

# 人間活動の影響を考慮した水文・水資源モデルを用いた黄河流域の長期水収支解析

佐藤嘉展<sup>1</sup>・馬 燮銚<sup>2</sup>・徐 健青<sup>2</sup>・松岡真如<sup>3</sup>・福嶋義宏<sup>1</sup>

<sup>1</sup>総合地球環境学研究所・<sup>2</sup>地球環境フロンティア研究センター・<sup>3</sup>高知大学

## 1.はじめに

中国で第二の大型河川流域である黄河は、乾燥した気候条件と人口増加に伴う急速な水需要の増加により、近年、水資源の減少が深刻な問題となっている。特に、河口付近の利津では、河川水が河口に到達しない「断流」が1970年代から発生し、断流は1990年代の後半まで続いた。2000年以降は、小浪底ダム等の貯水池操作などの影響で深刻な断流は発生していないといわれているが、それは、限られた水資源量を再配分しているだけで、黄河下流域の水不足問題は根本的には解決されていない。ここでは、黄河下流域で水不足を引き起こす河川流量の減少要因を明らかにするため、黄河流域内の水収支が、過去40年間(1960–2000)にわたり、どこで、いつ、どれくらい変化したのかを、貯水池操作や灌漑取水、土地利用変化といった人間活動の影響を考慮した水文・水資源モデルを用いて解析した結果について報告する。

## 2.流域区分と水収支要素の定義

本研究では、黄河流域内の水収支をより詳しく解析するために、黄河流域を図1のように6つの流域に区分した。

単純化のため、各流域末端における河川流量は $Q_i$ 、区間降水量は $P_i$ 、区間損失量は $E_i$ 、 $i$ は流域番号( $i = 1 \sim 6$ )とし、区間損失量 $E_i$ は、以下の水収支式から求めた。

$$E_i = Q_{i-1} + P_i - Q_i \quad (i = 1 \sim 6, \text{ただし } Q_0 = 0) \quad (1)$$

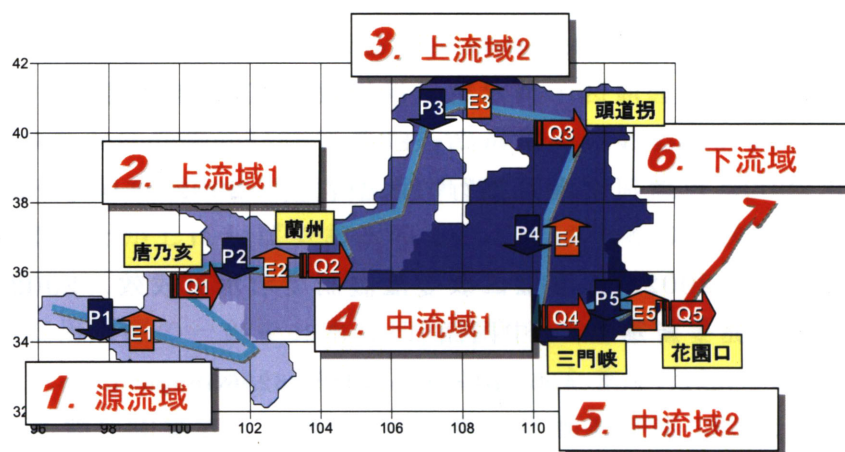


図1 流域区分

## 3.データ

標高データはUSGSのGTOPO30(図2a)を用いた。土地利用については、Matsuoka et al.(2005)の2000年の土地利用分類図(図2b)から、5つの地表面タイプ(1:裸地; 2:草地・農地; 3:森林地; 4:灌漑農地; 5:水面)に区分した。NDVIはNOAA-AVHRR imageの2000年のデータ(図2c)から推定した。気象データは、黄河流域内外の128気象ステーション(図2d)の1960年から2000年までの日データ(降水量・気温・風速・水蒸気圧・大気圧・日照時間)を用いた。これらのデータは、図2e(降水量データ)のような0.1度グリッドスケールのデータセットに変換された後、モデルの入力パラメータとして用いられた。

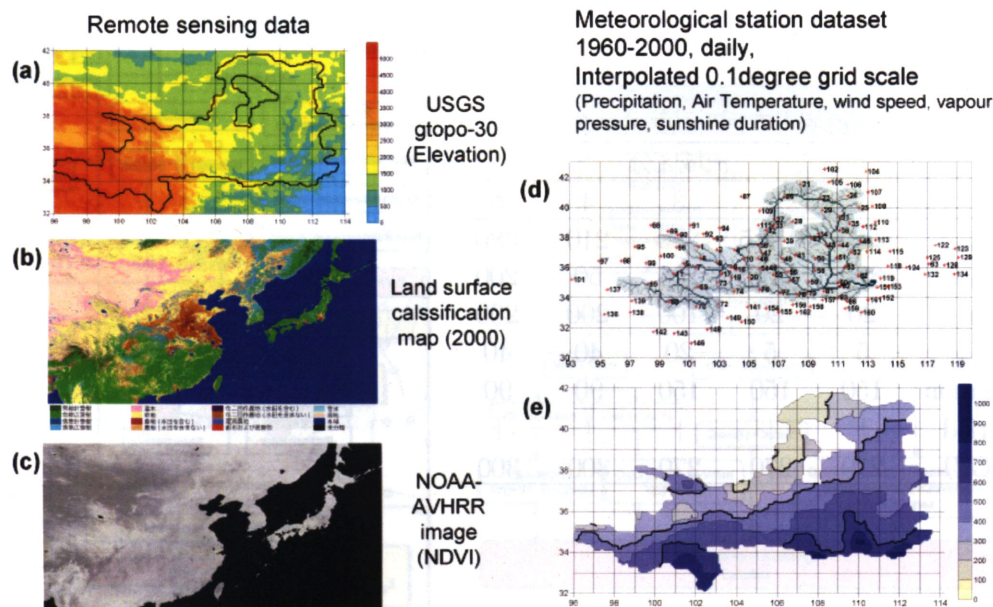


図2 本研究で用いた衛星データと気象データ

#### 4. モデルの概要

本研究では、水文モデルとして、SVATHYCY モデル (Ma and Fukushima, 2002)を用いたが、水収支をより厳密に評価するため、以下のような改良を加えた。

