

洪水波에 의한 河床變動의 豫測模型

A Modeling of the River Bed Variation due to Flood Wave

朴	相	德*
Park,	Sang	Deog
李	元	煥**
Lee,	Won	Hwan
趙	元	喆***
Cho,	Won	Cheol

Abstract

When the flood occurs in the alluvial rivers, the rivers adjust to the flood by means of the mechanism of the river bed variations and its morphological changes to pass that safely. The numerical model was developed to simulate the process of the alluvial river bed variation due to flood wave and carried out by the flood routing for flood wave and the sediment routing for river bed variation.

The flood wave, river bed variation, and bed material size distribution may be analysed and predicted by this model. The ability of this model to predict the process of river bed response was proved by the application to the reach from Paldang dam to Indogyo site. In view of the flood analysis considering the sediment process, the effects of river bed variation for the flood routing may be negligible because the river bed variation is smaller than the unsteady flow variation during the same period. By the application of this model, it is shown that, in occurring of sequential flood events, the variation of the river bed and bed material size distribution due to flood wave is more dependent on the first flood event than the latter flood events, and that the river bed variation in this reach of the downstream Han river is dependent on the degradation and the coarsening of bed materials.

要 旨

冲積河川에서 洪水波가 발생할 때 하천은 그 홍수파를 안전하게 소통시키기 위하여 주어진 흐름에適應하는 河床變動 機構를 가지고 있다. 이러한 河床變動의 豫測模型을 개발하기 위하여, 홍수파를 해

*正會員·延世大學校 大學院 博士課程, 土木工學科

**正會員·延世大學校 工科大學 教授, 土木工學科

***正會員·延世大學校 工科大學 副教授, 土木工學科

석하고 그에 따른 河床變動過程에 대한 수치모형을 홍수추적 및 유사추적을 통하여 구성하였다.

본 하상변동모형으로 홍수파해석, 河床高의 변동 및 河床構成土砂의 粒度分布變化등을 예측할 수 있도록 하였으며, 漢江下流部 팔당댐으로부터 인도교 수위표지점에 이르는 구간에 본 모형을 적용하여 그 적용성을 확인하였다. 본 모형의 적용결과 流砂運送이 홍수파의 형상에 미치는 영향은 微小하였으며, 이는 不定流의 흐름변동에 비하여 동일 시간동안의 河床變動量이 상대적으로 작기 때문이다. 또한 비교적 비슷한 홍수파가 인접하여 발생하는 경우, 하상변동과 流砂交換河床層의 粒度分布變化는 전반부 홍수파가 지배적이고 후반부 홍수파의 영향은 상대적으로 작았으며, 하천이 動的平衡狀態를 유지하기 위한 變動을 하는 것으로 나타났다. 한강하류부 팔당댐으로부터 인도교 지점에 이르는 하상은 洗掘 및 粗粒化現象이 지배적이었다.

1. 序 論

流砂를 수반하는 홍수파를 안전하게 소용시키기 위하여 河川은 河床의 洗掘, 堆積 또는 하천의 平面的 變化등과 같은 흐름에 대한 動的反應 構造를 갖고 있다. 일반적으로, 動的平衡狀態에 있던 하천은 홍수발생에 의하여 평형상태가 깨어지고 그 홍수에 대한 새로운 동적평형상태를 이루기 위하여 河床變動을 일으키며, 하상변동은 흐름의 급격한 변동에 대한 하천의 適應構造라고 말할 수 있다. 특히, 하천에 댐과 같은 수공구조물을 건설하게 되면 하천상류로부터 유입되는 전 流砂量을 차단하게 될 뿐만 아니라 댐하류부 流下量에 인위적 통제 가해지므로 기왕의 동적평형상태에 있던 하천은 하천의 水理幾何學의 特性, 流砂特性 및 河川形態學의 諸特性에 변화를 일으킨다. 이는 하천개발 및 治水防災上의 새로운 문제를 야기시킬 뿐만 아니라 댐하류부에 설치되어 있는 기왕의 河川水工構造物의 機能 및 運營에 심각한 장애를 일으킬 수 있다. 따라서 흐름변동에 따른 하천의 동적거동을 예측하는 것은 河川開發事業에 있어서 반드시 선행되어야 할 중요한 과제이다. 본 연구는 흐름변동에 따른 하천의 하상변동을 예측하기 위한 數值模型을 개발하여 하천개발사업에 필요한 정보를 제공할 수 있게 하고자 하는 것이다.

