

地球規模の水循環システムから見た 1998 年夏の豪雨

Global Hydrologic Cycle and the Heavy Rainfall in Summer 1998

沖 大幹
Taikan Oki

1 はじめに

1998(平成 10) 年、巷間の話題となった洪水は中国の長江における数ヵ月にわたる洪水と 8 月末に福島県・栃木県での集中豪雨災害であろう。しかし、前者が流域面積約 180 万 km^2 の大河川において、数ヵ月にわたって例年よりも多雨であったことが洪水をもたらした被害を引き起こしたのに対し、後者では、ほんの数日の間に 1,000mm 前後の豪雨が狭い領域で降ったことにより局所的に壊滅的な被害がでており、両者は自然科学的にも、また、社会科学的にも異なった特徴を持っている。

さて一般に、ある現象の予測を考えた場合、

$$T_L > T_C + T_F + T_N \quad (1)$$

という条件が満たされていないと予測としては意味がない。ここで、 T_C はデータ収集時間であり、予測に必要な降水・融雪情報、あるいは流量データを取得・収集するのに要する時間である。 T_F は予測計算時間で、流量予測の算出に必要とされる時間である。最後の T_N は予測情報利用必要時間であり、利用者側に予測情報が伝達された後、その予測情報が有効に利用されるために必要とされる時間である。これに対し、 T_L は予測先行時間であり、予測開始時刻 (t_0) から利用者が満足できる予測精度を満たさなくなる時刻 (t_n) までの時間 (lead time) である。もし予測情報利用者の満足のいく精度で未来永劫にわたって予測が可能であるとしても、通常の‘降水-流出’モデルを利用する場合には降水が起点であるので、洪水ピークの予測では、洪水到達時間 T_P よりも長い時間にわたる予測は不可能であることになる。すなわち、

$$T_P \geq T_L(a) \quad (2)$$

である。もちろん、 T_P が充分長く、期待される予測精度も低くて、予測先行時間 (T_L) がほぼ T_P と同じ位に充分長い場合には、降水予測が特に必要なくなる状況も考えられる。たとえば、上流の流量観測地点から約 1 日かかって洪水が到達するような海外の地点を考える。 T_C は人手による電話を用いて 1 時間とし、予測は簡単な計算でほぼ即時にわかる ($T_F \approx 0$) が、伝達にはラジオ等のニュースと掲示板を用いて約半日かかるとする。しかし残りの 10 時間あまりで住民は避難、自衛的な水防活動などをすることが可能であり、降水予測がなくとも T_N に余裕があって、(1) 式が充分に満たされることになる。しかし、要求される予測精度が上がった場合や、そうした大きな河川以外の洪水については気象予測が重要となることはいうまでもない。実際、長江の洪水では、本来荆江分洪区へ分流すべき水位に達したにも関わらず、その後のさらなる洪水・水位の上昇が大きくはないという 1 週間先までの気象水文予測に基づいて分流をしない、という判断をした。また、現在社会資本整備には 20 年~30 年という歳月を要することも多く、そうした先の水循環状況 (と社会的状況) を的確に想定して計画を策定する必要がある。こうした時間スケールに対しては空間的にもグローバルに考えざるをえない。

そこで、本稿では、グローバルな水循環という視点からそうした豪雨に関して現象を解明し、予測の精度を上げ、災害軽減に役立てようという研究の現状について紹介する。まず、前半では長江の洪水とそれをも

たらし豪雨の概要について、現地調査の結果も踏まえながら紹介する。そして、後半では、グローバルな気候・水循環を予測する際に用いられる大気大循環モデル (GCM; General Circulation Model) での河川モデルの現状、そして、GCM で陸面植生過程を受け持っている陸面モデル (Land Surface Model) を用いたグローバルな水・エネルギーバランス推定結果の河川流量による検証を紹介して、将来的な水循環予測の展望について述べる。

2 長江における 1998 年夏の洪水の気象水文概況

1998 年の長江洪水を考える気象水文の観点は次の 3 つに分けるべきであろう。

- なぜ例年よりも大雨が降ったのか。また、ピーク量、分布 (場所)、継続時間等について実態はどうであったのか。
- 雨量の割に流量は大きかったのかどうか。
- 流量の割に水位が高かったのかどうか。

上記比較は前回の大洪水である 1954 年の洪水に比較して論じられるのが普通である。

以下では、土木学会水理委員会で開催された調査団 [玉井, 1999] の資料に基づいて、長江流域の気象水文観測と、1998 年の概況について紹介する。

2.1 長江流域の水文観測と予警報

2.1.1 流量観測

1998 年 11 月に実際に訪問した 3 箇所の流量観測地点の状況を下に記す。これらの地点の流量データは 1986 年までについては赤本と呼ばれる流量年表が出版されていたので広く利用可能であるが、それ以降のデータは入手は容易ではない。

漢口 (Hankou): 114.28E、30.58N。集水面積 148.8 万 km^2 、年平均流出高 494mm、集水域内参考年降雨量約 900mm。武漢市内。1866 年以降のデータが蓄積されている。

ここでは水位のみ測っており、流量観測は 3~4km 下流で鉛魚 (lead fish) を用い、兩岸に張り渡されたケーブルから 13~14 断面 5 深度で行なっているという。水位が 0.7m 変化すると流量観測を行なう規則だが、洪水期には毎日朝 8~11 時まで 3 時間かけて測定しているそうだ。水位は毎日 2 回 8 時と 20 時。変化が 0.25~0.5m/日の時には 1 日 4 回、それ以上の時には 3 時間おき、ピークは毎時、時によっては 30 分間隔で目視により水位を記録しているそうだ。水位が 18m 以上の時にはフロート式を補助として利用しているという。

沙市 (Shashi): 荊州市内。1877 年以降のデータが蓄積されている。荊江大堤のすぐ上流にあり、この地点の水位が 45m を越えると荊江分洪区へ分流するという基準地点となっている。

水位はここで、流量は 4km 下流で測定。船 (水文 111 号) で流速計で測定。1 級水質監視所でもある。12~13 測線 2 深度での流量測定。18 人のスタッフ。河幅は最大時で 1,200m 位。1998 年は 1/30 確率の洪水で、8 月 17 日午前 9~10 時が最高水位であった。荊江大堤天端より 2m 下まで来たそうだ。その時の流量 53,700 m^3/s 。

城陵磯 (Chenglingji): 洞庭湖出口 (長江合流点)。最高水位は 1954 年 34.54m、1996 年 35.31m、1998 年 35.94m。洪水時には 30 分毎に水位通報。35,000 m^3/s 流れた。ここは長江合流点まで 4km 位。洞庭湖には 7 箇所水位観測所があるそうだ。

2.2 雨量観測

長江水利委員会によると、長江流域に約 1,000 地点の観測点があり、そのうち長江水利委員会分は 200 位あるそうだ。降雨、水位、流量、蒸発などを測定していて、その多くは川沿いに位置している。他の station は各省や市が管理している。情報収集手段は電報と広域ネットワーク。水利部が大都市、中都市にはネットワークを設置している。山間部ではマイクロ波。電話は応急の場合のみ。コンピュータで自動的に受信。電文を処理し、データベースに入力し、検索、解析を行なうそうである。

湖北省水利局で聞いたところによると、例えば 18,800km² の九江市では市内 200 箇所で雨を測っているそうである。降雨量は一般的には毎日、場合によっては 6 時間毎に測定する。豪雨ではもっと頻度を上げる。水文 station は降雨、蒸発量など。1 日 1 回測定。気温は気象局で測定している。今年は水位を 1 時間置きに報告した。水利委員会が定めた規則にしたがって各地点から報告が出る。現場判断。したがって real time 予報で、普段は毎日定時的に予報。異常状況では追加。水文情報の収集手段が立ち後れており、時として朝 8 時のデータが集まるのに 2 時間以上かかるのが問題であり、今後の資本投下が望まれるとのことであった。

2.3 洪水防御計画・体系、洪水予報・警報

長江水利委員会によると水文観測、予報の現状は次のようである。

予報は、短期降雨予報、短期洪水予報、中期長期水文気象予報をしている。予報手段は人とコンピュータ模型の組合せ。短期降雨予報は主に天気図法、日本/ECMWF の数値予報 product を利用。1～3 日間先まで。中国気象局の予報も利用。短期洪水予報は国内外で数学モデル。一つの体系(システム)だが、ここでは概念的モデルと雨の予報値を利用している。モデル自体はタンクモデルに似た新アンチャンモデル。上流では 1～3 日、中下流では 5 日先までを予報する。水位の情報も利用している。中期長期水文気象予報では、主に雨量、水位の月別、年間別、最大値、最小値、平均値、および降雨量の傾向的解析を行なう。気候解析、歴史資料に基づいて行なう。山津波用の予報や警報のテストはやっているが開発の初期段階である。予報結果は各地方自治体の防洪指揮部に電報、電話、最近では fax、などを用いて伝えている。

この予報結果が地方にも伝達されていて、例えば九江市当局では、20 時間以内の予測は降雨量、水位、流量いずれも精度が高い、と言っていた。湖北省水利局でも、今年の予報でも 8 つのピークはほぼ予報していただいた中において個別的中率は 90% 位であると言っていた。岳陽市で聞いた話でも、洪水予報警報システムの的中率は比較的良く、1 週間以内先までの水文と気象の予報が行なわれているうち、水文予報はまあまあだが、気象予測は簡単ではないが難しかったが今年は割と良く当たったとのことであった。1996 年の気象予測は難しかったそうだ。この場合には長江委員会が行なっている予測を岳陽市が利用している。

