HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	蛇行河川の流路の形態に関する一考察
Author(s)	山岡, 勲; 長谷川, 和義
Citation	北海道大學工學部研究報告, 68(1), 191-204
Issue Date	1973-09-25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/41140
Type	departmental bulletin paper
File Information	68(1)_191-204.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

蛇行河川の流路の形態に関する一考察

山岡　勲*　長谷川和義*

(昭和48年3月23日受理)

A Study on the Geometry of Meandering River Channels

Isao YAMAOKA　Kazuyoshi HASEGAWA
Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering, Hokkaido University

(Received March 23, 1973)

Abstract

Generally the course of alluvial river channels meanders, and a quantitative expression on geometry of meandering river channels is required in order to analyse the relation of free meander geometry to stream discharge and behavior of sediment.

The geometry of meandering streams must be studied from both sides of the plan form and bed variation. We have attempted to express the former as a series of $\Delta\phi$, the angle by which the stream course direction is changed at each point of stream line separated by a regular unit length ΔS and their spectral analysis with meander wave lengths has presented us with a dominant meander wave length $\tilde{L}$ and so on. Then, the relations of $\tilde{L}$ to the river discharge (mean annual discharge Q_m) and to the bank-full stream width B were studied.

From our field data of nine rivers in Hokkaido, the following empirical equations were obtained:

$$\tilde{L} = 300\, Q_m^{0.46}, \quad \tilde{L} = 7 \sim 15\ B$$

The exponent 0.46 is the same as that of Carlston's equation. Next, the relation between plan form and river bed variations was studied.

Moreover, that of the propagating velocity of alternating bars U_d to the length of bars L_d was studied. Our data observed on two maps of the same alternating bars of the Ishikari river in 1955 and in 1960 were found to correspond to the following theoretical equation with some experimental data.

$$\frac{U_d}{U_*} \Big/ (\tau_*^{2/3} I^{3/5} f) = A \left(\frac{L_d}{d} \right)^{-1}$$

1. 緒　　言

沖積地を流れる実際河川の流路は一般に複雑に多くの蛇行を示すが，水理量や流砂の挙動との関係を解明するためには蛇行流路の幾何学的形状の定量的な表現が必要である。

流路形状は平面形状と河床変動に分けられるが，著者らは平面形状を客観的，統一的に明確

* 土木工学科　防災工学講座

に把握するため，流路を流下方向に一定距離ごとに区切り，各点における流向偏角（曲率）を座標計算によって算定し，その系列を変量としてスペクトル解析を行ない，蛇行流路の卓越波長などを求める統計解析的手法 (1969) を用いてきた。（これはその後に入手した統計的手法を用いた外国文献と無関係に工夫されたものだが，ほぼ同様な手法が数年の間に前後して数人の外国研究者によって行なわれていたわけである。）

こうして，卓越蛇行長 $\tilde{L}$ と河川流量や流路幅との関係が経験式として明らかにされたり，平面形状と河床変動との関連についての検討を進めることが統一的にできるようになった。本報告では北海道における代表的9河川の資料が用いられた。

なお，蛇行河川の場合の河床形態は左右交互に砂堆，深掘れを生ずる砂州 (bars) であるが，この変動，すなわち砂州の前進速度に関する無次元量と，砂州の幾何学的形状を代表する砂州の長さに関する無次元量との間に明らかな相関関係のあることを示す理論式を水理学的に導き，石狩川の1955年と1960年の2つの実測平面図から推算された前進速度によって検討を進めるなど，蛇行流路の形態に関して行なってきた一連の考察についてその一端を報告する。これらは工学的には，築堤，護岸などによる河道の維持，安定設計に際して，その基礎的知見となるべきものである。

2. 調査河川，蛇行偏角（曲率）変量の計算とスペクトル解析

2.1 調 査 河 川

北海道における主要9河川 (Fig. 1) の実測平面図などについて，昭和44年度から蛇行流路の形態に関する調査研究が，蛇行偏角算定をベースにして続けられている[1)~6)]。石狩川，天塩川における数字は，それぞれ5及び6区域に分けられた各区域 (reach) の番号を示す。

石狩川については1899年，1925年測量の2万分の1平面図（深川～河口），同支流雨竜川は1912, 1931，及び1947年測量の1万分の1平面図（秩父別～合流点）（何れも科学技術庁資源局資料第36号附図[7)]），天塩川，十勝川については1956年測量の2万分の1平面図（美深～河口，帯

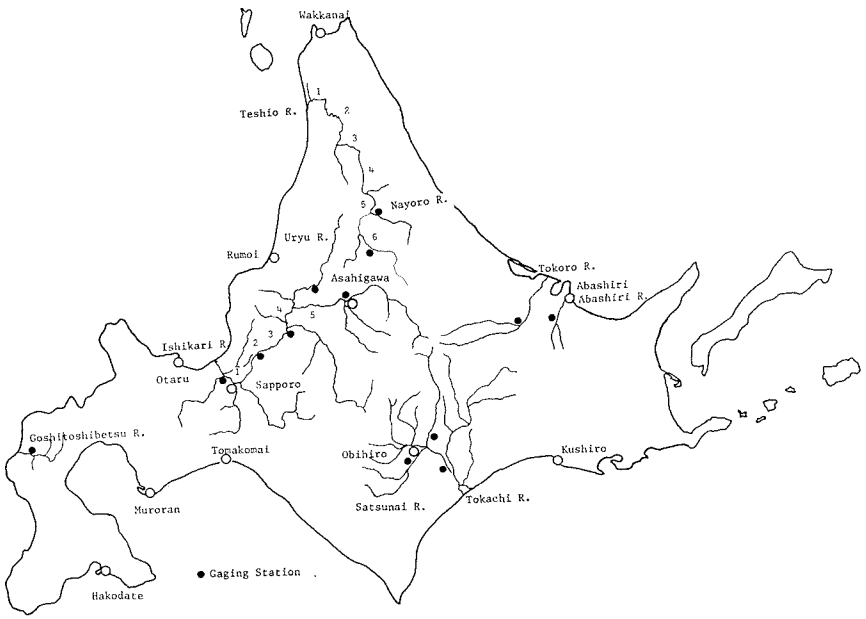

Fig. 1. Map of studied rivers in Hokkaido

広～河口，何れも国土地理院発行のもの）が用いられた。また天塩川，同支流名寄川，十勝川支流札内川及び後志利別川については1967年測量の1万分の1平面図（北海道開発局）が加えられ，常呂川については1955年，1966年測量の平面図と1954年，1966年測量の横断面図，網走川については1955年，1968年測量の平面図，1957年，1961年，1967年測量の横断面図（何れも北海道開発局）が用いられた。さらに石狩川中流部については1955年と1960年の5千分の1実測平面図と200分の1横断面図が砂州の移動速度の推算に使用された。

