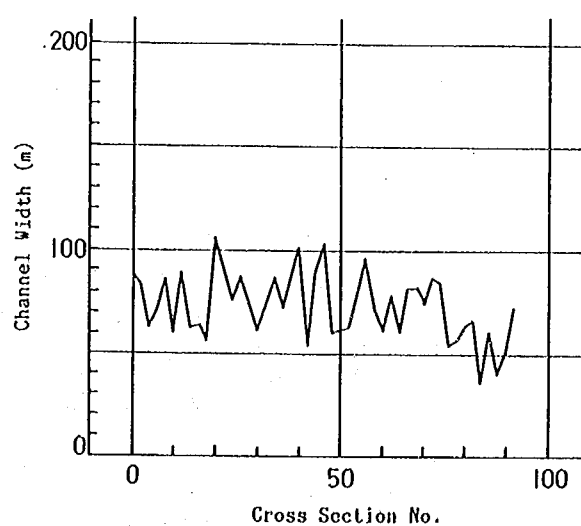


Fig. 7 - 3(3) Madiun川の川幅変化図

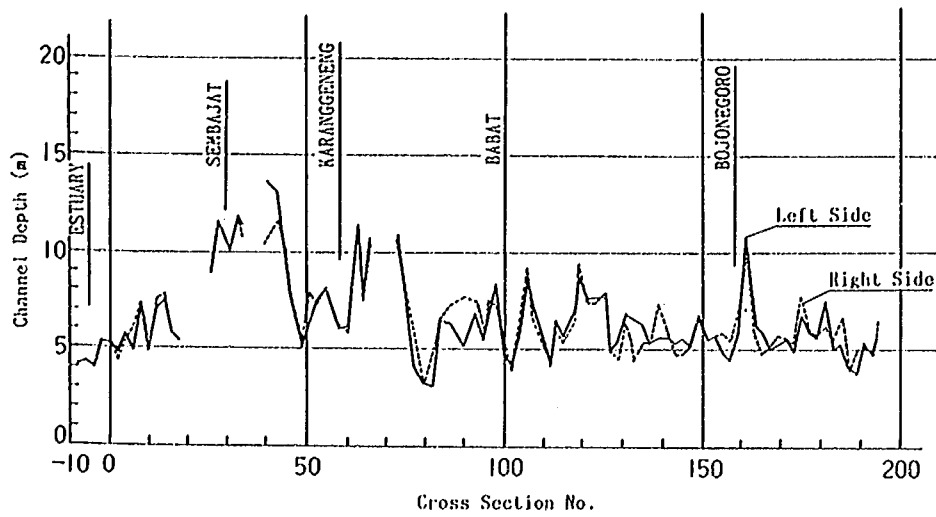


Fig. 7 - 4 (1) Lower Solo川の水路深変化図

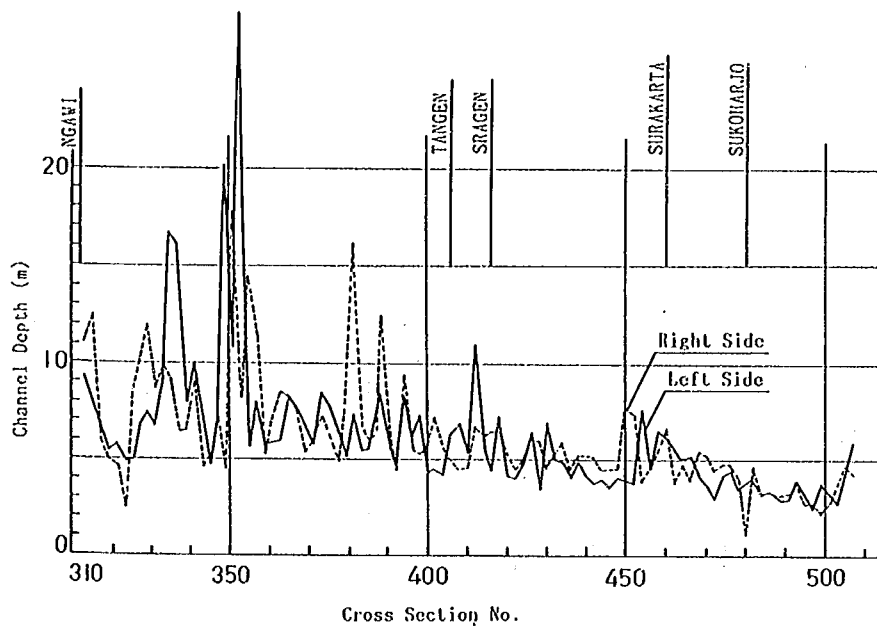


Fig. 7 - 4 (2) Upper Solo川の水路深変化図

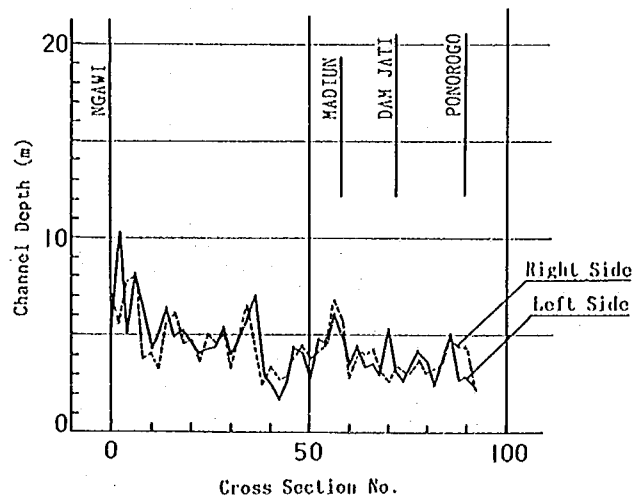


Fig. 7 - 4 (3) Madiun川の水路深変化図

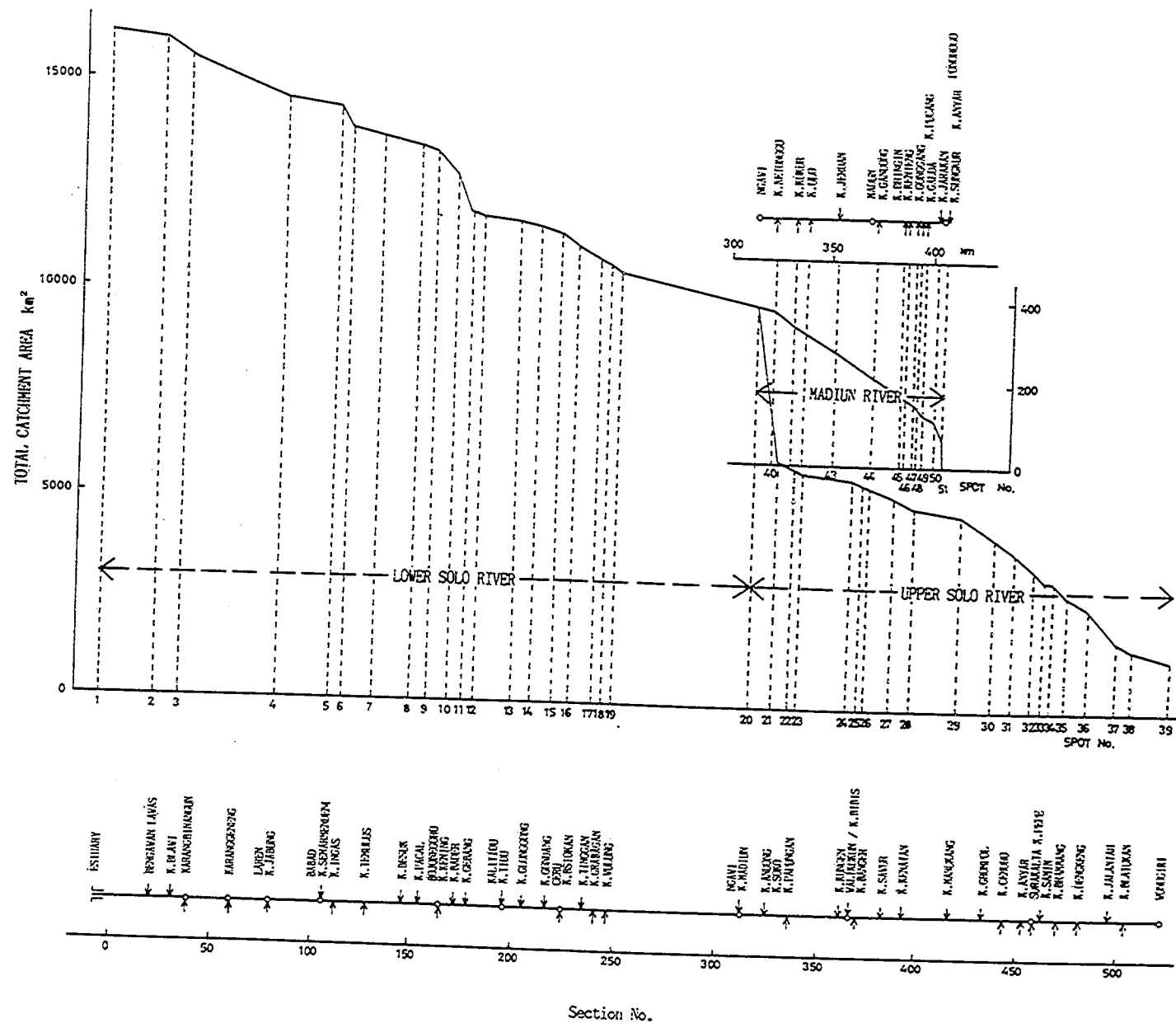


Fig. 7 - 5 流域面積变化图

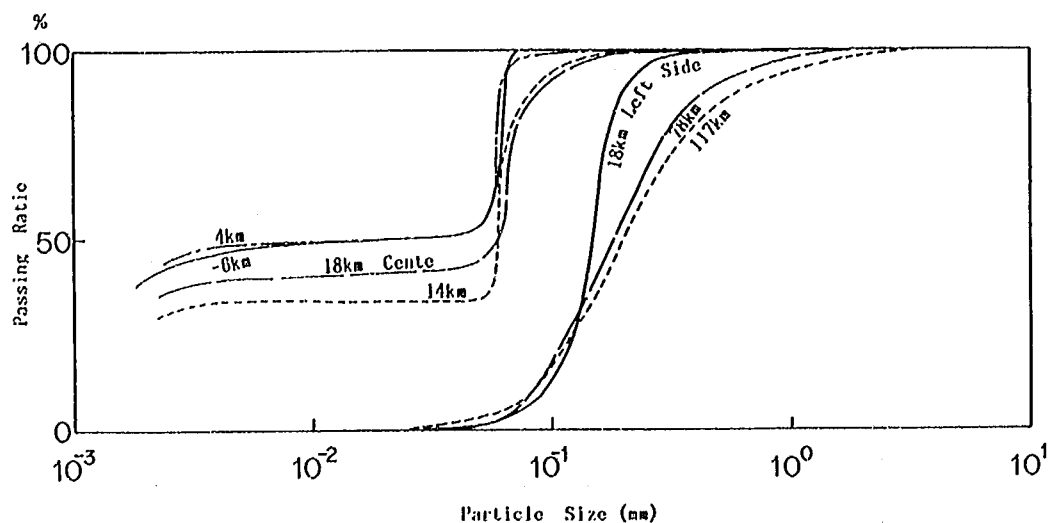


Fig. 7 - 6 (1) 河床材料粒度分布图 (Lower Solo)