なお胡先生によると、いくつかの小流域に分けて、新安江モデルでもタンクモデルでもそれぞれ合致がよいものを利用しているそうである。逆に、流域一貫してひとつの手法で流量予測を行っているわけではないそうである。

なお、長江は 1954 年洪水を基本として設計されているが、中小河川は 1/50 とか農村では 1/20 とかを最悪になる期間(1 日降水量や 3 日降水量など)で計画を策定しているそうだ。

2.4 1998 年の洪水の水文気象学的状況

2.4.1 洪水の概要

1998 年の洪水について『異常気象が主要因である』というのが中国側の一貫した主張である。

これまでの洪水に関する中国側の見解は次のようである。

長江の洪水の原因は一つには豪雨、もう一つには洪水が重なることによる。長江の豪雨は主に太平洋の副熱帯(亜熱帯)高圧帯による。一般的には 5-6 月に雨季に入り、下流から雨季となる。亜熱帯高圧帯は北西に移動し、長江でも雨が降るようになる。異なった豪雨が異なった洪水を形成

し、それらが遭遇する形式も異なる。1954 年も今年も、まず下流で洪水となり、その時点で豪雨が上流に行くと、下流水位が高く疎通能力がないため洪水被害となる。

歴史的には宜昌より下の中下流ではこの 2,000 年間で 200 回位洪水が発生しているとのことである。1998 年の洪水の特徴としてあげられるのは次の通りである。

- 水位が高いこと
- 降水持続時間が長い。6-8 月で 31 日も降雨日数があった(九江市による)。
- 洪水継続時間が長いこと(80 日間; 長江水利委員会による)
- 8 回の洪水ピークがあった←降水が集中して継続したことを反映。ただし、1954 年にも 8 回のピークがあったそう(荊州市水利局)。
- 沙市で 45.22m が今年の最高水位で、45m という設計値を 22cm 越えたため、本来は分洪の必要があったこと。これは 1954 年の最高水位よりも 55cm 高かった。8 つめのうち第 6 のピークがそれであった。

また、中国側(長江水利委員会)の説明によれば、解析した結果今年の洪水を形成した原因は気候であり、森林伐採や土地利用変化はあまり大きな影響を与えていないという。今回は中部に雨が多く、上流からの洪水ではなくそこに降った雨による被害が主であった様だ。また、堤防の整備にとまって内水による被害も増えている様に感じられた。

九江市洪水状況:

- (i) 1998 年の洪水の特徴は長い継続時間。警戒水位 19.95m を 93 日間、22.02m を 40 日間越えた。
- (ii) 洪水規模としては 2 番目。九江では 23.03m の max level。歴史記録を 0.83m 越えた。湖口の 23.8m は既往最大を 0.78m 越えた。
- (iii) 流量が多い。max. $7.35 \text{ 万 m}^3/\text{s}$ 。これは 1954 年よりは少ない。長期平均流量は 1954 年よりも多い。
- (iv) 水位上昇が速かった。15m~21.12m へ。
- (v) 水位上昇幅が大きい。1 日最大上昇幅 0.77m。6 月 13 日~7 月 14 日に平均 0.34m/日上昇した。
- (vi) 翻陽湖の流出量が多かった。6 月 12 日以降の 27 日間に、245.69t 増えた。最大流入量 $5.9 \text{ 万 m}^3/\text{s}$ 、最大流出量 $3.19 \text{ 万 m}^3/\text{s}$ 。1954 年は、最大流入量 $4.34 \text{ 万 m}^3/\text{s}$ 、最大流出量 $2.88 \text{ 万 m}^3/\text{s}$ であった。

2.4.2 1954 年と 1998 年の洪水の比較

	1954	1998
流域平均降水量(6.10~8.20)	674 mm	577 mm
Runoff volume Yichang	339 BCM	300 BCM
Hankou	537 BCM	500 BCM

河底が上昇しているの、水位が高くて volume は多くない。sediment load のため、河底が上がったのが原因であると言える。1995 年や 1996 年に今回よりは低い、1954 年よりは高い水位が観測された時に、河道の流下能力に関する問題が認識されたのではないかと思う。

宜昌では 1954 年と同じくらいだが中下流は 1954 年よりも大きい。これは洪水と降雨のタイミングの問題である。中下流(2つの湖)での梅雨入り、7月上旬には降雨帯が北西および漢江流域に移動。下流で洪水が下がっていない時に上流で降ったので洪水となった。7月下旬には洞庭湖翻陽湖に戻ってきて、8月には再び北上した。宜昌では一カ月間 $50,000 \text{ m}^3/\text{s}$ を維持した。

1954 年には荊江分洪区やその他の遊水池にも水が入った。武漢も 1954 年は入ったが今年はなかった。もし荊江分洪区を利用しなかったら 1954 年の水位は今年よりも高かったはずだ。今年は上流のダム、荊江にあるダム、カシューハダムによってかなり流量減少に効果があった。

Station	Name	1954	1998	Record	(Year)	記録
宜昌	Yichang	55.73	54.50	55.92	(1896)	
沙市	Shashi	44.67	45.22	44.67	(1954)	X
監利	Jianli	36.57	38.31	37.06	(1996)	X
城陵磯	Chengliangji	34.55	35.92	35.31	(1996)	X
螺山	Luoshan	33.17	34.95	34.17	(1996)	X
漢口	Hankou	29.73	29.43	29.73	(1954)	
九江	Jiujiang	21.87	23.03	22.20	(1995)	X
湖口	Hukou	21.68	22.58	21.80	(1995)	X

荊州市(沙市)では継続時間が1998年の方が1954年よりも長かった。44m 越が15日間。1954年は1日。5-8月の総流量: 1954年は2696億 m^3 , 1998年は2861億 m^3 。165億 m^3 違う。1998年は1954年よりもピーク流量で3,700 m^3/s 多かった。

九江市では、降雨量は、エルニーニョと複合高気圧の影響で台風の影響は少なかったが6-8月の降水量は1058.5mmで1954年よりも34.5mm多い。また降雨強度も高く最大153.8mm/dayであった(1954年は126.5mm/day)。

岳陽市では、長江に8つのピークが来たうち7回が35.31m(城陵磯)という1996年のピークを越えた。また、洪水ピークが重なりあって流量が大きかったこと。洞庭湖の水位が下らない原因は、4つの支流の洪水が長江本流の洪水と重なったためである。1998年の6月27日7時から29日の9時まで26時間で城陵磯の水位は防洪水位の31mから危険水位の33mまで上がった。さらに6月29日から9月14日まで危険水位33m以上の水位が78日間維持された。今までの通常の洪水では持続期間が1ヶ月足らずであった。

また、昔から武漢に住んでいるという男性からの聞き取り調査によると、1954年と1998年の洪水の違いは、雨が強かったことだとのいう。1998年は強い雨が降って2-3時間1.5m程度の浸水が7-8回生じたとその地元の人は話してくれた。1998年の春節にできたばかりのレストランも、洪水で1m位浸かることが何度もあった。100年確率の激しい降雨があったのだという。

Precipitation Anomaly (mm in Jun.-Aug.,1998)

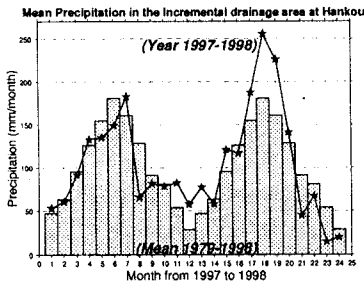


図 1: 1997 年～98 年の Hankou 集水域における平均月降水量 (折れ線グラフ) と平年値 (棒グラフ)。[mm/月]

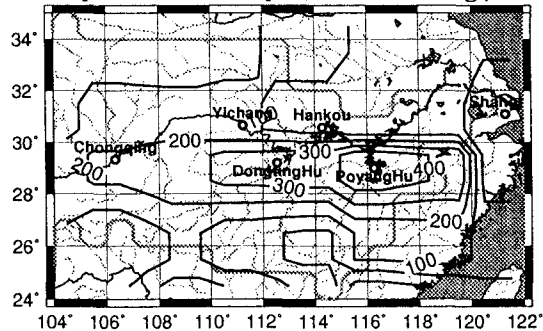


図 2: 1998 年 6 月～8 月の長江流域における総降水量の平年偏差 (mm)

2.4.3 降雨の概要

中国の雨量データは必ずしも入手が容易ではないので、ここでは NOAA の Xie and Arkin[Xie and Arkin, 1997] が作成している CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP) (<ftp://ftp.ncep.noaa.gov/pub/precip/cn>) を利用した結果を示す。CMAP では雨量計データ、各種衛星データなどに基づいて全球 2.5 度グリッドで月降水量が推定されていて、1979 年から 1998 年末までのデータが作成されている。

平年の降水量は、6月から7月にかけてピークを持つような年変化を示す(Yichang(宜昌)よりも下流のHankou(漢口)の集水域平均の降水量を平均値と比較した図-1参照)。この際、降雨帯(広義の梅雨前線)は下流の東南部から北西方向の中流から上流部へと移動する。