2.2 蛇行偏角（曲率）変量の計算

蛇行平面形状を統一的に把握する方法としては，Fig. 2に示すように河道中心に沿う ΔS ごとの偏角 $\Delta\phi$ を計算し，$\Delta\phi$-S の形で曲率変化を離散系列として表わし，スペクトル密度解析を行なう方法を採る。

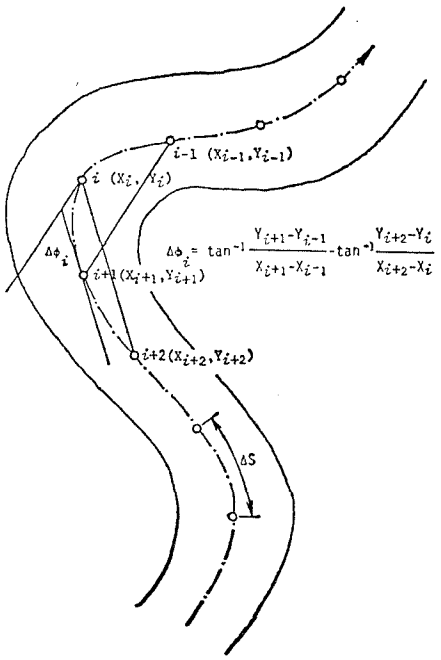

Fig. 2. Calculation of $\Delta\phi$, the angle by which direction is changed in distance ΔS, (Schematic river)

$\sum_{i}^{i} \Delta\phi_i$ は i 点の ϕ 値で，$\Delta\phi/\Delta S$ はその点における曲率の近似値である。なお $\Delta\phi_i$ の計算はFig. 2中に記載のとおり，座標計算を行ない，ΔS ごとの偏角に関する $\Delta\phi/\Delta S$ の値を曲率変化の系列量とした。ΔS は石狩川，天塩川など大きな河では200 m，雨竜川，札内川などでは100 m，後志利別川では50 mとした。このように区間長 ΔS が一定な場合には本解析において曲率（$\Delta\phi/\Delta S$）は偏角（$\Delta\phi$）と同意である。

2.3 曲率変化のスペクトル密度解析

蛇行形状を波動形状と考え，流心線あるいは流路中心線の波長（又は振幅および流路幅）でその平面形状をあらわそうと考えることは最も素直で広く用いられている方法である[8]。本報告では蛇行長（波長）が採られるが，この計測は蛇曲が迂曲と重合している実際河川では必ずしも統一的にはできない。谷方向に沿っての計測が必要なのだが，河川測量図による場合流線に沿った計測の方がより易しく正確性を期せるのでここではそういうことに統一してある。谷内比長 σ＝流路長/谷長（Schumm は sinuosity と称している[8]）で除すれば前者になるわけである。σ は本調査の河川区域では1.1～1.5であった。

蛇行長の平均値 $\bar{L}$ ということだけでは複雑な平面形状を表現できないので，曲率変化のスペクトル密度解析による蛇行波長の特性の検討が必要かつ有効になる。

調査各河川について，石狩川と天塩川では測定区域全域と各区域ごとに分けて，偏角系列のスペクトル密度を求め，波数の逆数（蛇行波長）に関するパワースペクトル（スペクトル密度分布図）を得た。ここには1例としてFig. 3に (a) 石狩川 (1899)，(b) 雨竜川 (1912)，(c) 名寄川 (1967) を示す。

スペクトル計算は赤池[9]の示す方法を用い，3種のウインドをかけて比較することにより正確を期した。（計算は NEAC 2200，および FACOM 236-60 使用。）

2.4 スペクトル密度の分布形状の考察

Fig. 3の各例を比較しても，実際河川では一つの河川に数多くの蛇行波長成分があること，

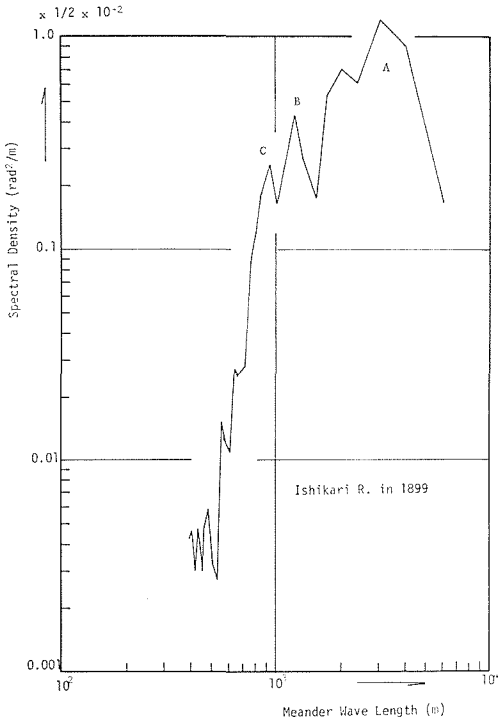

Fig. 3 (a).

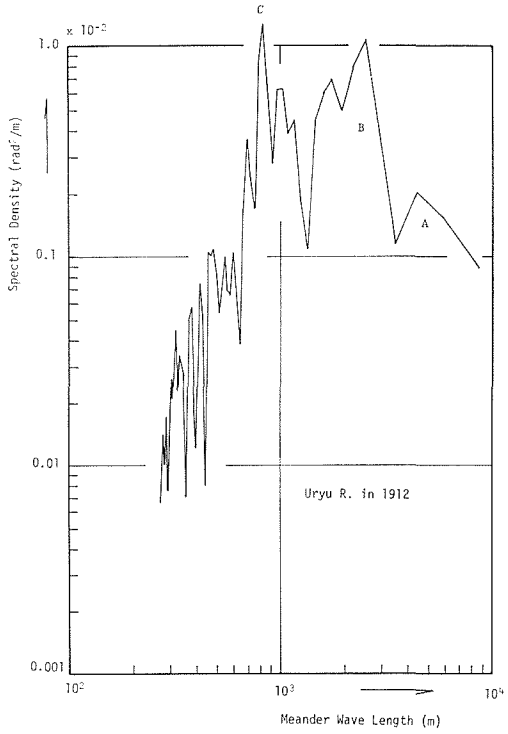

Fig. 3 (b).