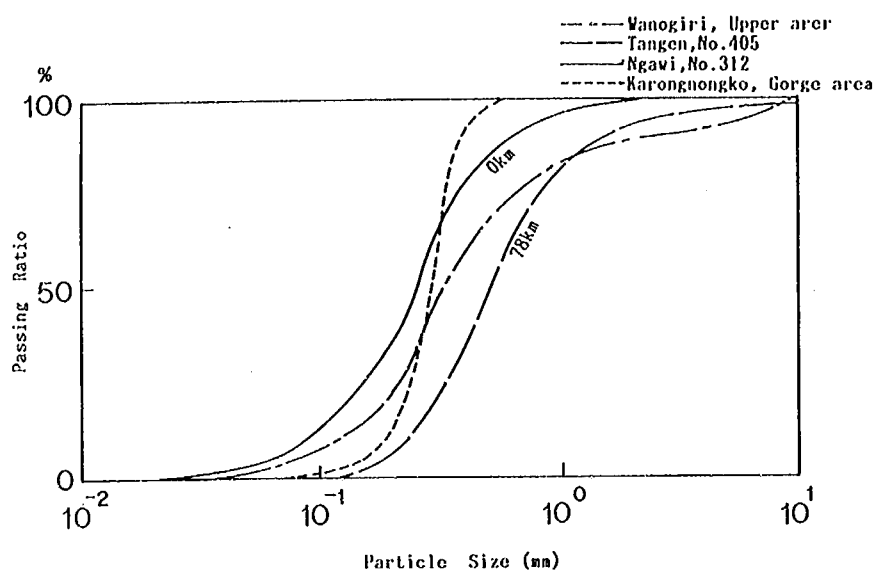


Fig. 7 - 6 (2) 河床材料粒度分布图 (Upper Solo)

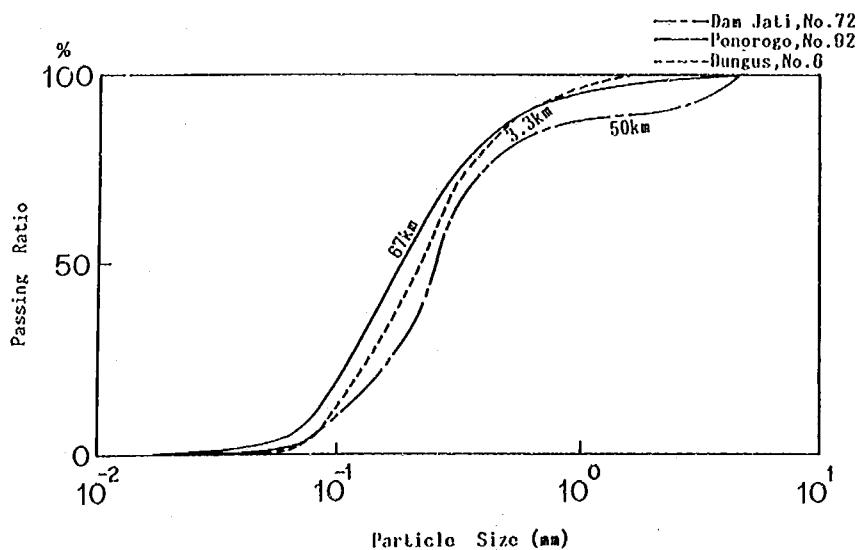


Fig. 7 - 6 (3) 河床材料粒度分布 (Madiun川)

ある。

○ Segment 2-3=0~44.2km (No.313~No.357)

本Segmentは川幅120m程度であるが、河岸高は5~20mの間で変化しており、俵入蛇行である部分が多く、沖積層を流下する河川とは言えない。

左岸側の山裾を流れ下る小河川、右岸側からはWillis山からの小河川が本川に直角に流入している。地形図から見ると右支川は下刻された谷地形の中を流れており、本川も下刻しつつある狭谷を流れていると判断される。またこの区間ははんらんしない。

ただし軟岩を下刻しつつ流れるためか蛇行度 S は2.30と非常に大きい。

[2] Lower Solo

Lower SoloはSolo川が新第三紀層の堆積岩から成る狭谷を抜け、流れを東方に向ける163km地点^{注1)}よりはじまる。本Segmentは自然堤防帯とデルタの2つの地形の所を流れており、大略的に見れば、2つのsegmentから成るが、詳細に見ると4つのsegmentに区分し得る。

○ Segment 2-1=108~132km (No.149~No.194)

本Segmentは第三紀層を下刻して流れ沖積地に入る163km地点から始まると考えられるが、132km以上の所は資料が無いので、108~132kmの河道特性について記述する。

本Segmentは勾配1/3,300、川幅170m、水深5.7mの区間である。河床材料は0.2~0.3mmの砂から成る。蛇行度は1.79とかなり大きい。

○ Segment 3-1=58~108km (No.80~No.149)

本Segmentは勾配1/5,700、川幅154m、水深6.4mの区間で河床材料は、 $d_{50}=0.2$ mm程度の細砂である。上流のSegmentと河床材料、水路のスケールは、大きく変わらないが、勾配が1/1.7程度緩くなっている。

本区間の蛇行度は $S=1.4$ と小さいが、地形図を見ると左右岸に人工堤防のある区間が多いこと、また後背地が沼沢地で湿地帯であること、人工的にcut-offしたと考えられる河道区間が在ることが認められることにより、本来のもので無いと考えられる。

本Segmentは本来もっと勾配が緩く、下流のSegmentと同一の特性を持った区間であったと推察される。

本Segmentの上流部の地表面高が8~9mであることを考えると汎世界的な高海面時であった今からB.P.5,000~6,000年前には、本Segmentは海面下ラグーン的环境にあったものと推定される。

○ Segment 3-2=18~58km (No.18~No.80)

本Segmentは河床高が縦断方向に凹凸が有り、河床勾配が求められないので、河岸に沿った地表面高さの縦断勾配から勾配を求めると $I_s=1/10,000$ 程度の非常に緩勾配の

注1) ここで示す距離は、Section No.0 地点 (1969年測量において河口より8km地点) からの水路に沿った長さである。

区間である。

本Segmentは詳しく見ると、次の3つの特性の異なる区間から成る。

a) 28～37km(No.30～45)

b) 37～49km(No.45～61)

c) 49～55km(No.60～75)

a), b), c)は川幅約100mであるが水路の水深が異なりa)は11m, b)は7m, c)は10mである。蛇行度Sはa)が1.7, b)が1.2, c)が1.9で, b)の区間だけが直線状河道となっている。b)の区間は人工的にcut-offした区間と推定される。河床高が前後の区間より高く河床はデルタ底置層である海底粘土が露出している。

河床材料は細砂混りのclayey siltである。

○ Segment 3-3=0～18km

本Segmentは、上流のSegmentにおいて東方に流れているSolo川が、急に90°向きを変え北上する区間に当る。河道の平面形状はほぼ直線状で、蛇行しない。このSegmentは19世紀において東に流れていたSolo川が北方に真っすぐ流出するようになった以降に形成されたものである。河口域の流路変遷の正確な時期は明確にされていないが、1893年には、Old Bengawan SoloがBedantan(No.18)において閉塞されたと言われている。

デルタの生長速度は、1945年と1969年に撮影された写真より、その体積増を推定すると約3億 m^3 であり、年0.12億 m^3 に相当する。またデルタの先端の成長速度は、1944年から1966年の平均で140m/年となっている。

水路の平面形状から判断すると2～18kmの区間は真っすぐな直線であり、19世紀に人工的に掘削された河道と思われる。自然に形成されたデルタの部分は、2～8kmの10kmの区間であるが、本区間の河道も、ほぼ直線状である。河床材料は30～50%がシルト及び粘土で、残りが0.06～0.07mmの細砂である。このような河床材料を持ち、河川からの土砂量が多く、また波浪の影響が強く無く、かつ川幅水深比が小さい場合には、米国Mississippi川のデルタと同様に蛇行をしない直線状の水路を持つようである。

河床高は、下流に向かって浅くなる傾向にある。川幅は1～8kmは190m, それより上流の人工河川の所は120m程度となっている。

地表面の勾配はほぼ水平に近い。

[3] Madiun川

Madiun川は流域面積約3,800 km^2 を持つSolo川第一の支川である。ここでは資料のある合流点より92km地点までの河道特性について記述する。

○ Segment 2-1=49.7～67km (No.72～No.92)

本Segmentは勾配1/1,400, 川幅58m, 水深3.4mの河道である。本区間は大きな出水でも氾らんしない区間である。河道はLawai山, Willis山の両火山の裾野の一番低い所

を流れており支川は左右から直角に流入する。

本Segmentの最上流端であるPonorogoの上流は多少開けた盆地状の土地のようで、ここでは洪水によって氾らんが生じる。すなわち本区間は両火山からの流出土砂によってPonorogoより上流部をせき止めた形となっている。

本区間は多少下刻傾向にある河川と判断される。蛇行度 $S=1.22$ とあまり大きくない。河床の一部には玉石が存在している。

○ Segment 2-2=23.5~49.7km (No.38~No.72)