これに対し、1998年洪水に至る降雨経過は次の様であった。まず、南方では昨年冬から雨が多く、春季には長江全流域で3月の降雨が多かった。それは、1997年11月から1998年3月にかけての降水量が平年値の4~5倍であったという記録に現れている。4-5月の長江中・下流域の降雨は平年よりも少なかったが、その後6月の12日から27日に江南地区で雨が降り続いた。更に翌月7月20日以降、Wuhan(武漢)に豪雨がもたらされ、江南北部、四川東部で連続して雨が降った。これが月末まで続いた。6月の大雨は梅雨前線によるものであるが、通常亜熱帯高気圧配下に収まるはずの7月になっても長江中下流部は高気圧の上端に位置することになり、通常はあまり雨が降らない7月の大雨によって洪水が深刻になった。これは、例年ならば7月には北緯28度まで北上するのが普通の亜熱帯高気圧が北緯20度の華南地区に存在していたということである。1954年も同様の大循環場が見られたが、1998年は7月上旬に一旦亜熱帯高気圧が北上したため、長江中下流部でしばらく晴天が続き、これが1954年に比べて結果として洪水規模が小さくてすんだ遠因となっている。図-2には6-8月の総降水量の1979-98年平均からの偏差を示す。長江中流部右岸側(南部)で平年(400-500mm)よりも300~400mmも多くなっていることがわかる。また、PoyangHu(鄱陽湖)やDongtingHu(洞庭湖)など下流部で先に豪雨となって水位が上がった後、上流部の豪雨が生じたという時間推移も長江の洪水を考える際に重要である。

こうした大循環場の例年からのずれ(偏差)の原因は次に別立てで述べるエルニーニョを含めた海面水温度分布の他に、冬期の循環場の偏差やチベット高原の積雪面積の偏差、あるいは夏のアジアモンスーン強度などに因果関係を求めようとする調査も現在行なわれているところである。

広域循環がなぜ1998年に洪水をもたらしたのかについては、太平洋高気圧が西よりで偏西風が南に偏ったため長江中流部で長雨となったとされる。海面水温場では、インドネシア南西沖の海洋が暖かく、正の偏差を持っていて、これに励起された大気波動によって上記の場が維持されたという説もある。1954年にも同様の偏差が観測されていることから、より詳細な調査が待たれるところである。

2.5 エルニーニョと流量との対応

1997年夏から1998年春にかけてが非常に強いEl Niñoであったため、1998年の長江洪水がEl Niñoによってもたらされたとする説も取りざたされた。すなわち、エルニーニョが太平洋高気圧の西への偏差をもたらし、湿った南西風と北方からの気流の合流点がちょうど長江流域に停滞するようになる、というわけである。

漢口(Hankou)地点での水位記録を例として、エルニーニョとの対応を見たのが表-1である。中国の流量データについては、1986年までは公表されているがそれ以降に関する入手は極めて難しくなっている。しかし前世紀からの長期的資料が蓄積されているので、El Niñoとの関係など長期変動を調べる際には有効に利用することができる。ここでは年単位でEl Niñoとの関係を取りまとめるが、El Niño年かどうかの判断についてはマサチューセッツ大学の情報を参照した(<http://www.umassd.edu/Public/People/Kamaral/Thesis/ElNinoYears.html>)。ここで、Warm PhaseはEl Ninoに対応し、Cold PhaseはLa Ninaである。1931年(28.28m; 史上4位)については資料が遡れないので不明(後にエルニーニョの翌年であるという記述の記事も発見)だが、史上3位の1996年(28.66m)以外はエルニーニョ年の翌年に生じている。しかし、逆にエルニーニョの翌年に必ず洪水となっているわけでもない。流量で見てももちろんほぼ同様である。

さらに、Hankou地点での流量観測データに基づいて年流出高変動とEl Niñoとの関係を示したのが図-3である。El Niñoは通常冬から夏にかけて持続するので、例えば1982-83年という場合、1983年に関してEl Niñoだとして図には記している。平年値よりも年々変動の標準偏差分以上多かった年を洪水年とみなして1900-1986年について集計したのが表-1である。上流部を代表するYichangではEl Niño年の方が洪水記録は少いのに対し、中流部を代表するHankouではEl Niño年の方が洪水記録の割合が圧倒的に多い。

また、Hankou地点の歴代最高水位記録5位までのうち3位の1996年を除く1954、1998、1931、1983年のいずれもが(冬から続く)El Niño年(の翌年)に相当している。この様に、人口や農耕地が集中する長江中流

表 1: エルニーニョと長江洪水の関係。W/C は warm phase、cold phase の強度を示し、それぞれエルニーニョ、ラニーニャに対応する。

年	1-3 月	4-6 月	7-9 月	10-12 月	翌年	洪水 (水位)
1953		W-	W-		→ 1954 年	大洪水 (29.73m; 史上 1 位)
1957		W-	W-	W	→ 1958 年	そうでもない
1958	W+	W	W-	W-	→ 1959 年	
1959	W-				→ 1960 年	
1963			W-	W	→ 1964 年	年流出量多し。
1965	C-		W	W+	→ 1965 年	
1966	W	W-	W-		→ 1967 年	1968 年が洪水
1969	W	W-	W-	W-	→ 1970 年	1969 年が洪水
1972		W-	W	W+	→ 1973 年	
1982		W-	W	W+	→ 1983 年	大洪水 (28.11m; 史上 5 位)
1983	W+	W		C-	→ 1984 年	洪水。
1986			W-	W	→ 1987 年	
1987	W	W	W+	W	→ 1988 年	
1990			W-	W-	→ 1991 年	
1991	W-	W-	W	W	→ 1992 年	
1992	W+	W+	W-	W-	→ 1993 年	
1993	W-	W	W	W-	→ 1994 年	
1994			W	W	→ 1995 年	
1997		W	W+	W+	→ 1998 年	大洪水 (29.43m; 史上 2 位)
1998	W+	W			→ 1999 年	

部に注目すると (冬から続く) El Niño 年 (の翌年) に洪水になりやすいことがわかる。しかし、広域場との関係については、海面水温や大循環場も含めて月単位でより詳細に解析する必要がある。一方で、雨量/流量規模の割に流量/水位が多かった/高かったのではないかという水文流出メカニズム的な簡単についても別途調査分析を要する。

表 2: El Niño と Yichang および Hankou の洪水年数ならびに流出高の偏差年数

	Yichang (宜昌)				Hankou(漢口)			
	洪水	否洪水	正偏差	負偏差	洪水	否洪水	正偏差	負偏差
El Niño 年	3 (13%)	21	9	15	7 (29%)	17	12	12
否 El Niño 年	11 (19%)	48	28	31	9 (15%)	51	26	34

2.6 長江の洪水被害

1998 年はほぼ洪水に対して本川の堤防は守られた。しかし、次のような原因で人的・経済的被害が生じている。

- 豪雨による山津波。
- 遊水池の決壊。これは本来河道であったところを締め切って干拓し、そこに人が住んでいる点にも問題があり、これが洪水規模を大きくした原因でもあろう。
- 揚水が間に合わない、あるいは起動できないことによる支川沿線や長江沿いの都市における内水災害。

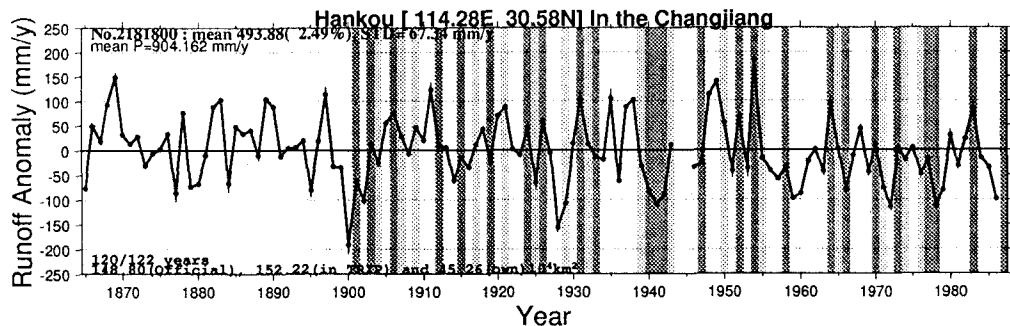


図 3: Hankou(漢口)における年流出高の年々変動。平年値(494mm/y)からの偏差で示している。濃いバーは El Niño 年を、薄いバーは La Niña 年を示す。

それにも関わらず、中国においても行政はやはり本堤を重視している。それが重要なのは確かだが偏重し過ぎなのではないかと感じられた。山津波の防止は地方の仕事であるという分権についても、人命救助と水害防止との接点がずれている様に感じられる原因かも知れない。

いずれにせよ、今回のような洪水をもたらす天候がどのくらい前にどの程度の精度で予報可能であるか、また精度を改善するにはどうすればよいか、現状の解明とともにそうした気候システムを含めた予測技術の向上に関する研究が益々重要であると感じさせられる。実際、地表面土壌水分分布を変化させた場合に、どの程度今回の降雨の正偏差が予測可能であるかを様々な数値気象予報モデルでインパクト実験する研究プロジェクトが立ち上がろうとしており、陸面水文過程が予報精度に及ぼす影響も注目される。