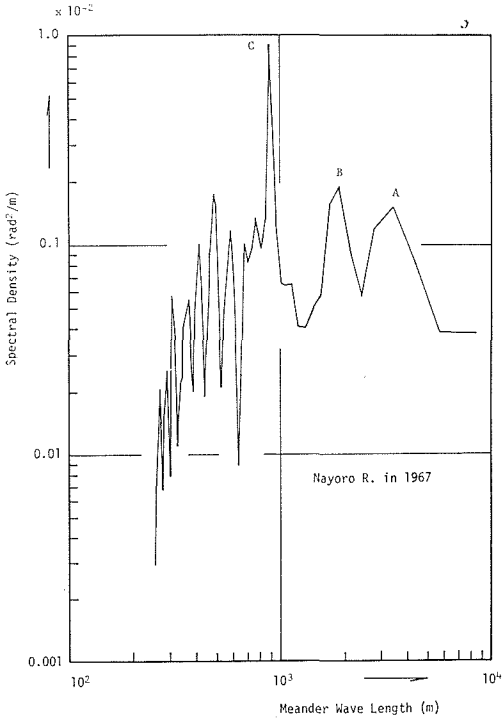

Fig. 3 (c).

Fig. 3. Power spectrum with meander wave length

またスペクトル密度分布には各種の型のあることが分る。スペクトル密度のピークは多数あるが顕著なピークを低周波数すなわち長波長の方から(左へ)3つA, B, Cととると，石狩川などの例ではAピークが第1ピークとなり，雨竜川，名寄川の例ではCピークが第1ピークになっている。中間的にBピークが大きい河川(札内川，後志利別川)もある。雨竜川も他の年次のものはAピークが大きい。網走川はAピークが第1で常呂川はCピークが第1ピークとなっていることは示唆的である。長波長側のピークAの大なる河川は大きな洪水の経過後の安定した平面形状を示し，ピークCの大きな河川は大きな洪水の後それより規模の小さい洪水で平面形状が変化していることを示すと考えられるかもしれない。A, B, Cピークに対応する波長はそれぞそ半減しているような例もある。蛇行に統計的手法を導入した初めての研究者といわれるSpeight[8),10)]は，Angabunga河の資料でCピークに対応する波長が典型的蛇行波長で在来の蛇行波長を求める手法で得られた値に相当していたこと，これより低周波数のA, Bピークの方がスペクトル密度が大となること(石狩川の例に等しい)，しかし卓越波長 $\tilde{L}$ の決定にはAピークより各区域を通して最も安定で持続的な蛇行長を示すBピークをとった方がよいということをのべている。(本研究では第1ピークをとる。)

石狩川の1899年と1925年の比較や，雨竜川の例でみると，年を経るにつれてピークが短波長側へ移行，分散の低下がみられ，流路の自然短絡や捷水路工の竣工に対応している[2)]。

石狩川や天塩川のような大きな河川では流量，土質，谷こう配などの異なる区域分類ごとにスペクトル特性の変化があるかどうかも検討された。大きな支川の流入点ごとに区域分けされたのだが(Fig. 1)，支川河川との比較も併せて，(1) 大規模河川ほど，下流区域ほどピークが長波長(低周波数)に移り，卓越成分の帯域幅が広くなる傾向があり，(2) 小規模河川，支流河川，上流区域(また石狩川河口区域)では，短波長域まで卓越成分が拡がり，卓越成分の帯域幅は狭くなり，蛇行長系列のランダム性が強くなるようである[3)]。

このようにスペクトル密度分布図によって，その河川のあるいはさらに区域別の蛇行流路の在来の手法では分らなかった平面形状特性を把握することができ，また経年平面図によるそれらの比較からは各波長成分の安定性をみることも可能であることが示唆された。

3. 卓越蛇行波長と水理量との関係

3.1 卓越蛇行波長 $\tilde{L}$

スペクトル密度の第1ピークに対応する卓越波長の蛇行長を卓越蛇行波長とする。(周波数を k とすれば $1/k$, $k'=k/\Delta S$ とすれば $\Delta S/k'$ で表わされる。)この値は各河川のまたは各区域における蛇行測定値の平均値 $\bar{L}$ とはかなり異なり，著者らの調査河川では $\tilde{L}>\bar{L}$ であった。

3.2 卓越蛇行長と年平均流量 Q_m との関係

前節で求められた蛇行長 $\tilde{L}$ は種々の波長より成立している実際河川の蛇行流路の波長特性をスペクトル解析の結果として表わしているので，単なる平均値 $\bar{L}$ とは異なり，水理量との関係をみる上で意味の深い値と云える。

これまでに発表されている蛇行波長 $\bar{L}$ と河川流量 Q の関係については，Ackers・Charlton (1970)[11)] がよく説明しているが，英国Wallingford水理研究所(H.R.S.)における定常流や周期関数流量による蛇行水理実験の結果を，

$$\bar{L}=38.0\,Q_m^{0.467} \qquad \text{[ft·sec 単位]}$$

すなわち

$$\bar{L}=60.8\,Q_m^{0.467} \qquad \text{[m·sec 単位]} \qquad (1)$$

と整理され，米国の諸河川の豊富な観測資料 ($Q_m=10\sim10^4$ m^3/sec) による Carlston (1965)[12] の式，

$$\bar{L}=106.1\,Q_m^{0.46} \qquad \text{[ft·sec 単位]}$$

すなわち

$$\bar{L}=166.3\,Q_m^{0.46} \qquad \text{[m·sec 単位]} \qquad (2)$$

と比較された。また Nigeria の Kaduna 河の資料や Zeller (1967) のスイスの諸河川の資料も (2) 式に適合すること，米国と豪州における半砂漠地方の河川資料である Schumm (1969)[13] の資料は指数は 0.46 に近いが係数が約 4 倍になることが述べられている。著者らが推定した係数は 660 で，

$$\bar{L}=660\,Q_m^{0.46} \qquad \text{[m·sec 単位]} \qquad (3)$$

Carlston は年平均流量 Q_m の他，越流限界流量 Q_b，月最大流量の平均値 Q_{mm} などとの関係を検討しているが，経験式に対する実測値の標準偏差 α も小さいし，資料をえ易いので Q_m はいわゆる卓越流量とは云えないが本研究でも Q_m を採る。北海道 9 河川の $\tilde{L}$ と Q_m との関係を Fig. 4 にプロットして次の経験式を得た。

$$\tilde{L}=300\,Q_m^{0.45} \qquad \text{[m·sec 単位]} \qquad (4)$$

Q_m は建設省の流量年表から平均年間総流出量（昭 31～41）を求め，平均流量 $Q_m=\Sigma Q/(3600\times24\times365)$ を計算して求めた。