本Segmentは勾配 $1/1,000$ 、川幅80m、水深3.8mの河道である。勾配が上流のSegmentより、多少急である。河床材料を見ると上流のSegmentより粗粒であるようで0.4~0.6mmの中粗砂に5~6mmの礫が10%程度混ざっている。

本区間は、左支川Bringin川と右支川Jeroan川の合流点間であり、また常習氾らん地域である。

○ Segment 2-3=0~23.5km (No.0~No.38)

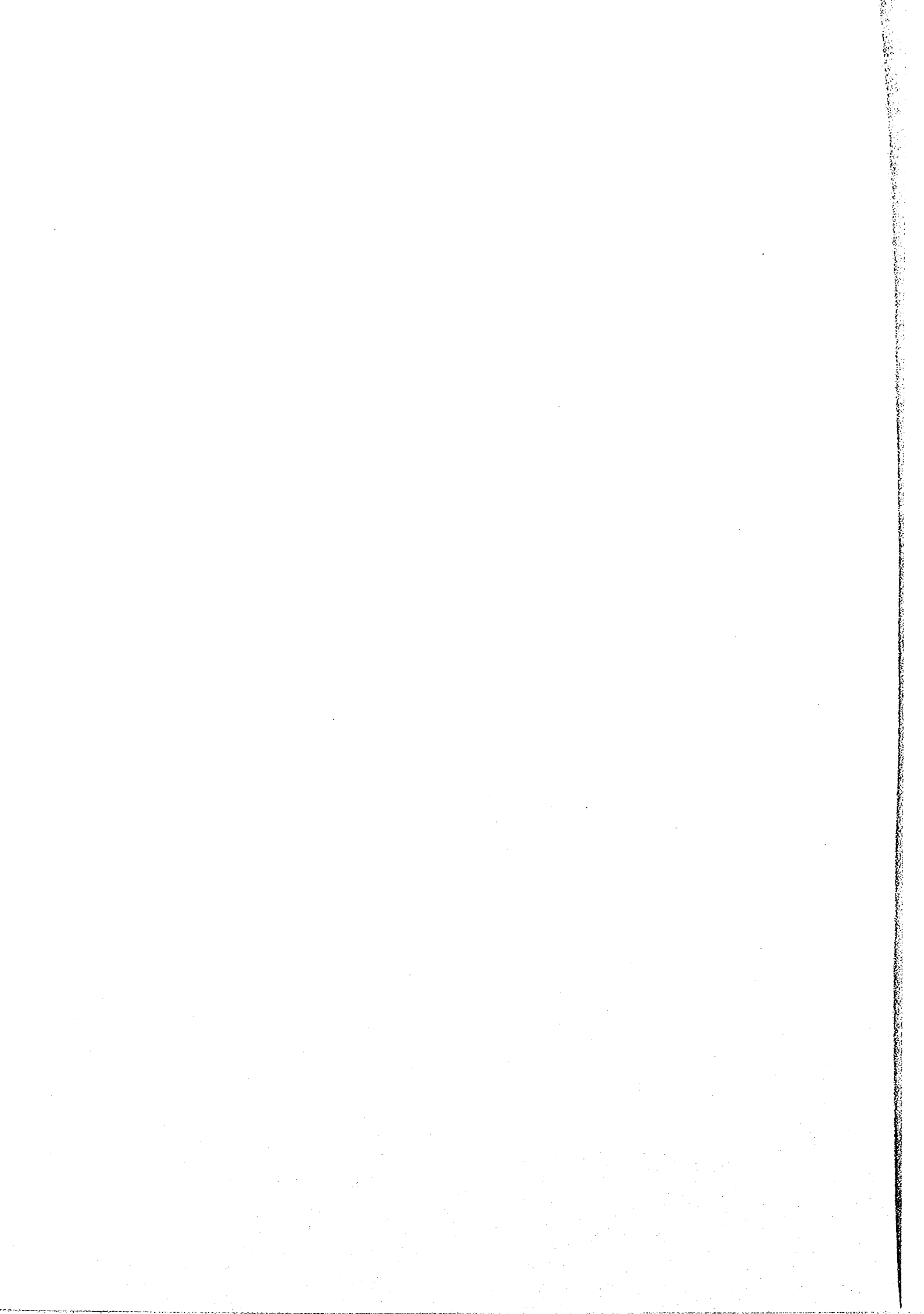
本Segmentの勾配は $1/2,500$ と緩くなる。土砂濃度の小さい右支川Jeroan川の合流によって勾配が緩くなものと考えられる。本Segmentの最下流部にあるNgawiの町は台地上（段丘上）にあり河川は狭谷部を流れている。本区間の蛇行度 S は1.96で上流に比較して大きくなっている。

参 考 文 献

- 1) 国際協力事業団, 1983; インドネシア共和国パダン治水調査主報告書
- 2) 山本晃一, 1988; 河道特性論, 土木研究所資料第2663号 pp.206~207., pp.55~56.
- 3) Bengawan Solo Survey Team, 1974; Survey and study for the development of Solo river basin, Supporting report Part-Two "Flood control and river improvement." JICA..

資料 2 河道特性調査のすすめ

本資料は、地質と調査1988年4月号に発表したものを多少改めたものです。



1. まえがき

河川の治水計画や河道計画に当っては、対象河川の特徴を捉えて、それに見合った計画を立てることが好ましい。河川の特徴を、一般には河道特性という言葉で表現するが、その実態把握の方法論は、個人的な経験としてのみ捉えられ、一般化された方法論としては成立していないというのが現状である。

本論は、荒川中流部の河道特性調査事例を通して、河道特性調査の内容、意義及びその方法について記すものである。

2. 河道特性調査の内容と意義

河川は人間の生活にとって極めて密接な人間関係を持っている。歴史時代を通じて現在まで、河川は人間社会に大きな影響を与え続け、また河川も人間の生活環境をより良いものとしていく営為の中でさまざまに変化を受けてきた。

河川は地形学の立場からは、地表面のはぼ一定した流路を通して下方に流れ、湖、海、他の河川に注ぐ水体とその河道を含めた総称であり、地表に降った降水や湧水等の陸水の排水路であるということができ、侵食・運搬・堆積の作用を営み、たえず地表を変化させ、また河川自身も変化してやまない。現存する河川は、この三作用による自然史と人間が河川・流域に働きかけた歴史との相互連関性との具体的現れといえる。

河川工学から見た河川調査とは、この自然史と社会史の相互連関の結果である対象の特性を、人間の生活にとって脅威となる可能性を順次取り除き、利用することによって、社会により良く役立たせるという目的のために、把握することである。従来多くの河川について種々の調査が実施されてきており、その調査資料はおびただしい量に上る。「建設省砂防技術基準（案）調査編」で示されている種々の調査やある個別目的のために行われる河川の調査は、その河川の特性調査そのものと言えるが、そこで得られた資料は、河川の特性の一部分を示すものである。

それらの調査を有機的に結びつけ、対象河川の全体像を浮かび上がらせ、かつ河川の種々の特性（以下においてはこれを河道特性と言う）の共通認識を作り出すには、河川を上流から下流まで一貫してとらえた河道情報の整理と分析を行うことが必要であろう。このためには河道特性調査の内容、収集すべき資料の種類および記述の形式等は、ある程度共通のものとする必要がある。

ここでは個別河川の河道特性調査として行われることが望ましい項目を目次の形で示しておく。

目 次

〇〇川の河道特性

1 章 河川および流域の概況

1-1 河川の概況

河川の位置，流域面積，河川長等に関する記述

1-2 流域の地形・地質

特に段丘地形，段丘堆積物の質，沖積地の微地形

1-3 流域の地形発達史

特に第4紀

1-4 ○○川の河道変遷史

完新世の河道変遷

1-5 流域の土地利用の変遷

1-6 河川の利用状況

2章 水文資料調査

2-1 降雨特性

2-2 洪水特性

過去の洪水，氾濫形態の記述

2-3 流出特性

流出率，平水，豊水，渇水，平均年最大流量，計画高水流量，確率流量に関する記述

2-4 流量と水位

H-Qの関係，低水路・高水敷の粗度に関する記述

3章 洪水時の河道特性量と河道

3-1 河床材料

3-2 低水路幅，高水敷幅

3-3 河床勾配と河床高

平均河床高は，低水路の平均河床高とする

3-4 洪水時の河道特性量

平均年最大流量時（あるいは低水路満杯時）と計画洪水時の水理量（水深，流速， u_*^2 ， τ_{*m} ， H_m/d_m ， B/H_m 等）の縦断方向の変化の記述と図表化，なおここで u_*^2 は摩擦速度の2乗， τ_{*m} は無次元掃流力 $=u_*^2/sgd_m$ ， H_m は平均水深， d_m は河床材料の平均粒径， s は河床材料の水中比重， g は重力の加速度である。

3-5 河道特性量から見た河道のセグメント区分

ほぼ同一の河道特性量を持つ河道区間，通常は，ほぼ同一勾配を持つ区間に河道をセグメント区分する。

4章 高水敷の特性

4-1 高水敷の平面形状

高水敷と低水路，堤防との平面形状の関係

4-2 高水敷の土質構造

ボーリング試料による高水敷土中の土質および地質の横断および縦断層序構造

4-3 河岸近くの表層堆積物と河岸物質

表層堆積物と洪水時の浮遊物質との関係，河岸物質の特性と堆積条件

4-4 高水敷の微地形と堆積物

4-5 高水敷の植生

4-6 大出水時の高水敷上の水理量

水深，流速，流向等に関する記述

5 章 河道の平面形

5-1 低水路の平面形状と砂州，みお筋

5-2 河岸侵食位置と侵食形態

5-3 洪水時の流況と平面形

水衝部，低水路と高水敷との流れの干渉，死水域等の航測写真解析による把握

6 章 各セグメントの流砂形態と河床変動形態

6-1 各セグメントの流砂形態

河床材料の粒径集団(population)ごとの流砂形態

6-2 縦横断形変動形態

6-3 土砂収支

各粒径集団ごとの各セグメントにおける土砂の収支把握

6-4 河床変化の方向

7 章 その他

- ・ 基本的には河道特性調査結果を何に利用するかによって調査項目を選定する。

このような個別河川の河道特性調査が多くの河川で行なわれれば，個別河川の特殊相が一層明確になると同時に，沖積地河川の共通認識も急速に増加するものと思われる。さらに個別の河川の治水・利水・環境管理計画等にあたっても，次のような利点を生むものとなろう。

