

4.2 水温分布の解析

(1) 水温分布の解析画像

ランドサットTMのバンド6（波長帯：10.4～12.5 μm ）データを利用し鄱陽湖の湖表面温度分布画像を作成した。

水温分布画像は図-4.2-1に示すフローに従って作成した。以下に内容を簡単に記述する。

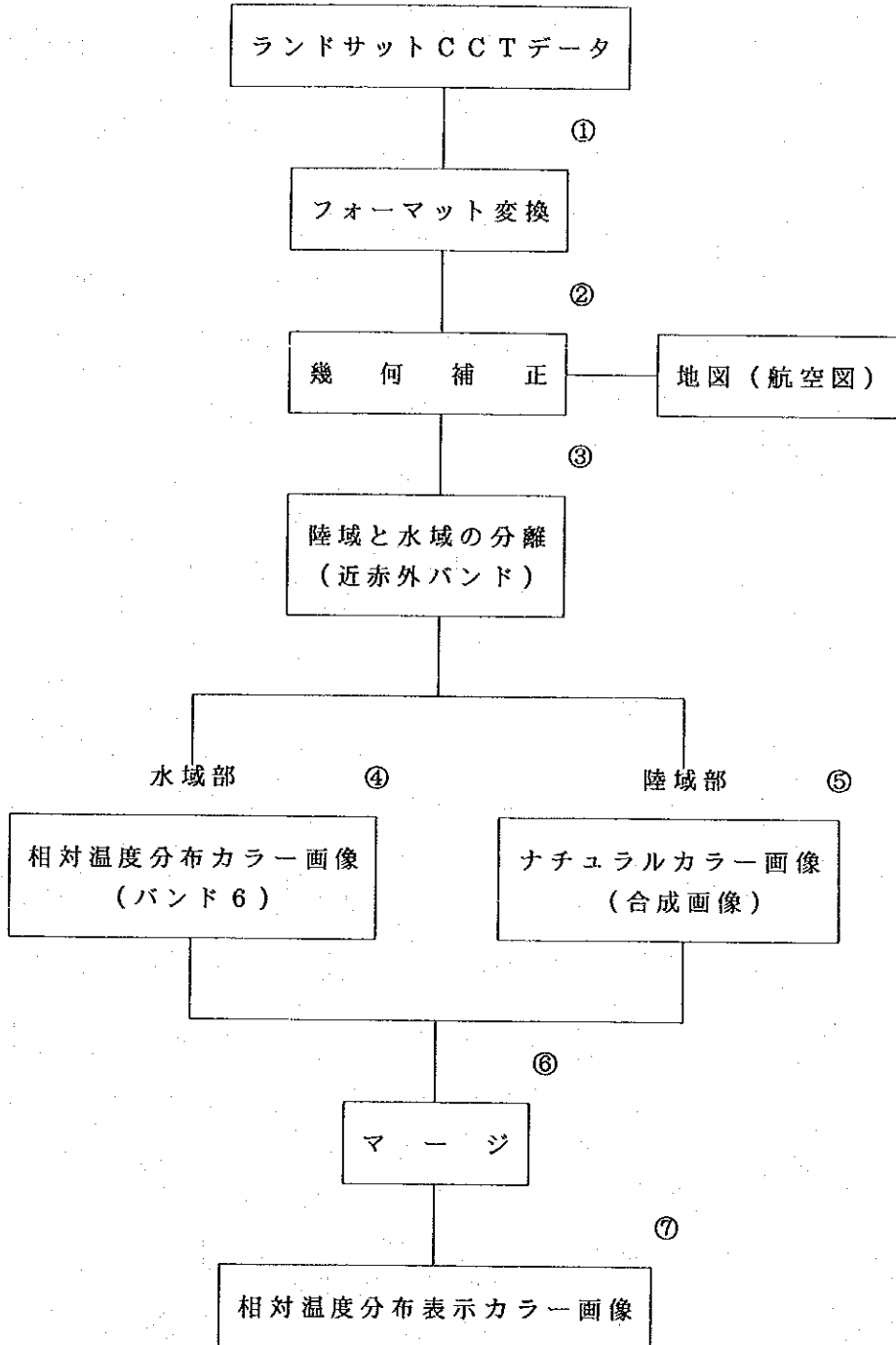


図-4.2-1 水温分布解析画像作成フロー

①フォーマット変換

入手したデータの形式を、画像処理装置で処理できるようデータの形式を変換した。

②幾何補正

人工衛星で収集したデータをそのまま画像化しても、データ収集方法等の影響により地図に合った画像とはならない。そこで、地図に合致するよう画像の幾何補正を行った。補正は、地図上および画像上で確認できる点（基準点）を十数点選定し、両者の関係を表現する数式（アフィン変換式）を決定し原画像データを地図に合うようにならべ換えることにより行った。なお、幾何補正のための地図としては全世界をカバーしている航空図を利用した。

③陸域と水域の分離

水域だけの水温分布画像を作成しても、水塊の境界等その位置関係をはっきり確認することは難しいため、陸域だけの画像（ナチュラル画像）を作成するとともに、水域だけの温度分布画像を作成し、両者を合成して最終的な水温分布画像を作成した。このための水域と陸域の分離は、NOAAの画像処理と同様、まず太陽光がほとんど吸収され反射光が0に近くなる（データがほぼ0の値となる）近赤外バンドを用い陸域と水域を分離し、次に、このデータをバンド6のデータと対応させ、陸域の部分をマスキングした。

④相対温度分布カラー画像

③で得られたバンド6データに対し、以下に示すCCT-温度変換を行い、相対温度データを作成した。

$$V_c = a \times T^2 + b \times T + c$$

ただし、 V_c : CCTカウント（バンド6の数値）

T : 絶対温度（°K）

a, b, c : 定数

$$a = 9.29903 \times 10^{-3}$$

$$b = -3.20005$$

$$c = 2.68049 \times 10^2$$

なお、ここで得られる温度は、ランドサット衛星が地上700kmから地表面を観測しているため、大気の影響等を受け地表上の情報をそのまま表現していないことより、相対的な温度となっている。

⑤ ナチュラルカラー画像

③で述べた陸域部分のナチュラルカラー画像は、ランドサットTM画像のバンド2, 3, 4にそれぞれ青, 赤, 緑色を対応させて合成することにより作成した。

⑥ マージ

④で作成した相対温度データと⑤で作成した陸域のナチュラルカラーデータとを合成し、陸域はナチュラルカラー、水域は温度分布を示すデータを作成した。

⑦ 相対温度分布表示カラー画像

⑥で作成したデータをフォトプリンタを用いてフィルムに焼き付け、相対温度分布表示カラー画像を作成した。

(2) 画像処理結果

画像処理を行って作成した相対水温分布表示カラー画像を次頁に示す。

相対水温分布画像をみると、①周辺水域を除いた相対的な温度分布は12.5℃～18.5℃となっており、特異な水温を示す水域はない。①の水域は水深が浅いか、もしくは停滞水域となって水が暖められたため他水域と比較し高温となっていると推定される。

以下、相対水温分布画像から判読(推定)される現象あるいは特徴について述べる。

- ・ ②ダムおよび③ダムは鄱陽湖の水温に比較し若干高めとなっており、その中でも上流ほど高い傾向となっている。これは、水が停滞(ダムにより水が塞き止められている)ことによると推定される。
- ・ ⑤の湖(池)は、水温が他の停滞水域(ダムや池)と比べ低くなっている。
- ・ 相対水温温度分布からみる限り、流れの中心は④に示すように、ほぼ鄱陽湖の中央付近にあると推定される。
- ・ 河口付近の流れは、⑥に示すように左岸の方が早いと推定される。

したがって、デジタル画像処理の結果得られた相対水温分布画像から推定される湖流は、渇水期のデータのため、ほぼ鄱陽湖の中央付近の流れのみであり、その他の湖流は判読できなかった。



12.5 14 15 16 17 18.5 °C

相対水温分布表示カラー画像
(解析画像の撮影日 1988.11.1)

カラー別湖水域面積

青	569.7	km ²	20.5	%	
シアン	1,409.1	km ²	50.7	%	
緑	600.3	km ²	21.6	%	
黄	158.4	km ²	5.7	%	
赤	44.5	km ²	1.6	%	
			合計	2,779.2	km ²

4.3 濁度分布の解析

鄱陽湖とその周辺の水面付近の濁度を解析した。

ランドサット画像上では、特定波長域の画像を用いて表層の濁り状況を判別した。画像上には浮遊物質や植物プランクトン、湖底面の反射などによる情報が現れるが、このうち鄱陽湖では浮遊物質による濁りが最も反映されやすい。しかし、特定の水質汚染原因との関係は不明瞭である。

ここでは、満水期と渇水期の画像解析を行ったが渇水期の画像は湖面範囲が狭くなるため、濁りの分布を解析できる範囲が狭く調査結果は不明瞭であった。

(1) 濁度分布の解析

ランドサットセンサーが観測する水域のデータは、図-4.3-1に示すように水中からの上方への水中光、水面での反射光、大気散乱光があり、このうち水中からの上方への水中光には水中反射光と湖底反射光があり、濁水の調査では前者が対象となる。

さらに、水の色は、水中に入射した太陽光が水分子や浮遊している土砂、あるいはプランクトンなどの微粒子によって、どのような選択的吸収あるいは散乱を受けるかで決まる。図-4.3-2はいろいろな種類の水の減衰係数の波長に対する依存性を示したものであり、水の混濁度が増すにつれ減衰係数が小さくなる。すなわち、最もよく透過する波長は $0.55\mu\text{m}$ 付近から赤色部に向かって移動することがわかる。いいかえると、浮遊物質が増加するにつれて光が散乱される深度は浅くなると同時に、水の色は青から緑色、さらには黄色へと変化する。つまるところ、微粒子などの影響を見るには約 $0.55\sim 0.70\mu\text{m}$ 付近の波長帯域を利用すれば良いことになる。

本画像解析においてもこれに対応するランドサットMSSではバンド5、TMではバンド3を用い、濁度解析画像の作成を実施した。

なお、解析したランドサットセンサーが捕らえる水中からの反射エネルギーは、前述したように大気の影響などを受けるため水中の情報をそのまま反映してはならず、濁りの相対的な状態を示す値となっている。絶対値へ変換するためには、人工衛星の観測と同時に現地で水質の調査が必要となる。したがって、本解析で得られる濁度解析画像も相対的な濁度分布表示画像となる。

ランドサットMSS画像の解析は、濁りのパターン比較のしやすい満水期のデータを中心に解析した。濁りの区分は、多時期の画像の中から汚濁状況の異なるものを選び出し、MSSバンド5の濁度の比較により3～5段階に区分した。また、参考のためにバンド5の写真画像を作成した。

濁度解析画像の作成フローを図-4.3-3に示す。

①～③および⑤は水温解析画像の作成で述べた方法と同じである。したがって、ここでは④、⑥および⑦について述べる。

④ 相対濁度分布カラー画像

陸域と水域を分離したデータとバンド3データを比較し、バンド3から水域だけのデータを切り出す。このデータのCCTの大小は濁りの多少を相対的に示すことより、このCCT値に画像化の際の色を割り当て相対濁度分布データを作成した。

⑥ マージ

④で作成した水域のみの相対濁度データと⑤で作成した陸域のみのナチュラルカラーデータを合成し、陸域はナチュラルカラー、水域は濁度分布を示すデータを作成した。

⑦ 相対濁度分布表示カラー画像

⑥で作成したデータをフォトプリンタを用いてフィルムに焼き付け、相対濁度分布表示カラー画像を作成した。

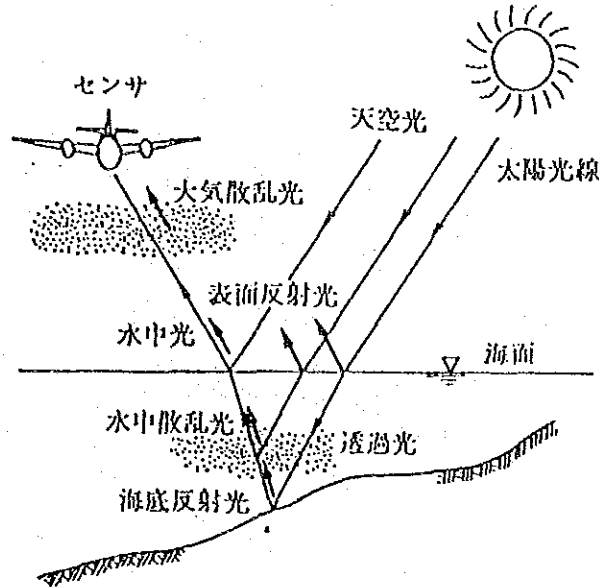


図-4.3-1 検知器に入射する光の種類

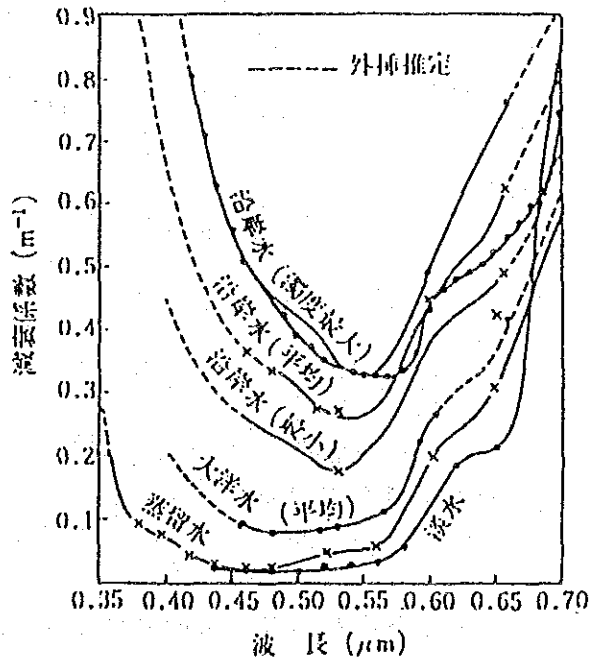


図-4.3-2 さまざまな種類の水の分光減衰特性

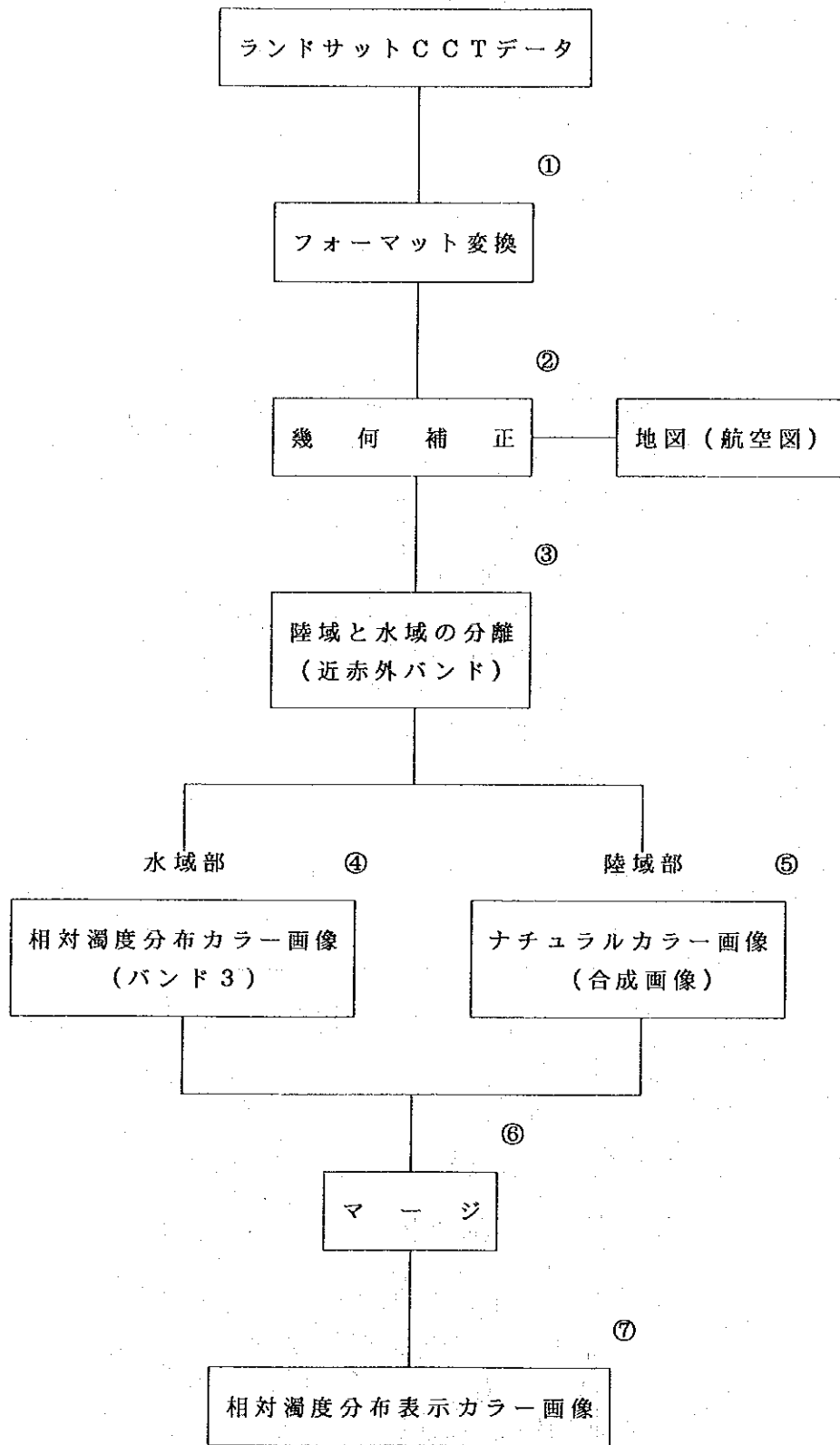


図-4.3-3 濁度解析画像の作成フロー

(2) MSS画像による濁度解析

(a) 濁度パターンの比較

満水期を中心に4時期の濁度分布をMSS画像の5バンド情報から読み取った。水位別に解析結果を並べ示すと以下ようになる。

1987.7.7 星子から都昌の間は転流しており、濁度が高くなっている。
湖面付近は長江からの転流が予想され、濁度は低い。
康山から都昌にかけては、下流方向に向い緩やかな流れがみられる。贛江の流入口付近は湖心より濁り度が低いところが見られる。修水と東岸の湖水は濁りが少ない。

1979.8.7 都昌付近まで転流がみられる。1979.8.8以降は1979.9.9まで約一カ月間転流が観測されており、湖内の中心付近で拡散し、贛江流入口ではもっと濁りの高い濁水が停滞している。長江から転流した湖水は、贛江からの流入水に比べ濁りは少ない。

1981.5.7 贛江からの流入水が明瞭な流れを形成している。贛江流入口周辺には、分断された湖水がみられ、濁度が高くなっている、康山南方のダム湖内は濁水が貯留しており、この時点では濁水は流出していない。この濁水の動態は、短期間内の変化でさらに詳細に解析した。

1981.12.9 贛江の北側からの流入口周辺が濁度が高い。また東岸の南峰周辺も濁水がみられる。
濁水は分断された湖水に多くみられ、流速の速いところでは、濁りが少ない。