3 気候モデル用の河川水の流下モデル

3.1 デジタル河川の 3 要素

気候モデルの中で数値的に河川を取り扱う研究には、従来の GCM で利用されてきた要素の他に

- (i) 河川流路網
- (ii) 河道流下モデル
- (iii) 河川流量データ

が必要であり、いわばこれらがデジタル河川の 3 要素である。

通常の水理学的河川モデルに対して、気候モデル用にはさらに簡略化された式が用いられる。まず、1 次元の線上の水深・流速の変化を考えるのではなく、大気数値モデルのグリッド内の河川水の連続式を考えて、

$$\frac{dS_{rc}}{dt} = D_{IN} - D_{OUT} \quad (3)$$

が得られる。 S_{rc} は各格子内の河道内貯留水量、周囲の格子から河道網を通じて流入してくる総量とその格子で算定される河川流出の和が D_{IN} 、次の格子への総流出量が D_{OUT} である。式(3)は流量 Q と断面積 A に関する水収支式

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (4)$$

に格子内の河道の長さ L を乗じた場合に相当する。ここで、 q は河道に沿った単位長さあたりに斜面から河川へ流入する量(横流入量)である。格子内で河道内の水の断面積 A が一定だとして $S_{rc} = AL$ となり、これを $D_{OUT} = Au_r$ に代入して

$$D_{OUT} = cS_{rc} \quad (5)$$

が得られる [Miller et al., 1994]。式 (5) の様に系から出ていく量が系の貯留量に比例する形式の定式化は線形モデル (linear model) と呼ばれる。[Miller et al., 1994] では線形パラメータについて $c = \frac{u_r}{L}$ とパラメータライズされているが、運動方程式を大幅に縮約して等価流速 $u_r = \text{const}$ とするか、河底面での粗度を表す Chézy の定数を C とした Chézy の公式 (実験式)、

$$v = C\sqrt{RI} \tag{6}$$

を参考にしてエネルギー勾配 I が河底勾配 i と等しいとして

$$u_r = u_0 \left(\frac{i}{i_0} \right)^2 \tag{7}$$

として与えられている。ここに u_0 は勾配 i_0 の時の流速であり、 $I = i$ という条件は流下方向に水深や速度が変化しないと仮定していることになる。式 (6) や Manning の式

$$v = \frac{1}{n} R^{\frac{2}{3}} I^{\frac{1}{2}} \tag{8}$$

と比較すればわかる通り、式 (7) では水深の増大に伴う加速の効果は考慮されていない。

表 3: Effective velocities [m/s] used for simulations of global river routing. Time coefficients were converted to effective velocities considering the grid intervals. Whether dependent on topographic slopes or not, grid size (latitude×longitude), meandering ratio(r_M), and time constant for ground water reserver are also presented.

	[m/s]	depend on slope?	Grid ^a	r_M	[days]
Vörösmarty et al. (1989)	0.42	no	0.5×0.5		
Russell and Miller (1990)	0.35	yes	2×2.5		
	0.50	yes	2×2.5		30
Sausen et al. (1994)	≈1.0	no	5.6×5.6		30
Liston et al. (1994)	0.3~0.7	yes	2×2.5	1.25	30
Kanae et al. (1995)	0.3	no	5.6×5.6		
Coe (1997)	0.35	yes	2×2		
Hagemann and Dümenil (1998)	≈0.14	no	0.5×0.5		300
Oki et al. (1999)	0.50	no	1×1	1.4	

D_{IN} および c が $t = t_0 \sim t_0 + \delta t$ まで一定であるとする、 δt 後の貯留量 $S_{rc}(t_0 + \delta t)$ は式 (3) を積分して、

$$S_{rc}(t_0 + \delta t) = \exp(-c\delta t)S_{rc}(t_0) + (1 - \exp(-c\delta t)) \frac{D_{IN}}{c} \tag{9}$$

から数値的に求めることができる [Liston et al., 1994]。

ここで、 u_r を等価流速と呼ぶ理由は次の通りである。大気数値モデルとともに利用されている数値陸面モデルで流出 (runoff) と算定される水は、そのグリッドでは再び蒸発することのない水の総量であり、河川へ直接流出する水だけではなく、一旦深層へ浸透して土壌水や地下水となった後にやがて河川へと流出する成分も通常は含まれていると考えるべきである。したがって、地表面モデルで深層土壌水の移動や地下水を陽に扱っていない場合には、河道流下モデルでそうした遅いプロセスに伴う降雨流出過程の遅れを表現せねばならないことになる。この場合、河道流下モデルの流速としては、水が表層土壌から河口もしくは流量観測地点まで到達する全行程の平均的な流速の方がふさわしいことになる。つまり適切に現実を再現する u_r の

値は、実際に河道内で水が移動している（観測可能な）速度とは一般に異なってしまうので、 u_r は等価流速と呼ぶのがふさわしい。

なお、線形モデルのパラメータは時定数 $\tau = \frac{1}{c}$ （単位は時間）で議論されることも多い。次節で紹介するのも含めて、 u_r に関するこれまでの研究結果を Table 3 にまとめておく。これを見ると、等価流速としてはほぼ $0.30 \sim 0.40$ [m/s] 程度が利用されていることがわかる。なお、蛇行を考慮した場合には考慮しない場合に比べて見掛け上最適な u_r が速くなるはずであり、実際 Table 3 ではそうになっている。また、地下水を別途考慮する場合にも河道流に関しては速めの u_r が最適となることもわかる。

3.2 グローバルな河川モデルの現状

水文学分野では降雨流出過程のシミュレーションが古くから行われているが、最近では斜面や細かい河道網など実際に目で見える対象をできるだけ忠実に再現しようとする方向に研究が進んでいる。そのため大河川を対象とする場合にも数 10m からせいぜい 1km の水平グリッドスケールが利用されることが多く、現状の計算機能力では大陸スケール、全球スケールを覆うことは現実的ではない。また、通常は興味の対象となった 1 河川に関してのみのシミュレーションが行われ、ある領域全体をカバーするという発想も研究上の需要もあまりなかった。

3.2.1 大陸スケールの河川モデル

これに対して、大陸スケールで河川による地表水の横方向の移動をはじめて取り扱ったのは [Vörösmarty et al., 1989] である。彼らは南アメリカ大陸を 0.5 度グリッドで区切り、水収支モデルで算出された runoff に手で流下方向を定めて河道に沿って流下させて観測値と比較した。流下モデルは線型モデルで月単位の予測だが、氾濫域と水のやり取りも表現されている。式 (5) の c にあたる線形パラメータとして 20 [month⁻¹] が最適だとされ、これは赤道付近におけるグリッド間距離を 55 km だとすると約 $u_r = 0.42$ [m/s] に相当する。彼らの場合、蛇行の効果はこの時定数に含まれているとしている。その後、対象領域が広げられ、最近の研究 ([Vörösmarty et al., 1997a; Vörösmarty et al., 1997b]) では全球の大河川については 0.5 度グリッドで概ね覆われている。

3.2.2 GCM 用の河川モデル (1) GISS グループ

大気大循環モデルの立場から河川流量を積極的に利用したのは [Russell and Miller, 1990] が最初である。この論文では全球 4×5 度グリッドの大気大循環モデル算定結果に対して 2×2.5 度グリッドで河川流域を識別するテンプレート情報が準備され、世界の 33 の主要河川について年間総流量が観測値と比較されている。その後 [Miller et al., 1994] では線型河道流下モデルが導入されて、42 の大河川についてモデル算定値と観測値とが月流量で比較されている。式 (5) の c を定数としてしまうと、グローバルスケールを対象としてグリッド間距離が異なる場合には緯度によって流速を変化させていることになってしまうので、彼らは等価速度 u_r を基本として扱う様にした。推定誤差評価の結果、 $u_r = 0.35$ [m/s]、もしくは $i_0 = 0.00005$ として $u_r = 0.35(i/i_0)^{1/2}$ [m/s] と算定するのが良いと結論している。ただし後者の場合、 $0.15 < u_r < 5$ [m/s] と上限下限を定めている。また、流出量の半分が地下水になるとし、その $1/30$ が毎日河川へ流出するとモデル化した場合には、 $u_r = 0.5$ [m/s] もしくは $u_r = 0.5(i/i_0)^{1/2}$ [m/s] (ただし $0.20 < u_r < 5$) が最適であるとしている。この地下水の取り扱いが時定数 30 [day] の線型モデルである。

3.2.3 GCM 用の河川モデル (2) Max Planck グループ

ほぼ同じころ、[Sausen et al., 1994] は GCM の T21、約 5.6 度グリッドの解像度に対応する河道網を作成し、GCM の気候値算定結果を流下させて世界の主要大河川に関して観測値と比較した。やはり線形モデルで、流速は勾配 i に依存して、

$$u_r = u_0 i^\alpha \quad (10)$$

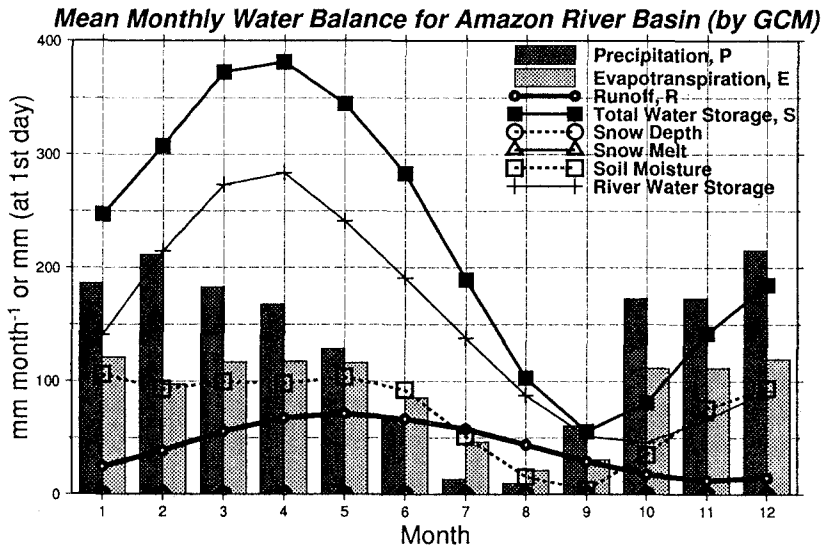


Fig 4: Water balance of the Amazon river basin calculated by atmospheric GCM[Ok, 1999].