まず、各地表面タイプ別の LAI を NDVI の関数(Biftu and Gan, 2000)から以下のように求めた。

【草地・(非灌漑) 農地】

$$LAI = 0.21 \times \exp(NDVI/0.264) \quad (2)$$

【森林地】

$$LAI = 0.65 \times \exp(NDVI/0.34) \quad (3)$$

【灌漑農地】

$$LAI = -2.5 \times \ln(1.2 - 2NDVI) \quad (4)$$

なお、裸地の LAI は 0 とする。

次に、基準蒸発量は、近藤・徐(1997)の定義による厳密な熱収支計算に基づくポテンシャル蒸発量( $E_p$ )を適用し、土壌水分ストレスのかからない条件での最大蒸発散量( $E_{vt}$ )は、以下に示す LAI の関数 (近藤, 1998) から求めた。

$$E_{vt} E_p = 0.45 + 0.4\{1 - \exp(-1.5LAI)\} \quad (5)$$

水面と灌漑期間中の灌漑農地では、LAI の値にかかわらずポテンシャル蒸発が発生するとし、灌漑農地で降水量以上の蒸発損失がある場合には、不足量を河道から取水するようにした。灌漑期間は、式(4)で見積もられる LAI の季節変化パターンから推定した。最後に、土壌乾燥に伴う蒸発抑制を考慮した実蒸発散量( $E_a$ )は、以下の式で推定した。

$$E_a = E_{vt} \quad (S_t \geq S_{max}) \quad (6)$$

$$E_a = (S_t/S_{max}) E_{vt} \quad (S_{min} < S_t < S_{max}) \quad (7)$$

$$E_a = 0 \quad (S_t \leq 0) \quad (8)$$

ここで、 $S_t$  は土壌水分量(mm)であり、HYCYMODEL(Fukushima, 1988)の  $S_u$  (表層土壌タンク水量) と  $S_d$  (下層土壌タンク水量) の和である。 $S_{max}$  と  $S_{min}$  は流域毎の水収支が実測値と合うように経験的に決定した。本研究で用いた主要なモデルパラメータを表 1 に、モデルの基本構造を図 3 に示す。表 1 の  $D_{to}$  と  $D_{sig}$  は、直接流出発生に寄与する有効土壌層厚の平均値とその標準偏差であり、それ以外のパラメータは Ma and Fukushima (2002)と同じ値を用いた。

表1 黄河流域用モデルパラメータ

	流域区分				
	1	2	3	4	5
$S_{max}$	397.5	417.5	280	210	380
$S_{min}$	380	400	200	50	200
$D_{50}$	20	20	100	200	200
$D_{sig}$	5	5	20	40	40
Irrigation	150	150	150	90	90
Period					
(DOY)	270	270	270	300	300

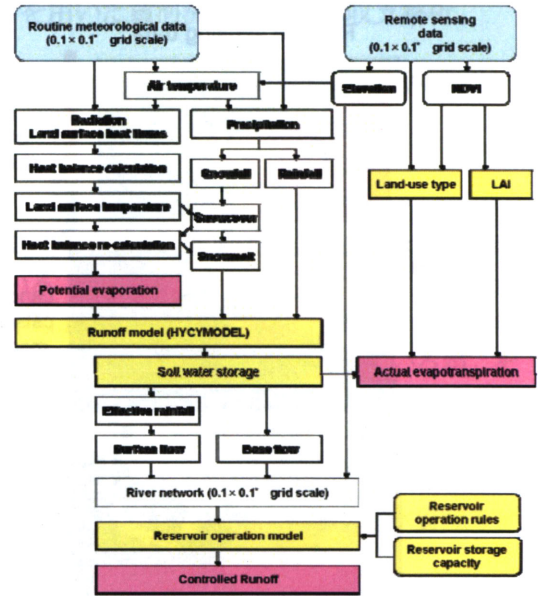


図3 水文・水資源モデルの概要

## 5. 結果と考察

### 5.1. 源流域水収支

図4に黄河源流域の長期水収支変化を示す。1960年から2000年までの平均値は、年降水量( $P_1$ )が627億 $m^3$ 、年損失量( $E_1$ )が418億 $m^3$ 、流域末端(唐乃亥)からの年流出量( $Q_1$ )が209億 $m^3$ であった。1960年代と1990年代の水収支を比較すると、 $P_1$ が25億 $m^3$ 減少し、 $E_1$ が13億 $m^3$ 増加し、 $Q_1$ が38億 $m^3$ 減少していた。モデルによる計算値は1960年代に $E_1$ を過小評価、 $Q_1$ を過大評価しているが、それ以外の期間ではモデルは黄河源流域の水収支を良好に再現していることがわかった。