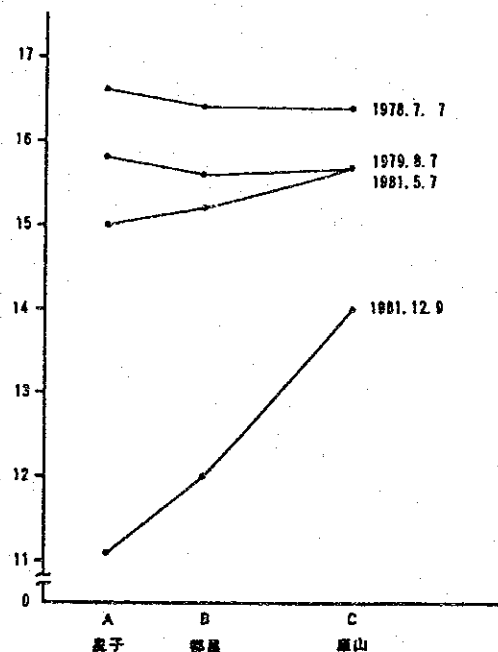
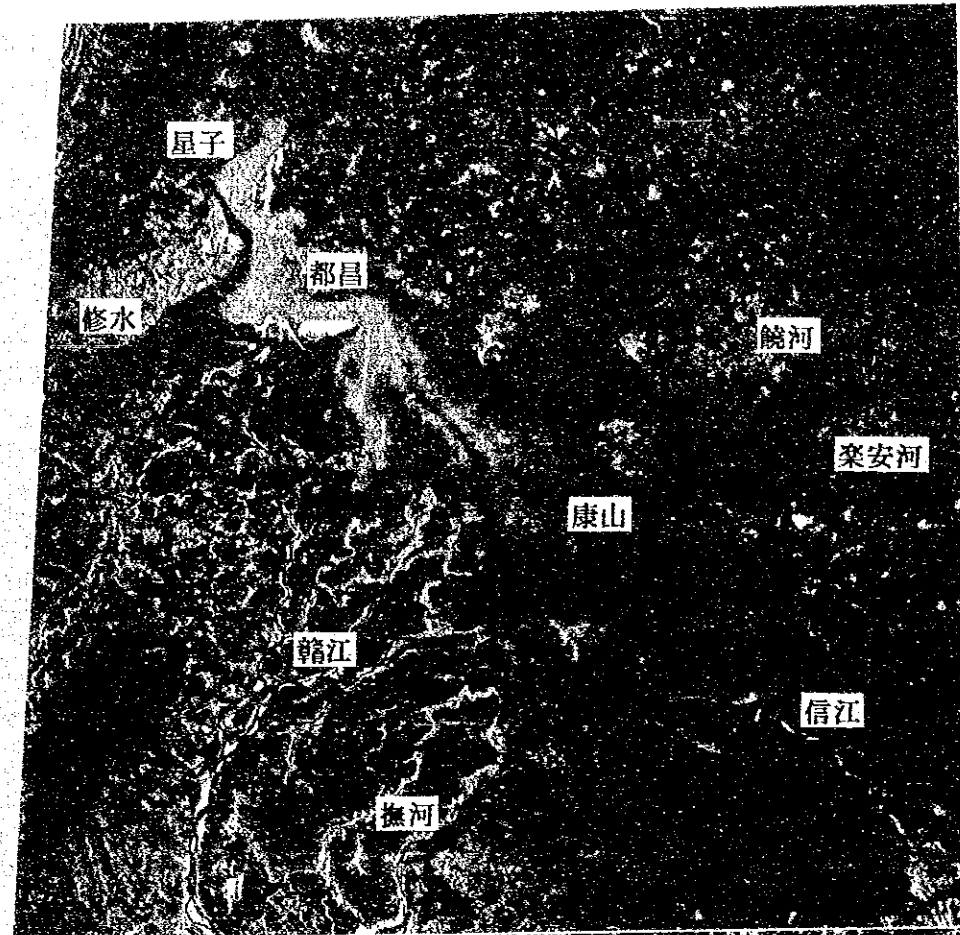


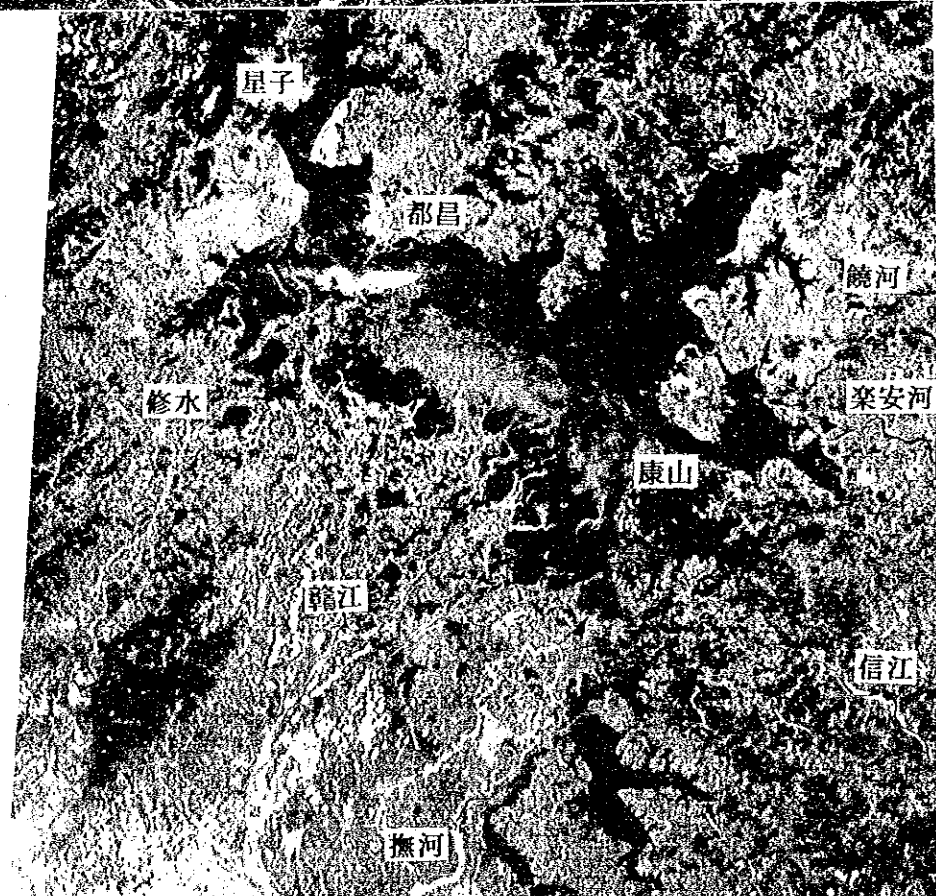
図-4.3-4 濁度分布画像の水位



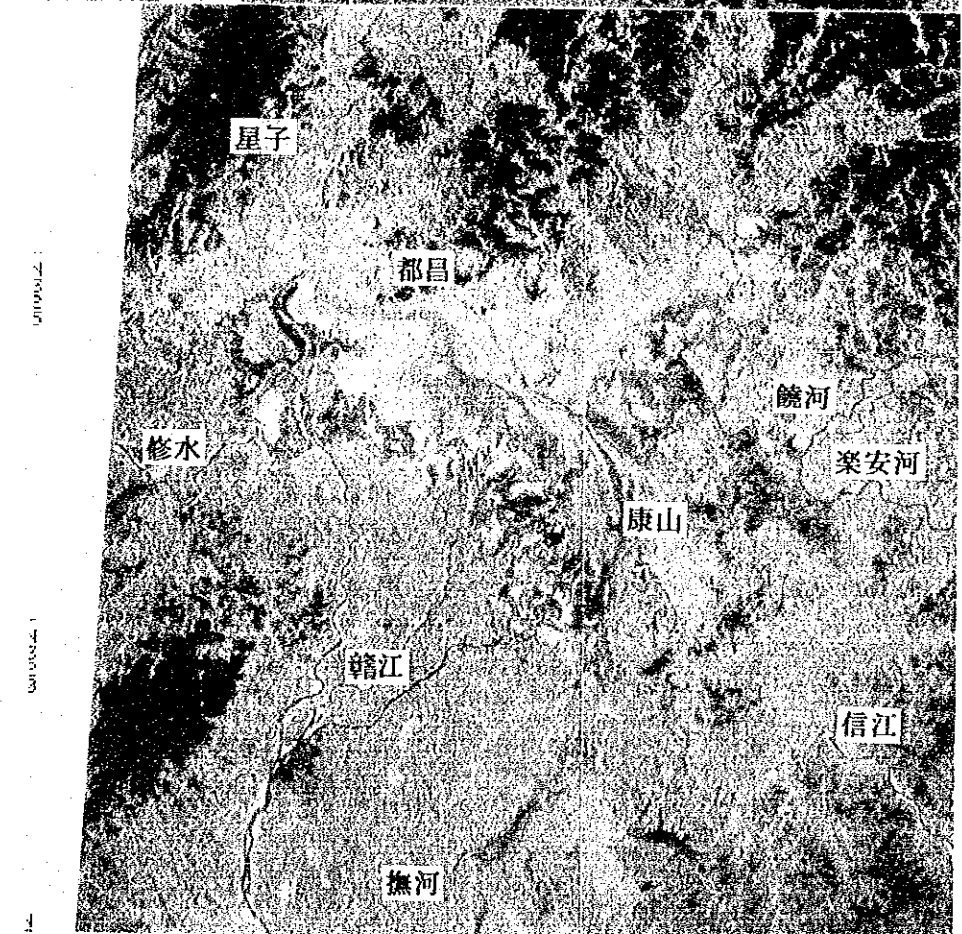
1978.7.7
5バンド
水位
A 星子 16.58m
B 都昌 16.39m
C 康山 16.37m



1981.5.7
5バンド
水位
A 15.02m
B 15.20m
C 15.64m



1979.8.7
5バンド
水位
A 15.82m
B 15.60m
C 15.64m



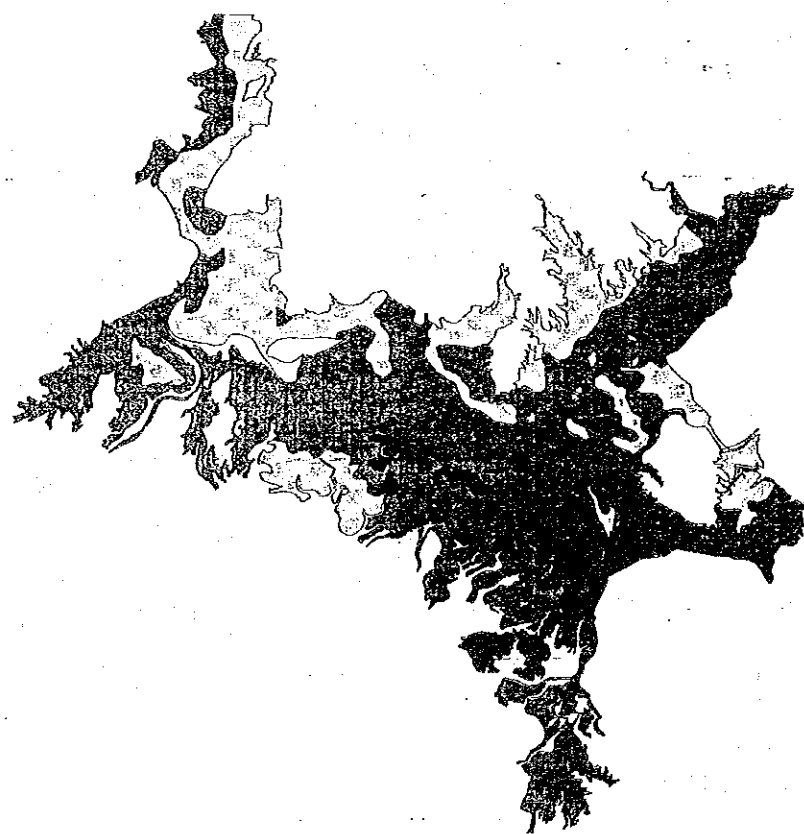
1981.12.9
5バンド
水位
A 11.14m
B 11.91m
C 14.02m



1978. 7. 7
 水量が豊富で湖流が見らる時期
 赤 5k㎡ ↑ 濁度高い
 ピンク 680k㎡
 オレンジ 950k㎡
 黄 290k㎡ ↓ 濁度低い
 青 740k㎡



1981. 5. 7
 満水期前の湖流が最も顕著な時期
 赤 140k㎡ ↑ 濁度高い
 ピンク 630k㎡
 オレンジ 1290k㎡
 黄 150k㎡ ↓ 濁度低い
 青 460k㎡



1979. 8. 7
 流れが滞って止水している時期
 赤 120k㎡ ↑ 濁度高い
 ピンク 650k㎡
 オレンジ 1120k㎡
 黄 740k㎡ ↓ 濁度低い



1981. 12. 9
 濁度高い
 赤 210k㎡ ↑
 ピンク 280k㎡ ↓
 オレンジ 610k㎡ ↓ 濁度低い

(b) 転流期の濁度分析

長江から転流期間の濁度について、4時期の画像解析を行った。水位データについては2時期のものが分かっているので図-4.3-5に示す。

転流期の特徴は、転流期内の時期により濁度パターンに変化が現れる。1979.8.7の画像では、その後転流が生じ、星子から都昌にかけては長江からの流入水により湖北全体が拡散しているのに対し、贛江流入口付近では、流速が停止しはじめ流入口周辺に濁水が停滞している。

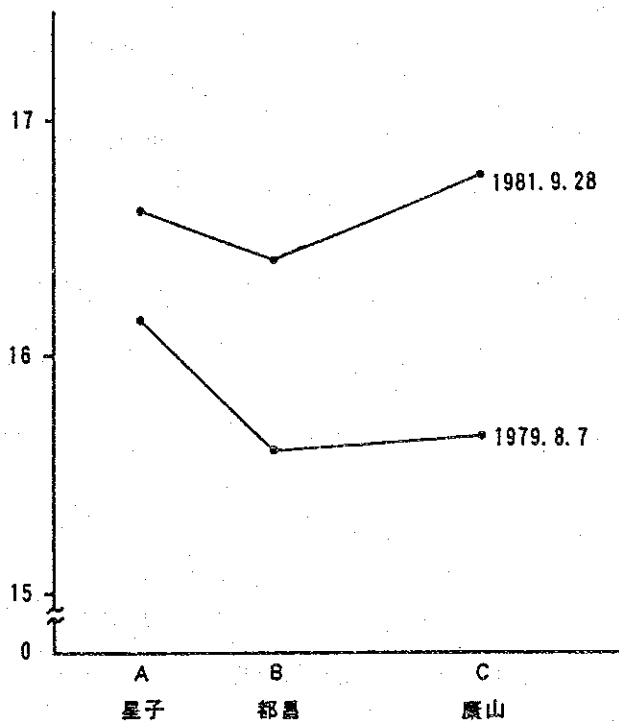


図-4.3-5 転流期の水位変化

(c) 短期間の濁流変化

ランドサット画像上に現れた短期間の濁流変化を次頁に示す。贛江からの流入した濁水の変化は10日間程度で変化がみられる。また丘陵地から流出した濁水はさらに短期間に出現し、消失している。またダム湖による濁水の滞留もよく現れている。

(3) TM画像の解析

画像処理して作成した相対濁度分布画像を、相対濁度分布表示カラー画像として示す。

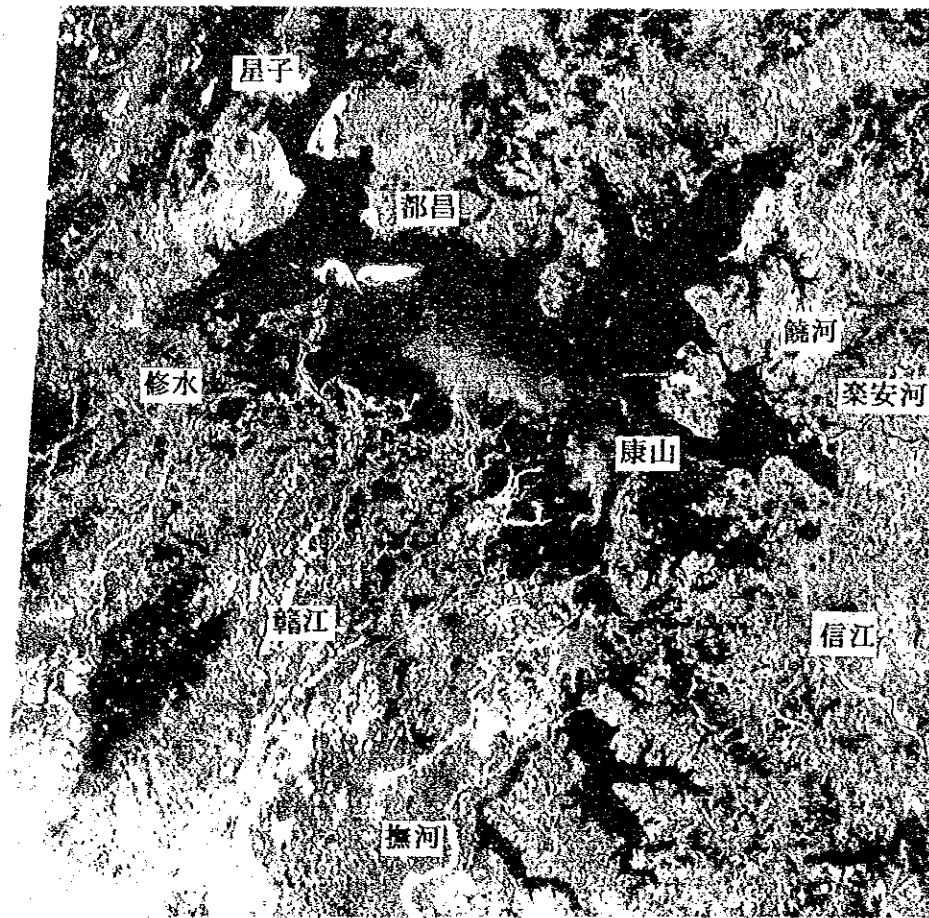
相対濁度分布画像をみると、①下流部および②が相対的に濁っていると現れ

ている。しかし、これらの水域は、渇水期ということもあり水深が浅いため、前述したように湖底が見えている恐れもあり、湖の濁りそのものを表しているとは断定できない。

その他、相対濁度分布画像から読み取れる現象を以下に述べる。

- ・ ③ダムおよび④ダムでは上流部ほど濁っている傾向があり、特に③はその現象が顕著である。これは、上流部の都市あるいは陸地起源から流入した濁度物質が徐々に沈澱していつているためと推定される。
- ・ ⑤の流軸と推定される水域は、他水域と比べ、比較的低濃度である。

いずれにしる、デジタル画像処理の結果得られた相対濁度分布画像では湖底が見えていることが考えられ（渇水期のデータのため水深が浅い）、今回の画像処理結果のみから鄱陽湖の濁度分布→湖流の推定はできなかつた。