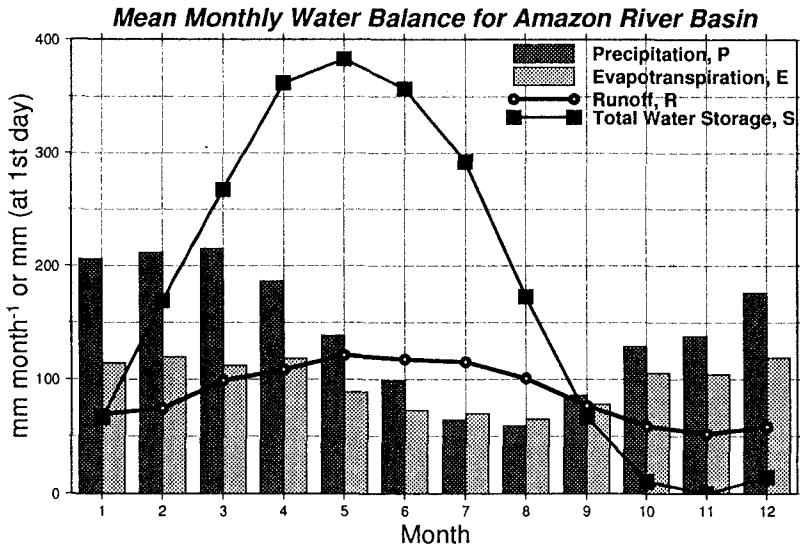


Fig 5: Water balance of the Amazon river basin[Ok, 1999]. E and S are estimated using $-\nabla_H \cdot \vec{Q}$. P is estimated from Xie and Arkin ([1996]), and R from GRDC. Catchment areas are 6,150 (total) and 4,640 (at Obidos) $\times 10^3 \text{ km}^2$.

と表現されている。 i の算定には GCM で利用されている地形から算定した勾配を用い、結果を見ながら適宜修正が加えられた。そうした処理の後、誤差が最小になるように調整されたパラメータの値は、 $u_0 = 4.2$ [m/s]、 $\alpha = 0.18$ である。結果を見ると流速は約 1.0 [m/s] 程度と他の研究例に比べるとやや速く、そのせいもあってか Amazon 川に関してはシミュレーションの方が観測に比べてピークが2ヶ月ほど早く算定されてしまっている。その後 [Hagemann and Dümenil, 1998] では流下モデルの改良が行われ、地下水は300日の時定数を持つ線形モデルとし、斜面流と河道内の流れはそれぞれ n 段の線形モデルで表現してそれらの時定数は算定結果が観測値に合致するように最適化されている。Vindelälven 川下流データで同定された時定数は斜面流が約19日、河道流が4日であり、グリッド間隔が約50kmであることを考えると河道流でも $u_r \approx 0.14$ [m/s] に相当し、今度はかなり遅い値であることがわかる。なお、これらの研究で一貫して利用されている河道網の特徴は、ひとつのグリッドから隣接する2つ以上のグリッドへの流下を考慮できる点である。ただし、これらの河道網は8方位の自由度を持つ他とは異なり、東西南北の4方向への流下のみで構成されている。

表 4: Coupling Levels of River Routing Schemes with GCMs

Discharge	to where?	when?
Level -1	nowhere (disappear)	immediately
Level 0	everywhere	immediately
Level 0.5	nearest ocean grid	immediately
Level 1	designated river mouth	immediately
Level 2	designated river mouth	after routing
Level 3	+ interactions at downstream grid boxes	

3.2.4 その他のグローバルな河川モデル

Mississippi 川流域のみが対象ではあるが、[Liston et al., 1994] は 2×2.5 度グリッドで河道を表現し、可能蒸発量や降水量を地表面水文モデルに与えて算定された runoff を線形モデルで流下させ、月流量を気候値と比較した。線形モデルのパラメータは時定数として与えられ、グリッド間河道距離とグリッド内の斜面勾配の平均値、そして平均流量でパラメタライズされており、グリッド間の河道距離には蛇行を考慮するための係数1.25が考慮されている。Mississippi 川付近で緯度2度/経度2.5度は約200kmであるので、ここで得られた時定数3~7日は $u_r = 0.3 \sim 0.7$ [m/s] に相当する。なお、彼らが利用した地表面水文モデルは地下水流出を別途算定しており、その流出は時定数30日として線形モデルで計算されている。また、[Coe, 1997] は北アフリカの古気候条件下の表層水環境のシミュレーションに河道流路網を用いている。水平解像度は 2×2 度で流速に関しては勾配を考慮した [Miller et al., 1994] の方法と同じである。

3.2.5 日本におけるグローバルな河川モデル

[鼎ほか, 1995] では GCM で算定された流量に対して [Miller et al., 1994] と同様の流下モデルが適用され、やはり $u_r = 0.3$ [m/s] 程度が大河川の月単位の流量算定には適切であることが示された。Figure 4が GCM に組み込まれた地表面モデル [近藤, 1993] で算定された流出量を $u_r = 0.3$ [m/s] で流下させて計算した Amazon 川の水収支月変化であり、Figure 5は降水量と流出量、そして水蒸気収束量から大気水収支法により算定した観測推定値である。流量は u_r を変化させることにより最適化されているので計算値と観測値とが合致して当たり前であるが、数値モデル中で算定されている陸水貯留量、すなわち GCM 中の土壌水分量と河道流下モデル中の河川水貯留量 (S) との和の季節変化が、大気水収支法により算定した陸水総貯留量の変化と良く対応している点が注目になる。河道流下モデルが単に流量季節変化を観測値に合致させただけの便宜的なものでなく、物理的に現実を反映していることの現れであると考えられるからである。

3.2.6 全陸地 1 度グリッドの河川流路網 TRIP

[*Oki and Sud, 1998*] は地球上の全陸地を 1 度グリッドの河道網で覆った Total Runoff Integrating Pathways (TRIP) を作成している。TRIP では主要 180 河川の流域面積や 500 以上の流量観測地点に対する集水域が精度良く再現されていることが確認されている上、現実の河道流路長が TRIP 上の流路長に比べて 1.2~1.4 倍程度長いこと、さらにこの比率 (蛇行比, meandering ratio r_M) が流域の大きさに依存していることが示されている。 r_M は水平解像度 (グリッドサイズ) にも依存しているものと考えられるが、逆に所与の水平解像度の流路網に対して r_M をあらかじめ算定しておけば、異なる解像度の流路網に対しても同じ流下速度 u_r のパラメタリゼーションを利用できることが期待される。現在までの所 TRIP は全球土壌水分プロジェクトで各種地表面モデルによって推定された水収支の検証など ([*Oki, 1997*; 沖ほか, 1997]) に用いられており、TRIP と河道流下モデル (Scheme for Total Runoff Integrating Pathways; STRIP) を利用することにより月単位のグローバルな流量シミュレーションの算定精度が一般に良くなることが示されている [*Oki et al., 1999*]。

3.3 グローバルな河川モデルの将来

大気数値モデルでの河川の取り扱いには Table 4 の様な各レベルが考えられる [沖ほか, 1997]。気象予測を主眼としている場合には Level -1 ~ 0.5 の取り扱いをしていることが多いが、大気海洋結合モデルの場合には水循環を閉じるため、Level 1 の取り扱いをしているのが普通である。Level 2 の取り扱いは流出量流下モデルの開発とともに現在世界中で試みられているところであり、例えば東京大学気候システム研究センター (CCSR) と国立環境研究所が共同で開発している GCM では、[鼎ほか, 1995] の河道流下モデルがオンラインで組み込まれた大気海洋河川陸面結合モデルもすでに動いている。Level 3 では、上流で河川流出となった水が、灌漑などの人間活動や自然の涵養によって下流の河川から周囲の地表面へ移動し、再び土壌水分となって蒸発散したりする過程を取り込むことになる。こうした取り扱いが大気循環にどのような影響を与えるのか非常に興味のあるところで、Level 3 になってはじめて真の大気海洋陸面河川結合モデルが達成されると期待される。