- i) 対象とする河川の河道特性を上流から下流まで調査することにより，その河川の全体像が浮かび上がり，上・下流一貫した河道計画，治水計画，河川総合計画等に役立てることができる。
- ii) ある程度，共通の基準で河道情報の整理がなされるため，他の河川の河道特性の把握および相互の比較が容易になる。また他の河川の経験を利用したり，技術的な議論を行なうことに共通の基盤を提供することになる。
- iii) 人間活動のインパクトが河道に及ぼす影響について判断しやすくなる。また過去に行なった河道の人工的改変や河川工事の影響がつかみやすくなる。
- iv) 河川構造物の設計にあたって，設計条件をつかみやすくなる。
- v) 河道および高水敷の微地形情報は，氾濫原（堤内地）の情報として利用でき，氾濫原管理

計画（土地利用計画等）に参考になる。

vi) 土砂の動態がつかみやすくなる。

ところで目次に沿った形で河道特性調査を行なうことは膨大な費用と調査日数がかかるように思われるが、日本の一級河川の場合はほとんどの項目はすでに何らかの目的のために調査がなされており、資料収集にそれほど労力がかかるものではない。河道特性調査としては、それらの既存資料を河道特性量を媒介として互いの関連性と因果関係を記述すること、さらに河床堆積物、河岸物質、高水敷堆積物、河岸侵食形態、高水敷の微地形観察等のフィールドワークを通して、それらの相互関連性を確認し、河の様子を記述することが新たな情報生産の大部分を占めると言って良い。河道特性調査が良いものとなるかならないかは、調査担当者の河川に関する共通認識の程度とフィールドワークの良否に依存している。この意味で応用地質学、応用地形学を学んだ技術者の河道特性調査への参画と河川技術者との協働を期待したい。

なお以下に述べることは、筆者が実際に河道特性調査作業を通して、作業の能率化、また作業方針の統一化のために留意しておいた方が良く考えたことを記したものである。

- i) 河道特性量を求める場合の洪水流量としては、平均年最大流量程度の流量とすること。この流量が河道形成流量と言うことでは無いが、ほぼ低水路満杯流量に近いこと、またこの流量が河道特性を記述しやすいこと、資料が得やすいこと、さらに、既往の河道特性量がほぼこの流量で評価されていることを考えると、今後もこの流量を使っていくべきであろう。なお治水計画のためには、計画高水流量時の種々の水理量も求めておくことが望ましい。
- ii) 河道特性量は、あくまでも低水路の河道スケールを使って求めること。たとえば平均河床高 Z_m は、低水路部の平均河床高とすること。川幅水深比 B/H_m も低水路で求めておくこと。扇状地河川の低水路幅の決定は非常に難しいが、植生や横断図、航空写真、不等流計算等によって総合的に判断すること。
- iii) 低水路の流速係数 ϕ （平均流速 $V_m \div$ 摩擦速度 u_* ）あるいはマニングの粗度係数 n を適確に評価すること。治水計画のための計画粗度は実質の粗度より大きめなことが多い。実測資料の解析や、同じような河道特性量を持つ河川の粗度を調べて参考とすること。
- iv) 平面図に横断図を書き込むと、平面形状と横断形状の関係が分かりやすい。この場合の縮尺および横断図の縦横比は次の値を基準にすると良い。
 - 川幅100m以下の場合、平面図の縮尺1/2,500、縦横比10
 - 川幅100m～500mの場合、平面図の縮尺1/5,000、縦横比10
 - 川幅500m以上、平面図の縮尺1/10,000、縦横比20横断図は平面図上のその断面の測線が、ちょうど平均年最大流量時の水位の位置になることが好ましいが、計画高水位でも良い。また必ず測線位置が標高いくつに相当するか、図に記しておくこと。
- v) 河道特性量の縦断方向の特性値を図表化する場合には、すべての特性値を同一縦断方向ス

ゲールのグラフに描くこと。たとえばある特性値を区間距離 1 km をグラフの横軸で 1 cm と
して描いたら、他のすべてのグラフの横軸は区間距離 1 km は 1 cm とすること。

3. 荒川中流部の河道特性量と河道特性

ここでは、河道特性量を媒介とした河道特性調査の意義をより明確にするため、関東の荒川の河道特性調査結果¹⁾よりその概要を述べてみよう。

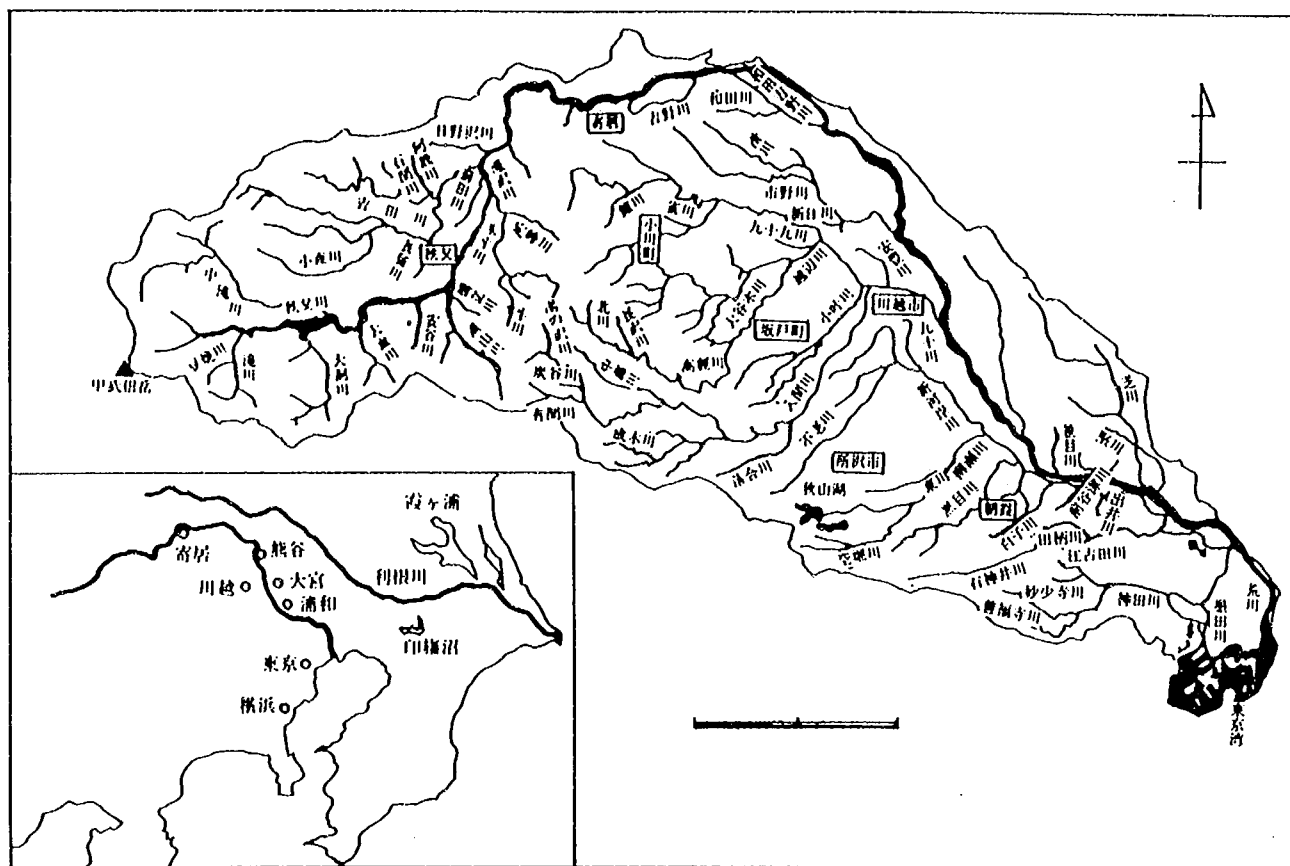


图 1 荒川流域图

荒川水系は、関東平野の西部に位置し、わが国の政治、経済、文化の中心である首都をひかえ、その重要性はきわめて大きいものがある。

荒川河道は、寛永6年（1629）に熊谷市久下の地先において、元荒川の本流を和田吉野川の流路に落とす付替え工事が行なわれ、これ以後、荒川低地は荒川本流の流下場所となった（数千年以前には、荒川低地には荒川と合わせて利根川の本流が流下していたと推定されている^{1)・2)}。）明治時代に入ると近代的改修が始まり、大正時代から昭和にかけて堤防、横堤の築造、シュートカットが行なわれ、現在の荒川となった。シュートカットされた区間は、荒川中流部の大部分におよび、現在の荒川流路は人工河道と言っても過言でない。（図10参照）

荒川中流部の河道の特徴と河道特性量を通してながめて見る。

荒川中流部の河道特性量は河口より76km下流は、低水路満杯流量時の、それより上流は平

均年最大流量約 $1,200\text{ m}^3/\text{s}$ 時の水理量で評価した。76kmより下流の径深 R は、低水路兩岸肩から以下の河積 A を兩岸肩幅 B で除することによって求めた。

図2に低水路の径深 R 、深掘れ高（平均河床高と最深河床高の差） ΔZ 、平均河床高 Z_m の縦断方向変化、図3に川幅 B 、川幅径深比 B/R 、図4に河床材料、図5に摩擦速度の2乗 $u_*^2 = gRI$ 、および、無次元掃流力 $\tau_{*m} = u_*^2 / sg d_A$ の縦断方向変化図を示した。ここで I は勾配、 d_A は河床材料の主モードの材料の平均粒径である。なお d_A は河床材料の平均粒径とほぼ等しい。

以上の資料および河岸物質、現地踏査などの結果より、荒川中流部（28.8～88.8km）の河道は、次の6つのSegmentに区分しえると判断される。

i) Segment 1=74～88.8km

いわゆる扇状地河川に相当するSegmentで、河床勾配は約 $1/380$ である。84kmより上流は、旧扇状地面を下刻化し段丘地形を作っている。現成扇状地は84km地点を扇頂としてしていると考えて良い。本Segmentへの上流からの砂利分の供給は減少の方向にあると判断される。83kmより下流の低水路中に在る砂州の列数は2～4列であり、83km以上では第三紀の砂泥岩が河床に露出し、深掘れの生じるのを防いでいる。

ii) Segment 2=67～74km

このSegmentは河道特性量から見ると通常の河川では、自然堤防帯の河川の特性を持ち、蛇行の自然短絡などが起りやすい区間であるが、荒川の場合、横方向に活発に動いた形跡が見られない。河床は平均3～4cm程度の礫と砂から成っている。