1979. 8. 7

5 バンド

星子に比べ都昌の
水位が下がっている
時期。

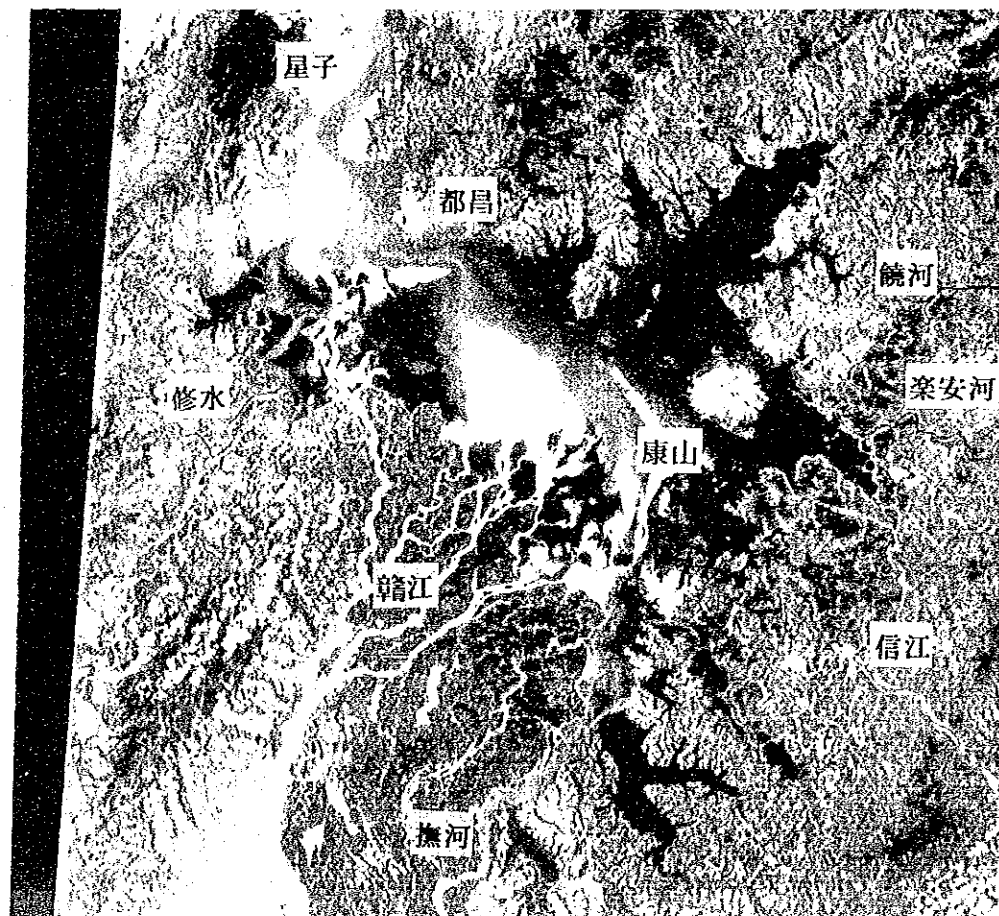
水位

A 星子 15.82m

B 都昌 15.60m

C 康山 15.64m

転流期一覧によると、
1979.8.8-8.9は、
転流の記録が見られ
る。



1981. 9. 28

都昌、康山とも水位
が下がり、全く逆流
している時期。

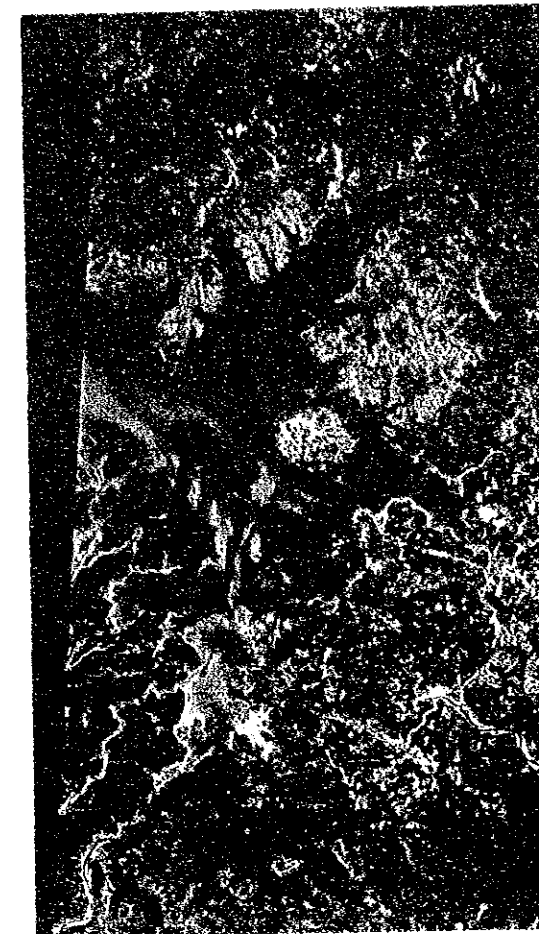
水位

A 16.56m

B 16.44m

C 16.62m

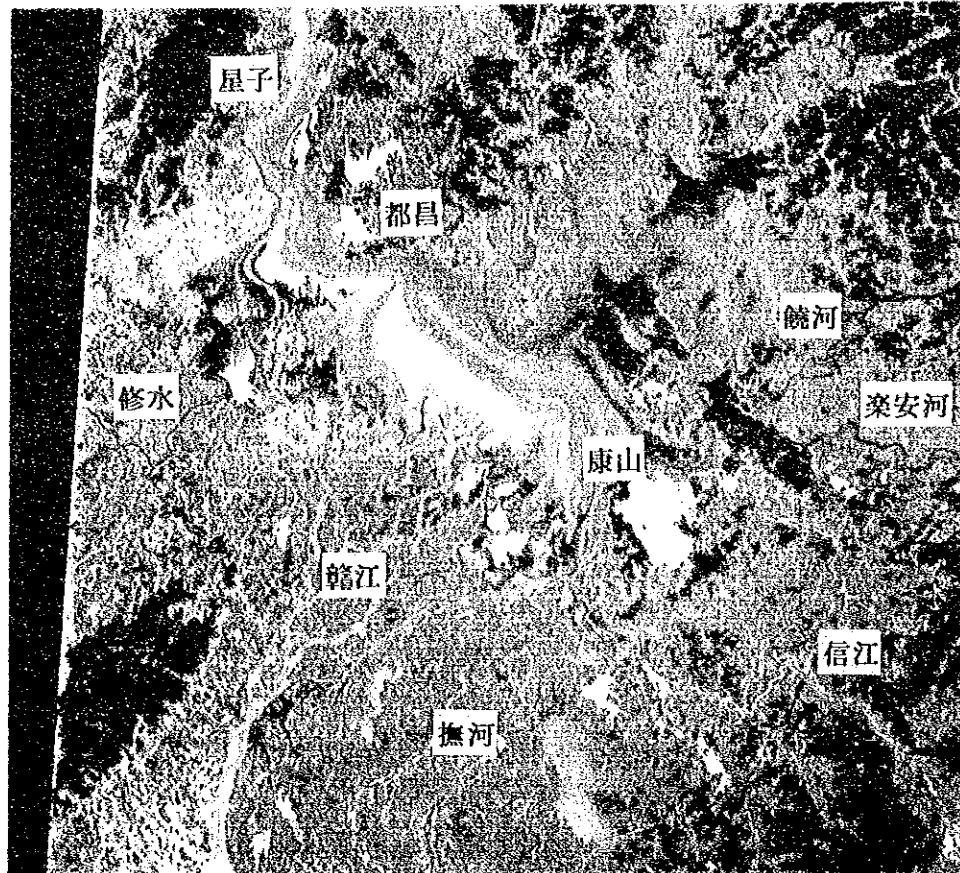
転流期一覧によると、
1981.9.11-16までは
転流の記録がみられ
る。



1981. 6. 21
転流期一覧によると、
1981.6.29-7.2は
転流の記録がみられ
る。



1981. 9. 19
転流期一覧によると、
1981.9.11-16は転流
の記録がみられる。



1981. 5. 7 5バンド

水位

- A 屋子 15. 02 m
- B 都昌 15. 20 m
- C 康山 15. 64 m

贛江から運ばれた土砂によって濁りの前線面が出来上がっている。(画像上、湖の中央部)

また、画像上右下に見られる濁りは、堤防で仕切られているために溜まりができ、画像上で白く映っている。

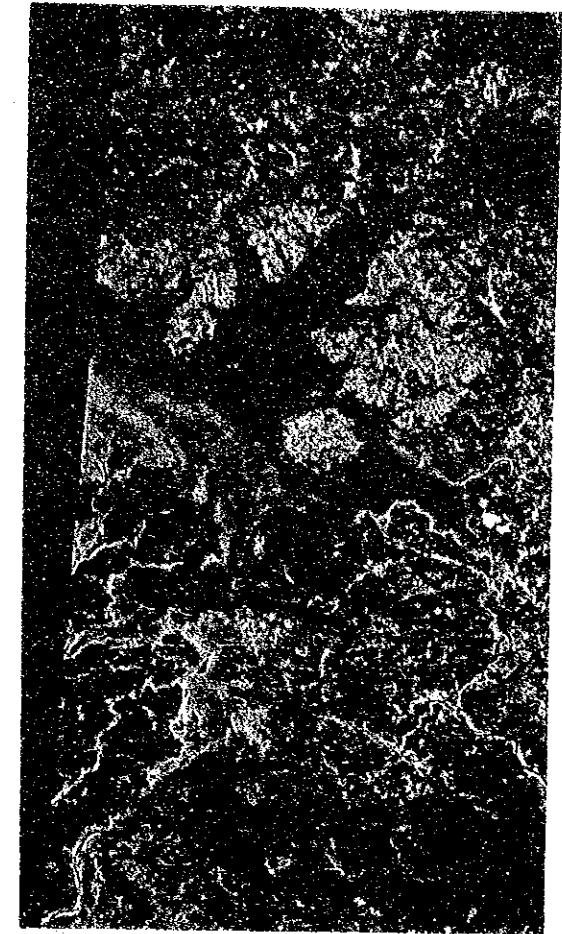


1981. 5. 16 5バンド

約10日後に堤防の内側に溜まっていた土砂が川筋となって少しずつ流れ出している様子が読み取れる。

(画像上、中央部)

湖の北部周辺に新しい濁りが見られる。



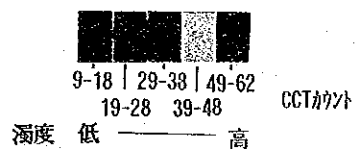
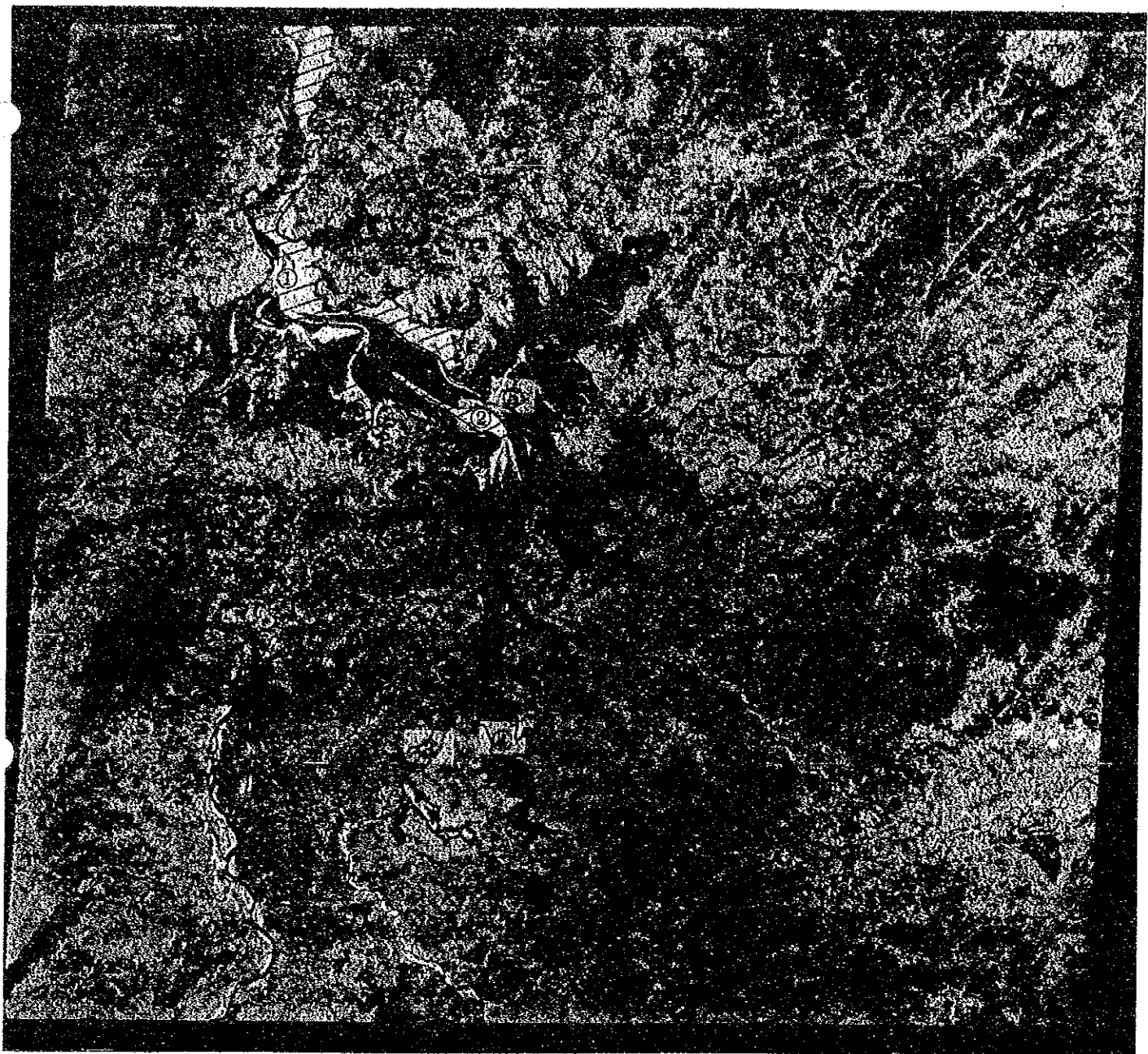
1981. 6. 21 5バンド

さらに1ヶ月経過すると堤防内側の濁りや湖北部の濁りが消滅している。

表-4.3-1 転 流 期 一 覧

年号	転 流 期 間	転流最大流量 (m ³ /sec)	転流水量 (m ³)	転流期水位 (m)	年最高水位 (m)	転 流	
						回数	日数
1970	9.29,10.1-4	880	2.41	15.77-16.61	19.64	2	5
71	8.21-31,9.23,10.4-10	4770	31.89	13.15-14.83	18.07	3	19
72					15.84		
73	9.15-17,9.23-24,10.5	1830	5.47	16.76-17.73	20.89	3	6
74	8.15-17,9.14-15,9.18-20, 9.22-23,10.7-12	5270	13.07	16.63-17.89	19.97	5	16
75	8.10-12,8.15-16,10.6-10	4270	13.34	15.83-17.66	19.57	3	10
76	9.2-7	1040	2.90	13.96-14.61	19.88	1	6
77					20.48		
78	8.13-19,9.10-18	1770	12.06	11.59-14.14	17.03	2	15
79	6.27-29,8.8-9,9.7-11, 9.15-22,9.25-28	4360	31.52	14.62-17.96	18.17	5	22
1980	6.26-7.2,7.9-12,8.4-9,10, 13,10.8	2830	21.76	16.00-18.91	20.61	5	19
81	6.29-7.2,7.19-24,7.26, 8.24-9.1,9.9,9.11-16	6260	68.01	14.08-17.79	17.99	6	27
82	7.20-8.6,9.14-16,9.20-25	6350	53.71	16.49-18.76	19.73	3	27
83	7.4-6,9.14-19,10.11-14	6810	23.35	17.36-20.10	21.69	3	13
84	7.12-15,7.29-8.1,9.30-10.7	3600	32.71	16.65-18.30	18.47	3	16

(出典：「鄱陽湖研究」)



相对濁度分布表示カラー画像

5 流域区分

ランドサット画像より水系図を作成し、尾根、沢の区分を行い、この図をもとに流域区分図を作成した。水系図、流域区分図の縮尺1/100万に縮小図を別添資料として作成した。

また流域を測水地点ごとに8区分し示すと図-5.1-1のようになる。この基準点事に細分した範囲を後背地植生とクロスし、集計した結果を巻末資料に示す。

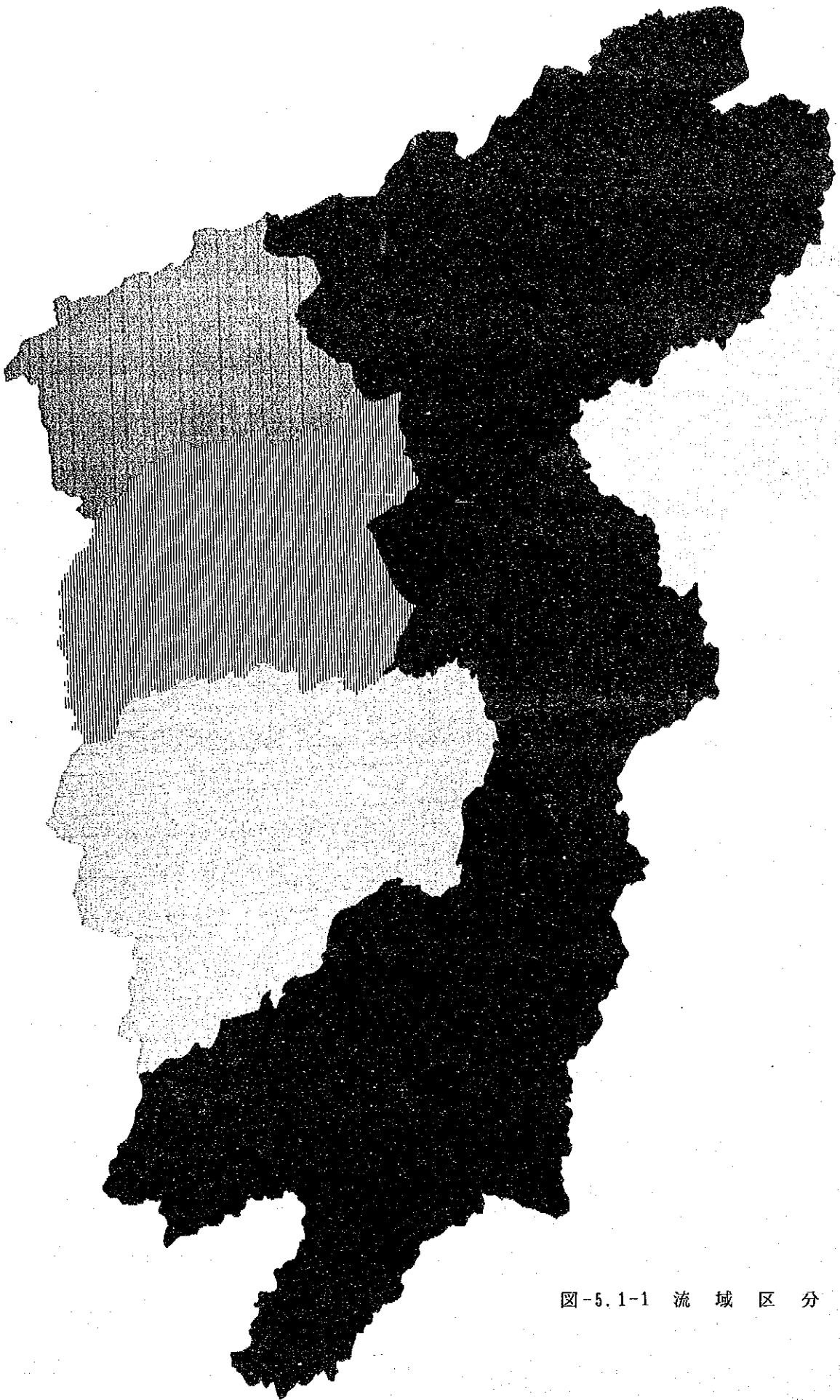


图-5.1-1 流域区分图

表-2.5-1 流域区分面積リスト

流域区分	河川名	No.	基準点	流域面積 (km ²)	面積比率 (%)
修水流域	修水	1	高沙	5,303	2.27
		2	虬津	9,914	6.11
	涑水	3	万家埠	3,548	2.18
饒河流域	昌江	4	渡峰坑	5,013	3.09
		5	古泉渡	5,525	3.41
	樂安河	6	香屯	3,893	2.40
		7	石鎮街	8,367	5.16
信江流域	信江	8	上饒	2,735	1.69
		9	弋陽	8,753	5.40
		10	梅港	15,535	9.58
撫河流域	撫河	11	南城	4,159	2.57
		12	寥家灣	8,722	5.38
		13	李家渡	15,811	9.75
贛江 上流域	貢水	14	狹山	15,975	9.85
	桃江	15	居龍灘	7,751	4.78
	章水	16	孺上	7,357	4.54
	贛江	18	棉津	36,040	22.22
贛江 中流域	禾水	20	上沙蘭	5,257	3.24
	瀘水	21	賽塘	3,073	1.89
	贛江	24	吉安	56,223	34.66
	贛江	25	峽江	62,724	38.66
贛江 下流域	錦江	27	高安	5,575	3.44
	贛江	29	合流点	80,848	49.84
	贛江	30	外州	80,948	49.90
鄱陽湖区				22,577	13.92
鄱陽湖流域			湖口	162,225	100.00

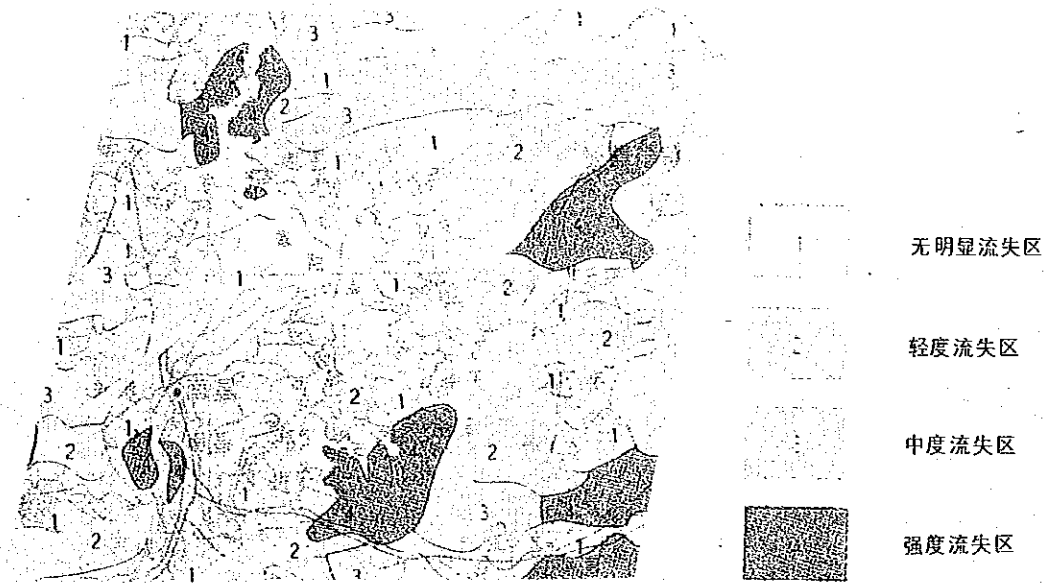
6 土壌分布の解析

本項では、鄱陽湖の水質汚濁の要因を、流域内の土壌との関係から解析するために、ランドサット画像を用いて、流域内の土壌分布を広域的に把握した。

6.1 土壌分布の解析方法

(1) 調査対象地域

調査対象地域は、図-6.1-1 に示すように、鄱陽湖東岸地域の土壌重度流出地域（饒河流域中下流域）、鄱陽湖南岸地域の土壌重度流出地域（信江流域・撫河流域下流域）及び鄱陽湖を含む湖周辺約50,000km²とし、ランドサットTM画像 PATH-ROW: 121-40のシーンにより判読可能な地域である。



(出典: 「江西省図土資源地図集」)

図-6.1-1 水土流出

(2) 画像解析方法

(a) 解析画像

調査対象地域の鄱陽湖は、満水期と渇水期の水位変動が大きく、湖水域の変化が大きい。そのため、既存資料によると、湖沿岸域では、土壌の水分状態により、土壌のタイプが区分されている。