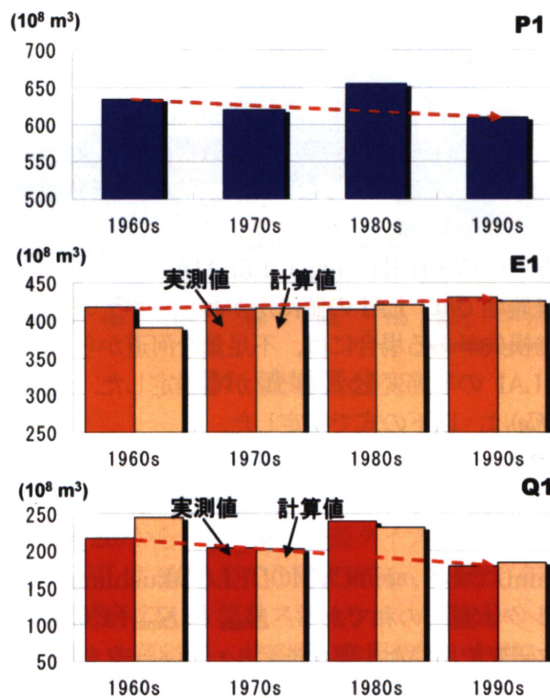


図4 黄河源流域における長期水収支変化

5.2.上流域 1 水収支

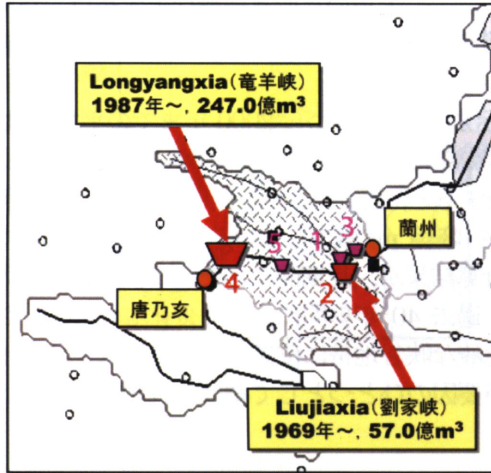


図5 黄河上流域の主要なダム

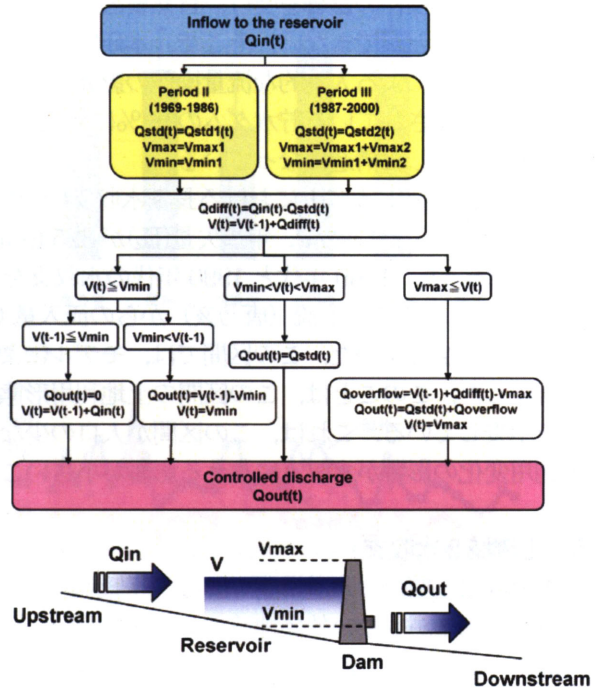


図6 貯水池操作モデルの概要

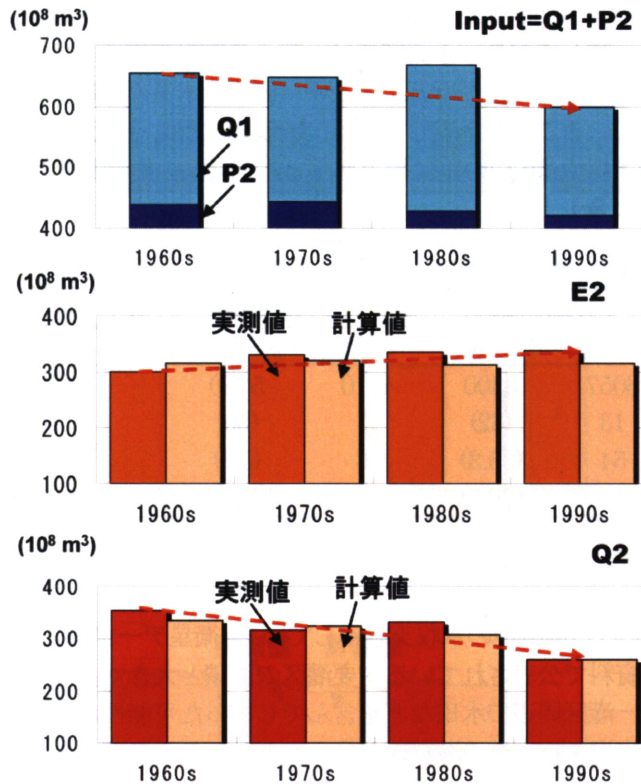


図7 黄河上流域1における長期水収支

上流域 1 (唐乃亥—蘭州間) は、高低差が比較的大きく、川幅が狭く、流量が比較的多いため、多数の貯水ダムが設置されている (図 5)。そのため、蘭州で観測される河川流量は、ダムによる人為的な貯水池操作の影響を受け、自然要因のみを考慮した水文モデルでは、河川流量の変化を良好に再現することができない。そこで、本研究では図 6 に示すような貯水池操作モデルを構築して、大型貯水ダムによる人為的な流量操作の影響も考慮した。ここで用いた貯水池操作モデルは、黄河上流域に設置されている貯水ダムの 99% に相当する制御容量を持つ、劉家峡ダムと竜羊峡ダムの運用状況に対応した構造になっている。

図 7 に、黄河上流域 1 における長期水収支の変化を示す。1960 年から 2000 年までの平均値は、年降水量( $P_2$ )が 431 億  $m^3$ 、年損失量( $E_2$ )が 325 億  $m^3$ 、流域末端 (蘭州) からの年流出量( $Q_2$ )が 315 億  $m^3$  であった。1960 年代と 1990 年代の水収支を比較すると、 $P_2$  が 19 億  $m^3$  減少し、 $E_2$  が 38 億  $m^3$  増加し、さらに、上流 (唐乃亥) からの流入量  $Q_1$  が 38 億  $m^3$  減少しているため、結局、 $Q_2$  は 95 億  $m^3$  減少していた。この区間では、モデルによる計算結果が、長期間にわたって実測値を良好に再現した。このことは、この区間の土地利用形態が、過去 40 年の間に大きく変化していないことを示唆している。これは、この区間が人口の少ない急峻な峡谷地帯に位置するため、人為的な土地利用変化の影響が水収支に与える影響が小さいことが要因のひとつとして挙げられる。