河道流下に関する基礎方程式については、前節で概観した様に、現時点では比較的単純な式が利用されている。これに対してより複雑な基礎方程式を適用することも可能であるが、その場合には勾配や川幅、河底粗度などの物理パラメータについてグローバルに定める必要が出てくる。年流量観測値や集水域、GCM グリッドスケールでの平均勾配などと現実河川の物理パラメータとの経験式を作成して援用することも可能であろうが、その不確実性を考えると、無闇に複雑な式を利用することが適切であるとはあまり考えられない。むしろ、いくら細かくても数 km から数 10 km という大気数値モデルのグリッドの中で実際には蛇行し、複数の河道が合流している様な状況を如何に合理的かつ簡素に取り扱うかの工夫が大事であろう。

すなわち、そこで用いられる物理パラメータをどれだけ客観的な手法で適切な値に定めることができるかが、数値モデルの良し悪しを決める重要な要素であると考えられる。これは流下モデルのみならず、陸面モデルなどにも当てはまると思われる。

また、大気と直接水やエネルギーのやり取りをする地表面モデルと流出を海まで流す河道流下モデルとは現状では切り放されているが、地形の効果をマクロに取り入れた TOPMODEL [Beven and Kirkby, 1979] などを大気数値モデル用の地表面モデルに組み込んだりすることにより、両者は徐々に統合されていく方向に進むと予想される。

4 河川流量を用いた大気数値モデルの検証

河川流量は 1 地点で比較的精度良く観測可能であり、かつ、広域の平均的な水収支を反映している。そのため、GCM などの大気数値モデルがどの程度現実の水循環を再現しているかの検証には、大スケールになればなるほど流量が實際上利用可能な唯一の観測値となる。

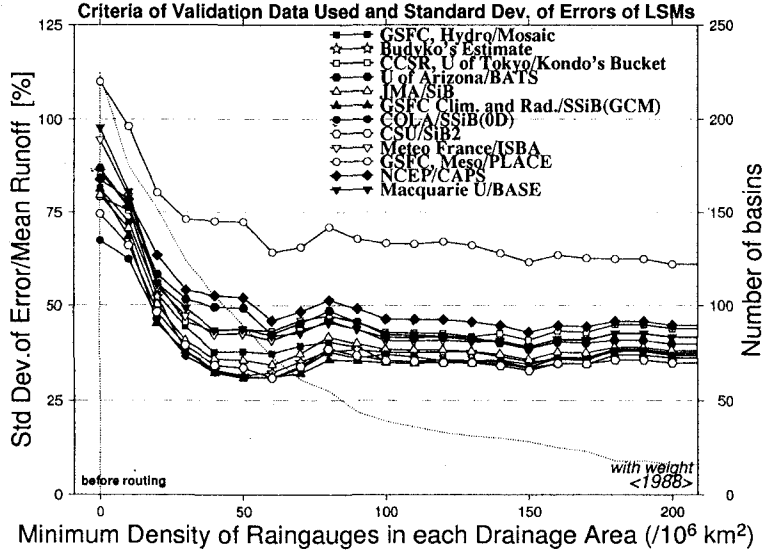


図 6: Threshold of the minimum raingauge density [$/10^6 \text{km}^2$] and the relative standard deviation error [%] of LSMs[Okii et al., 1999].

地表面の水収支式は

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla_H \cdot \vec{R}_o - \nabla_H \cdot \vec{R}_u - (E - P) \quad (11)$$

で表されると考える。ここに、 S は土壌水分、地下水など各種陸水の総貯留量であり、 $\frac{\partial S}{\partial t}$ はその時間変化である。式(11)で左辺の陸水総貯留量の時間変化項が無視できると考えられるのは長期間の年平均値の場合であるが、季節変化に比べると陸水総貯留量の年々変動は一般に小さいと期待されるので、1年単位であっても第一近似として左辺を0として

$$\nabla_H \cdot \vec{R}_o = -(E - P) \quad (12)$$

と仮定されることがある。ここでは、地下水流動も大規模スケールでは無視できるか表流水に含まれると考えていることになる。すると、大気数値モデルで算定された流量が観測された流量と対応していることは、年単位で蒸発散量や降水量が正しく算定されていることの必要条件であることがわかる。前節で示した GCM スケールに対する河川モデルの導入も、河川流量をシミュレートすること自体が目的というよりも、流量観測値を用いて GCM などの広域水収支再現精度を検証するのが主目的であるものが多い([Russell and Miller, 1990; Sausen et al., 1994; 沖ほか, 1995])。これらでは、おおむね良好な対応を示す河川もあるものの、GCM による算定降水量が観測(気候値)降水量と大きく違っている場合には一般に対応は悪くなっている。また、[沖ほか, 1992]の様に、モデル算定値の検証のためではなく、4次元同化データの水蒸気収束量検証のために河川流量が用いられた場合もある。

月流量など季節変化に関しては、陸水総貯留量の時間変化が無視できず、降水量や蒸発量だけではなく、水循環再現精度全体の検証になってしまう。また、大きな流域では河道流下に関する時間遅れを考慮する必要があるため、河道流下モデルを別途利用する必要が生じ、新たな不確実性を導入することになる点などに注意が必要である。

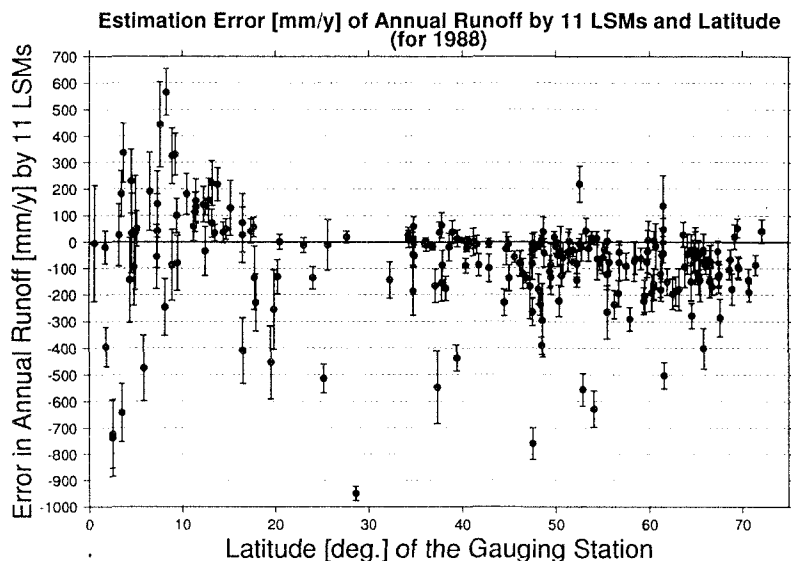


図 7: Errors in annual runoff [mm/y] estimated by 11 LSMs for 1988 and latitude [deg.] of the gauging station[*Oki et al.*, 1999]. Vertical bars indicate the range of 1 standard deviations among 11 LSMs.

4.1 地表面モデルの流量による検証

GCM の中でも、特に地表面水収支に関連の深い地表面モデル (Land surface model; LSM) の開発に伴う精度検証には、集中観測などによる 1 次元フラックスデータが従来利用されてきた。しかしながら LSM は GCM 中で比較的広域を代表しなければならないので、1 点観測のデータを良好に再現できることの確認だけでは検証として不十分であろう。また、精度の良いフラックス量の観測は困難かつコストがかかるため世界的に見ても非常に限られており、熱帯雨林から凍土地帯まで様々な気候帯の地表面に関して十分な検証用フラックス観測データがあるわけではない。そこで、全球土壌水分プロジェクト (Global Soil Wetness Project; GSWP) では、各種 LSM によるグローバルな水収支推定結果の検証に河川流量も用いられることとなった[*沖ほか*, 1997]。

4.2 水収支算定結果の流量による検証例

Figure 6はそうした検証の一例である。縦軸は 250 地点における年河川流出量観測値に対する LSM 推定値の誤差 (標準偏差) を観測値で正規化した値 [%] であり、もちろん小さい方が精度が良い。GSWP で水・エネルギー収支を算定する際には、観測などに基づいて推定された降水量、放射量などが全球陸地に対して 1 度グリッドで準備され、共通の外力として各 LSM に与えられた (offline シミュレーション)。しかし、詳細な吟味の結果、外力として与えられた降水量を推定準備するにあたって利用された雨量計の分布が空間的に不均一であり、雨量計密度が低い流域に関しては年流量推定精度も悪いことがわかった。Figure 6 では横軸に示す雨量計密度以上の領域のみに関する LSM の流量推定精度を示している。ここでは、30-50 地点/10⁶km² 程度以上の雨量計密度であれば精度はほとんど変わらないことがわかる。

4.3 地表面モデルの年水収支算定精度

また、ここで扱ったほとんどの LSM に関して年流量の推定精度は 30–40% 程度であった。グローバルに考えると、入力として与えた陸面の平均年降水量 800mm に対して平均河川流量は 250mm 程度であり、流量に関する 40% の誤差は年蒸発量に対して約 18% の相対誤差ということになる。これは、LSM の相互比較を目的とした研究 (Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes; PILPS) において、ヨーロッパの 1 地点におけるフラックス観測地点の再現計算を行い、多くの LSM が年平均純入力放射量 41W/m^2 に対して 5W/m^2 程度以内の誤差で蒸発散量を再現できたという結果 [Chen et al., 1997] とほぼ同等である。