これらのことを考慮に入れ、解析画像の基図として、陸域が最も広い渇水期（1～3月）に撮影された衛星画像データを用いた。

また、水域の変化を考慮するために、判読の補助画像として、鄱陽湖が満水期（7～9月）に撮影された衛星画像データを用いた。

(b) 画像解析の判読基準

既存資料を参考に、地形、植生等との関係から、解析画像を用いての土壤分類基準を作成した。

1) 既存資料による土壤分類

既存資料によれば、鄱陽湖周辺に分布する土壤の特徴の概要は、以下の通りである。

- ・ 潮土、水稻土、ラテライト土壤が広く分布しており、成帯性土壤は赤色土及び黄色土である。
- ・ 土壤分布の規律性は、地形・水系と一致がみられる。
- ・ 土壤の垂直分布の規律性は、標高と一致がみられる。
- ・ 土壤の母材（岩質）は、土壤侵食と密接な関係がある。

2) 土壤分類基準

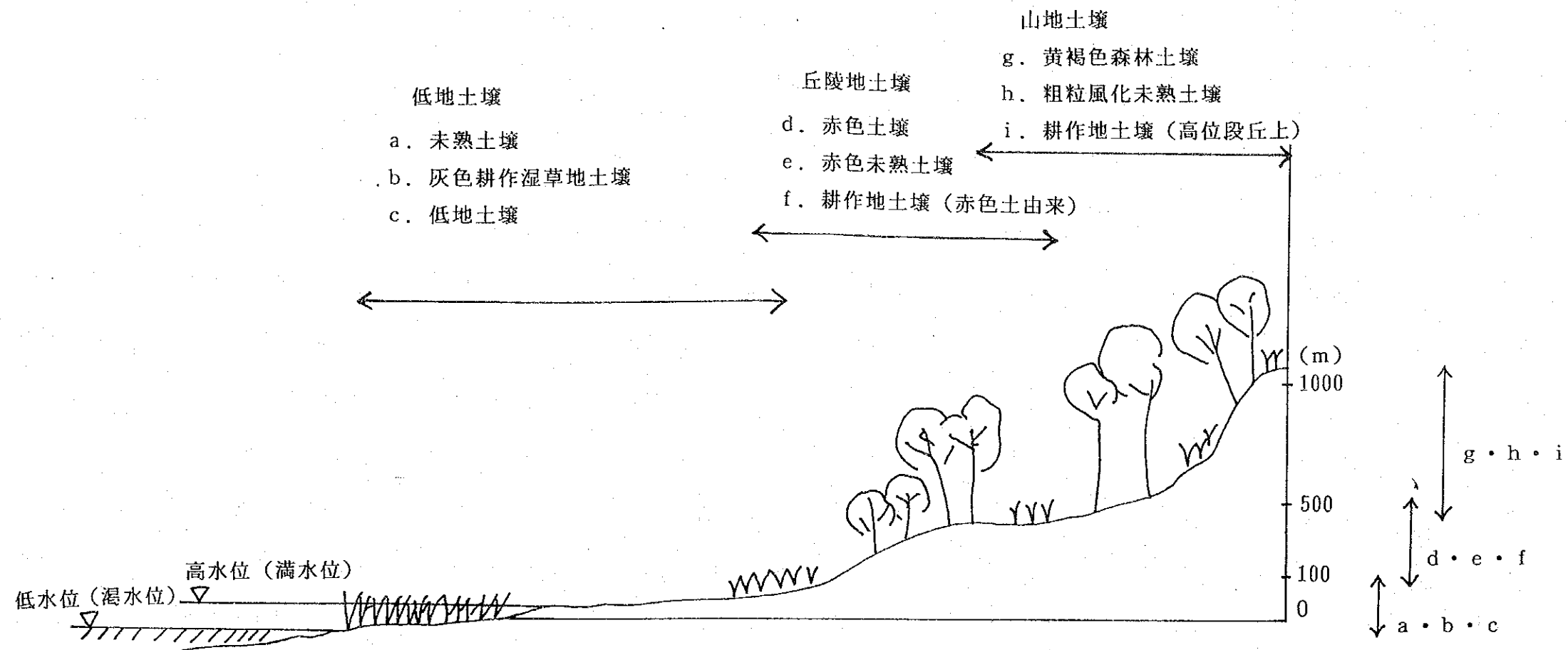
既存資料等を参考に作成した画像判読での土壤分類基準は表-6.1-1に示す通りである。

表-6.1-1 土壤分類基準

土壤分類基準		既存資料による土壤分類	主に関係する地形区分	主な土地利用形態
低地土壤	a. 未熟土壤	新積土	<ul style="list-style-type: none"> ・ 沖積低地 ・ 低地 ・ 草原 ・ <100m 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 低地砂地等 ・ 水田耕作地
	b. 灰色耕作土壤 (低湿草地)	灰潮土		
	c. 低湿地土壤	水稻土		
丘陵地土壤	d. 耕作地土壤 (赤色土田)	紅沙泥土	<ul style="list-style-type: none"> ・ 丘陵地・山地 ・ 台地 ・ 高低段 ・ 100< <500m 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 林地 ・ 耕作地
	e. 赤色土壤	紅壤性土		
	f. 赤色未熟土壤	紅壤		
山地土壤	g. 黄色森林土壤	黄壤	<ul style="list-style-type: none"> ・ 山地 ・ 500m < 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 林地 ・ 耕作地 ・ 草
	h. 耕作地土壤 (高位段丘上)	黄剛土		
	i. 粗粒風化未熟土壤	山地草甸土		
	j. その他			

広く分布している成帯性土壤の赤色土及び黄色土を中心に、地表の被覆状況と人為的影響を考え、低地土壤、丘陵地土壤、山地土壤の3タイプに大分類し、計9土壤に細分類した。

図-6.1-2 にその概要図を示す。



低地土壤



丘陵地土壤



山地土壤



图-6.2-1 土壤分类基准概念图

6.2. 土壌分布

(1) 土壌分布の概況

鄱陽湖周辺約57,000km²について、ランドサット画像を用いて土壌分類した結果を図-6.2-1及び表-6.2-1に示す。

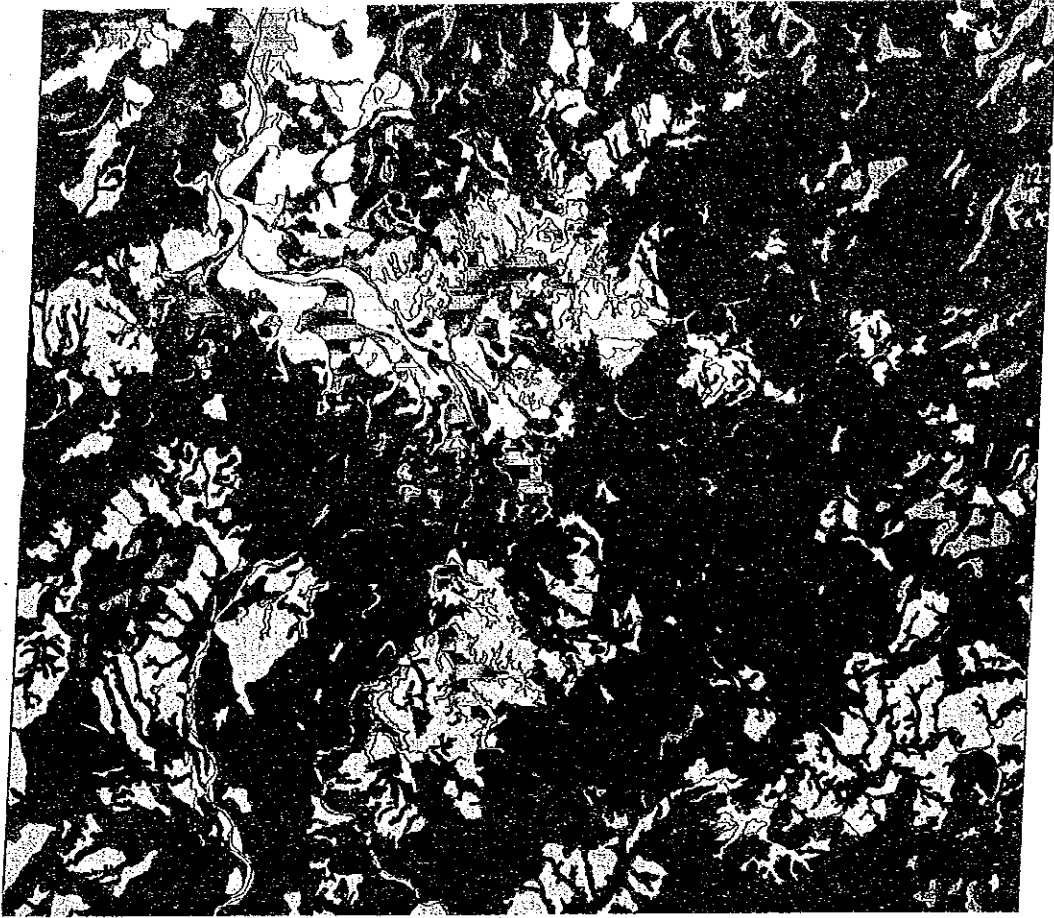


図-6.2-1 鄱陽湖周辺の土壌分布図

表-6.2-1 土壌別面積リスト

		土 壤	km ²	%	%
低地土壌	a	未熟土壌（沖積地土壌）	2 2 9 5	4.0	34.4
	b	灰色耕作湿草地土壌	2 7 0 4	4.7	
	c	低湿地土壌	1 4 6 7 0	25.7	
丘陵地土壌	d	赤色土壌	2 0 9 8 8	36.8	55.8
	e	赤色未熟土壌	1 5 5 7	2.7	
	f	耕作地土壌（赤色土由来）	9 2 8 4	16.3	
山地土壌	g	黄褐色森林土壌	2 0 7	0.4	6.0
	h	耕作地土壌（高位段丘上）	4 0	0.1	
	i	粗粒風化未熟土壌	3 1 0 8	5.5	
	j	その他	2 1 4 8	3.8	3.8
		合 計	5 7 0 0 1	100.0	100.0

湖周辺では、低地土壌、丘陵地土壌が広く分布している。

それぞれ約20,000km²(34.4%)、約32,000km²(55.8%)の広がりを見せており、合わせて90%を越えている。

山地土壌は、湖北部廬山周辺を中心に一部分布がみられるが、分布域は少なく、3355km²(6.0%)ほどである。

地域的にみると、鄱陽湖に南から流れ込む大河川、贛江沿岸を中心に湖南岸には、低地土壌が多く分布している。また、湖周辺には、丘陵地性山地が多く、丘陵地土壌が広く分布している。

(2) 土壌侵食との関係

成帯性土壌としての赤色土壌及び黄褐色森林土壌の分布は、それぞれ20,988km²(36.8%)、207km²(0.4%)と湖周辺では約4割を占めている。

これらに対し、地形的、気候的關係から地表の被覆状況が悪く、土壌の発達が未熟と思われる未熟土壌、及び人為的影響のある耕作地土壌は、合わせて13,989km²(24.5%)の広がりを見せている。

この中で、f.耕作地土壌(赤色土由来)の分布は、図-6.1-1 水土流出に示す強度流出区と関係が深いことがうかがえる。

第 3 編 水質汚濁シミュレーション

第3編 水質汚濁シミュレーション

目次

	頁
1 流動シミュレーション	3001
1.1 富栄養化シミュレーションの予測手順	3001
1.2 予測対象時期	3001
1.3 計算モデルの選択	3004
1.4 流動予測モデル	3005
1.5 計算条件	3005
1.6 流動シミュレーションの結果	3020
2 水質シミュレーション	3030
2.1 物質循環を考慮した水質予測手法の考え	3030
2.2 水質予測モデル	3032
2.3 水質汚濁機構におけるSSの役割	3032
2.4 流入汚濁負荷量	3048
2.5 諸係数	3053
2.6 水質シミュレーション結果	3063
3 粒子追跡シミュレーション	3177
3.1 計算モデル	3177
3.2 計算条件の設定	3180
3.3 粒子シミュレーション結果	3185

第3編 水質汚濁シミュレーション

鄱陽湖における水質汚濁シミュレーションを実施する目的は、鄱陽湖の水質保護対策の検討、すなわち対策を実施しなかった場合、また実施した場合において、湖の水質がどのように変化するかを予測することである。こうした予測に数学的なモデルを用いることの意味は、こうした水質の予測を定量的に行うことにある。このためには湖の水質を決めるメカニズムを数学的にモデル化する必要がある。本調査で用いる水質予測モデルは、いわゆる富栄養化モデルであり、湖内における栄養塩（N、P）の主要な循環過程をモデルに取り入れたものである。

1. 流動シミュレーション

1.1 富栄養化シミュレーションの予測手順

富栄養化モデルによる湖の水質予測の手順は図-1.1-1に示す通りである。予測手順は大きく2つの部分から構成される。

① 流動シミュレーション

② 水質シミュレーション

流動シミュレーションでは、湖の水位や流動状況を把握して、適切な流動予測モデルを作成する必要がある。必要な入力条件は湖岸地形、水深、河川流量等である。水質シミュレーションでは、湖内の栄養塩（N、P）の循環過程（特に有機物の生産や分解の速度）を実験によって把握し、これらの過程を考慮した富栄養化モデルを作成する。必要な入力条件は湖内に流入する汚濁物質（COD、N、P）の量や物質循環速度の値等である。

1.2 予測対象時期

鄱陽湖は年間を通しての水利条件の変動が極めて大きい湖である。1983年から1987年までの5ヶ年平均の湖口、星子、都昌、康山の4地点の月平均水位を表-1.2-1及び図-1.2-1に示す。これによると例えば星子における1983～87年の5年間の平均水位は13.41mで、月平均水位では7月が最高で17.66m、1月が最低で9.04mとなっている。このように満水期と渇水期の水利条件は大きく異なるので、鄱陽湖水質汚濁シミュレーションは満水期と渇水期とを区別して実施することが必要と考えられる。

満水期の予測対象時期としては、シミュレーションを実施するに当たって必要な現地調査が5、6月に行われたことや、湖内への流入水量が最も多くなるのが5、6、7月であることを考慮して、5、6、7月平均を対象とする。6月から10月にかけての水位の高い時期には湖に沿う4地点の水位差はほとんどなくなっている。一方水位の低い12月から3月にかけては下流の湖口の水位に比べ上流側の水位ほど高くなっている。これは冬季の水位の低い時期には、鄱陽湖は川のような状態になっていることを示している。湖口の5年平均月水位は、連続する3カ月では、12、1、2月に最低となることから、渇水期の予測対象時期は12、1、2月平均とする。

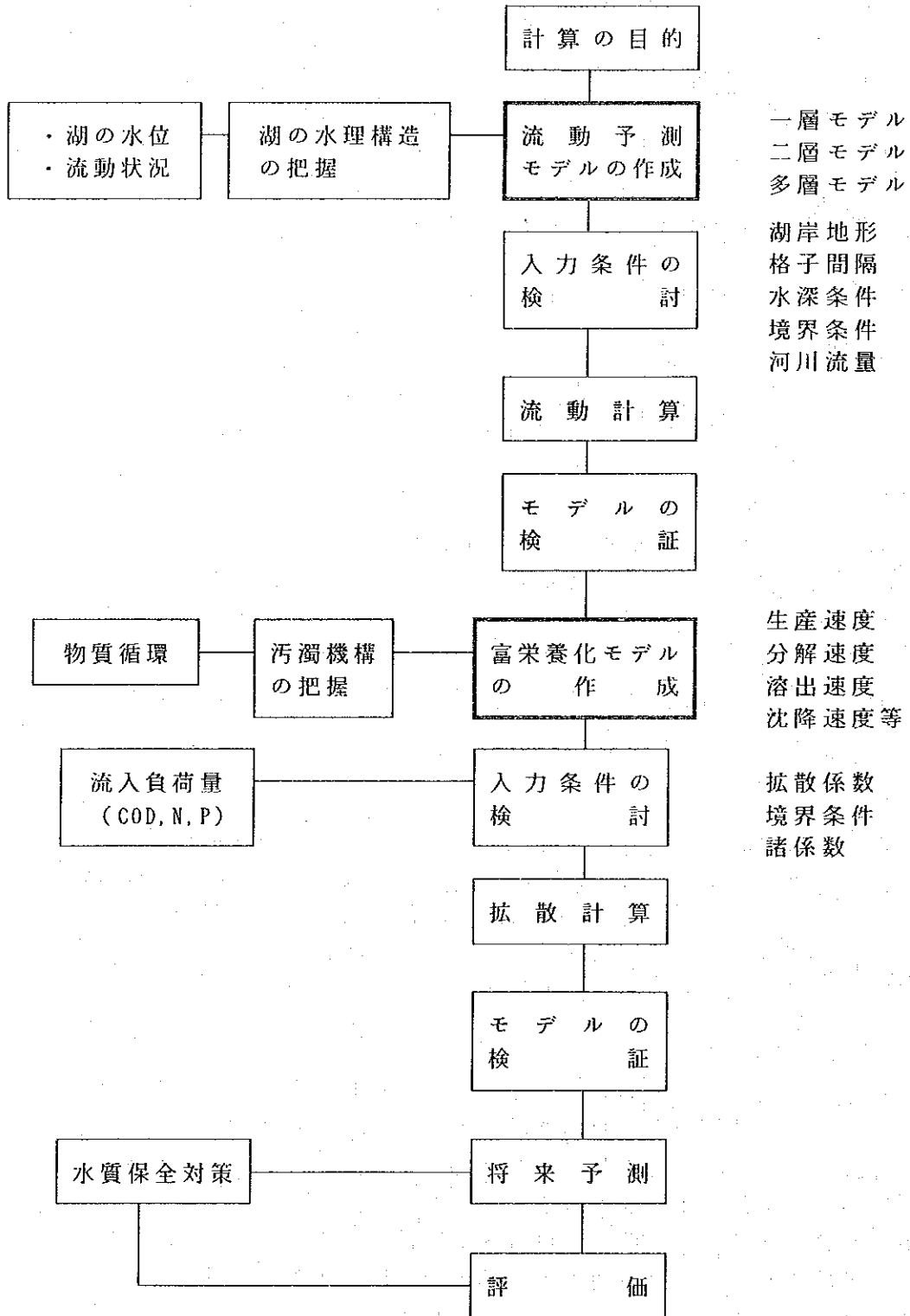
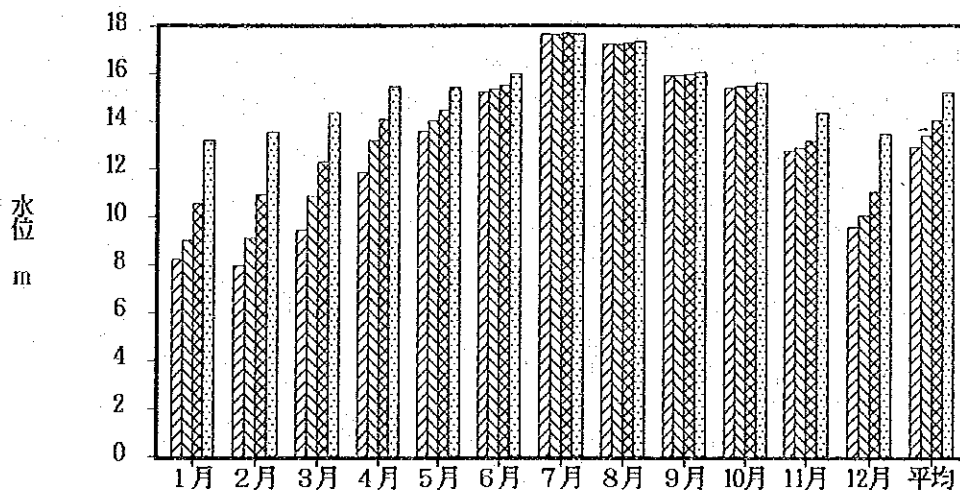


図-1.1-1 富栄養化シミュレーションの予測手順

表-1.2-1 5年(1983~1987)月平均水位(吳淞基準変換後)単位:m

観測地点	湖口	星子	都昌	康山
観測月				
1月	8.24	9.04	10.56	13.19
2月	7.96	9.13	10.94	13.57
3月	9.48	10.87	12.30	14.38
4月	11.88	13.20	14.08	15.47
5月	13.58	14.03	14.47	15.43
6月	15.24	15.37	15.52	16.00
7月	17.68	17.66	17.71	17.68
8月	17.27	17.26	17.30	17.37
9月	15.95	15.92	15.96	16.06
10月	15.41	15.45	15.50	15.61
11月	12.76	12.89	13.18	14.34
12月	9.58	10.05	11.03	13.46
平均	12.92	13.41	14.05	15.21