### 5.3. 上流域 2 水収支

上流域 2 (蘭州—頭道拐間) には、高低差の小さい平坦な土地が広がっているため、黄河流域内で最も降水量が少ない乾燥地域であるにもかかわらず、大規模な灌漑農業が行われている (図 8a)。一般に、上流から下流に行くにつれて、流域 (集水) 面積が増加するため、河川流量も増加することが多いが、黄河流域では、上流域 2 (頭道拐) と下流域 (利津) で、その上流側 (蘭州、花園口) よりも流量が減少している (図 8b)。これは、上流域 2 では、乾燥地で灌漑農業を行うことによって区間降水量を上回る蒸発損失が発生し、不足水量を上流から供給される河川流量の大量取水によって補っていることを示唆しており、下流域では、黄土高原から供給される大量の土砂の堆積によって天井川となっており、流域面積がほとんどない (区間降水量の供給がない) ところで、黄河の河川水を大量に取水していることを示唆している。上流域 2 では、上流から供給される蘭州流量( $Q_2$ )と区間から流出する頭道拐流量( $Q_3$ )の差は約 100 億  $m^3$  で、過去 40 年間の間にほとんど変化していないことがわかった (図 8c)。

表 2 灌漑地水収支 (単位 面積:  $km^2$ , 水量: 億  $m^3$ )

	1:青銅峡灌区		2:河套灌区		3:その他の灌漑地	合計(1+2+3)
	モデル	統計資料	モデル	統計資料	モデル	モデル
灌漑面積	6057	3300	4010	5760	6581	16648
降水量 (取水量)	13	(62)	9	(50)	14	36
蒸発散量 (排水量)	54	(35.3)	36	(5.3)	61	151
取水量* (消費量)	41	(26.7)	27	(44.7)	47	115

統計資料は渡邊・星川(2006)から引用；モデルの灌漑面積は衛星データを用いて推定した

\*取水量は 蒸発散量-降水量から推定した

表 2 は、上流域 2 における灌漑地の水収支を示している。衛星データから判別された灌漑面積 (モデル推定値) は、統計資料で公表されている主要灌区の面積と大きく異なった。モデルが青銅峡灌区を過大評価したのは、灌区周辺の水田などを含んでしまった可能性がある。一方、河套灌区を過小評価したのは、烏梁素海より東側の灌漑地が含まれなかった可能性がある。しかし、上流域 2 全体の水収支から見積もられた不足水量 (灌漑取水量) は約 115 億  $m^3$  となり、モデル計算によって見積もられる、非灌漑地からの流出量 (約 9 億  $m^3$ ) を差し引けば、結局、頭道拐流量は、蘭州流量より 106 億  $m^3$  減少することになり、これは実測流量の実態 (図 8c) とほぼ一致する。