하천의 동적거동에 관한 문제는 河川水理學者들의 큰 관심사가 되어왔다. 1972년 Hammad⁽¹⁵⁾는 댐건설에 따른 나일강 河床의 反應을 해석하였으며 1973년 Chen⁽¹⁶⁾은 홍수 및 流砂追跡模型을 개발하였고, 이후 Thomas와 Prasuhn⁽³⁰⁾, Ponce, Garcia와 Simons⁽²⁶⁾ 등의 연구와 같이 수치해석을 통한 많은

연구성과들이 나타나기 시작하였다. 1984년 Chang⁽⁹⁾은 홍수시 하천의 동적거동을 模擬하기 위한 모형, FLUVIAL-11을 개발하여 하천이 동적평형상태를 이루기 위한 거동을 하는 경향이 있다고 하였다. 河床上昇 및 低下에 대한 해석은 Jaramillo와 Jain⁽¹⁷⁾, Zhang과 Kahawita⁽³³⁾등에 의하여 非線形 拋物線模型이 도입되어 이루어 졌으며, Park과 Jain⁽²⁰⁾은 非平衡河川의 過負荷 流砂量과 하상상승의 관계를 해석한 바 있다. 1986년 Lu와 Shen⁽²¹⁾은 확산방정식에 기초한 하상변동의 解析的 模型과 수치해석에 의한 3개의 모형들을 비교분석하였으며, Holly와 Karim⁽¹⁸⁾은 河床變動過程模型인 IALLUVIAL 모형을 Missouri江에 적용하였다. Shimizu, Itakura, Kishi 및 Kuroki⁽²²⁾는 홍수기간동안의 하상변동과정을 해석하고 실측결과와 비교하였다.

하상변동에 관한 國內의 연구로는 1978년 南直祐⁽³⁾가 Einstein 식, Toffaleti 식, Brown 식 및 Kikkawa의 유사량 산정식들을 한강하류부에 적용하고 Brown 식에 의한 하상변동을 해석하였으며, 朴定應⁽⁴⁾은 하상변동에 대한 수치모형을 개발하고 한강하류부의 河床高에 대한 변동을 模擬한 바 있다.

2. 支配方程式

自然河川의 洪水波는 일정한 시간동안의 河床變動量이 流量이나 水位變動에 비하여 무시할 수 있을 정도로 작기 때문에 連續方程式(1)과 運動量方程式(2)로 나타낼 수 있다.

$$\frac{\partial Q}{\partial X} + T \frac{\partial y}{\partial t} - q_i = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial \rho Q}{\partial t} + V \frac{\partial \beta \rho Q}{\partial x} + \beta \rho V \frac{\partial Q}{\partial x} - \beta \rho V^2 \frac{\partial y}{\partial x} + gA \frac{\partial \rho y}{\partial x}$$

$$= \rho g A (S_0 - S_1 + D_1) + \beta \rho V^2 A_x' \quad (2)$$

여기서 Q 는 유량, y 는 수심, A 는 流水斷面積, V 는 평균유속, x 는 흐름방향의 거리, S_0 는 河床傾斜, S_1 는 摩擱傾斜, ρ 는 流砂한 함유한 물의 밀도, β 는 運動量 係數, g 는 중력가속도, q_1 은 지류유입 유량, T 는 $\partial A / \partial y$, D_1 은 지류유입 유량에 의한 運動學的 效果, A_x' 는 일정한 수심에 따른 $\partial A / \partial x$, t 는 시간이다.

흐름에 의하여 발생하는 하상변동은 流砂連續方程式(3)에 의하여 나타낼 수 있다.

$$\frac{\partial Q_s}{\partial x} + (1-\lambda) \frac{\partial A_d}{\partial t} + \frac{\partial A C_s}{\partial t} - q_s = 0 \quad (3)$$

여기서 Q_s 는 流砂量, λ 는 空隙率, A_d 는 河床變動斷面積, C_s 는 流砂濃度 (Q_s / Q), q_s 는 지류유입 유사량이다. 흐름에 따른 河床構成土砂의 粒度分布 변화를 모의하기 위해서는 流砂粒徑別 流砂連續方程式이 필요하며 유사입경별 流砂運送의 간섭효과가 작다고 하면 식 (3)으로부터 식 (4)와 같이 나타낼 수 있을 것이다.