□ 湖口 □ 星子 □ 都昌 □ 康山

図-1.2-1 湖口、星子、都昌、康山の5年平均月水位(1983~1987年)

1.3 計算モデルの選定

鄱陽湖の流動に影響する基本的に重要な要素は、以下のものであると考えられる。

- ①湖口（長江）の水位
- ②5大河川等からの流入水量
- ③湖上を吹く風

なお、流入する河川水の密度と湖水の密度が違えば、河口周辺には密度流が生じるが、鄱陽湖の水は淡水であり、河川水と大きな密度差はない。また、満水期にはSSの多い河川水が流入するが、密度に影響するような高濃度ではない。従って鄱陽湖の流動シミュレーションモデルでは密度変化を考慮する必要はないと考えられる。

以上のことから、流動シミュレーションモデルとしては、湖口の水位を満水期の平均値に固定し、5大河川等からの流入量を与える流入流出モデルとし、風の要素については流動計算の条件としては考慮しなかった。

鄱陽湖は、満水期には冠水し渇水期には干出する広大な干潟部と、渇水期には河のようになる水深の深い航路部とに分かれている。このような地形的特徴も考慮すると、満水期の鉛直的な層区分としては図-1.3-1に示すような3層レベルモデルが適当と考えられる。

一方、渇水期の鄱陽湖はこの模式的な断面で考えると、第1、2層からは水がなくなり、航路部の第3層のみに水が存在している状況といえる。また渇水期の流動調査から明かなように、流水部分の流速は50~100cm/sと大きく、まさに川のように流れている。このことは流水部の水深が浅いことも相まって、水の鉛直的な混合を促進させる。実際渇水期の現地調査で水温、pH、DO等鉛直方向に測定した水質項目は、鉛直的に一様な値を示した。従って渇水期のモデルは1層モデルを採用することとする。

また数値解法としては差分法を用い、数値計算を行うものとする。

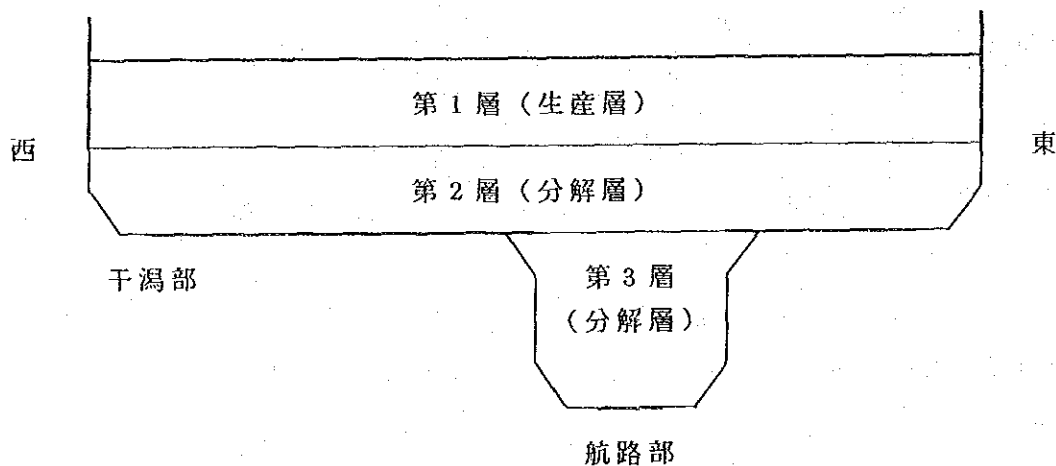


図-1.3-1 洪水期の鄱陽湖の横断面模式図と鉛直層分割

1.4 流動予測モデル

本調査で使用した流動予測モデルは巻末に記載した。

1.5 計算条件

(1.5.1) 計算対象領域と格子間隔の設定

(1.5.1.1) 計算対象水位の設定

既に1.2節で述べたように、満水期は5～7月、渇水期は12～2月を対象に計算を行うこととした。そこで満水期（5～7月）、渇水期（12～2月）に分けて4地点の5年平均水位を求めると表-1.5-1の通りである。これを水位分布で示すと図-1.5-1の通りである。

表-1.5-1 満水期と渇水期の5年平均水位
呉淞基準面上 + m

観測地点	満水期	渇水期
湖口	15.50	8.60
星子	15.69	9.41
都昌	15.90	10.85
康山	16.37	13.41

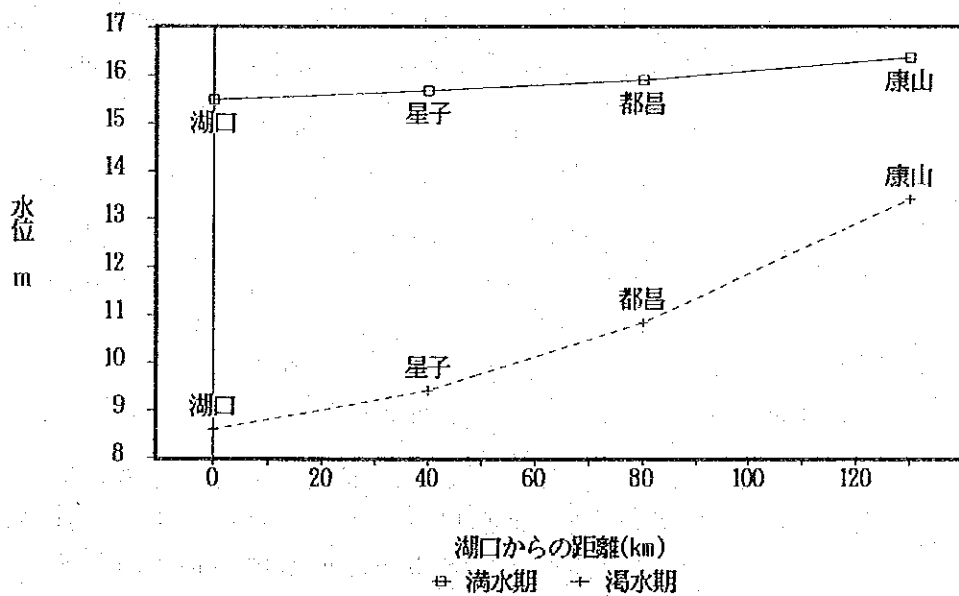


図-1.5-1 満水期と渇水期の水位分布

すでに述べたように、満水期の水位勾配は小さく、渇水期のそれは非常に大きくなっていることがわかる。このような水位分布の特徴も渇水期の流動シミュレーショ

ンにおける再現目標の一つである。また計算条件の一つである湖口水位は、表-1.5-1に示したように、満水期は15.5m、渇水期は8.6mであることから、それぞれの時期の湖口水位条件はこれらの値を採用する。

(1.5.1.2) 計算対象領域の設定

満水期の湖岸線の調査結果から、南北方向に康山から長江湖口までの約110km、東西方向には珠湖から滂湖までの約90kmの範囲を満水期の対象水域とする。さらに満水期に調査した湖底地形図と湖口、星子、都昌、康山の5年平均の12、1、2月水位から推定される鄱陽湖の流水部は図-1.5-2に示すとおりである。これによると鄱陽湖は完全に川の状態になっているといえる。渇水期の予測はこの川のような状態となっている流水部分を対象として行う。

(1.5.1.3) 格子分割の設定

格子分割の方向は、南北方向と東西方向に一致させた。満水期の格子間隔は流動の十分な再現性が得られる程度の地形表現ができること及び電子計算機の能力からくる制約を考慮して2kmとした。満水期の格子図を図-1.5-3に示す。なお、中国でも鄱陽湖の水質計算が行われたことがあるが（「鄱陽湖水質予測と計画」）、この時の格子間隔は3kmである。一方、渇水期は流水部が狭くなり、格子間隔2kmでは地形表現の精度が十分でなくなると考え、渇水期の格子間隔は1kmとした。渇水期の格子図を図-1.5-4に示す。

(1.5.2) 水深の設定

満水期の深淺測量結果から水深を設定した。満水期の水深図を図-1.5-5に示し、渇水期の水深図を図-1.5-6に示す。なおここで水位の基準面は満水期15.5m、渇水期8.6mである。

(1.5.3) 層厚の設定

層厚の設定は3層モデルを採用した満水期のみが対象になる。満水期の現地調査結果で水温の鉛直分布はほとんど見られないことから、鄱陽湖では密度成層は顕著ではないと考えられる。流れが比較的に速いため、水は鉛直方向によく混じっている。既存の調査結果でも（「鄱陽湖水質予測と計画」）、水温の鉛直変化は小さく、一般には1℃以内で、晴天の無風時でも2℃前後であるとされている。

一方、生産層の厚さは、透明度の約2倍とされている。満水期の湖上調査の結果では、透明度の最大値は枝湾内の180cm、最低値は湖口や星子での30cm、平均値は77cm、標準偏差は41cmであった。しかし、本モデルは各格子毎の水中の消散係数から生産層を求めるようにしているため、ここでは主に地形的考察から層厚を設定するものとし、上層は水面下1.5mの深さまで、中層は1.5~3.5m、下層は3.5m以深とした。このような設定により渇水期には干出する広大な干潟部も満水期には2層で解析することができる。

pld-v/rdB2/suchi/den/hanyo/data/pld-v/pld-y.new
 DEP-/rdB2/suchi/den/hanyo/data/dep/trans/dep-v.new.bnd

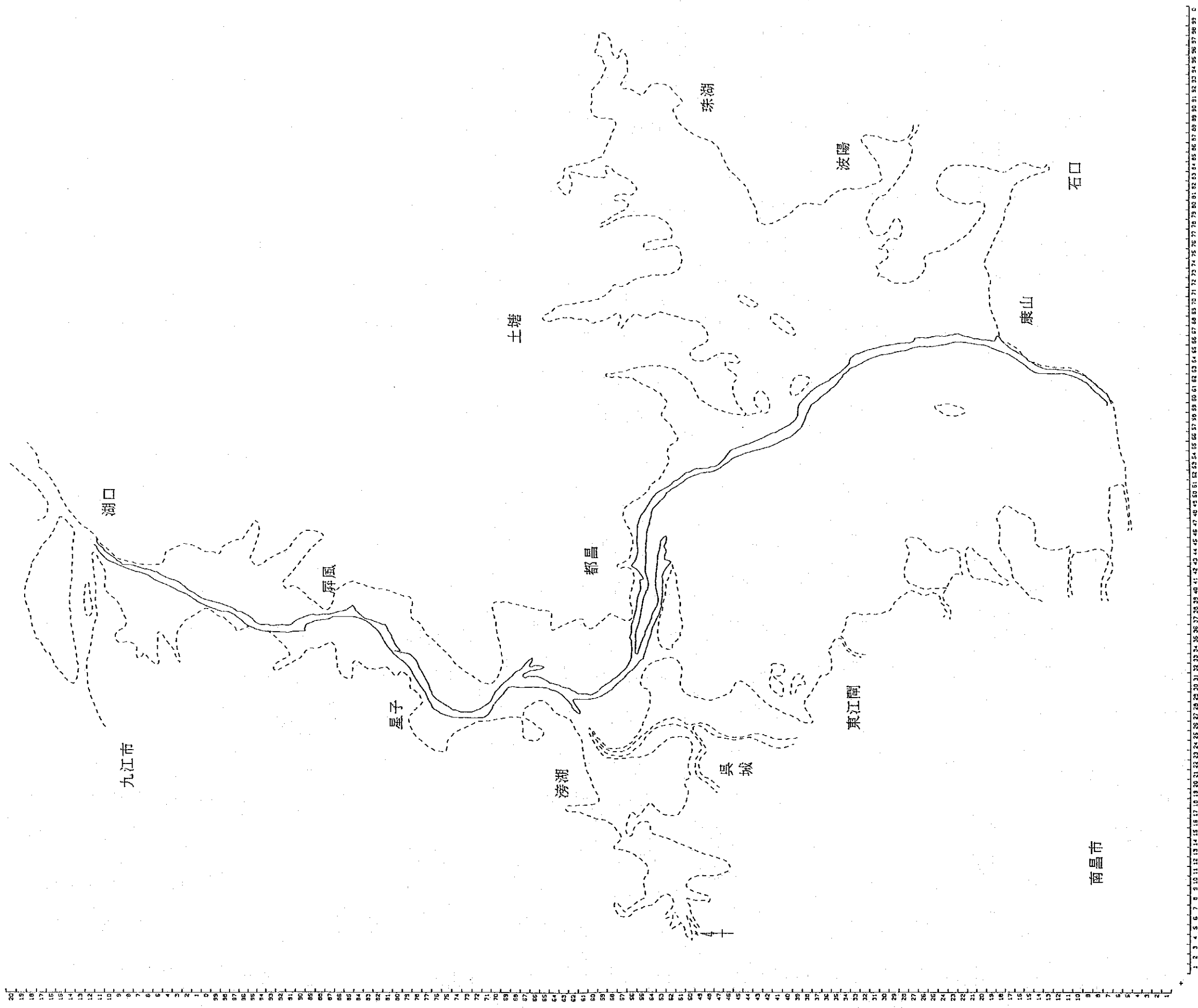


図-1.5-2 鄱陽湖の退水期における流水部分
 実線の部分が流水部を示す。その他の部分は所々
 池となることもあるが、基本的には干上がる。

PLD=/ncd82/suohi/dan/hanyo/data/pld/pld.new
 DEP=/ncd82/suohi/dan/hanyo/data/dep/trans/dsp.new.trans

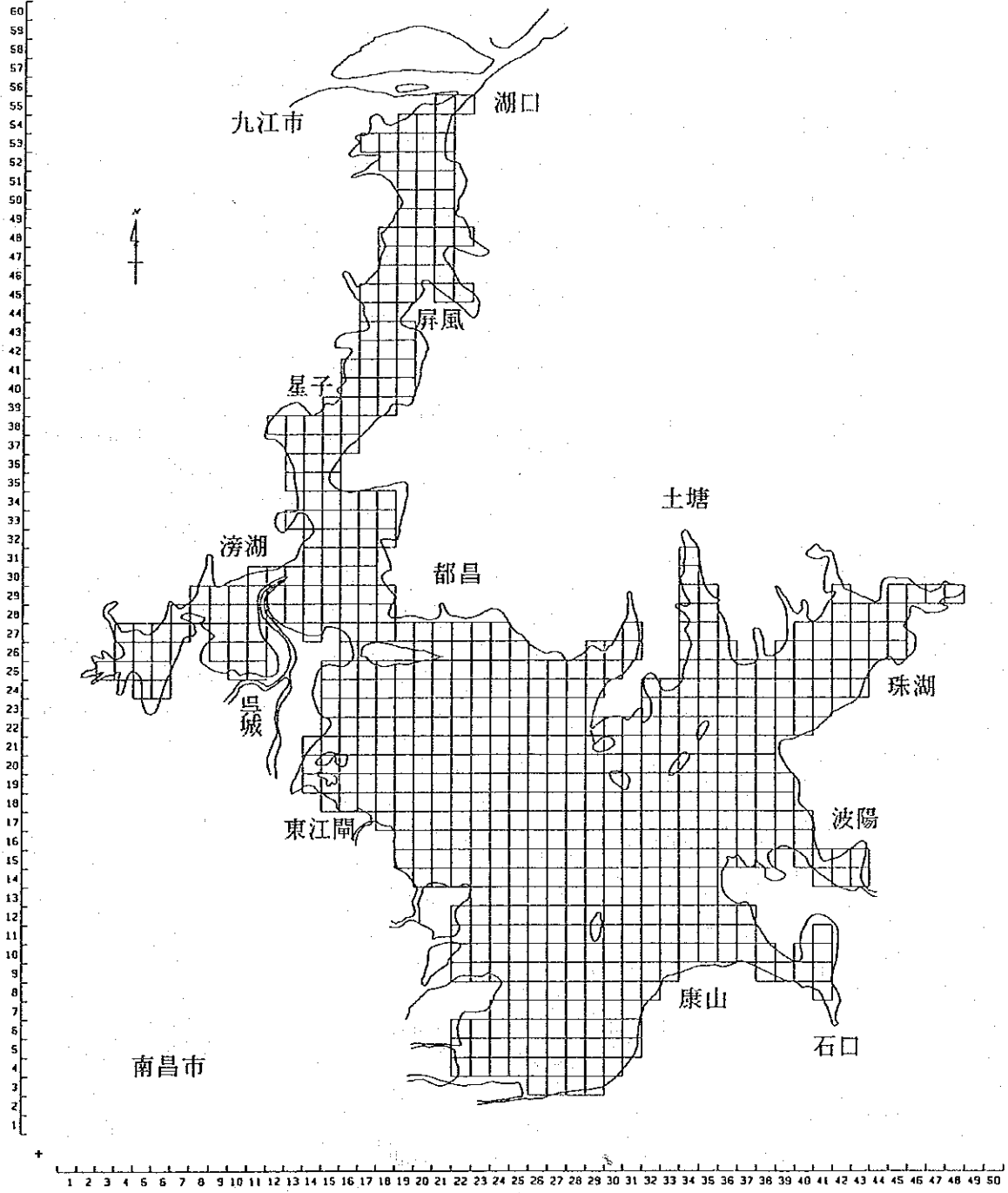


図-1.5-3 満水期の格子分割図 (格子間隔 2 k m)

PLD-/nc682/suchi/ecn/henyo/sata/p1d/vv/p16-v.ncv
DEP-/nc682/suchi/ecn/henyo/sata/6cp/trans/6cp-v.ncv.bnd

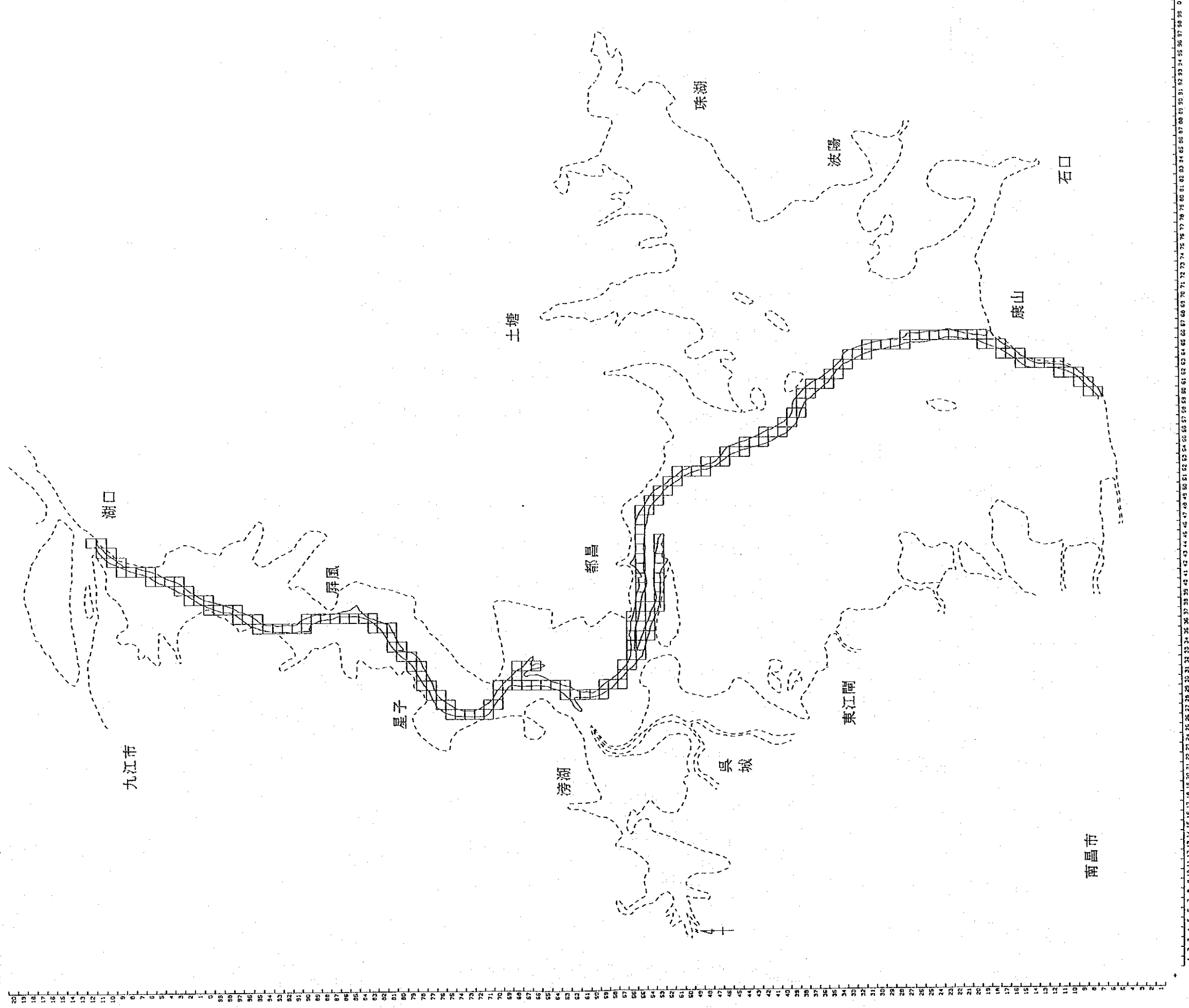


図-1.5-4 滬水期の格子分割図 (格子間隔 1 k m)