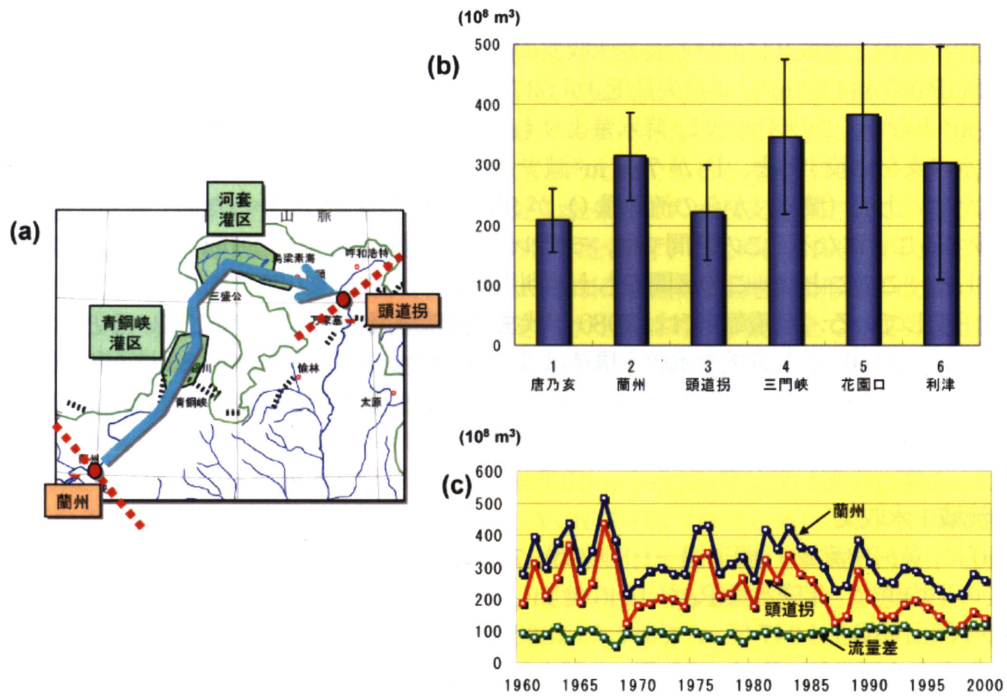


図8 黄河上流域2における実測流量の変化

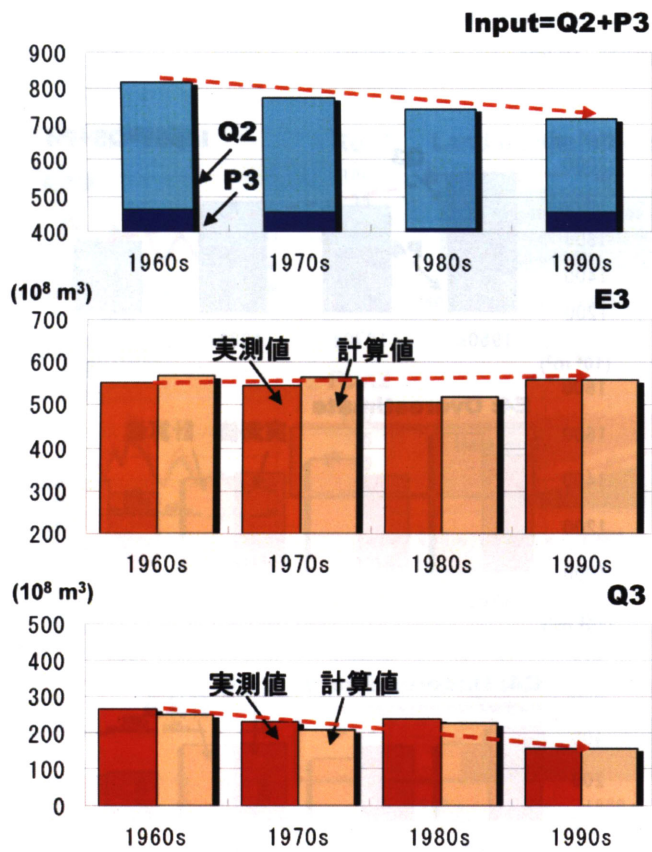


図9 黄河上流域2における長期水収支

図9に、黄河上流域2における長期水収支の変化を示す。1960年から2000年までの平均値は、年降水量( $P_3$ )が444億 $m^3$ 、年損失量( $E_3$ )が537億 $m^3$ 、流域末端(頭道拐)からの年流出量( $Q_3$ )が221億 $m^3$ となり、この区間では、降水量よりも蒸発散による損失量の方が多い。1960年代と1990年代の水収支を比較すると、 $P_3$ が7億 $m^3$ 減少し、 $E_3$ が8億 $m^3$ 増加しているが、その変化は小さい。しかし、上流(蘭州)からの流入量 $Q_2$ が95億 $m^3$ も減少しているため、結局、 $Q_3$ は110億 $m^3$ 減少することになる。この区間でも、モデルによる計算結果が、長期間にわたって実測値を良好に再現した。このことは、この区間でも土地利用形態が、過去40年の間に大きく変化していないことを示唆している。黄河流域では、1980年代までは灌漑農地面積が増加しているといわれている(Chen et al., 2003)が、長期的な水収支構造は変わっていないことから、灌漑農地面積の増加と同程度の面積が塩類集積などで放棄され、結局消費している水量は変化していない(実際に灌漑する面積は変わっていない)可能性が考えられた。

#### 5.4. 中流域1 水収支

図10に、黄河中流域1(頭道拐—三門峡間)における長期水収支の変化を示す。1960年から2000年までの平均値は、年降水量( $P_4$ )が1546億 $m^3$ 、年損失量( $E_4$ )が1420億 $m^3$ 、流域末端(三門峡)からの年流出量( $Q_4$ )が347億 $m^3$ であった。1960年代と1990年代の水収支を比較すると、 $P_4$ が259億 $m^3$ と大きく減少し、 $E_4$ も158億 $m^3$ 減少している。さらに、上流(頭道拐)からの流入量 $Q_3$ が110億 $m^3$ も減少しているため、結局、 $Q_4$ は211億 $m^3$ 減少することになる。黄河中流域の大部分は黄土高原に位置しているため、本研究ではHYCYMODELの土壌層厚パラメータ( $D_{50} \cdot D_{sig}$ )の値を源流域や上流域よりもかなり大きく設定した(表1参照)。これにより、直接流出が抑えられ、浸透量(土壌水分量)が増加するため、蒸発散量が多くなったが、モデルによる推定値は2000年における水収支を良好に再現した。

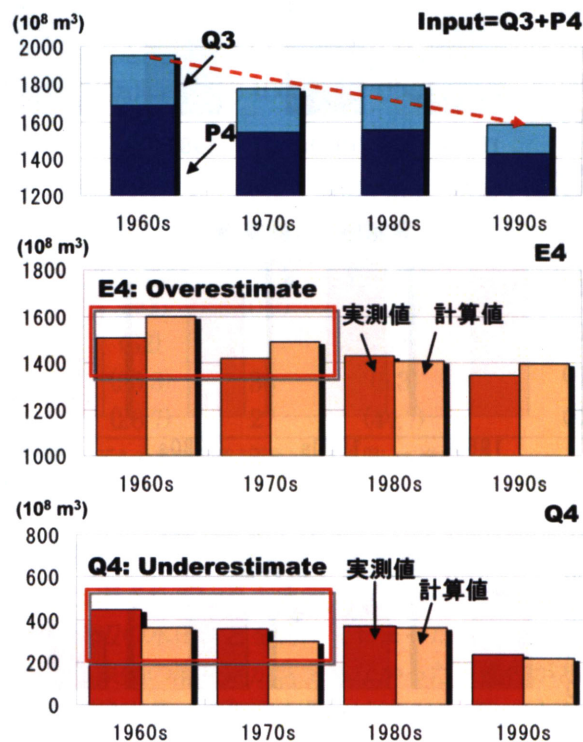


図10 黄河中流域1における長期水収支

しかし、水収支の長期的な変化を見ると、図 10b や図 10c の結果から、特に 1960 年代や 1970 年代にモデルが  $E_4$  を過大評価し、 $Q_4$  を過小評価していることがわかった。この誤差の主な原因は、本研究で用いたモデルでは、土地利用区分を 2000 年のデータを用いて決定し、そのパラメータを定数として、そのまま過去 40 年間にわたって適用したためであると考えられる。つまり、このモデルは、長期的な土地利用変化の影響がないと仮定した条件での水収支を推定していることになるが、黄河中流域では、黄土高原から黄河への土砂の流入を抑制するために、1960 年代から各地で水土保持対策事業が行われており、それに伴って、人為的に大規模な土地利用形態の改変が行われている。もちろん、黄土高原でこれまでに行われてきた水土保持対策事業の全てが成功したわけではないと考えられるが、少なくとも植生条件は徐々に回復し、それに伴って蒸発散量が長期的に変化している可能性が高い。そこで、ここでは 2000 年における植生被覆率 (VCR: Vegetation Cover Ratio) を 100% とし、VCR を変化させることに伴う水収支の変化を調べた。