$$\frac{\partial Q_{si}}{\partial x} + (1-\lambda) \frac{\partial A_{di}}{\partial t} + \frac{\partial A C_{si}}{\partial t} - q_{si} = 0 \quad (4)$$

여기서 i 는 粒度分布의 流砂粒徑分類를 나타낸다. 흐름에 따른 유사입경별 유사량 Q_{si} 는 Toffaleti의 流砂量 算定公式로부터 구할 수 있다. 흐름의 지배방정식 (1)과 (2)로부터 흐름특성을 구하고 그 흐름특성을 이용하여 流砂連續方程式을 풀어 河床變動量을 산정한다. 산정된 하상변동을 고려하여 흐름특성치들을 수정하고 連續方程式 (1)과 運動量方程式 (2)에 적용하므로써 다음 시간단계의 흐름특성 및 하상변동량을 산정한다. 河床變動은 하천의 流水斷面에 均等分布하는 것으로 가정하였다.

3. 河床構成土砂의 變化

移動床 하천에서 流水는 河床構造 土砂를 浮遊 및 掃流의 방법으로 이동시키며, 하상의 橫斷面形狀을 변화시킬 뿐만아니라 하상구성 토사의 粒度分布 變化와 함께 하상에 河床波를 일으켜서 하천이 그 흐름에 적응되도록 한다. 흐름에 의한 하천의 反應으로 나타난 횡단면 형상의 변화, 하상구성 토사의 입도분포 변화 및 하상파 발생등은 역으로 흐름특성에 영향을 미친다. 河床構成土砂의 입도

분포변화는 하상파의 종류와 규모에 영향을 미치며 하상파는 흐름의 粗度係數變動, 즉 形狀粗度係數의 변동을 초래한다. 이와같이 流水와 河床은 상호작용을 일으키며, 移動床 河川에서 유사는 그 상호작용의 매개자 역할을 하는, 흐름에 대한 하천의 反應構造를 大變하고 있다고 볼 수 있다. 따라서 하상구성토사의 입도분포 변화는 이동상하천의 模型開發에 있어서 반드시 포함되어야 할 중요한 문제이다. 하상구성토사의 입도분포 변화를 模擬하는 모형은 Gessler⁽¹⁴⁾의 確率論的 연구를 필두로하여 나타나기 시작하였다^(19, 20, 25, 28).

3.1 流砂交換河床層의 두께

본 연구에서는, 하상을 그림 1과 같이 流砂交換 河床層(EBL), 遷移河床層(TBL), 및 母河床(PBL)으로 구분하였다. 유사교환 하상층은 상류로 부터 유입되는 유사가 堆積되거나 洗掘되는 하상으로서 흐름과 하상의 상호작용으로 河床波가 발생, 상하류로 전파되며 浮流砂와 河床構成土砂간의 流砂交換이 일어나는 부분이다. 천이하상층은 하상구성토사의 배열이 흐름에 의하여 흐트러지지 않은 모하상으로부터 流砂混合과 유사교환이 활발하게 일어나고 있는 유사교환 하상층사이에 존재하는 하상으로서 洗掘斷面에 있어서는 유사교환하상으로 발전하고 堆積斷面에서는 모하상으로 轉移된다.

하상구성 토사의 입도분포 변화는 流砂交換 河床層에서 발생하며 이는 하상파의 발생과 유사량의 크기에 영향을 미친다. 본 河床變動模型에서 하상구성토사의 입도분포 변화는 유사교환하상층에