PLD-/nrdb2/suchi/don/hanyo/data/pld/pld.nov
 DEP-/nrdb2/suchi/don/hanyo/data/dcp/trans/dcp.nov.trans

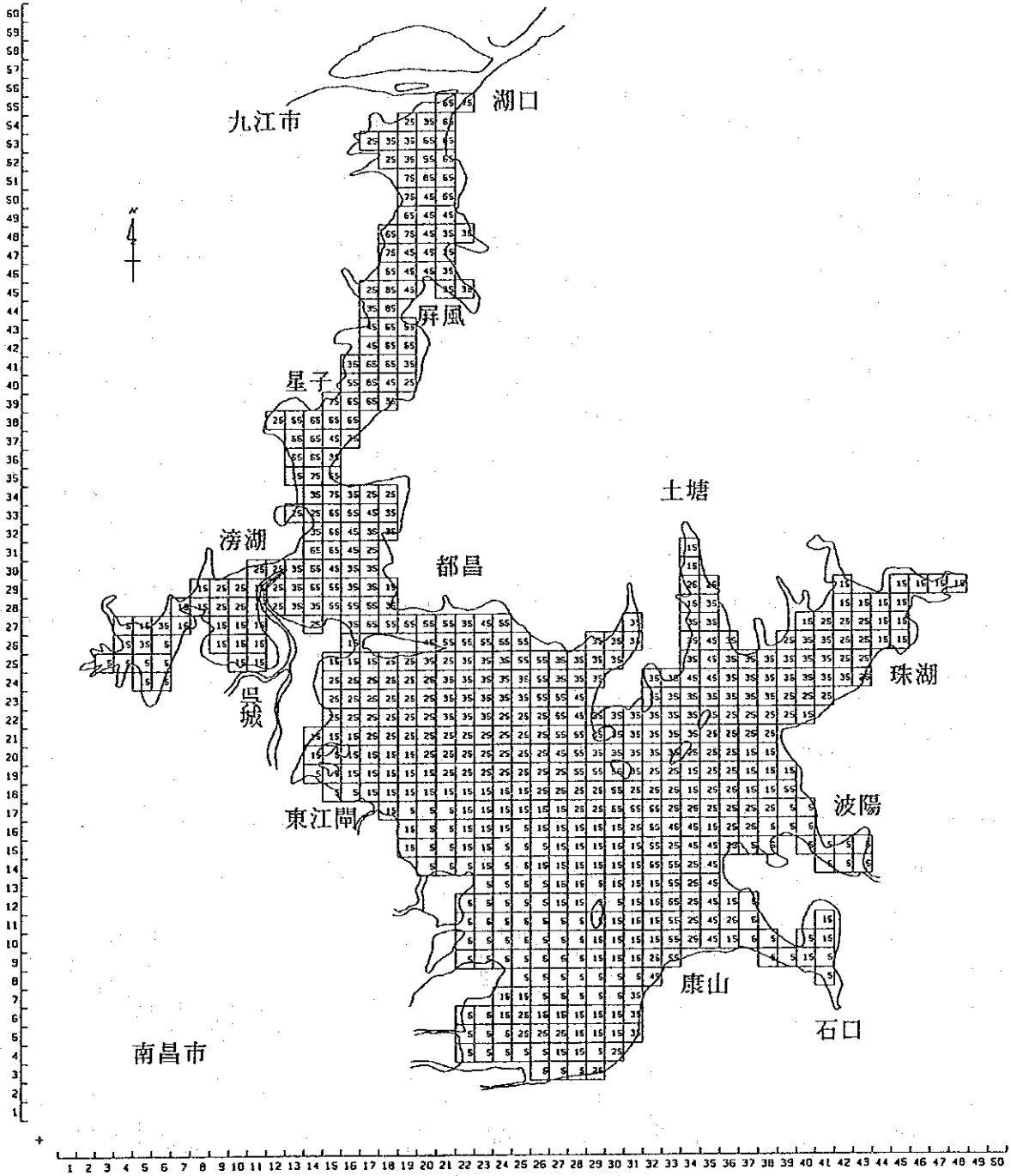


図-1.5-5. 満水期の湖底水深図 (格子間隔 2 km)

PLD=/nnd82/suchi/dep/hanjo/datas/pld-v/pld-v.ncv
DSP=/nnd82/suchi/dep/hanjo/dct/dep/trans/dep-.ncv.bnd

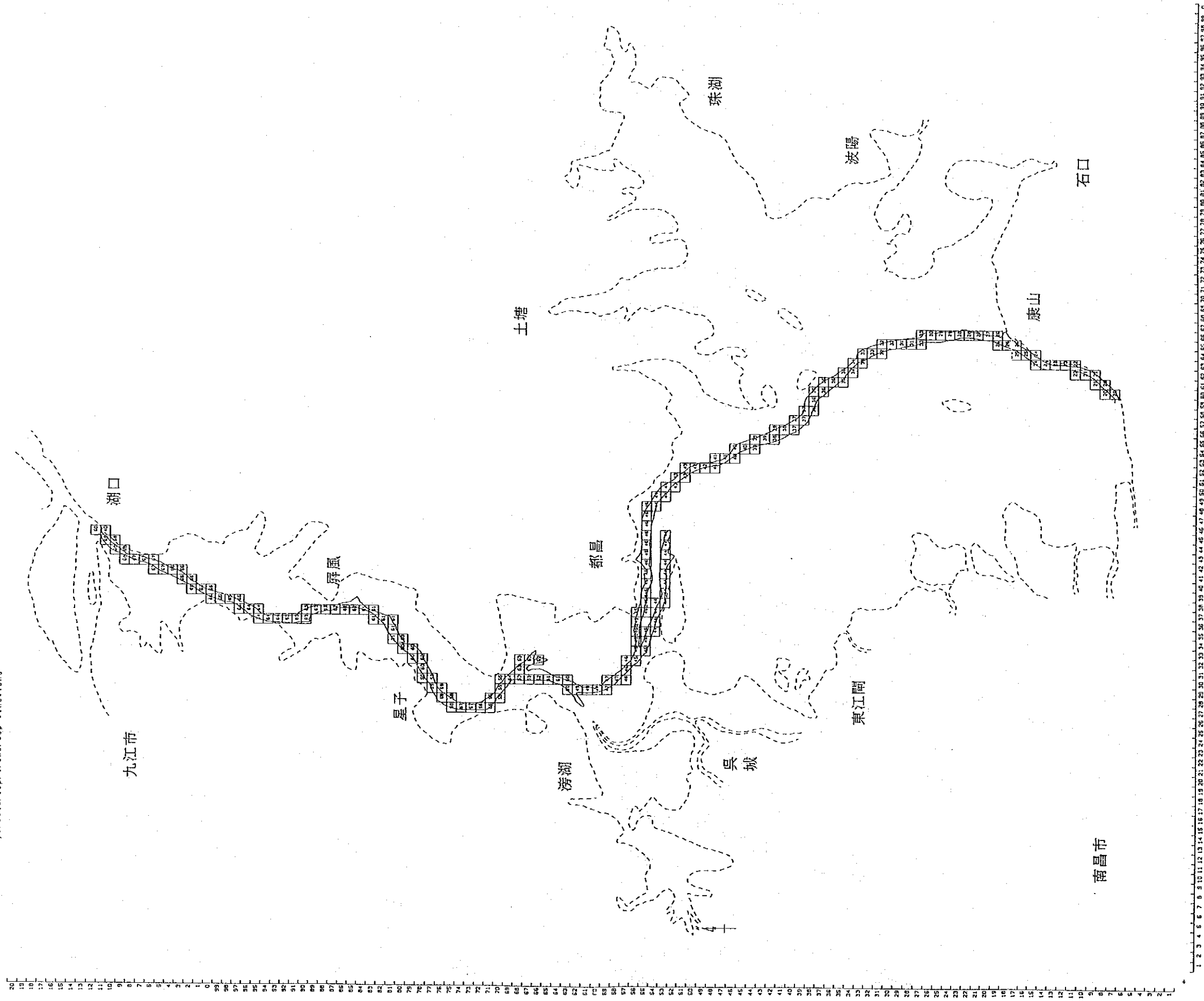


図-1.5-6 湖水期の湖底水深図 (格子間隔 1 k m)

(1.5.4) 風条件の設定

江西省気象科学研究所の10年間(1982~1991)風資料によると、満水期の5~7月の最多風向はNNEが主で(7月はS方向が卓越するが)、流れの方向とは逆の向きである。冬季は鄱陽湖は川のように流れており、風の要素をモデル計算の中では考慮しなかった。湖口の水位を設定し、河川流量を与えた流入流出モデルにより、満足できる再現性が得られれば、特に風条件を設定する必要はないと考えられる。結果的に流入流出モデルによりほぼ満足できる再現性が得られたので、流動計算の入力条件として風を考慮することは満水期、渇水期ともしていない。

(1.5.4) 河川からの淡水流入量の設定

(1.5.4.1) 算定方法

対象とする河川は、鄱陽湖に流入する5大河川(修水、贛江、撫河、信江、饒河)及び湖北部流域とした。

5大河川の流量は、湖区境界上に位置する江西省水文局の観測ステーションにおける流量に湖区内部からの流出量を加えて求める。また、湖北部流域の流量は、湖区からの流出量とする。対象とする時期は満水期は5~7月、渇水期の12~2月とした。

(1.5.4.1) 湖区境界での流量

既存の観測資料による湖区境界での流量は、「水文・気象」節で示したとおりであり、これから満水期及び渇水期を対象に整理すると表-1.5-2のとおりとなる。

表-1.5-2 湖区境界での流量

流域 区分	基準点		満水期(5~7月)	渇水期(12~2月)
	番号	名称	平均流量(m ³ /s)	平均流量(m ³ /s)
修水	2	虬津	537	91
	3	万家埠	169	33
饒河	5	古県渡	367	54
	7	石鎮街	654	110
信江	10	梅港	1,175	234
撫河	13	李家渡	958	193
贛江 下流	30	外州	4,180	840
5大河川合計			8,040	1,555

(1.5.4.2) 湖区からの流量

5大河川の水文ステーションでの流量に対すると湖区内部からの流量の比率につい

ては、「鄱陽湖研究」によって渇水期及び満水期のそれぞれの平均を求めると、満水期17%、渇水期14%程度となっている。湖区内部からの流量の算定にあたっては、この比率を用いることとした。この考えで算定した湖区内部からの流量は渇水期、満水期について各々218、1,370 m^3/s である（表-1.5-3参照）。

表-1.5-3 湖区と5大河川の流量比

	満水期	渇水期
5大河川（億 m^3 ）	632.80	122.44
湖区（億 m^3 ）	108.25	16.96
湖区/5大河川比 %	17	14
5大河川流量 m^3/s	8,040	1,555
湖区流量 m^3/s	1,370	218

次に、湖区内部からの流量を湖区内の河川（5大河川及び北部流域）の流域面積により配分する。湖区内の各流域の面積及び配分した流量は表-1.5-4に示すとおりである。

表-1.5-4 湖区からの流量

流域名	面積 (km^2)	湖区内陸域 面積割合	渇水期流量 (m^3/s)	満水期流量 (m^3/s)
修水	500	0.025	5	34
饒河	2,700	0.134	29	184
信江	2,500	0.124	27	170
撫河	3,600	0.179	39	246
贛江	2,800	0.139	30	190
北部	8,000	0.398	88	546
小計	20,100	1.000	218	1,370
湖	2,500	-	-	-
湖区	22,600	-	-	-

注) 湖区面積は、「鄱陽湖研究」より設定した。
5大河川の湖区内の面積は、地形図より求めた。

(1.5.4.3) 河川の流量

湖区境界での流量に湖区からの流量を加えた河川の流量は表-1.5-5のとおりとなる。

表-1.5-5 河川の流量 (m³/s)

流域 区分	基準点		渇水期 (12~2月)			満水期 (5~7月)		
	番号	名称	境界	湖区	河川	境界	湖区	河川
修水	2	虬津	91	5	129	537	34	740
	3	万家埠	33			169		
饒河	5	古県渡	54	29	193	367	184	1,205
	7	石鎮街	110			654		
信江	10	梅港	234	27	261	1,175	170	1,345
撫河	13	李家渡	193	39	232	958	246	1,204
贛江	30	外州	840	30	870	4,180	190	4,370
5大河川合計			1,555	130	1,685	8,040	824	8,864
北部流域			-	88	88	-	546	546

(1.5.4.3) 湖への淡水流入量

各河川の流量は、表-1.5-5のとおりであるが、贛江及び信江については、河口部が複数に別れているため、河川流量を表-1.5-6に示す比率で配分して与えた。また、北部流域の流量は、主要6カ所に均等配分した。以上の結果、湖への淡水流入量は、表-1.5-7に示すとおりである。なお、流入位置は、図-1.5-7(満水期)、図-1.5-8(渇水期)に示した。

表-1.5-6 支川流量の割合

河川名	支川	満水期	渇水期
贛江	西支	25 %	63 %
	北支	14 %	3 %
	中支	29 %	11 %
	南支	29 %	14 %
	計	97 %	91 %
信江	東支	42 %	21 %
	西支	55 %	67 %
	計	97 %	88 %

注) 江西省水文局からのヒアリングによる。

INF=../tas/inp/tansul.suu.g1
 DEP=../dep/dep.dat.bnd
 PLD=../dep/pld.ncv

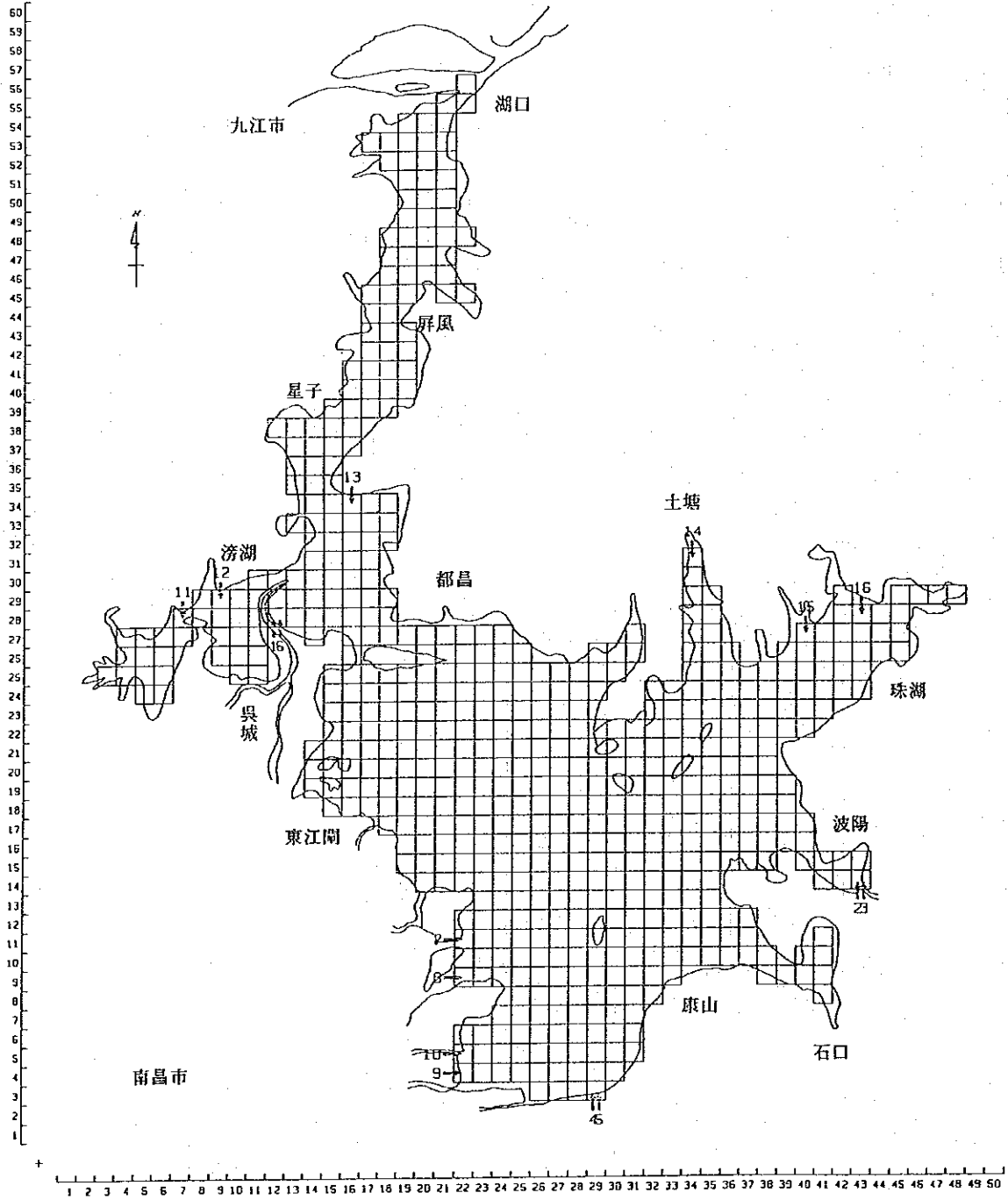


図 - 1.5-7 満水期の河川流入位置

INF-../tas/inp/tensui.wic-91
DEP-../dep/dep-w.nav.8ns
PLD-../pld/pld-w.nav

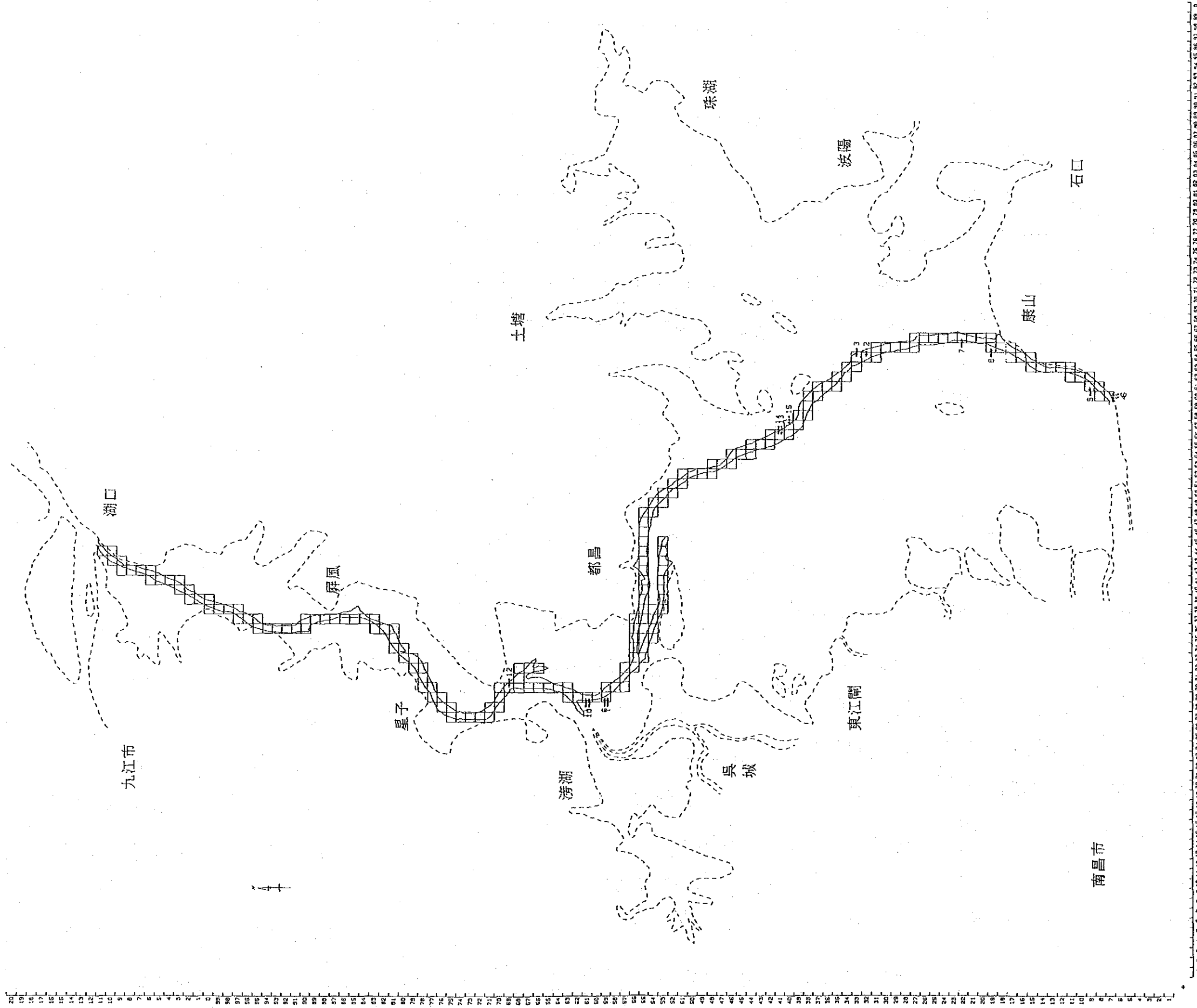


図-1.5-8 過水期の河川流入位置

表-1.5-7 湖への淡水流入量

対象河川	流入点	満水期 (m ³ /s)	渇水期 (m ³ /s)
修水	1	740	129
饒河	2	1,205	193
信江	3	582 (東支)	62 (東支)
	4	763 (西支)	198 (西支)
撫河	5	1,204	232
贛江	6	1,127 (西支)	602 (西支)
	7	631 (北支)	29 (北支)
	8	1,306 (中支)	105 (中支)
	9	1,306 (南支)	134 (南支)
北部流域	10	91	14
	11	91	14
	12	91	14
	13	91	14
	14	91	14
	15	91	14
合計		9,410	1,768