図 11a は、VCR を 100% 固定したままの計算結果 (Run1) で、計算結果は過去に遡るにつれて過小評価となる傾向がみられた。次に、1960 年代の VCR を 0% (裸地状態) にし、それを 1990 年代までの間に徐々に増加させた場合の計算結果 (Run2) を図 11b に示す。この結果から、1960 年代を裸地状態とすると、蒸発散量が少なくなりすぎ、計算流量が過大評価となることがわかった。そこで、1960 年代の VCR を徐々に上げていき、過去 40 年間にわたって、ほぼ水収支が合う状態になった結果 (Run3) を図 11c に示す。Run3 では 1960 年代の VCR を 40% に設定している。このことは、2000 年の時点で植生に被覆されていた土地の約 60% が 1960 年代の時点では、裸地に近い状態であったことを示唆している。ここで用いた VCR には、灌漑地の面積は含まれていない。これは、黄河中流域でも灌漑面積 (統計資料公表値ではなく、実際に灌漑している面積) は、大きく変化していないと考えられたからである。図 11c で 1964 年にモデルの推定誤差が大きくなっているのは、この年の降水量が多かったために、三門峡ダムで流量を人為的に操作した可能性が考えられる。

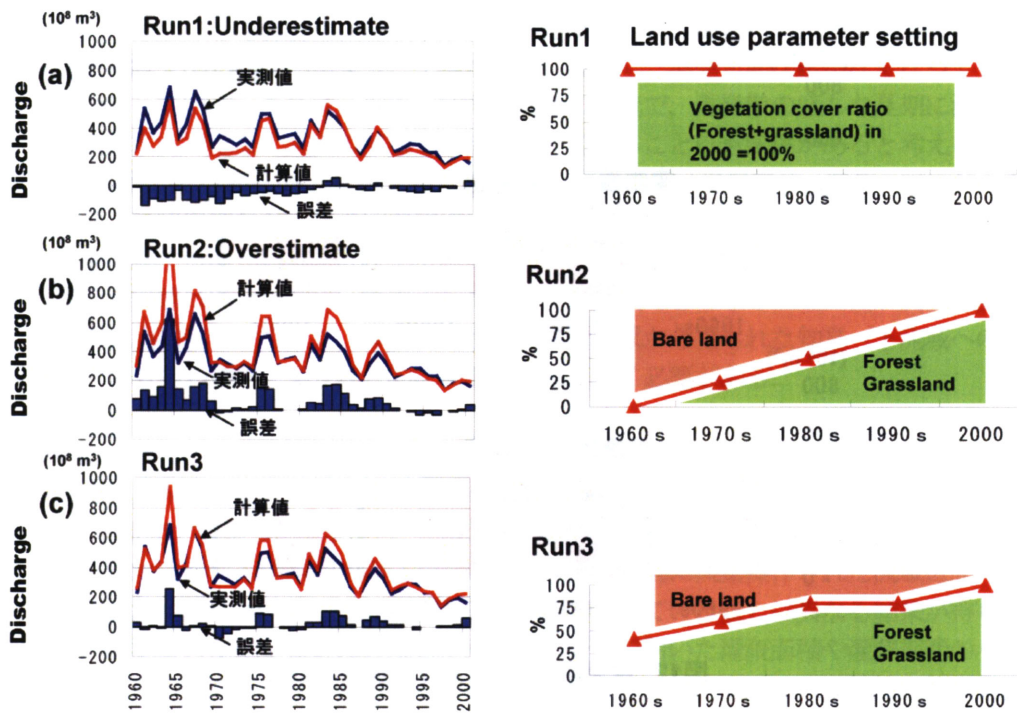


図11 黄河中流域1における長期土地利用変化の影響



### 5.5. 中流域2 水収支

中流域2（三門峡—花園口間）は、流域面積が小さい（黄河全流域の約5%）が、黄河流域内で最も降水量多い区間でもある。さらに、この区間に流入する2つの支流（沁河・伊洛河）は、黄河下流域への貴重な（土砂含有量の少ない）河川水の供給源となるため、この区間の水収支も無視することはできない。図12に、黄河中流域2における長期水収支の変化を示す。1960年から2000年までの平均値は、年降水量( $P_5$ )が268億 $m^3$ 、年損失量( $E_5$ )が231億 $m^3$ 、流域末端（花園口）からの年流出量( $Q_5$ )が384億 $m^3$ となった。したがって、区間流出量( $P_5 - E_5$ )は、37億 $m^3$ になる。したがって、花園口から下流域に供給される流量( $Q_5$ )の約10%が、この中流域2の区間の支流から供給されていることになる。今後、土砂濃度の低いこの区間からの流量を、いかに効率的に下流域に供給するかが、下流域の水資源管理にとって重要になるかもしれない。1960年代と1990年代の水収支を比較すると、 $P_4$ が30億 $m^3$ 減少し、 $E_3$ が7億 $m^3$ 増加している。さらに、上流（三門峡）からの流入量 $Q_4$ が211億 $m^3$ 減少しているため、結局、 $Q_5$ は248億 $m^3$ 減少した。この区間でも、モデルによる計算結果が、長期間にわたって実測値を良好に再現した。このことは、この区間でも土地利用形態が、過去40年の間に大きく変化していないことを示唆している。これも、この区間の大部分が山地峡谷部に相当するためであると考えられる。