次に Chang·Toebes (1970)[14] が米国 Indiana 州の Wabash 河らについて著者らと同様な手法で求めたスペクトル密度から，著者らが $\tilde{L}$ を算定して Fig. 4 にプロットしたが (4) 式によく適合することが確かめられた。

$\bar{L}$ は $\tilde{L}$ より小さく，また Carlston の L の測定法が谷方向に直線で測定されており，北海道河川の資料は前述のとおり流線に沿って測定されているので谷内比長 ($\sigma=1.1\sim1.5$) を乗じなければ同じ L にならない。従って Carlston の係数 166.3 も著者らの 300 にかなり近づくものと考える。また Schumm の資料は特別な土質材料（シルト質の多い）の河床材料ということを考えると，当然河床材料などの要素によるばらつき幅が考えられるべきであろう。Schumm (1967)[15] は河床材料の影響を M (流路の潤辺のシルト-粘土の %) として附加した次式を示している。

$$L=1890\,Q_m^{0.34}/M^{0.70} \qquad \text{[ft·sec 単位]} \qquad (5)$$

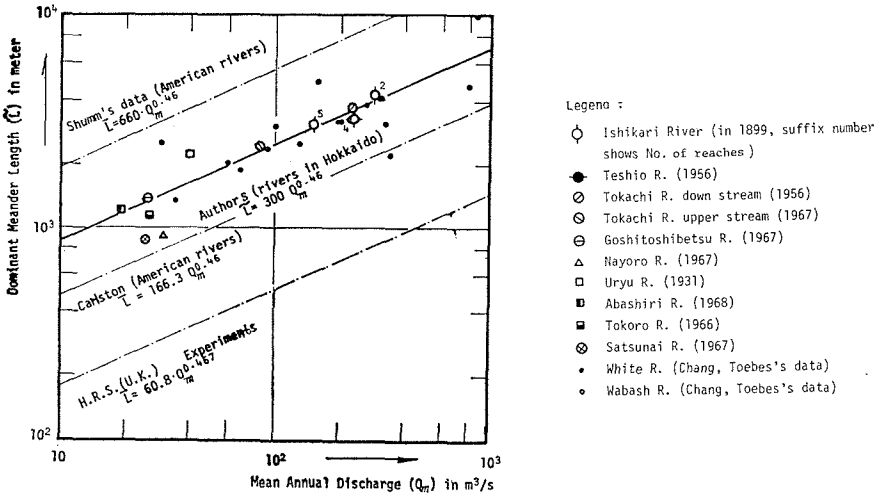

Fig. 4. Meander length as function of mean discharge

(5)式は，山口ら(1973)[16]の L に関する d_m (平均粒径)，I (水面こう配)，Q_m の入った経験式とともに，今後の経験式の改良に示唆的である。しかしながら，ここにとりあげた蛇行河川の範囲では河床材料がそう著しく変化していないせいか，各地域を通じて(4)式の適合度は良かった。

3.3　卓越蛇行波長と流路幅 B との関係

著者らはすでに，平均河川幅 $\overline{B}$，平均蛇行振幅 $\overline{W}$ と卓越蛇行波長 $\tilde{L}$ の関係を次の如く表わしていた[3]。

$$0.1<2\tilde{k}'\sigma\overline{B}<0.2 \qquad (6)$$

$$0.2<2\tilde{k}\sigma\overline{W}<0.3 \qquad (7)$$

ただし，σ：谷内比長＝蛇行波長(直線)/蛇行波長(流線沿い)，$\tilde{k}'$：スペクトルピークに対する $\Delta S\cdot k$，k：周波数。

実用的な観点からは以上の経験式から，一つの河川から Q_m が与えられれば，(4)式から $\tilde{L}$ が推定でき，$\tilde{k}'=1/\tilde{L}$ から $\tilde{k}'$，さらに(6)式(7)式から $\overline{B}$ 及び $\overline{W}$ が推定できるわけである。もとより自然河川は単一周波数の蛇行ではないから，各河川のスペクトル密度の統一的表示や $\Delta\phi$ の確率過程としての表示なども今後の河川形態推定への課題と云えよう。

以上の如き整理ではなく，もっと素直に $\tilde{L}$ と B との関係をプロットしてみたのが Fig. 5 である。

この B は低水，平水路幅あるいは越流限界水路幅もあり，平面図，横断面図から採られた。

$$\tilde{L}=7\sim15\,B \qquad (8)$$

これは，最近の土木学会水理委員会「移動床流れの抵抗と河床形状研究小委員会(著者のうち長谷川は同小委のメンバー)」の報告[17]にあるとおり，主として流路変動(蛇行)に支配的な影響を与えることが指摘されている砂州(bars)は，その波長が水路幅によって支配されるとして分類されている。この関係を直接的に検討したものである。砂州の長さは2倍で蛇行波長となるが，水路幅と密接な関係を持っていることが分る。なお前述の水理委員会は Fig. 5 にさらに，本州地方の河川，外国河川，内外の水理実験値をプロットして，B が 0.2～1,000 m に亘る広い範囲で(8)式が成立することを示している。