(1.5.5) 諸係数の設定

流況シミュレーションを実施する上で、上述した計算領域、格子間隔、水深、層厚などの地形条件、風条件、密度のような境界条件以外に、内部境界面摩擦係数、水底摩擦係数、水平渦動粘性係数、鉛直拡散係数、コリオリパラメータなどの諸係数が必要である。今回の鄱陽湖の流動計算に用いた諸係数の設定条件を表-1.5-8にまとめた。

次に各諸係数について以下にその概要を述べる。

(1.5.5.1) 内部境界面摩擦係数 (γ_i^2)

多層モデルにおける内部境界面での摩擦応力は、各層の流速の差による摩擦力によって各層の流速が一様化される効果を表し、各層の流速差の2乗に比例する形で表現される。

$$\tau_i = \rho \gamma_i^2 \cdot (u - u') \cdot |u - u'|$$

ここで

τ_i : 内部境界面摩擦応力 u : 上層の流速ベクトル

γ_b^2 : 内部境界面摩擦係数 u' : 下層の流速ベクトル
 ρ : 水の密度

従来実施されてきた多層モデルによる流動計算では、 $\gamma_b^2 = 0.001$ の値が用いられることが多く、本計算でもこの値を使用した。

表-1.5-8 流況計算の計算条件

諸条件	満水期	渇水期
格子間隔	2000 m	1000 m
層厚	上層: 1.5 m (0 m ~ 1.5 m) 中層: 2.0 m (1.5 m ~ 3.5 m) 下層: 3.5 m以深	1層モデルであり、層区分はない。
内部境界面摩擦係数	2.0×10^{-3}	1層モデルであり、この係数は使用せず
水底摩擦係数	2.6×10^{-3}	同左
水平渦動粘性係数	2.0×10^5 (cm ² /sec)	同左
鉛直拡散係数 ²⁾	1.0 (cm ² /sec)	1層モデルであり、この係数は使用せず
コリオリパラメータ	$f = 3.55 \times 10^{-5}$	
タイムステップ	600 秒	同左
積分時間	20日 (480時間)	同左

(1.5.5.2) 水底摩擦係数 (γ_b^2)

水底摩擦は、湖底での摩擦によって水の流動が妨げられる効果を表し、次のように流速の2乗に比例する形で表現される。

$$\tau_b = \rho \gamma_b^2 \cdot u \cdot |u|$$

ここで

τ_b : 水底海底摩擦応力
 γ_b^2 : 水底摩擦係数
 u : 流速ベクトル
 ρ : 水の密度

従来実施されてきた多くの流動計算では、 $\gamma_b^2 = 0.0026$ の値が用いられており、本調査でもこの値を使用した。

(1.5.5.3) 水平渦動粘性係数

水平渦動粘性係数は水の流動に伴う乱れによって、流水の持つ運動量が相互に混合し合う効果を表す。本調査では、以下に示すリチャードソンの4/3乗則より求めた。

$$K = \alpha \cdot (\Delta L)^{4/3}$$

ここで

- K : 水平渦動粘性係数 (cm²/s)
 α : 0.02 ~ 0.05 (c. g. s. 単位)
 ΔL : 渦の規模 {格子長さ (cm)}

但し、 ΔL の値は長さの次元をもつ変数であり、流動計算のような数値計算においては、格子の長さを代表長さとすることが多い。本計算では $\alpha = 0.02$, $\Delta L = 20000$ cmとすると $K = 233912$ となる。本調査では、流況の再現性、安定性を考慮して 2×10^5 cm²/sを用いた。

出典) 港湾技研資料 (No. 404)

「有限要素法による潮汐流の数値計算」 村上和男, Dec. 1981

(1.5.5.4) コリオリパラメータ

コリオリ項は地球自転の影響によって運動する物体に働く見かけの力を表し、次式で表される。

$$F_x = \rho \cdot f \cdot v$$

$$F_y = -\rho \cdot f \cdot u$$

ここで

- (F_x , F_y) : コリオリ力の x, y成分
 f : コリオリパラメータ
(u , v) : 流速の x, y成分

コリオリパラメータは、 $f = 2\omega \sin\phi$ で表され、ここで

- ω : 地球自転の角速度 ($\omega = 2\pi / 23.93 \times 3600$)
 ϕ : 緯度

である。本計算では、鄱陽湖の中央付近の緯度を 29.17° として、コリオリパラメータを求めた。

1.6 流動シミュレーション結果

(1.6.1) 計算結果

上記の計算条件を用いて満水期及び渇水期の流動シミュレーションを行い、平均流のベクトル図と水位図をそれぞれ図-1.6-1～図-1.6-3に示した。

(1.6.2) 再現性の検討

上記のシミュレーション結果の再現性を検討するために、平均流のベクトル図には現地調査で得られた流況の観測結果を併記してある。この観測値は現地調査で得られた各層の流速をシミュレーションモデルの上中下層のそれぞれの深度に属するものについてベクトル平均して求めたものである。

満水期の流速分布は、最も出現頻度の高い「鄱陽湖研究」でいう「重力型」の傾斜流に相当する北流パターンを示すものであり、シミュレーション結果もこのパターンを再現している。

渇水期の流動計算結果も地形表現が階段上の格子モデルで行っているために、観測の流向と合わないところが見られるが、流速はほぼ一致した値を示している。水位の計算結果については湖口と康山の水位差は4.3m程度となっているが、図-1.5-1に示した渇水期の多年平均の湖口と康山の水位差は4.8mとなっており、これとほぼ一致するものとなっている。

TP8=ncd4/suchi/osi/honyo/tas/out/tp8.sux.g3

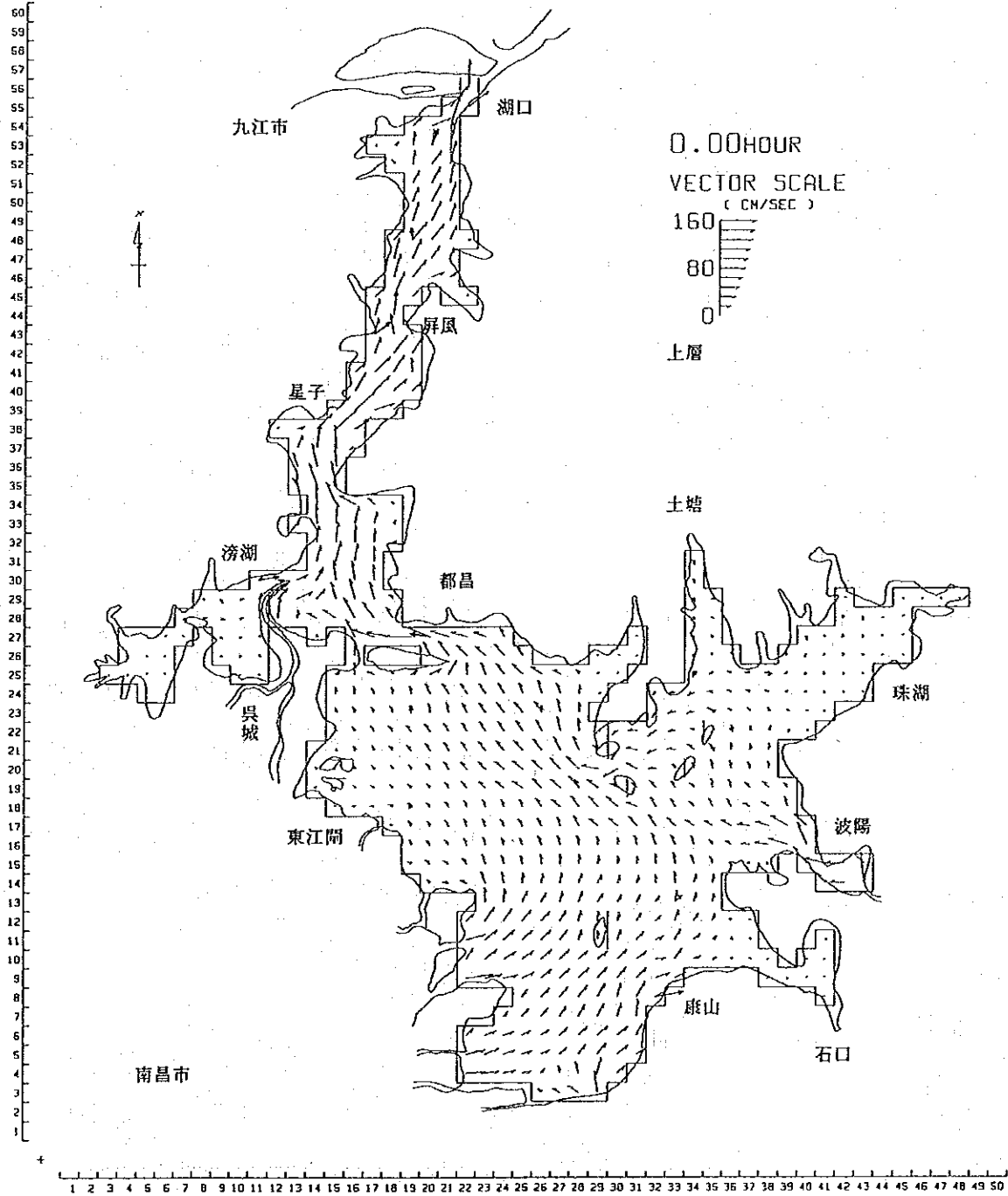


図-1.6-1(1) 満水期の流動計算結果(上層)

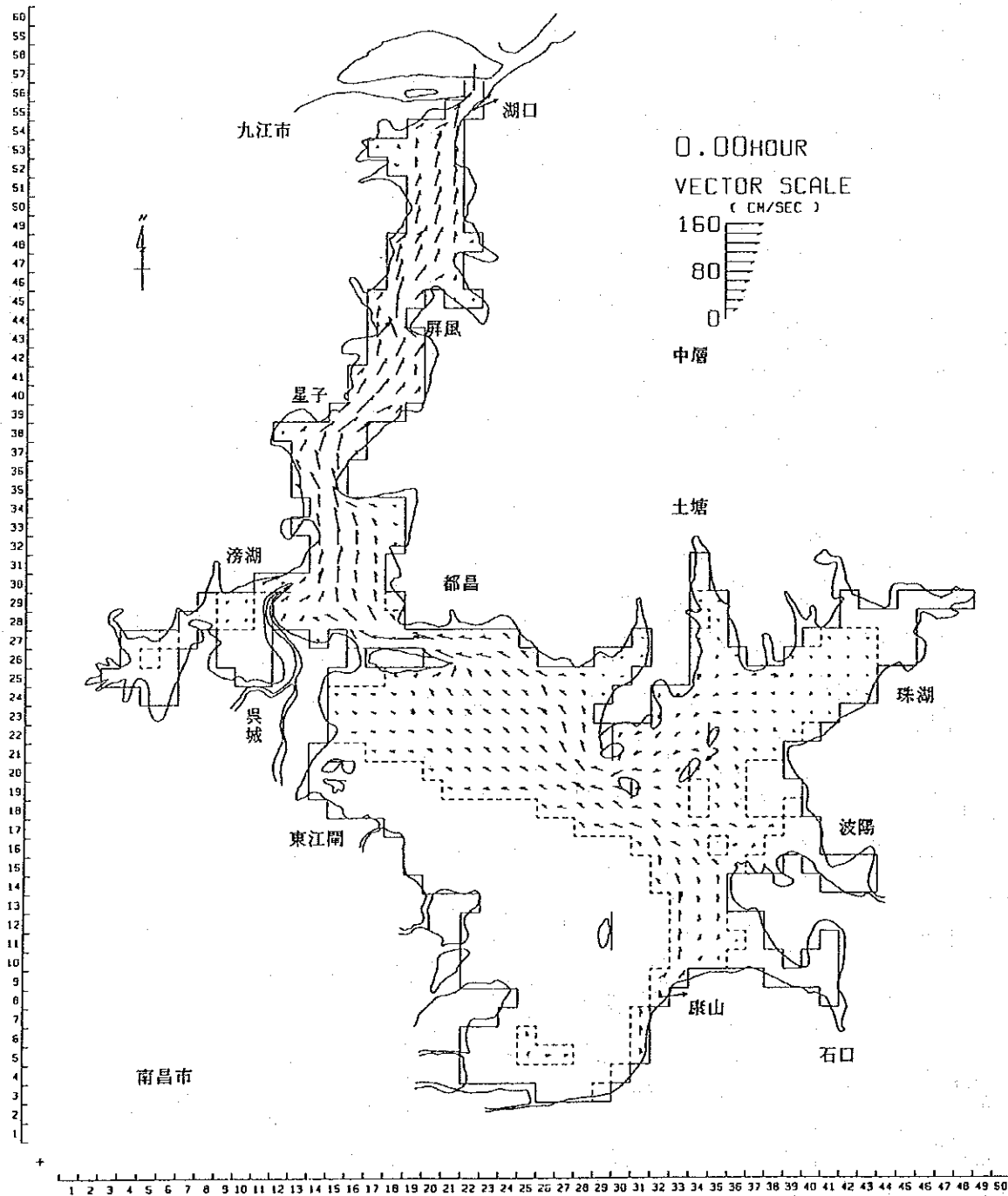


図-1.6-1(2) 満水期の流動計算結果(中層)

TPB=/ord4/suohi/esi/hanyo/tas/out/tpB.suu.g3

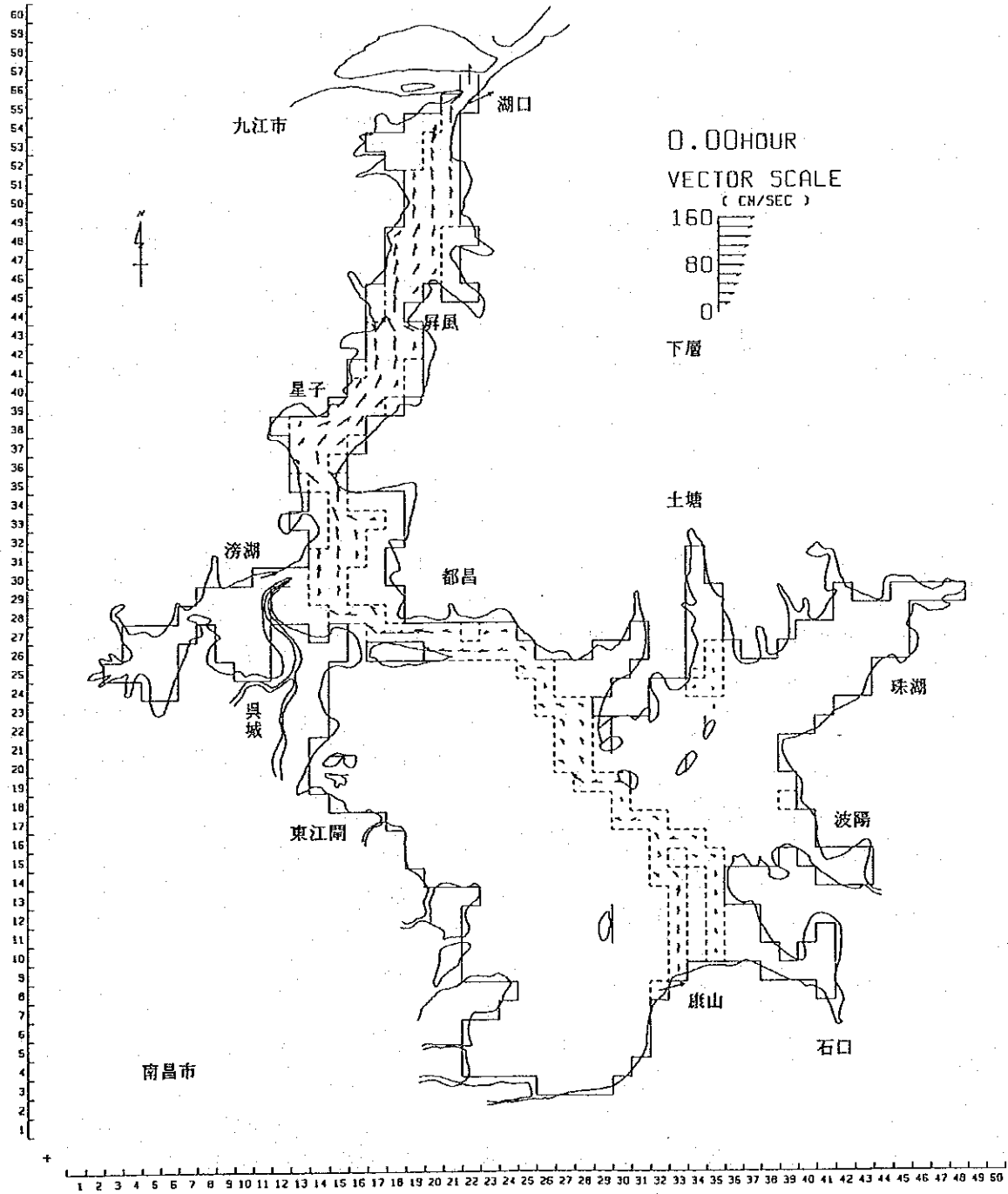


図-1.6-1(3) 満水期の流動計算結果(下層)

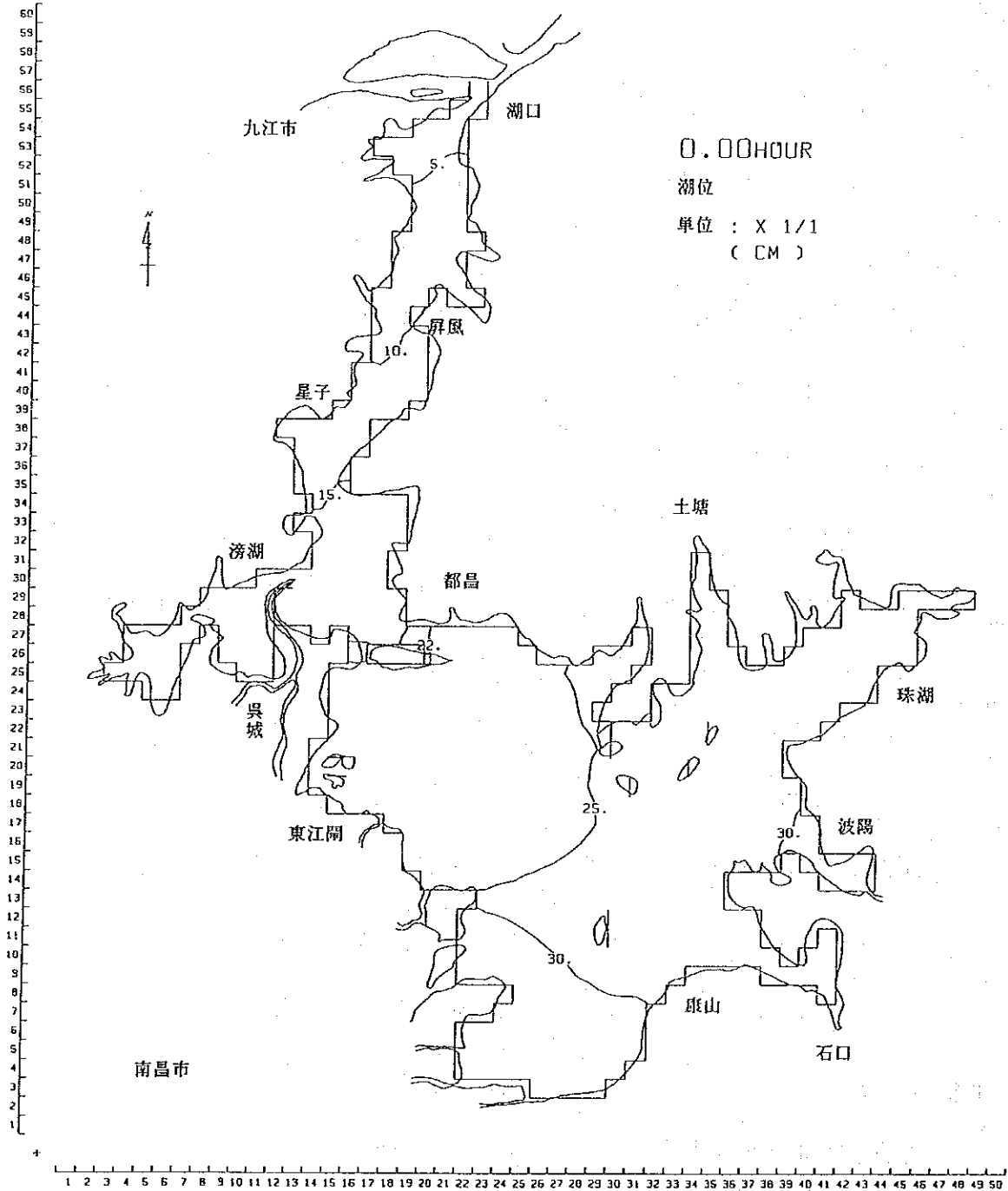


図 - 1.6-1(4) 満水期の水位計算結果

PLD=/nvd1/suohi/don/hanyo/data/pld/pld.nov
 DEP=/nvd1/suohi/don/hanyo/data/dep/trans/dep.nov.trans