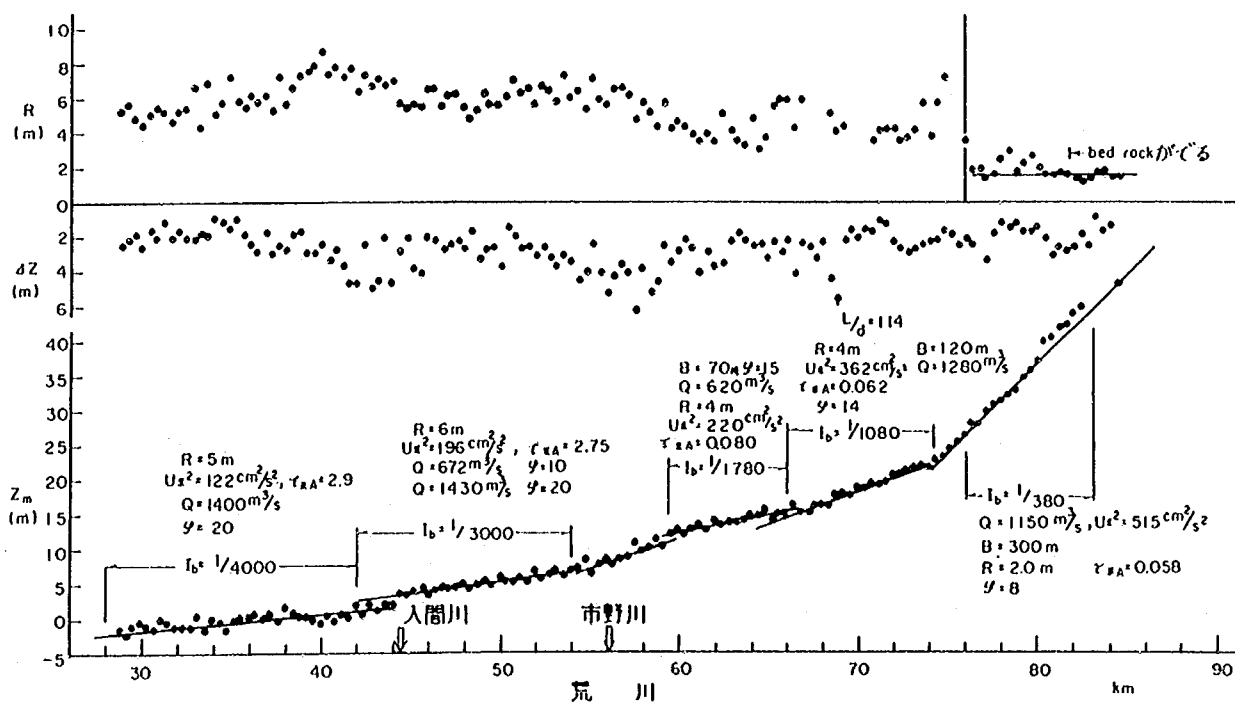


図2 R , ΔZ , Z_m の縦断方向の変化

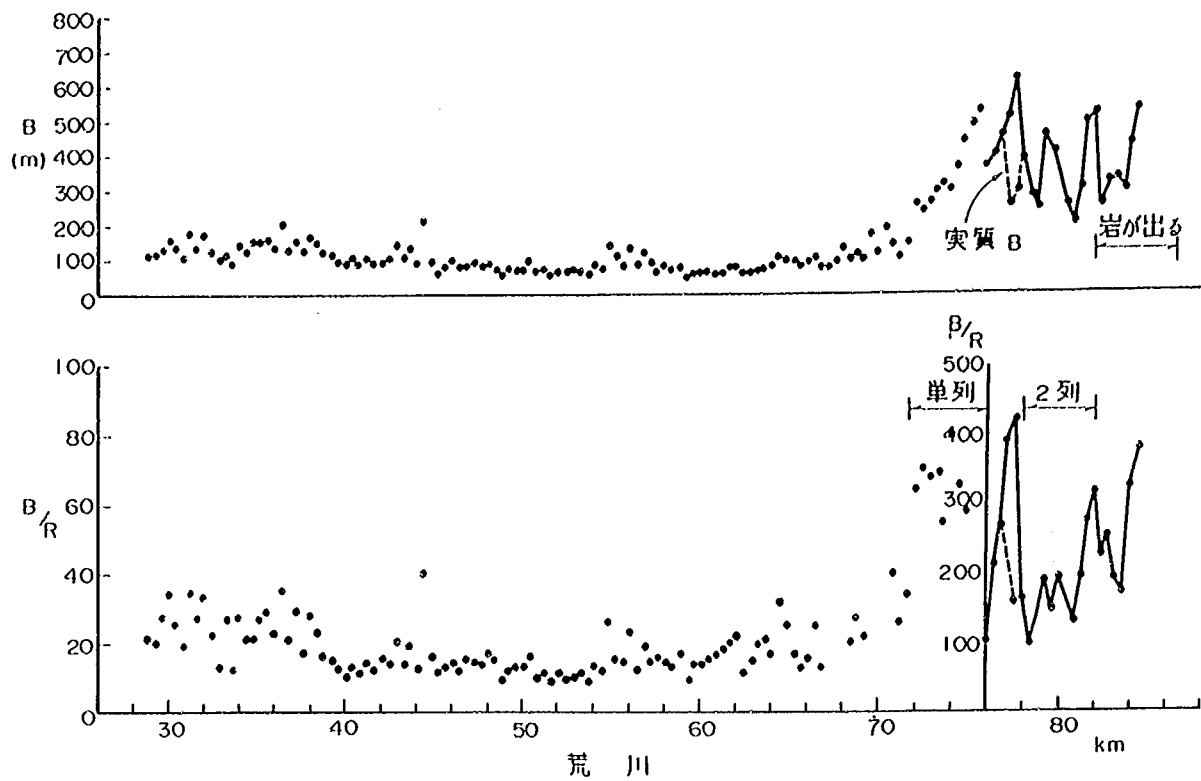


図3 B , B/R の縦断方向の変化

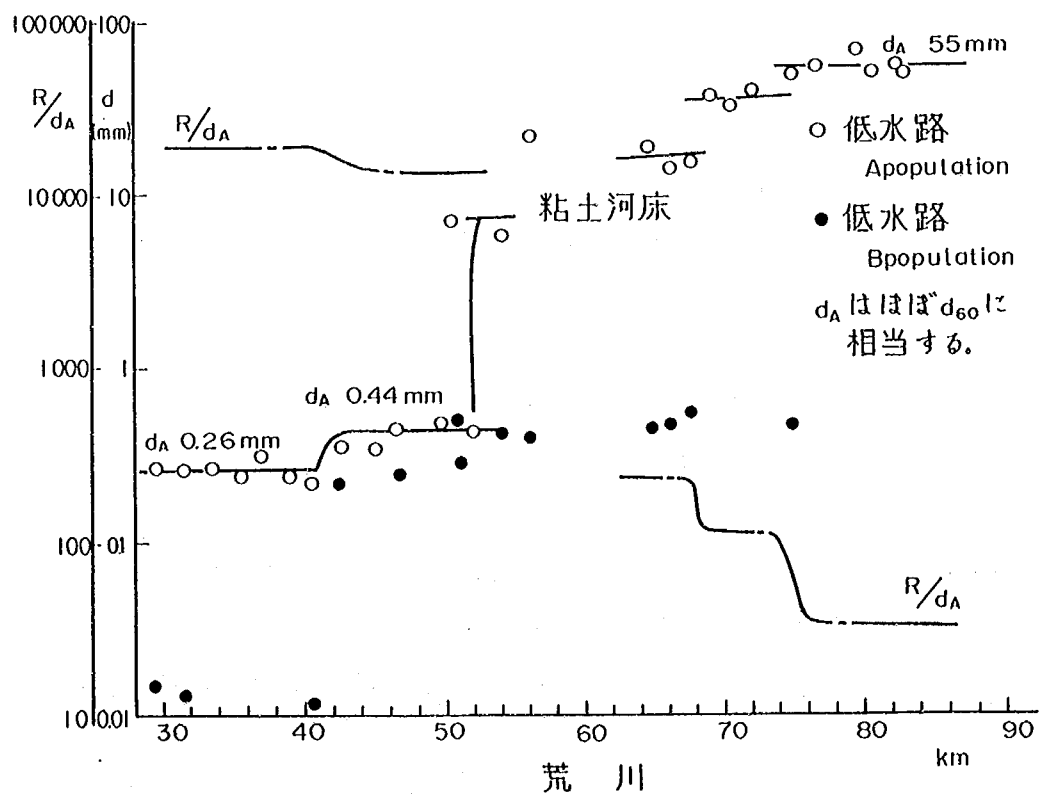


図4 u_*^2 , τ_{*A} の縦断方向の変化

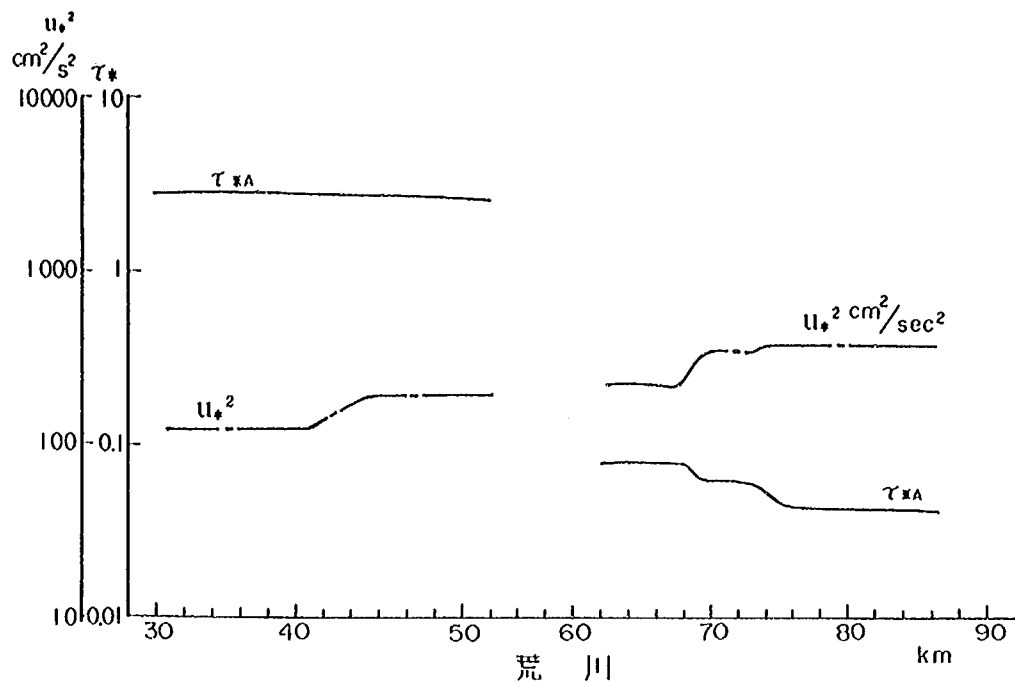


図5 R/d_A , d_A , d_B の縦断方向の変化

iii) Segment 2-2=59~67km

この区間の大部分は、大正・昭和期の河川改修によって人工的に掘削された河道部分であり、河岸物質の下層は後背湿地堆積物である粘性土からなる。人工河川区間ではない66-68 km 区間は、河川沿いに微高地が発達しており、自然堤防の発達が良いが、掘削河道区間ではほとんど発達していない。なお本区間の下流部は埋没洪積層上を流れている。