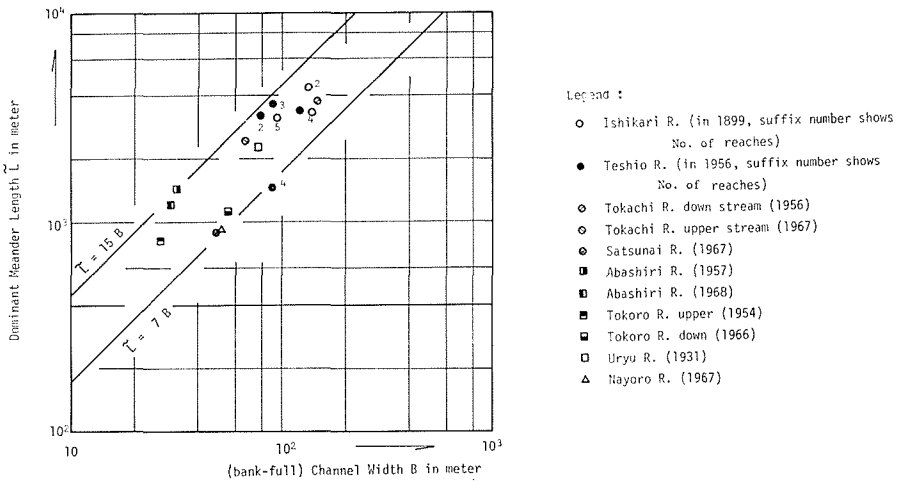

Fig. 5.　Relation of $\tilde{L}$ to channel width B

4. 蛇行平面形状と河床変動との関係[5)]

4.1 目的，解析手法と資料

実際河川の蛇行水路の形態は平面形状と河床変動で表わせるとして，その2つの変動の間にかなり明瞭な関係があるという Fargue らの指摘，木下[7)]による砂州河床の発見による本質的な進展を，北海道の幾つかの実際河川を対象に検討したいと考えて，オホーツク海へ流下する2河川，常呂川，網走川を例に採った。検討の手法は2つの変動のスペクトル解析と両者間のコヒーレンスを求めてみることである。

資料は，なるべく接近した年度で平面図と横断面図を選ぶ必要があり，表-1 の年度の北海道開発局の実測図と区間が選択された。横断面図は 200 m 間隔に作られている。

また，両河川について蛇行の曲率の分散と，最低河床高の分散との関係を調べてみる。

表—1 使用平面図および横断図

	平面図年度	区 間	資料数	横断図年表	区 間	資料数
常呂川	1955年	60.0～84.0 km	241	1954年	60.0～84.0 km	121
	1966年	0.0～28.0 km	281	1966年	0.0～28.0 km	141
網走川	1955年	18.2～33.8 km	157	1957年 1961年	29.0～33.8 km 18.2～28.8 km	79
	1968年	17.2～50.0 km	329	1967年	17.2～50.0 km	165

4.2 解析とその結果の考察

平面形状を表わすものとしては 2. に述べたとおり蛇行の曲率変化を，低水路中心線に沿う $\Delta S=100$ m ごとの偏角 $\Delta\phi$ を座標計算から求めて系列量とし，河床変動は，横断面図から，低水路の最低河床の標高を得て，前後 10 点 (2,000 m) の移動平均を行ない，これを原系列からさし引いて系列量とした。

Fig. 6 は常呂川 1966 年における，12 km～23.5 km 区間の曲率変化と，最低河床の高低変化を比較したものである。

曲率の変化に対して，河床の高低変化は必ずしも対応が良好でなく，曲率の曲頂位置の近くに必ずしも深掘れが存在してはいない。このような傾向は他の3例についても同様であり，筑後

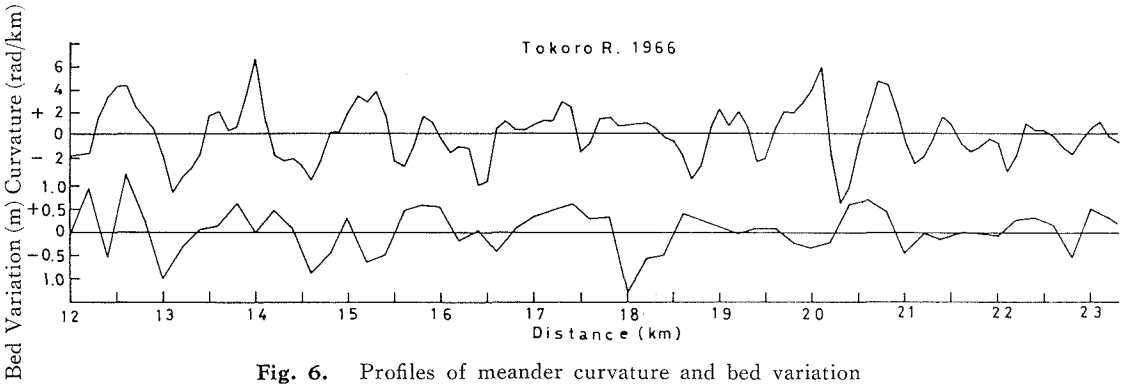

Fig. 6. Profiles of meander curvature and bed variation in distance along channel

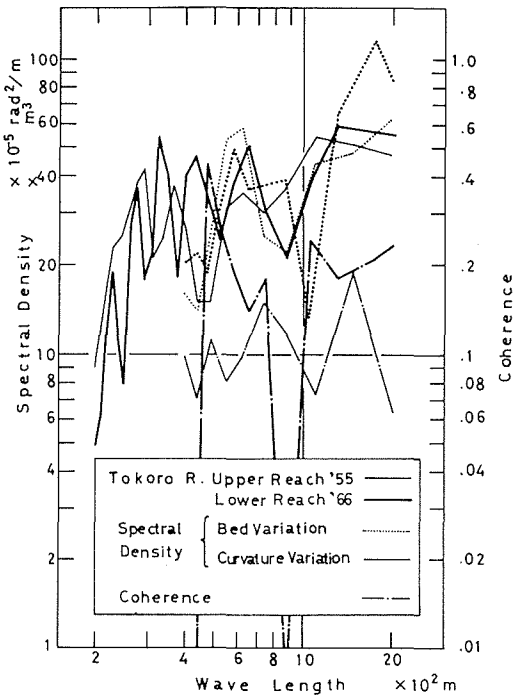

Fig. 7 (a).