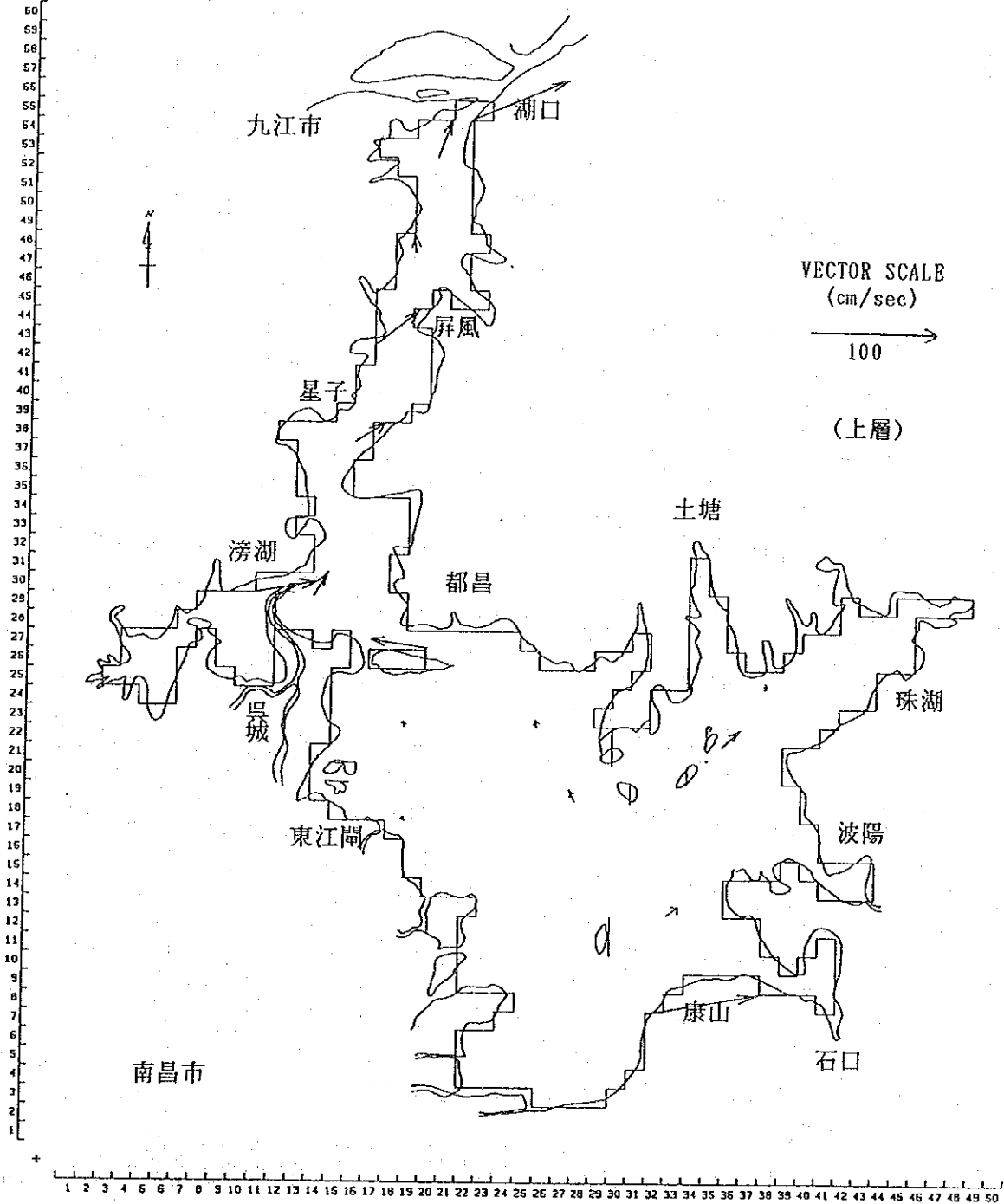


図-1.6-2(1) 3-満水期の流動観測結果 (上層)

PLD=/nvd1/suohi/don/hanyo/data/pld/pld.new
 DEP=/nvd1/suohi/don/hanyo/data/dep/trans/dep.new.trans

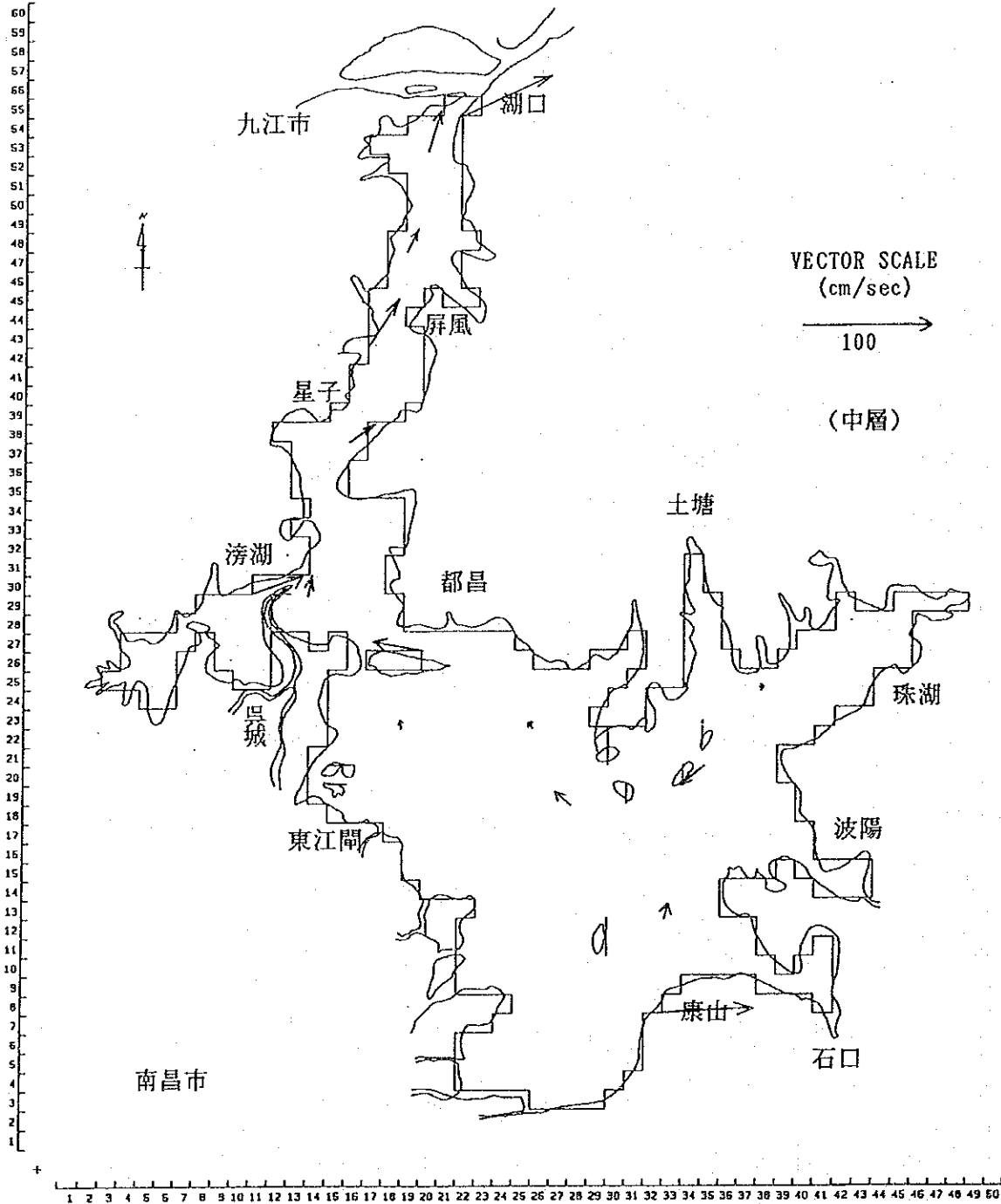


図-1.6-2(2) 満水期の流動観測結果 (中層)

PLD=/nvd1/suohi/don/hanyo/data/pld/pld.nov
 OEP=/nvd1/suohi/don/hanyo/data/dop/trans/dop.nov.trans

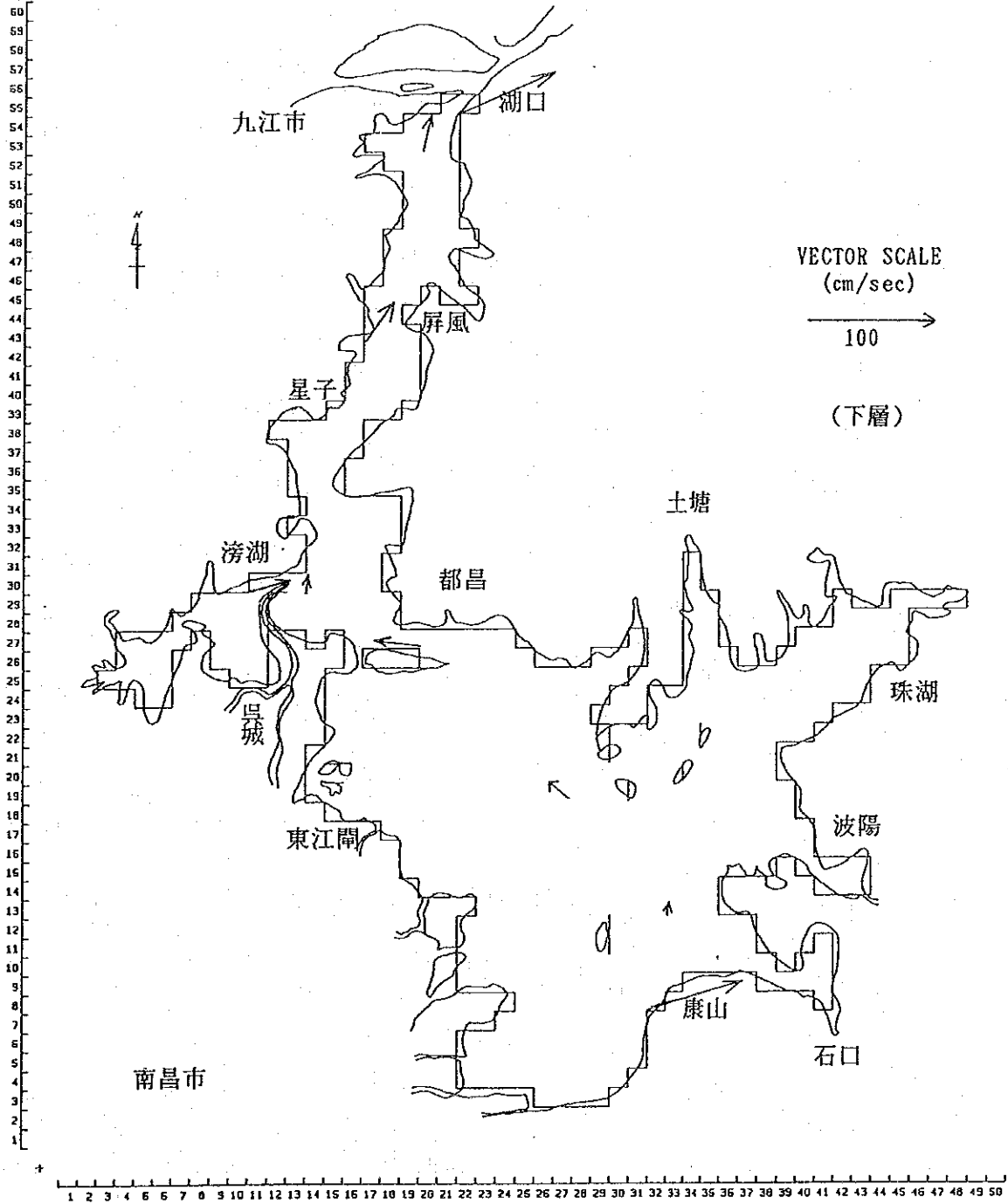


図-1.6-2(3) 満水期の流動観測結果(下層)

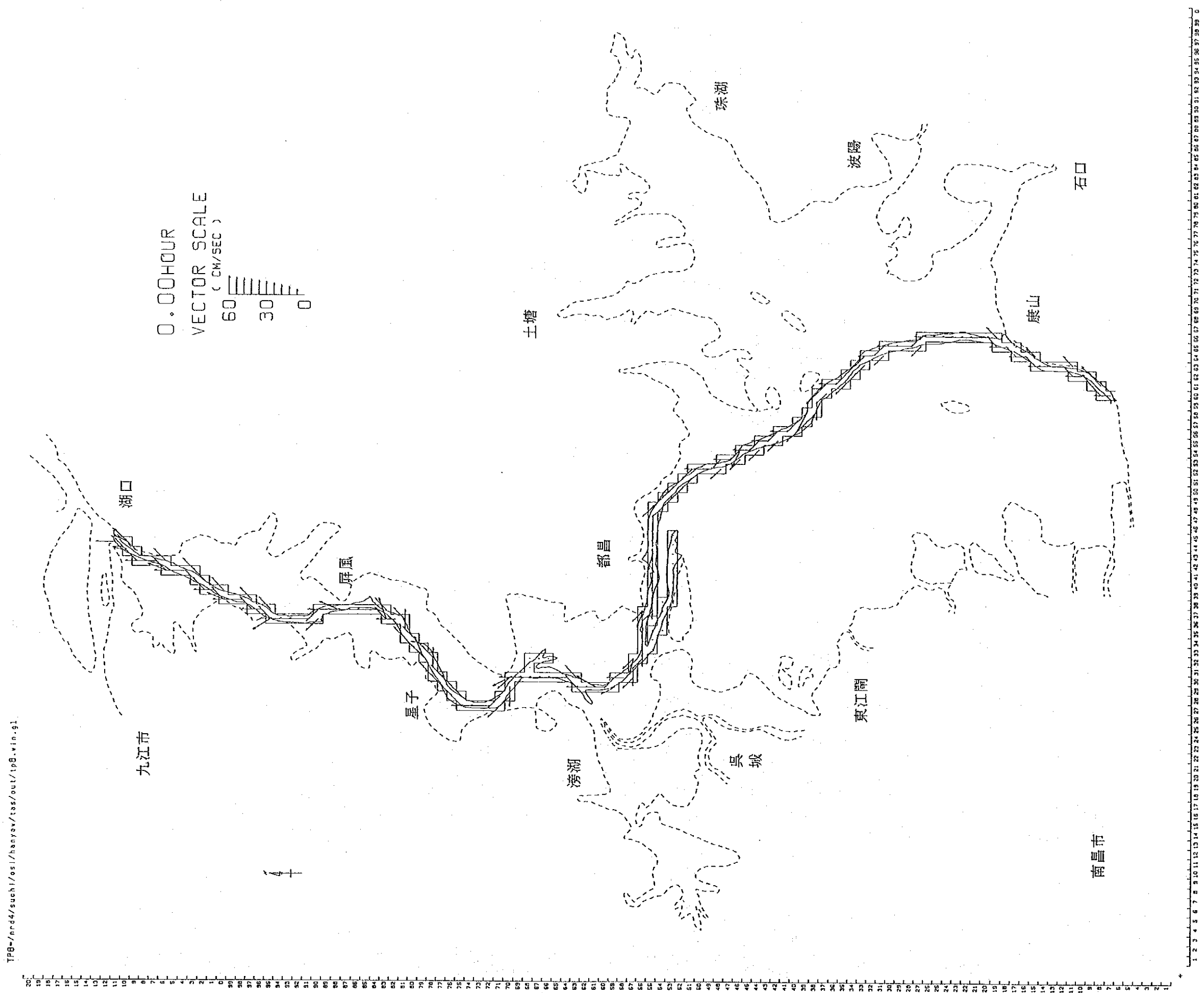


図-1.6-3(1) 湯水期の流動計算結果

TFB-nnda4/suchi/esi/henyo/tao/out/tp8.vin.g1

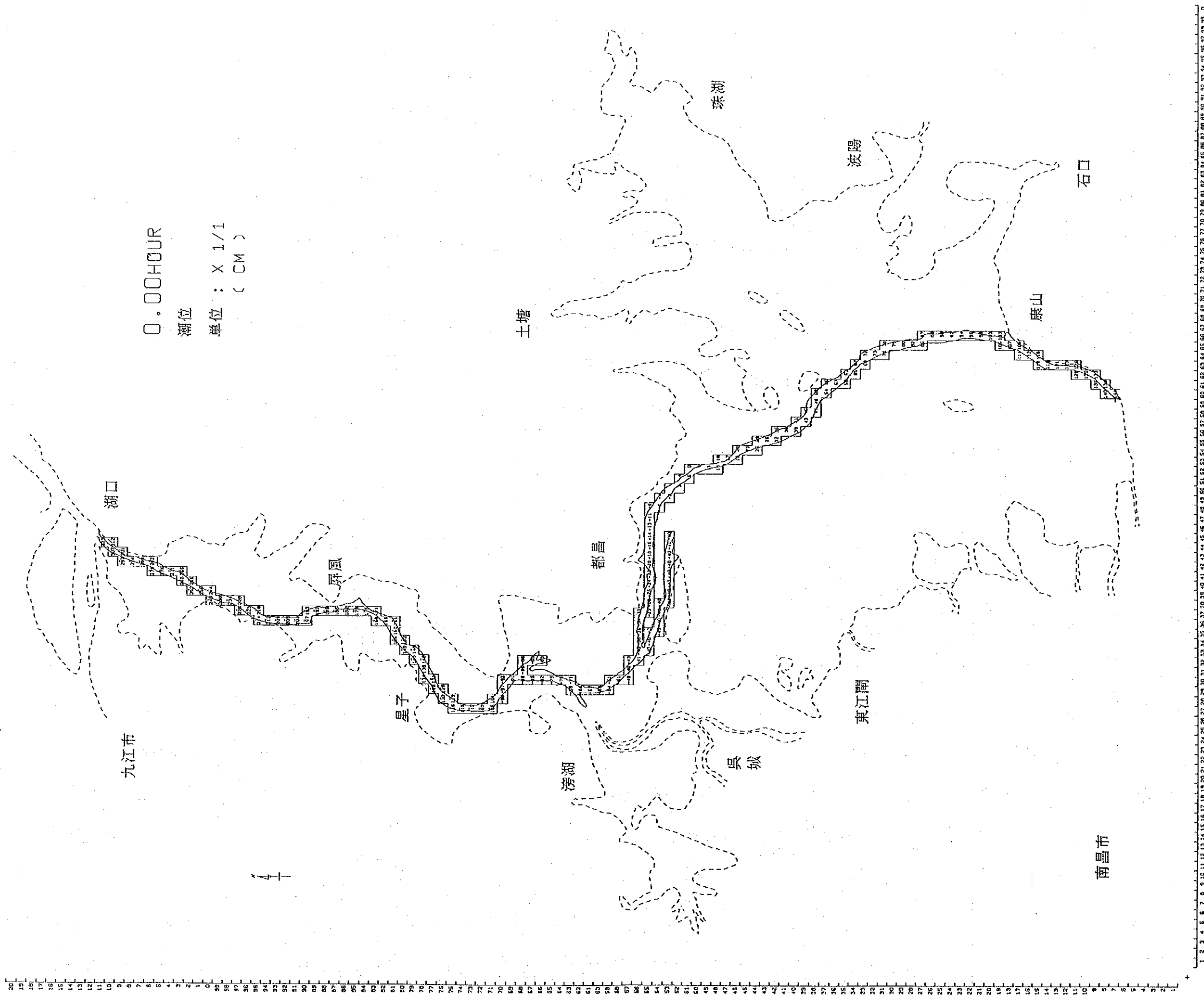


図-1.6-3(2) 洪水期の水位計算結果