一方、Figure 7 は、LSM による年流出量推定に関する誤差の緯度依存性を示したものである。11 の LSM による推定誤差の平均とその標準偏差を示し、特に高緯度地方においてバイアス誤差があることがわかる。各種の LSM がどれも高緯度で流量を小さく (蒸発量を大きく) 算定するバイアスを持っていると考えるよりは、共通に与えられた外力に原因があると考えるのが合理的であろう。中でも、降雪に関しては例え風防を設置しても通常の雨量計では風によって補足率が下がることが知られており、その影響で高緯度地方の降水量データが系統的に小さく見積もられているのではないかと推定される。

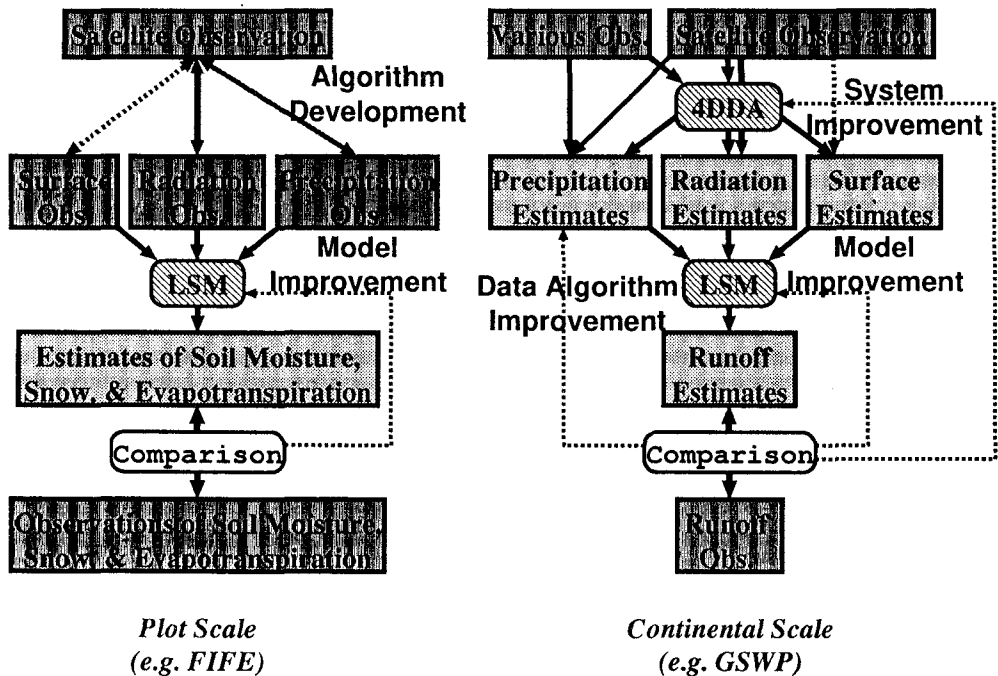


図 8: The illustration of the two kinds of LSM validation studies[Oki, 1997].

4.4 水収支に関する 1 点での検証と面的な検証

以上の様に、河川流量を用いた広域の水収支解析では、LSM の精度が検証できるのみならず、降水量などの外力に関する精度も吟味される。この点に関して従来の 1 次元フラックス観測データに基づく LSM の検証と比較した概念図が Figure 8 である。1 次元フラックス観測 (図左側) では、風速や気温湿度などの地上気象要素、放射量、降水量など LSM に対する入力値はすべて実際の観測値が利用でき、それに基づいて算定さ

れた蒸発散量や土壌水分、積雪/融雪量などを実測値と比較することにより LSM の推定精度が評価される。この場合、観測値との対応が悪ければ良くなるまで LSM の内部構造や物理パラメータが修正されることになる。

一方、広域水収支推定 (図右側) の場合には、LSM への入力値もすべてが信頼のおける直接測定というわけにはいかず、衛星からの推定値や 4 次元同化データなどを利用せざるを得なくなる。この場合には、LSM で算定された水収支 (年流出量) が観測値と合わなくても、すぐさま LSM が悪いとは言えず、水循環に関する他の広域推定量の精度が悪い可能性がある。従って、この場合には LSM のみならず広域水収支推定に関する全システムについて改良が施される必要が生じる。LSM の精度向上のみを目指すのであれば 1 次元フラックス観測を用いた Figure 8 左側の検証研究だけで充分かも知れないが、広域の (エネルギー) 水循環を知りたい、という目的に対しては、例え直接的ではなくとも Figure 8 右側の様なアプローチをとることが不可避となるだろう。

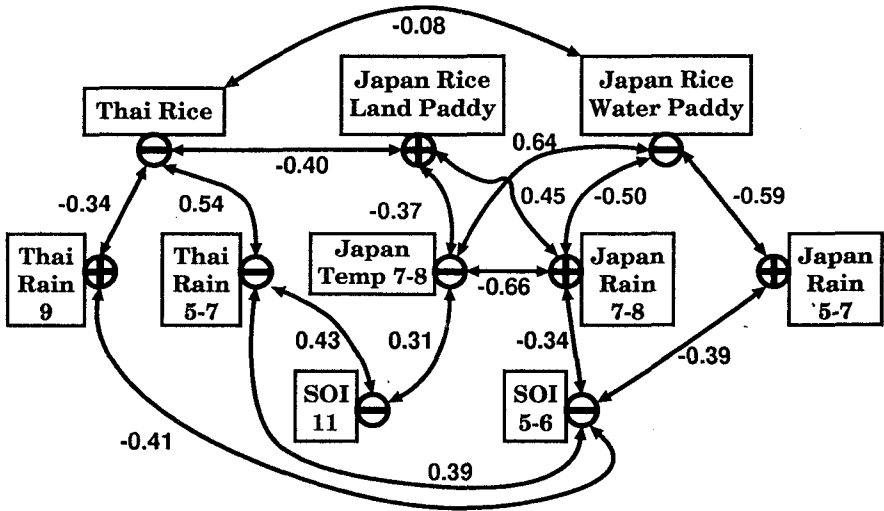


図 9: タイと日本における米の生産量、降雨と SOI との相関関係図

5 おわりに

グローバルな水循環は、日本の洪水防御や渇水対策には関わりが薄い様に感じられるかも知れないが、世界中を人とのと情報が行き交っている現在、地球の裏側の出来事も日本に大きな影響を与えている。世界を物理的に結び付けている大きな自然要因は大気に乗った水の循環であり、例えば、エルニーニョに伴う年々の気候の偏差は地域的に関連していてそれは社会的経済的な要因と絡み合って生産量の年々変動に直結している。従って、地域的な問題を解決するとともに、常にグローバルな視点を持ち続けることも大事である。

例として、タイと日本における降水量、気温、米の生産量とエルニーニョ南方振動指標との相関を調べた結果を図-9に示す。タイにおいては雨としてはモンスーン季、特に 5-7 月平均降水量と米の収穫との関連が強く、収穫量 (0.54)、作付面積 (0.44)、収穫面積 (0.42)、作付面積あたりの収量 (0.39)、収穫面積あたりの収量 (0.36) などとそれぞれ () 内に示した数字の相関を持っている。日本とは異なり、タイでは雨季のはじめの降雨量の多寡で作付面積を決めるため、単位面積収量よりも作付面積の方がより強く天候に左右されるのだと考えられる。基本的にはタイは水が限定要因であり、洪水に関係のある 9 月の降水量と収量との間に弱

い負の相関 (-0.34) があるだけで、雨が多ければ多いほど米の増産につながっている。一方日本においては、陸稲の単位面積収量は 7-8 月の雨と正の相関 (0.45) を持っているが、水稻は負の相関を持ち、雨が多いと単位面積収量は減っている (9 月で -0.48)。月別に見ると、9 月 (-0.48)、5 月 (-0.45)、7 月 (-0.42) などの影響が強く、5-7 月降水量 (-0.59) や年降水量 (-0.55) など是非常に高い相関係数を示している。これは雨が多くなると気温が低くなる影響だと考えられ、水稻の面積収量については 7-8 月の気温との間に 0.64 という高い相関が得られている (逆に、陸稲は -0.37 と負の相関となっている)。エルニーニョ南方振動の指標として SOI (Southern Oscillation Index) を用い、タイや日本の降水量との相関を調べた結果では、タイについては、米作に強い影響を与える 5-7 月の降水量に対して 8-10 月 (0.40) や 9-10 月 (0.40) の SOI が正の相関を持っていた。年平均の SOI では 5 月の降水量と弱い正の相関 (0.37) があり、エルニーニョの年にはタイの降水量は少なく渇水傾向にある。一方、日本については、8-10 月平均の SOI と 7 月の雨の間には負の相関 (-0.38) がある。