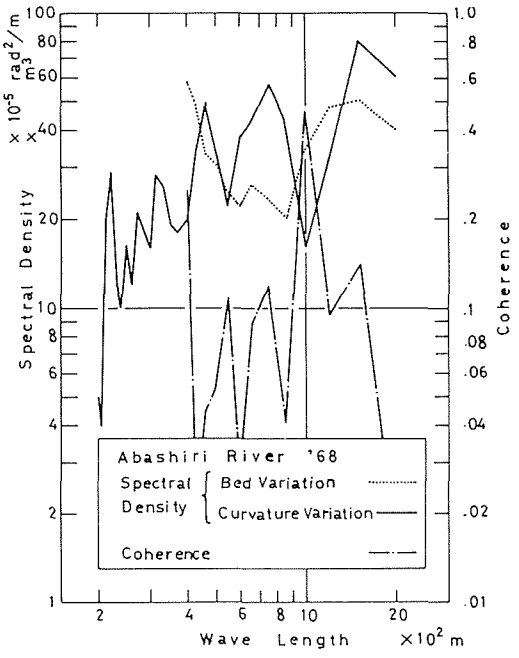

Fig. 7 (b).

川を例にとった椿ら[18]の同様な調査においても，このことが指摘されている。椿らはこの原因として，複断面による洪水時の流心の低水路からのはずれ，および高水敷からの土砂の補給などをあげている。常呂川，網走川でもこれらの原因は考えられる。

Fig. 7 (a) は常呂川 1955 年（上流域）と 1966 年（下流域）のそれぞれについて，曲率の絶対値の変化と，河床の高低変化に関して，スペクトル密度および，両者間のコヒーレンスを求めたものである。河床変化についてはサンプル間隔が 200 m のために，400 m 以下の短波長域はカットされており，曲率との比較が十分におこなえないが，上流域では曲率について 620 m, 370 m, 300 m の近傍にスペクトルのピークがあり，これに対応して河床でも，620 m 近傍に明瞭なピークが現われている。しかし，コヒーレンスでみる限りでは，ピーク波長に対応する値は高くなく応答関係は認められない。従って，スペクトルのピークの一致は，この波長での曲率変化の出現頻度が，同じ波長の河床変化の出現頻度に一致していて，相対的にそれが大きいことを意味していると考えられる。

ところが Fig. 7 (b) に示される網走川 1968 年（上流）の場合には，曲率に対するピークが，750 m, 460 m などに現われているのに対して，これに対応する河床のピークはほとんど認められない。しかも興味深いことには，コヒーレンスが常呂川の場合とは全く逆になっている。すなわち常呂川では，波長 700 m～1,000 m にかけてコヒーレンスの急激なおちこみがあり，これより長波長側でも，短波長側でもコヒーレンスは増大するが，網走川の例ではむしろ 800 m～1,200 m にかけてコヒーレンスの高まりがある。これは，いずれも複断面を有する両河川において，常呂川の場合は，洪水経過後低水路の曲率変化に対応する河床変化がすでに生じ，洪水時における長波長の波が変形を受け，低水路の曲率の長波長成分とも矛盾するようになっていること，また網走川の場合は洪水後，低水路に規定される河床変化が，まだ発達せず，河床の長波長成分が，低

水路曲率の 1,000 m 近くの波長との間に相関を保っていることと考えられるが，まだ他の河川についての解析例などと併せて検討を要するものと考える。

4.3 曲率分散と最低河床高の分散との関係

Fig. 8 は網走川 (1955, 1968) と常呂川 (1955, 1966) の曲率の分散と最低河床高の分散との相関をみたものである[4]。

両者には強い相関があることが示されているようである。(資料数が少なくて断定できないが。) 河床高に関する分散は，とりもなおさず粗度に対応するはずである。Fig. 8 より直ちに蛇行曲率の分散による粗度が河床高の分散による粗度の何割ぐらいに相当するかを定量的に見積ることはできないが，Fig. 8 の関係が他の河川の例もプロットされて一般的なものであれば，各河川の正確な流速測定によって，蛇行 (平面形状) による流体抵抗，河川粗度の増加を推定することができよう。少なくともそういう発展の可能性が示唆される関係図と云えよう。

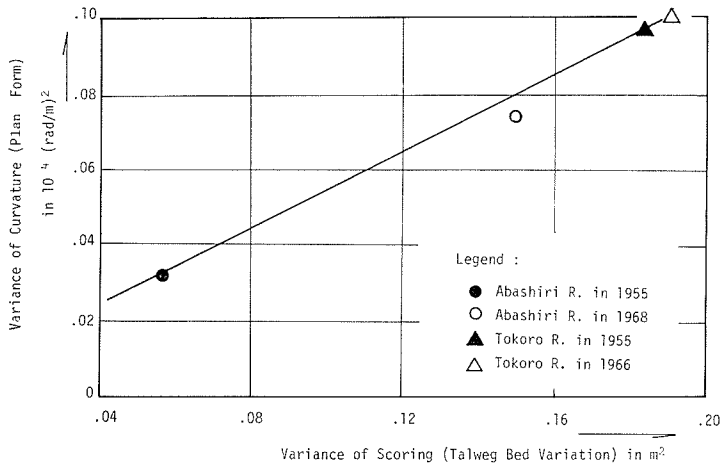

Fig. 8. Relation of variance of meander curvature to that of talweg bed variation

5. 河床砂州の移動速度に関する解析 (河道経年変化の解析)[5]

5.1 目的，解析手法と資料

蛇行の発生が，河床の砂州 (あるいは砂礫堆) と密接に関係し，その下流への移動が流路形態に強く影響するものであることが明らかになり出している。従って河道維持に関する研究には河道の経年変化の解析とくに河床砂州の移動に関する検討が不可欠なものと考えられる。この検討のための実測資料を得たいと考えていたが，47 年度に石狩川の 60 km～80 km 区間において北海道開発局で平面図と横断面図が同時に，しかも 1955 年と 1960 年の 2 年度に測量作製されていることを知り，これらを利用して，河床の砂州の移動に注目した解析を行なうことができた。

表—2

		区　　間	測量年度	縮　尺
石狩川	平　面　図	61.0～82.5 km	1955 1960	1 : 500
	横 断 面 図	同上区間中 500 m 間隔	1955 1960	1 : 200

解析手法としては，(1) 1955 年，1960 両年度の河床の波を比較することによって砂州の移動量を見出し，移

動量と水理量との関連を実験資料をも用いて明確にする。(2) 両年度の河床波形を系列量とし，それらの相互相関およびクロススペクトルを求めて波長ごとの位相を調べ砂州の移動に対する平面形状の影響を明らかにすることが採られた。本報告では(1)の結果について述べる。調査資料は石狩川開発建設部の実測図で，表-2のとおりである。