iv) Segment 2-3=54~59km

この区間は、勾配が上流のSegmentに比し急である。河床は掘削河道部分は粘性質である。

v) Segment 2-4=44~54km

この区間は荒川の有力な支川である入間川と市野川の合流点間の区間であり、河床材料は上流部はまだ小砂利があるが、主に0.4mmの中砂からなる。

vi) Segment 3=28~42km

このSegmentは勾配が緩く、また川幅もSegment 2-4の1.5~2倍程度である。低水路満杯時の摩擦速度の2乗 u_*^2 は上流のSegmentで $190\text{cm}^2/\text{s}^2$ 程度、このSegmentで $120\text{cm}^2/\text{s}^2$ 程度に減少している。この掃流力の減少に応じて河床材料も0.44mmから0.26mmの砂に変化している。

以上6つのSegmentは、おのものが異なった特性を持っており、河川にかかわる種々の工事や計画にあたっては、この特性を十分に踏まえておく必要がある。ここでは、表1に各Segmentごとに各種河道特性を簡単に記載しておいた。本表によって河道をSegmentに区分する十分な理由が、また各種河道特性を、平均年最大流量程度の時の河道特性量で説明、

表1 各Segmentの各種河道特性総括表

	Segment 1 (扇状地)	Segment 2 (自然堤防帯)				Segment 3 (デルタ)
		2-1	2-2	2-3	2-4	
低水路満杯時の水理量	$lb=1/380$ $B=300m$ $R=2m$ $u_*^2=515cm^2/S$ $r_{*A}=0.058$	$lb=1/1080$ $B=120m$ $R=4m$ $u_*^2=362cm^2/S$ $r_{*A}=0.062$	$lb=1/1780$ $B=70m$ $R=4m$ $u_*^2=220cm^2/S$ $r_{*A}=0.08$		$lb=1/3000$ $B=85m$ $R=6m$ $u_*^2=196cm^2/S$ $r_{*A}=2.75$	$lb=1/4000$ $B=130m$ $R=5m$ $u_*^2=122cm^2/S$ $r_{*A}=2.9$
河床材料および河床物質	5~6mの砂利を主体として0.4~0.5mの砂がマトリクス、74km以上は三紀層露出	3~4cm程度の砂利が主体、70km以下は泥層が河床に露出している所有り	泥層(縄文時代の河の後背湿地堆積物)および泥層上に2~3cmの砂利とを主とした堆積物が薄く乗る	泥層が露出していると思われる、所々に砂利砂の堆積	泥層の上に小砂利53cm以下は0.4mm程度の中砂	0.2~0.3mmの砂、最深部はデルタ底泥層の粘土
河岸物質	82kmより上流は、下層は岩、その上に右岸側は旧扇状地堆積物、左岸側は沖積扇状地堆積物、表層はSilt含み細砂、82kmより下流は砂利の上に表層に薄くSilt含み細砂	70kmより上流は、下層に砂利の上にシルト含み細砂、70kmより下流は下層は粘土、その上4~6mのSilt含み細砂	下層は粘土その上にSilt含み細砂4~6m、粘土層の上部は黒色の腐植層、60km付近より、下層は泥層の堆積物	下層粘土層、その上4~5mはSilt含み細砂、腐植層みられず	下層粘土層、その上にSilt含み細砂、54K左岸 Clean Sand 有り	下層粘土、上層、Silt含み、細砂、粘土も有る。
高水敷の微地形と堆積物	人工堤防(400~500万 m^2)による河床の低下による段丘化(高水敷の形成)表層1~2mのSilt含み細砂	自然堤防の発達(2~3mの高さ、横方向勾配1/150~1/200)	旧川沿いの自然堤防(横方向勾配1/250~1/300)	堤防幅狭く、自然堤防の発達良くない	ゴルフ場が多く高水敷の地形改変されている。あまり自然堤防の発達良くない	旧川沿いに自然堤防がある。入間筋の土砂による堆積によるかもしれない。
堤内と堤外の地盤高差		2~3m高水敷の平均上昇速度年1cm程度と推測される、1600年代に堤防築造	2~3m、1600年代に堤防築造			ほとんど無い、新堤の築造(大正期)
低水路の平面形状	82km以上は岩が露出し砂州の発達は、顕著でなく、それより下流よりでは、2~4列の砂州	砂州の発達 顕著でないが川幅の広い所にPoint bar発生、旧流路は蛇行度S=1.20で川幅の10~15倍の蛇行波長であった。	人工掘削河道が大部分、砂州の発達は見られない、旧流路はS=1.1 蛇行波長650m		人工河川が大部分砂州の発達は見られず、旧流路S=1.3	砂州の発達見られず
計画高水時の高水敷の水理量推定(7,000 m^2/S)		水深4~5m $V_m=2m/S$	水深4~5m $1.5\sim2.0m/S$	水深4~5m $1.5\sim2.0m/S$	水深5~6m $1.3\sim1.5m/S$	水深6m $1.2\sim1.6m/S$
低水路満杯時の河床波と粗度と平均流速	$\varphi=8\sim10$ $n=0.03\sim0.035$ $V_m=2\sim3m/S$ $V_{max}=5\sim6m/S$	$\varphi=13\sim15$ $n=0.025$ 程度	粘土層露出部分多し	粘土層露出 $\varphi=13\sim16$ 程度か $n=0.025\sim0.03$	Flat bed or dune bed 一部は粘土層露出 $\varphi=15\sim22$ $n=0.025$ 程度か	Flat bed $\varphi=20\sim25$ $n=0.02\sim0.022$ $V_m=3\sim3.5m/S$
洪水時の流砂形態	平均年最大流量程度(1300 m^3/S)の時は、河床のA集団(5.5cm)の $r_{*A}=0.058$ であり、砂州を形成しながら動き始めるが十分なものではなく、動かない所もあろう。 計画高水時(5800 m^3/S)には $r_{*A}=0.15$ 程度となり1時間に4~5万 m^3 のA集団を動かそう。 B集団(0.4~0.5mm)の砂は、1300 m^3/S 時には $r_{*B}=5.6$ であり浮遊砂、0.2mm以下はWash load的運動形態	$Q=1300m^3/S$ 時の $r_{*A}=0.058$ $R/d_A=100$ A集団(3.5cm)は揚流砂 B集団(0.4~0.5mm)は浮遊砂しかし河岸側までまき上がらず、0.2mm以下 Wash load	$d=4\sim5cm$ の砂利はここではほとんど動かない 2cmの砂利に対して $r_{*A}=0.068$ 0.4~0.5cmの砂は浮遊砂であるが高水敷上まではまき上がらない。	土砂の通過区間、河床は粘土質らしい。	低水路満杯時 0.4~0.5mmの砂の $r_{*A}=2.7$ であり浮遊砂として移動砂利は動かない。 0.2mm以下は Wash load 的	主モードの河床材料は、0.26mm、低水路満杯時の $r_{*A}=2.9$ 0.45mmの砂は浮遊形式というより河床近くをSaltateする。0.1mm程度の砂は、高水敷上までまき上がっている。

記述し得ることが理解し得よう。

4. 河床の変動形態に及ぼす河床・河岸物質の影響

沖積地河川の河床変動や局所洗掘は、通常河床材料が非粘着質の物質から成るとして、流砂の連続条件と水理量の縦断方向の変化より、平均河床高の変化を予測し、また局所洗掘深は、流れと河床材料の相互関係を力学的に解析あるいは経験則として評価するということが一般に行なわれている。しかしながら個別河川の河道特性調査を通じて、河床の変動形態は、河岸物質・河床物質の粘着性や層序構造、すなわち堆積の歴史性について十分な認識が無ければ、解釈し得ないことが多いことがわかってきた。ここでは前節で述べた荒川中流部の河床変動や護岸の被災原因を通してこれを見てみよう。