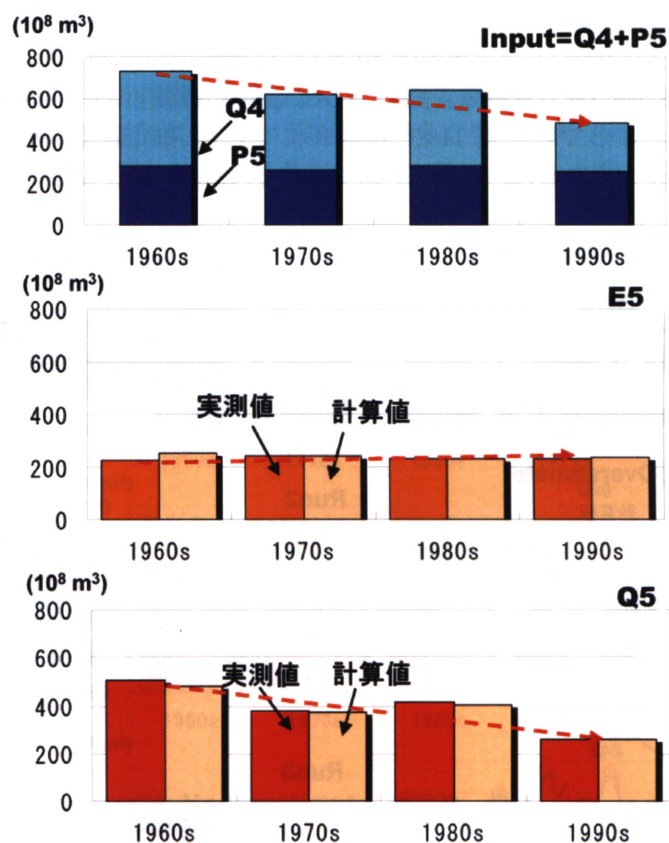


図12 黄河中流域2における長期水収支

## 6.まとめ

最後に、黄河流域全体の長期水収支の変化を図 13 に示す。図 13a は、6 つの流域区間別の実測流量と区間流出量の長期変化を示している。黄河流域では、すべての流域区間で、1960 年代よりも 1990 年代の河川流量は減少しており、その差は下流側ほど大きくなった。流域区間内からの流出量も、1960 年代から 1990 年代の間にすべての流域区間で減少した。流域 3 (上流域 2) と流域 6 (下流域) で、区間流出量が負の値になっているのは、区間降水量よりも蒸発散による損失量が多い (灌漑取水が行われている) ためである。なお、流域 6 の区間流出量については、区間降水量( $P_6$ ) が量的に無視できるので、花園口と利津間の流量差 ( $= Q_6 - Q_5$ ) から推定した。各流域区間における区間流出量の積算値が、最終的に流域 6 末端 (利津) の河川流量の減少量 (360 億  $m^3$ ) に相当する。そこで、各流域区間別の区間流出量の減少量を図 13b にまとめた。この図から、黄河下流域の河川流量減少量 (360 億  $m^3$ ) の約 30% (112 億  $m^3$ ) が、下流域内での灌漑取水量の増加に起因していることがわかる。残りの 248 億  $m^3$  が花園口流量の減少量になり、そのうちの 38 億  $m^3$  (15.3%) が源流域、57 億  $m^3$  (22.9%) が上流域 1、15 億  $m^3$  (6.0%) が上流域 2、101 億  $m^3$  (40.7%) が中流域 2、残りの 37 億  $m^3$  (14.9%) が中流域 2 における区間流量の減少に起因していることがわかった。黄河上流域 2 では、大規模な灌漑農業により大量の河川水を取水しているが、近年の黄河下流域の流量減少にはほとんど寄与していない (利津流量減少量の約 4.2%) ことがわかった。図 13b の結果から、黄河下流域の河川流量の減少は、主に源流域、上流域 1、および中流域 1 からの区間流出量の減少に起因し、特に中流域 2 (黄土高原を流れる支流からの流出量減少) の影響が大きいことがわかった。このことは、黄土高原の水土保持対策事業に伴う植生条件の人為的な (大規模な) 改変が、黄河下流域の水収支に大きな影響を与えていることを示唆している。

図 13c は、各区間流出減少の内訳を示している。黄河流域では、すべての流域区間で降水量が減少している。一方、蒸発散量は中流域 1 を除いて、増加する傾向が見られた。これは、黄河流域全体で気温が上昇 (温暖化) していることと関係があるかもしれない。中流域 1 (黄土高原) では、気温上昇だけでなく、植生の被覆率も増加しているため、蒸発散量は大きく増加すると思われたが、水収支解析の結果からは 158 億  $m^3$  減少する結果が得られた。これは、黄河中流域区間における急激な降水量の減少 (259 億  $m^3$ ) により、土壌が極端に乾燥し、蒸発可能な水がなくなってしまうことを示唆している。これは、近年、黄河中流域の支流で、蒸発散の盛んな夏期に流量が極端に低下し、黄河本流ではなく支流の末端で断流が起きていることにも関係があると考えられる。黄土高原では、黄河への土砂の流入を抑えるため、2000 年頃から「退耕還林・還草」プロジェクトを実施しており、急傾斜地などの不適切な耕作地を農地や草地に転換し、同時に、過放牧による牧草地の裸地化を抑制する取り組みを大規模に展開している。しかし、1990 年代の時点で、黄河中流域で利用可能な水資源はほとんど使い果たされており、中流域でさらなる植生回復が実現可能かどうかは、土砂の流出抑制だけでなく、本研究の水収支解析結果から得られた知見 (下流域への水資源供給可能性) ともあわせて、より総合的に検討を重ねていく必要がある。