また石狩川の水理量については，主として第12回北海道開発局技術発表会河川部門第4報[19]によった。

5.2 諸量の測定

河床の波を距離系列として表わすたためには，一定の決まった方法で河床高をとり出す必要がある。ここでは砂州長およびその移動量をも同時にとり出すことが必要なので，各横断面図において低水路幅の左右岸から10%内側の河床高をもって，河床高とした。ただし，500 m という横断面図の間隔では間があきすぎて，必要な情報が得られないと判断したので，一度平面図にコンターラインをかき，砂州のある位置を明確にした後，200 m 間隔で低水路幅 10% の位置のコンターラインの値を読みとり，補足資料とした。Fig. 9 はこの方法で得られた両年度の左右の河床高を縦方向にプロットしたものの一部である。

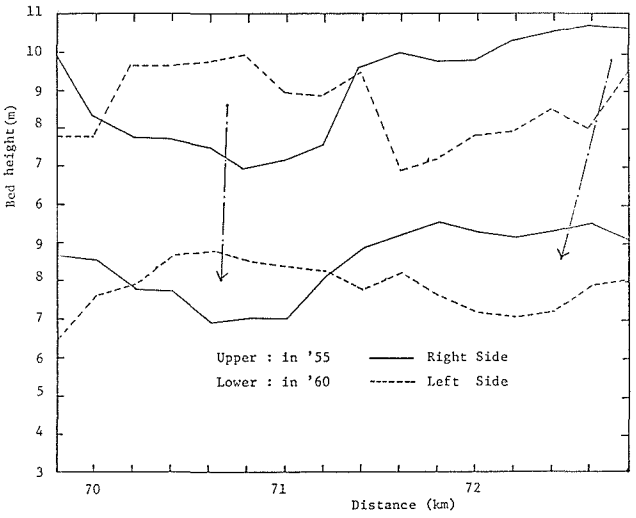

Fig. 9.

図から明らかなように左岸の最高部が重なって現われ，左右岸で半波長だけずれた河床形状が見られる。これは砂州の最も特徴的な性質の一つである。砂州の長さは両波の交点間の距離で表わし，またその移動量はこうしてきめた1955年の砂州長の中心位置と1960年の中心位置を絶対座標で読みとり，その差で定義することとした。

5.3 砂州長 L_d と砂州の移動速度 U_d の関係

流砂の連続式を砂州の前縁部に適用し，砂州の波高が時間的に変らないものと考えると次式が成立する。

$$U_d = \frac{q_B - q'_B}{(1-\lambda) Z_d} \tag{9}$$

ただし，U_d: 砂州の前進速度，Z_d: 砂州の前縁部での波高，q_B: 砂州の背斜面を通って前縁部に運ばれる単位幅あたりの流砂量，q'_B: 前縁部に堆積しないで次の砂州へ運び出される流砂量，λ: 空隙率。

また，q_B については最も単純な Brown 形の式を用いれば，

$$\frac{q_B}{U_* d} = K\tau_*^2 \tag{10}$$

ただし，U_*: まさつ速度，$\tau_* = U_*^2/Sgd$, $S=\sigma/\rho-1$, σ: 砂粒子の比重，ρ: 水の比重，d: 砂粒子の代表径，g: 重力の加速度，K: 定数。

次に Z_d に関しては，井口ら[20]が見い出した次の実験式を使用する。

$$\log \frac{Z_d}{L_d I} = a - F_r^{2/3} \tag{11}$$

ただし，L_d：砂州の長さ，I：平均河床こう配，F_r：流れのフルード数，a：定数。

最後に q'_B であるが，(9) 式の右辺の分子を，次のように書きかえると，C が決定されれば U_d が求まることになる。

$$q_B - q'_B = q_B\left(1 - \frac{q'_B}{q_B}\right) = q_B \cdot C$$

C については，前縁部に堆積する流砂量の全流砂量に対する割合を示しているのであるから，関係する量として，τ_*, I などをあげれば妥当であろう。よって，

$$C = f(\tau_*, I) \tag{12}$$

指数形を仮定すれば

$$C = \alpha_1 \cdot \tau_*^k \cdot I^m \tag{13}$$

(10), (11), (13) 式を (9) 式に代入すれば，

$$\frac{U_d}{U_*} = \frac{\alpha_1 K}{\alpha_2(1-\lambda)} \cdot \tau_*^{k+2} \cdot I^{m-1} \cdot \left(\frac{L_d}{d}\right)^{-1} \cdot f \tag{14}$$