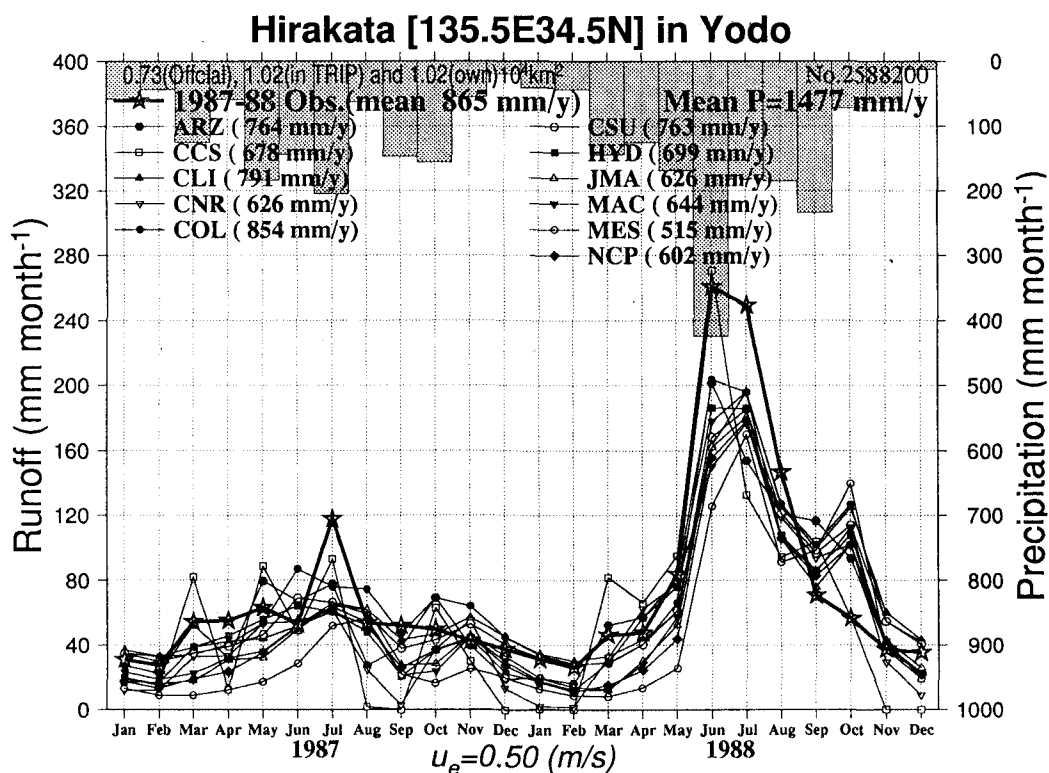


図 10: 淀川の枚方地点に対する月流出量算定値。

5-6 月の SOI が負 (エルニーニョ) の際には、タイでは雨季始めに雨が少なくて、作付面積が狭くなって収量も減る。一方日本では雨は多く陸稲はとれるが圧倒的なシェアを占める水稻は不作となる。幸いなことにこれまでの調査では、タイと日本の直接の相関を計算すると日本の陸稲とタイの米の収量とは負の相関 (-0.40) があるものの、水稻との間には明確な関係は認められない。これは、日本の夏の気温と SOI との間に有意な相関がないことに対応していると考えられる。日本では、今後、不作の年には輸入すれば良い、と

いう食糧供給体制になるようだが、日本が不作の年に米の輸出国でも同様に不作であったなら、少なくとも美味しい米が豊富に入手できるとは限らない。米に限らず、いろいろな農作物が国際市場で取引されている現在、こうした観点からグローバルな水資源変動をきちんと調べるのが非常に重要であると考えられる。

一方、そうしたグローバルなスケールから地域の水資源予測を行なうことも将来的な視野に入ってきている。図-10は、淀川の枚方地点に対する月流出量の算定値である。前節で述べた地表面モデルの検証の一例であり、GCM(大気大循環モデル)用の11種の陸面モデルに観測雨量や風速・気温などを与えて水エネルギー収支を計算させ、グローバル河川網とそのスケールでの河道流下モデルを用いてシミュレートした結果である。多くの陸面モデルがほぼ妥当なハイドログラフを再現しており、豊水であった1988年と少なめであった1987年とのコントラストが良く示されている。TRIP上では淀川はわずかに2グリッドで表現されるに過ぎないが、陸面に外力として与えられる降水量などの精度が良ければ、また、植生分布や土壌種類などが適切であれば、グローバルスケールからでも流量予測が可能であることを図-10は示している。すなわち、GCMの降水量などの予測精度を十分に向上させることにより、大気大循環から地域的な降水量、そして河川流量まで一貫した予測システムの構築が可能であるという道筋が見えているのである。そして、この降水量などの中長期予測精度には積雪や土壌水分分布の精度良いモニタリングと適切なモデリング/予測が海洋とともに重要な役割を果たすと期待されており、水文学が取り組むべき大きな研究課題の一つであると考えられる。

References

- Beven, B. J., and M. J. Kirkby, A physically based variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrol. Sci. Bull.*, 24 ((1)), 43-69, 1979.
- Chen, T. H., A. Henderson-Sellers, P. C. D. Milly, A. J. Pitman, A. C. M. Beliaars, J. Polcher, F. Abramopoulos, A. Boone, S. Chang, F. Chen, Y. Dai, C. E. Desborough, R. E. Dickinson, L. Dümenil, M. Ek, J. R. Garratt, N. Gedney, Y. M. Gusev, J. Kim, R. Koster, E. A. Kowalczyk, K. Laval, J. Lean, D. Lettenmaier, X. Liang, J.-F. Mahfouf, H.-T. Mengelkamp, K. Mitchell, O. N. Nasonova, J. Noilhan, A. Robock, C. Rosenzawig, J. Schaake, C. A. Schlosser, J.-P. Schulz, Y. Shao, A. B. Shmakina, D. L. Verseghy, P. Wetzels, E. F. Wood, and Y. Xue, Cabauw experimental results from the project for intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes, *J. Climate*, 10, 1194-1215, 1997.
- Coe, M. T., Simulating continental surface waters: An application to Holocene Northern Africa, *J. Climate*, 10, 1680-1689, 1997.
- Hagemann, S., and L. Dümenil, A parametrization of the lateral waterflow for the global scale, *Climate Dynamics*, 14, 17-31, 1998.
- 鼎信次郎, 西尾健, 沖大幹, 虫明功臣, AGCM-流路網モデルによる世界の大河川の流出ハイドログラフ, 水工学論文集, 39, 97-102, 1995.
- 近藤純正, 表層土壌水分量予測用の簡単な新バケツモデル, 水文・水資源学会誌, 6, 344-349, 1993.
- Liston, G. E., Y. C. Sud, and E. F. Wood, Evaluating GCM land surface hydrology parameterizations by computing river discharges using a runoff routing model: Application to the Mississippi Basin, *J. Appl. Meteor.*, 33 (3), 394-405, 1994.
- Miller, J. R., G. L. Russell, and G. Caliri, Continental-Scale River Flow in Climate Models, *J. Climate*, 7, 914-928, 1994.
- Oki, T., Validating the runoff from LSP-SVAT models using a global river routing network by one degree mesh, in *Proc. 13th Conf. on Hydrology*, Amer. Met. Soc., 319-322, 1997.

- Oki, T., The global water cycle, in Browning, K., and R. Gurney eds., *Global Energy and Water Cycles*, Cambridge University Press, 1999, 10-27.
- Oki, T., and Y. C. Sud, Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP) – A global river channel network, *Earth Interactions*, 2, 1998, [Available on-line at <http://EarthInteractions.org/>].
- Oki, T., T. Nishimura, and P. Dirmeyer, Assessment of Land Surface Models by runoff in major river basins of the globe using Total Runoff Integrating Pathways (TRIP), *J. Meteor. Soc. Japan*, 77, in print, 1999.
- 沖大幹, 虫明功臣, 増田耕一, 大気水収支法による地球規模での年河川流出量の算定, 水工学論文集, 36, 573-578, 1992.
- 沖大幹, 虫明功臣, 江守正多, 沼口敦, 大気大循環モデルによる大河川の流域水循環と水収支推定, 水工学論文集, 39, 103-108, 1995.
- 沖大幹, 西村照幸, ポールディルマイヤー, グローバルな河川流路網情報 (TRIP) を利用した年流量による地表面数値モデルの検証について, 水文・水資源学会誌, 10, 416-425, 1997.
- Russell, G. L., and J. R. Miller, Global river runoff calculated from a global atmospheric general circulation model, *J. Hydrol.*, 117, 241-254, 1990.
- Sausen, R., S. Schubert, and L. Dümenil, A model of river runoff for use in coupled atmosphere-ocean models, *J. Hydrol.*, 155, 337-352, 1994.
- 玉井信行, 1998 年長江洪水調査団速報, 土木學會誌, 84, 48-49, 1999.
- Vörösmarty, C. J., B. Moore, M. Gildea, B. Peterson, J. Melillo, D. Kicklighter, J. Raich, E. Rastetter, and P. Steudler, A continental-scale model of water balance and fluvial transport: Application to South America, *Global Biogeochemical Cycles*, 3, 241-265, 1989.
- Vörösmarty, C. J., M. Meybeck, B. Fekete, and K. Sharma, The potential impact of neo-Castorization on sediment transport by the global network of rivers, *IAHS Publ.*, No. 245, 261-272, 1997.
- Vörösmarty, C. J., K. Sharma, B. Fekete, A. H. Copeland, J. Holden, J. Marble, and J. Lough, The storage and aging of continental runoff in large reservoir systems of the world, *Ambio*, 26, 210-219, 1997.
- Xie, P., and P. A. Arkin, Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions, *J. Climate*, 9, 840-858, 1996.
- Xie, P., and P. A. Arkin, Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates and Numerical Model Outputs, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2539-2558, 1997.