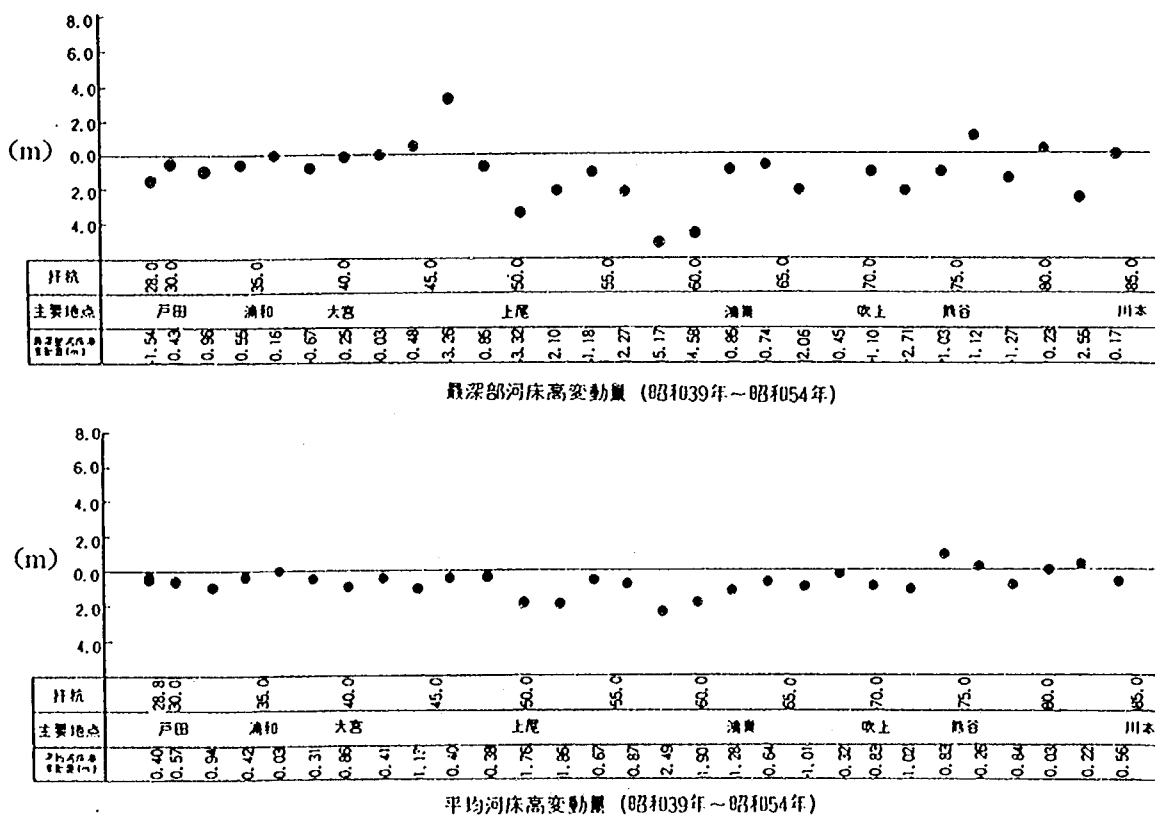


図6 平均河床高及び最深河床高変動量 (昭和39年～昭和54年)

図6に昭和39年と昭和54年に行なわれた横断測量結果より、その間の最深河床高の変動量を示した。最深部の変動量は最大6m近くあるが(56km)，ほとんど変動していない場所もある。最深部の変動量の大きい場所は44km, 56km, 60km, 66kmの付近で、いずれも4～5m下降している。この深掘れは資料によると、ますます深くなる傾向にある。またこの変動量の大きい場所は、いずれも河床勾配の変化点に相当している。通常の沖積河川であれば、勾配の変化点は河床に働く掃流力が小さくなる所であり、堆積傾向となる所であるが、荒川中流部の

場合は、低水路の人工的直線化によって、低水路部の土砂の輸送能力より供給土砂量が少なく、全般的に下刻化しつつある河道である。Segmentの結接点の直上流には泥層が存在し、この泥層が一時的侵食基準面となり、河道の下刻化を防ぎ、Segmentの形成因となっている。河床勾配の変化点は、この泥層が破壊されつつある所であり、下刻化が進のである。このことは、図7に示す横断形状の経年変化に示されるように、河床の一部が急激に低下する形で下刻化が進むことによく示されている。逆に河床の低下の進まない所は、横断形状が台形状であり、河床は同一の侵食抵抗を持つ泥層の存在が暗示される。多少河床低下のある所は質の違う堆積層が一枚一枚はがされいくような形態を取っているようである（図8）。ただし扇状地扇端である74km地点は、いくらか河床が上昇傾向にある（図9）。ここはSegment1から運ばれてきた砂利が堆積するところである。なお扇状地部では昭和37年ごろから砂利採取が始まり46年度に砂利採取が禁止となっている。この間の72～84km区間の河積は400～500万 m^3 増となっている。昭和46年から昭和54年では24万 m^3 ほど河積が減少しており、この間平均3万 m^3 の砂利の堆積があったことになる。

次に護岸の設置位置について述べてみよう。護岸の設置位置は、通常河道の平面形状や砂州の配置構造との関係で説明されることが多い。すなわち河岸侵食位置は、流水の集中（水衝部の発生）との関連性で説明される。しかし荒川の場合には、3節で述べた河床の垂直変動特性

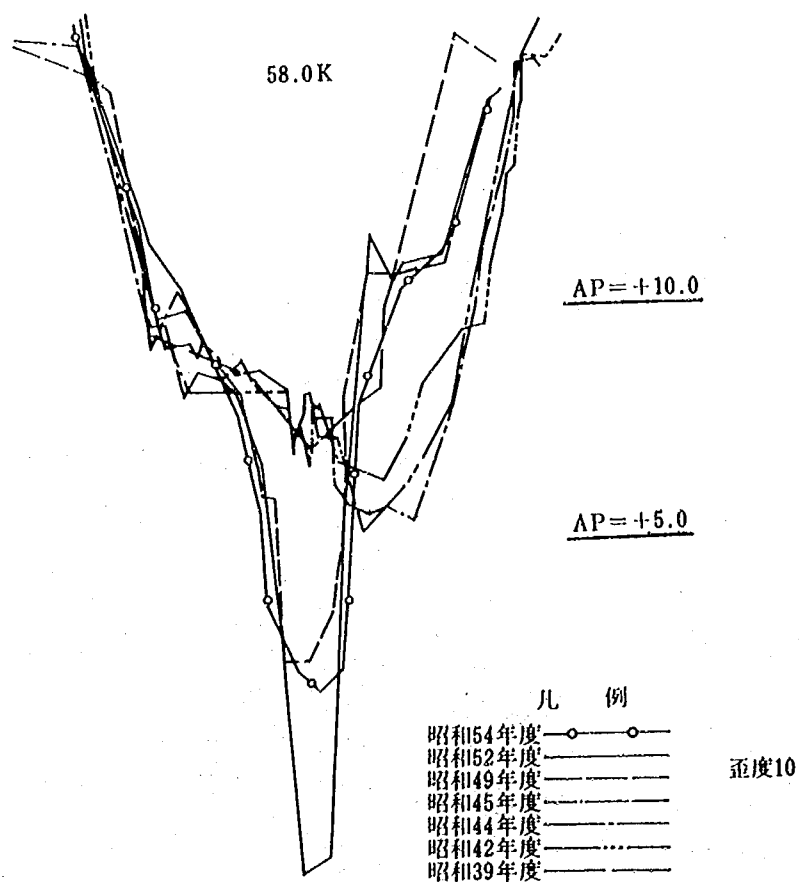


図7 横断形状の経年変化58.0K

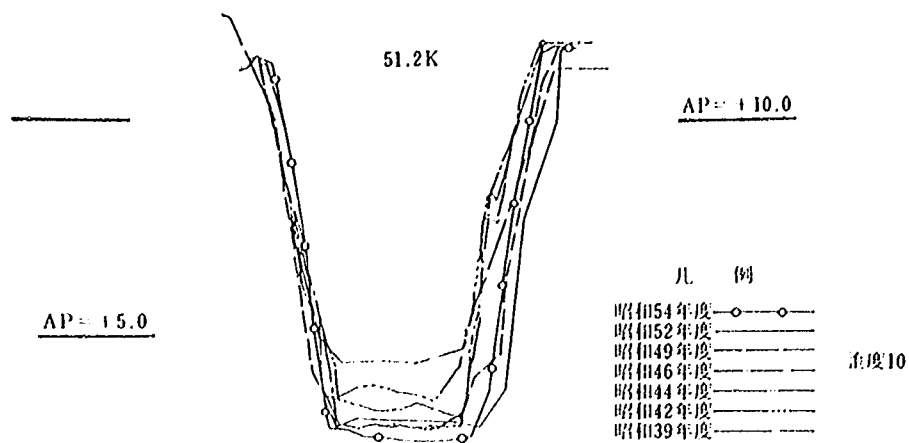


図8 横断形状の経年変化51.2K

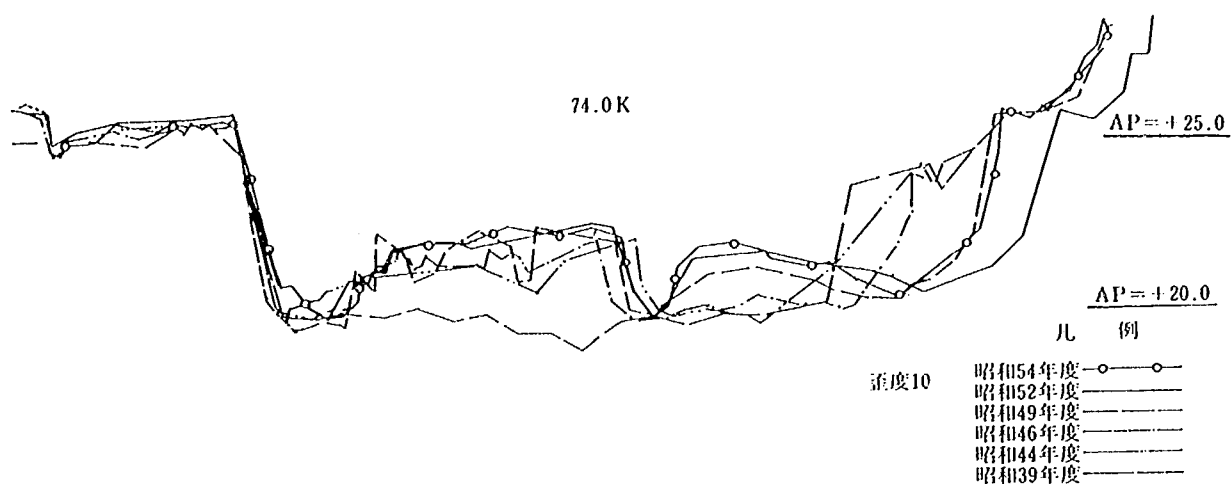


図9 横断形状の経年変化74.0K



写真1 荒川58.5 km地点、洪積層の露出状況

との関係から説明されなくてはならないことの方が多い。

護岸の分布状況を図10に示す。この図は昭和41年から昭和52年までの工事記録から取ったものである。なお同図には昭和56年8月洪水後の災害復旧工事位置も示しておいた。ここで1か所に多数の護岸位置が示されている所は、設置された護岸が破壊され、再度護岸が設置されたことを示す。現在の護岸はほとんど災害復旧工事として施工されており、洪水等によって河岸が侵食を受け崩れた場所、既存の護岸が破壊された場所を重点に順次施工されている。