が得られる。ただし，$\alpha_2 = 10^a$, $f = 10^{F_r^{2/3}}$。

(14) 式の指数を求めるために，木下[21]の実験 No. 391～No. 430 のデータならびに，芦田・塩

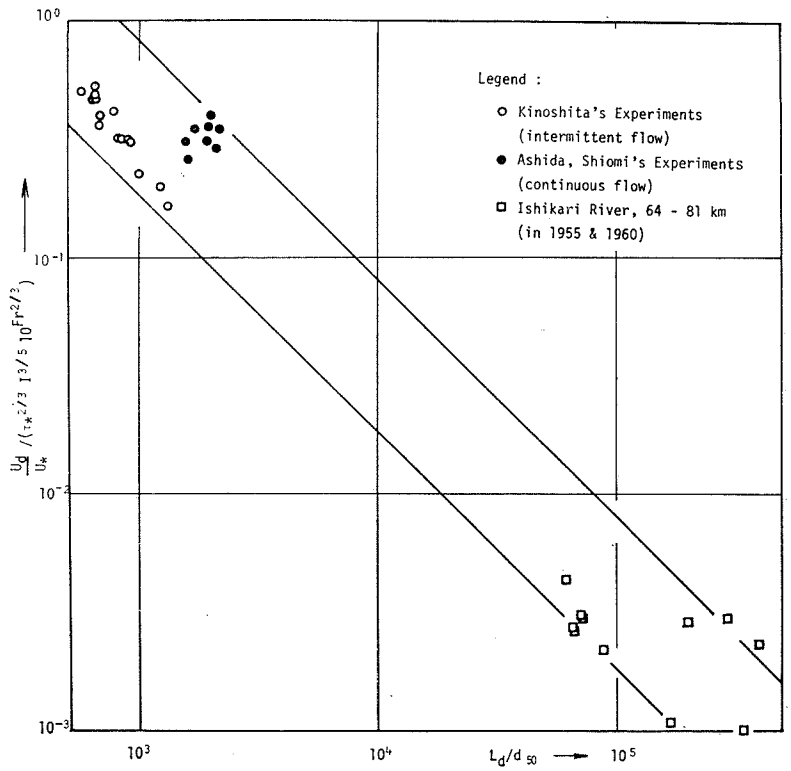

Fig. 10. Relation of U_d vs. L_d

見[22]の実験データを用いると，

$$k=-\frac{4}{3},\quad m=\frac{8}{5}$$

が適当のようである。よって(14)式は次のようになる。

$$\frac{U_d}{U_*}\Big/(\tau_*^{2/3}I^{3/5}f)=A\left(\frac{L_d}{d}\right)^{-1} \tag{15}$$

ただし，$A=\alpha_1 K/\alpha_2(1-\lambda)$。

(15)式に関して，石狩川のデータをプロットしたものがFig. 10である。

U_*は1960年実測の流量1990 m³/secの時の値，dは1954年と1962年のそれぞれ50%粒径の平均値を各地点ごとに求め，F_rはマンニング公式から得ることとした。またL_d, Iは1960年の値を採った。

同図にプロットされている実験値は種々のIとQのもとに水路で発生させた砂州の長さの平均値と移動速度の平均値をとったもので，個々の砂州に関する値ではないので，比較のためには，石狩川の場合も各砂州の値を平均化する必要があるかもしれない。

Fig. 10では(15)式がある幅をもって成立しているが，木下のデータはいずれも断続通水によるものであり，芦田・塩見のデータは連続通水によるものであり，石狩川のデータがこの上下限の中に入っていることは興味ある結果である。もっとも石狩川の場合砂州長形成に対応する流量が明確にならないと厳密な比較は難しいと考えられる。($Q=1990$ m³/secという値は石狩月形における超過確率が約85%の値で，従来の支配流量の考えと比べても小さいようである。)また実験データは直線水路で得られたものであるが，石狩川の値は河道の蛇行が発達した状態での値ゆえ，何らかの影響はあると考えられるが，まだ現在の水理研究ではその間の寄与の解明が行なわれていないものと考える。今後の研究課題の一つであろう。

6. 結　　言

以上，実際河川の蛇行流路の平面形状を，流路中心の流向偏角の系列として表わし，そのスペクトル解析によってえられた卓越蛇行波長と水理量の関係を経験式として明示し，ついで平面形状と河床形態との関連について解析を進め，砂州の前進速度と砂州長に関する関係など，スペクトル密度解析をはじめ種々な手法による試みの結果新たに得られたいくつかの知見について，その一端を報告した。実際河川における蛇行流路の平面形状と砂州のような中規模河床形態との関係の定量的な解明を行なおうという研究分野は最近ようやく進展をみようとしている分野で，まだまだ初歩的で困難な問題点をかかえている。

本研究は，文部省科研費(自然災害特定研究(1))及び北海道開発局の河道維持に関する委託研究費によって進められたもので，資料提供に御協力をいただいた北海道開発局の各開建の方々に謝意を表したい。また防災工学研究室で44年～47年度に亘って測定計算，資料整理に尽力された木村正博，田畑好孝，吉田義一及び和泉賢一君に謝意を表わすものである。

参 考 文 献

1) 長谷川和義・藤田睦博・山岡　勲：第6回災害科学シンポジウム講演論文集 (1969), pp. 161–164.
2) 長谷川和義・木村正博・山岡　勲：土木学会第25回年講講演概要集, II–91 (1970), pp. 271–272.
3) 山岡　勲・長谷川和義・田畑好孝：土木学会第26回年講講演概要集, II–74 (1971), pp. 202–203.
4) 山岡　勲・長谷川和義：石狩川の河道維持に関する研究, (2) 蛇行の変遷調査 (1971).

5) 長谷川和義・山岡 勲・吉田義一： 土木学会第27回年講講演概要集, II-78 (1972), pp. 211-212.
6) 山岡 勲・長谷川和義： 石狩川の河道維持に関する研究, (2) 蛇行と低水路維持の調査研究 (1973).
7) 木下良作： 科学技術庁資源局資料第36号.
8) 村本嘉雄： (石原藤次郎編), 水工水理学 (1972), pp. 206-231, 丸善.
9) 赤池弘次： スペクトル解析, (磯部孝編) 相関函数及びスペクトル (1968), 東大出版会.
10) J. G. Speight: Journal of Hydrology, **3** (1965), pp. 1-15.
11) P. Ackers, F. G. Charlton: Journal of Hydrology, **11** (1970), pp. 230-252.
12) C. W. Carlston: Amer, J. Science, Vol. **263** (1965), pp. 864-885.
13) S. A. Schumm: Proc. Am. Soc. Civil Engrs. 95 HY 1 (1969), pp. 255-273.
14) T. P. Chang, G. H. Toebes: Water Resources Research (1970).
15) S. A. Schumm: Amer. J. Science, Vol. **157** (1967), pp. 1549-1550.
16) 山口 甲・西村 豊： 土木学会北海道支部研究発表会論文集第29号 (1973), pp. 159-164.
山口 甲・上月 武・西村 豊・後藤 哲： 土木学会北海道支部研究発表論文集第29号 (1973), pp. 165-168.
17) 水理委員会移動床流れの抵抗と河床形状研究小委員会 (芦田和男)： 土木学会論文報告集, No. 210 (1973), pp. 74.
18) 椿東一郎・吉岡邦明・和佐野貞利： 昭43文部省科研費特定研究 (災害科学), 九州地区における豪雨災害の総合研究 (1969), pp. 77-82.
19) 第12回北海道開発局技術研究発表会河川部門第4報, 北海道開発局 (1969).
20) 井口昌平： 東京大学生産技術研究所報告, 627, 152, 12 (1965).
21) 木下良作： 石狩川河道変遷調査—参考編—, 科学技術庁資源局 (1962).
22) 芦田和男・塩見清国： 京大防災研究所年報第9号 (1966), pp. 457-477.