## 7.おわりに

本研究では、人間活動の影響を考慮した水文・水資源モデルを用いた黄河流域の長期水収支解析を試みた。本研究で構築したモデルは、人為的な影響の少ない黄河源流域の水収支を良好に再現し、ダムによる貯水池操作モデルを組み込むことにより、人為的に流量操作された流域区間の水収支も良好に再現した。灌漑による取水量は、統計資料で報告されている値とは異なる結果が得られたが、水収支は、実測値の変化を良好に再現したため、本研究で用いた灌漑面積や灌漑期間のパラメータ設定は妥当なものであったと考えられる。黄河中流域では、黄土高原の水土保持対策事業により土地利用形態 (植生被覆率) が人為的に大きく改変されていることが示唆され、植生被覆率 (VCR) というパラメータで植生条件を変化させることで、その影響を定量的に評価できることがわかった。

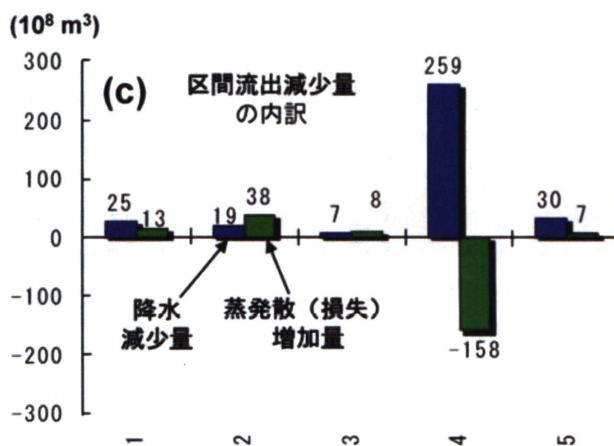
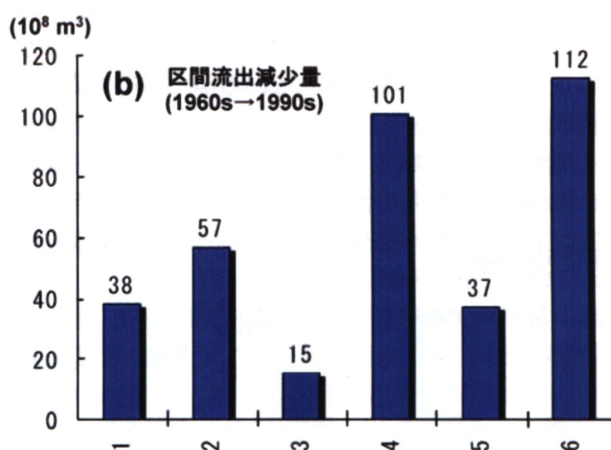
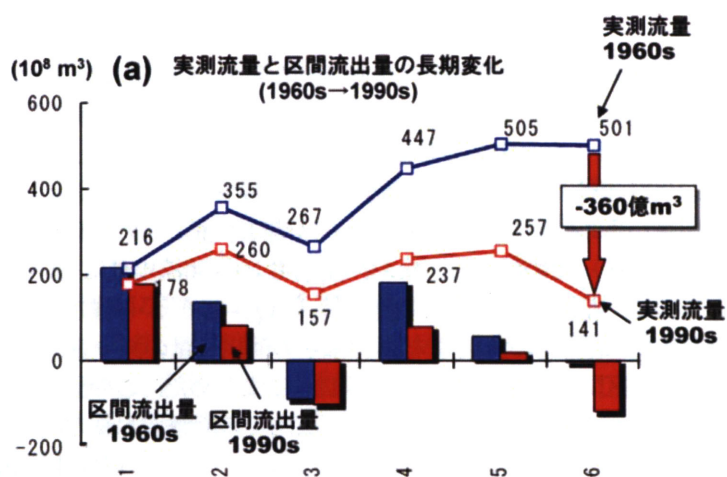


図13 黄河流域における長期水収支変化(1960s~1990s)

- 1 : 源流域 (唐乃亥)
- 2 : 上流域1 (唐乃亥 ~ 蘭州)
- 3 : 上流域2 (蘭州 ~ 頭道拐)
- 4 : 中流域1 (頭道拐 ~ 三門峽)
- 5 : 中流域2 (三門峽 ~ 花園口)
- 6 : 下流域 (花園口 ~ 利津)

## 引用文献

- Biftu G, Gan T. 2000. Assessment of evapotranspiration models applied to a watershed of Canadian prairies with mixed land-uses. *Hydrological Processes* **14**: 1305–1325.
- Chen J, He D, Cui S. 2003. The response of river water quality and quantity to the development of irrigated agriculture in the last 4 decades in the Yellow River Basin, China. *Water Resources Research* **39**, 1047, DOI: 10.1029/2001WR001234.
- Fukushima Y. 1988. A model of river flow forecasting for small forested mountain catchment. *Hydrological Processes* **2**: 167–185.
- Kondo J, Xu J. 1997. Potential evaporation and climatological wetness index. *Tenki: Journal of the Meteorological Society of Japan* **44**: 875–883 (in Japanese).
- Kondo J. 1998. Dependence of evapotranspiration on the precipitation amount and leaf area index for various vegetated surfaces. *Journal of the Japan Society of Hydrology and Water Resources* **11**: 679–693 (in Japanese with English summary).
- Ma X, Fukushima Y. 2002. Numerical model of river flow formation from small to large scale river basins. In *Mathematical Models of Large Watershed Hydrology*, Singh VP, Frevert DK (eds). Water Resources Publications: Highlands Ranch, CO: 433–470.
- Matsuoka M, Hayasaka Y, Fukushima Y, Honda Y. 2005. Land cover classification over the Yellow River domain using satellite data. *YRIS News Letter* **4**: 15–26.
- Watanabe T, Hoshikawa K. 2006. Water management in large irrigation districts of the Yellow River basin. *Journal of Arid Land Studies* **16**: 97–101 (in Japanese).