護岸の設置回数、設置密度の高い区間の理由を考えてみたい。

Segment 1で護岸の設置回数の多いのは、82.5km付近左岸および81km地点右岸である。82.5km地点は、ちょうど河床が、岩から砂利に変わる所であり、みお筋が左岸に寄った所である。81km地点は、左岸によって水が右岸に寄ってくる所である。このみお筋位置はほとんど動いていない。この地点下流より、川幅が拡がり、4列程度の砂州が発生しだす。河岸侵食されやすい所は、84kmより上流の単列砂州の平面形態をこの地点まで持っており、川幅の狭いこともあって洪水時には流速が速く、また上流からの供給土砂量の減少もあって、河床が低下傾向にある所である。

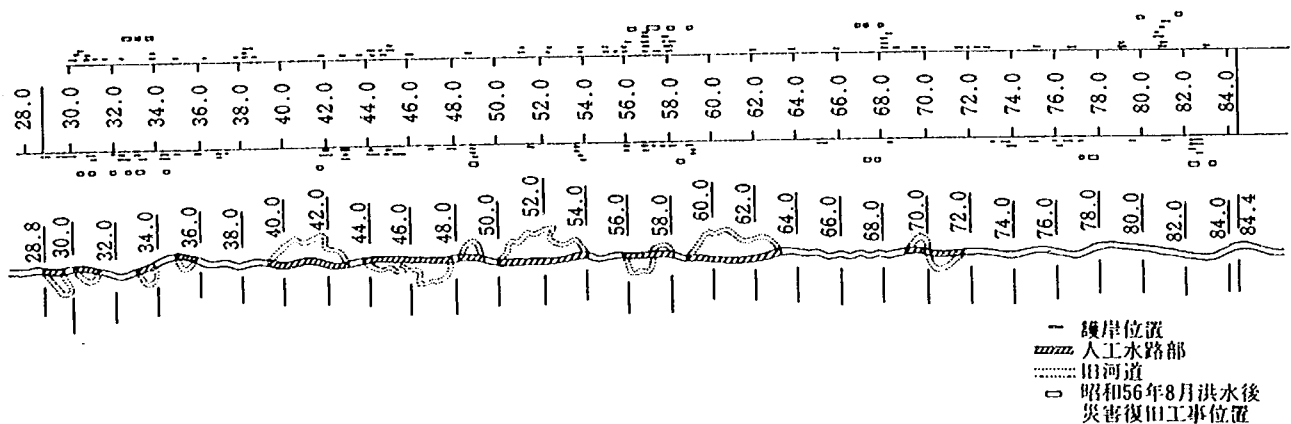


図10 護岸の分布

Segment 2-1では、このSegmentの上流部の74~75km地点および、68km右岸に護岸の設置数が多い。74~75km地点は扇面の直下流にあたり、砂州の形態が多列から単列河道に変わり、また堆積空間であることもあって、河岸侵食が起こりやすい所である。68km右岸は、大芦橋の近くであり、人工掘削河道の直下流にあたっている。なぜここで河岸侵食されやすいかは良くわからないが、68.6km地点の河床横断形状の経年変化図を見ると昭和39年から42年にかけて最深河床が2.5m低下しており、河床低下による河岸崩壊に原因しよう。この区間(68.3~68.8km)は、昭和23年(1948)に開削した人工河道の部分であり、昭和39年ごろ河床の堆積物が幾分侵食に強いものから、弱い堆積物の層に変わり河床低下が進んだものと考えられる。

Segment 2-2の区間は河岸侵食があまり生じていない。後背湿地性堆積物、洪積層を掘削した人工河道部分が多く、侵食に対して強い河床および側岸物質から水路が成るためであろう。

Segment 2-3では58km～56km区間にかけて多数の護岸が設置された。この原因は、3節で述べたようにこの区間が河床低下区間にあたり、河床低下によって引き起こされる河岸崩壊によって護岸の破壊が進むのと考えられる。

Segment 2-4では、44km～45km区間で護岸の設置数が多い。この区間の末端は入間川との合流点に当たる所で、Segmentの変わり目の所にあたる。44.4km（入間川合流点直下流）と44.0km地点の平均河床および最深河床の差は2～3mも有り、ここで河床高に段差を生じている。44.0kmの河床には流れに対する侵食力に強い堆積物の層があるようで、44.4～44.8kmが上流のSegmentの一時的侵食基準面にあたり、最深部の河床物質はその下流の44.0kmとは異なった質のものと考えられる。護岸の設置数が多いのは、入間川との合流点にあたり、また国道16号が横断しており治水上重要地点であることが第一に原因すると考えられるが、Segmentの結接点であり、また合流点であるので洪水時の河床変動形態が複雑なことにもよろう。

Segment 3では38km右岸に護岸の設置回数が多い。ここは、わん曲部の外わん側にあたり、流水が集中し、右岸沿いにみお筋がある。本堤と低水路との距離がほとんどないこともあって護岸が集中的に設置されている。38km以下は首都に近くなり、高水敷の利用度も高まることもあって、護岸の設置数が多くなる。ほぼみお筋が河岸に寄る方に護岸が設置されている。なお横断面図の経年変化を調べてみると、この区間は、護岸の設置されている側の対岸が侵食されている所が多く、その侵食面もAP-1mより上層が削られている。河岸物質は表面からAP 1～2mは、泥層シルト細砂の互層からなる河岸近くに堆積する自然堤防成の堆積物の所が多く、+1～-2m間は海成・汽水成の砂層から成り、-2m以下は粘土層となっている。このような層序を持つ河岸が多いことが河岸侵食量が多い一因であろう。またこのSegmentでは、夜間ポンプ船による盗掘があり、その取り締まりに苦慮していることも河岸侵食の原因になっている。

5. 河岸、河床下の堆積物、地質調査の必要性

実河川の河岸侵食形態や局所洗掘形態を見ると河床材料、河川の縦横断形および洪水流の情報だけでは、その形態が生じた原因を推察できないことが多い。特に日本の沖積地河川は河床低下の傾向があり、局所洗掘には河床下の堆積物や地質が大きく関係している。これは前章の荒川中流部の河床変動形態で見たごとくである。今後も沖積地河川の上流部、中流部で河床低下の傾向は続くものと思われ、河床下の堆積物が局所洗掘形態に関係する例が増加すると思われる。

実際に鬼怒川では河床低下により洪積層が河床に露出している箇所が増えている。その洪積層が固いものであれば、そこが床固めのようになり、上流側の河床安定に寄与しているが、下流では河床低下が進み小さな滝のような形となっている。固い層の一部が破壊され、その下に砂層などがあれば、そこが異常に掘れることがあろう。

このような所は河川の縦断形のコントロールポイントとなっており、また弱点ともなってい



写真2 鬼怒川豊水橋下流，利根川合流点より11km (1982年2月)

る。河川の今後の変化方向を予測するために，流域の地形発達史の理解の上で，河床および河岸物質，高水敷表層下の土質，地質，堆積物の質の縦横断特性すなわち土質，地質の層序構造の調査の必要性がますます高まると思われる。幸い道路，橋脚，高層建築物等の基礎地盤調査のためのボーリング資料は急速に増大している。これらの資料と河川の河岸物質，河床物質の観察を通して沖積地河川近傍の土質，地質の層序構造の把握は可能になってきたと思われる。

6. おわりに

河道特性の調査は，土木系の技術者と地形地質関係の技術者の協働作業によって最も効率良く作業が進められると思われる。この場合，土木の言葉と地形・地質の言葉との相互理解が，すなわち空間・時間スケールに関する相互の歩み寄りが必要となろう。

参考文献

- 1) 山本晃一・安田毅彦・松浦茂樹：河道特性論ノート〔II〕荒川中流部の河道特性と河川処理，土木研究所資料第1745号，1981.
- 2) 菊地隆男：先史時代の利根川水系とその変遷，Urban Kubota 18, 1981.

あ　と　が　き

去年の6月、7年ぶりに河川河道そのものを調査研究する仕事にたずさわるようになった。以前から日本の河川の河道特性と外国の河川の河道特性の差異について興味を持っていたこともあって、これを私のストレス解消のための仕事とすることにした。会議やら打合せやらで時間が取られ、仕事が遅々として進まず、かえってイライラの原因の一つになってしまったが。

資料の正確さや精度は、日本の河川と同程度のものとは言えないが、ある程度本研究の目的は達せられたと思われ、ノートとして記録に残すことにした。

インドネシアの河川資料の収集に当たっては次の方々の援助を受けた。記して深く感謝したい。

濱守 厚	国際建設技術協会
阿部勝久	株式会社建設技術研究所
佐藤秀樹	日本工営株式会社
土屋昭彦	日本建設コンサルタント株式会社
村田直人	株式会社パシフィック・コンサルタンツ・インターナショナル
鵜木和夫	株式会社アイ・エヌ・エー新土木研究所
風間輝雄	株式会社アイ・エヌ・エー新土木研究所
田代順一	株式会社建設技術研究所

また、図面等の整理、トレースに当たっては草間規子さんの助力を受けた。

1989年7月

山 本 晃 一

気候・地形・地質が河道特性に
及ぼす影響に関する研究ノート

ISSN 0386-5878
土木研究所資料第 2795 号
平成元年 10 月 (1989)
山 本 晃 一

キーワード：河道特性，セグメント，平面形状，せん断力，熱帯，亜熱帯

要 旨 本論は，気候，地形，地質等の自然条件の差異が河道特性に
どのような影響をあたえているかについて，日本，カナダ・
アルバータ州，インドネシアの河川の河道特性を比較検討したことによ
って得られた成果を報告するものである。これらの成果は，気候，地形，
地質の異なる地域での河川処理のあり方に関する基礎資料となるもので
ある。

郵便はがき

四十一円切
手をはって
下さい

3 0 5 - □ □

茨城県つくば市大字旭一番地
建設省土木研究所
河川研究室 御中

No. _____

No. _____

配布先氏名

配布先住所

土木研究所資料第2795号 部

上記のとおり受領しました。

所 属 (住所)

氏 名

印