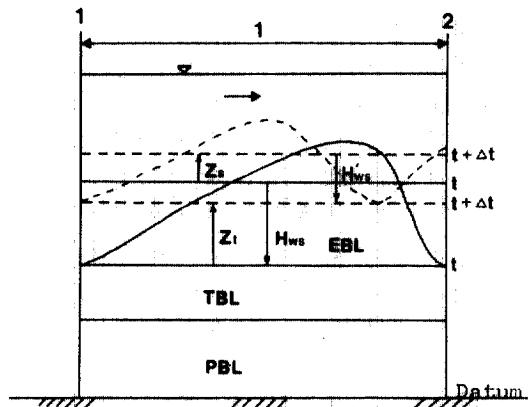


그림 1. 圖示化한 移動床 河床層 概念圖

대한 모의이며, 유사교환 하상층에서 하상구성 토사가 잘 혼합된다고 가정한다. 하상구성토사의 입도분포의 변화를 모의하기 위하여 중요한 요소인 유사교환 하상층의 두께는 河床波의 波高와 매우 밀접한 관계가 있다고 가정한다. 하상파의 파고는 河床波의 形態에 따라서 달라지므로 흐름 및 河床構成 土砂의 특성에 따른 하상파의 형태를 결정하고 그에 따른 파고를 추정하여야 한다. 본 연구에서 하상파의 형태는 Rijn⁽²⁾의 河床形態 분류방법에 따라 결정되었다. Rijn의 하상형태 분류는 식 (5), (6)과 같은 하상구성 토사의 無次元粒徑 D_* 와 可能流砂運送變數 T_p 에 따라 결정된다.

$$D_* = D_{50} \left[\frac{(s-1)g}{\nu^2} \right]^{1/3} \quad (5)$$

$$T_p = (U_*^2 - U_{*cr}^2) / U_{*cr}^2 \quad (6)$$

여기서 D_{50} 은 河床土砂 입도분포곡선의 체통과율 50%에 해당하는 입경, ν 는 動粘性係數, U_* 는 유사입경에 대한 河床剪斷速度, U_{*cr} 는 Shields의 限界河床剪斷速度이다.

自然河川에서 하상파는 주로 砂漣, 砂堆가 지배적이다. Yalin⁽³⁾에 의하면 砂漣의 波高 H_R 은 하상구성토사의 입경에 따라 달라지며, 砂堆의 波高 H_D 는 수심에 따라 좌우된다. 즉,

$$H_R = C_r D_{50} \quad (7)$$

$$H_D = C_d H \quad (8)$$

여기서 H 는 수심, C_r 은 砂漣의 波高係數로써 충분히 발달된 砂漣에서는 약 200이며, C_d 는 砂堆의 波高係數로써 Nordin과 Algert⁽²⁾는 0.33, Jopling⁽¹⁸⁾는 0.5로 그 최대값을 제안하고 있다.

3.2 粒度分布

흐름변동에 따른 유사교환 하상층의 粒度分布식은 유사교환 하상층의 두께, 遷移河床層의 變動 및 하상의 퇴적 또는 세굴에 의한 河床變動量과 각각의 입도 분포를 알면 유도될 수 있다. 그림 1과 같이 t 시간에 있어서 單位길이 波長의 하상파가 단면 1과 2사이에 있다고 하고 하상파의 波高를 H_w 라 하면 유사교환하상층의 두께는 河床波形과 밀접한 관계가 있으므로 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$H_{ws} = (1-C)H_w \quad (9)$$

여기서 H_{ws} 는 流砂交換 河床層의 두께, C 는 常數로서 0부터 0.5의 값을 가지며 0일 때는 平坦河

床, 0.5일 때는 삼각형 하상파를 나타낸다.

Δt 시간 후 河床變動量을 Z_s 라고 하면 식 (4)로부터 입경별 流砂追跡에 의하여 Δt 시간 후 粒徑 i 의 河床變動 斷面積 A_{di} 를 구할 수 있으며, 하상변동이 流水斷面의 河幅에 균일하게 분포한다고 가정하면 Z_s 는 식 (10)과 같이 된다.

$$Z_s = \frac{\sum_{i=1}^n A_{di}}{W} \quad (10)$$

여기서 W 는 유수단면의 하폭이며, Z_s 가 河床堆積, 음수이면 河床洗掘을 나타낸다. 흐름에 따라 Δt 시간 후의 河床波 形態가 변화한다고 하면 Δt 시간 후의 流砂交換 河床層의 두께 H_{ws}' 는 河床波의 波高 H_w' 과 밀접한 관계가 있으므로 식 (9)와 같은 방법으로 나타낼 수 있을 것이다. 즉,

$$H_{ws}' = (1-C')H_w' \quad (11)$$

여기서 C' 는 常數로서 0부터 0.5사이의 값을 갖는다. 遷移河床層 두께 Z_t 의 변동은 유사교환 하상층 두께의 변동과 河床變動量 Z_s 에 관계가 있으며 식 (12)로 나타낼 수 있다.

$$Z_t = H_{ws} + Z_s - H_{ws}' \quad (12)$$

따라서 Δt 시간 후의 流砂交換 河床層에 대한 粒度分布 s_i' 는 質量保存法則에 의하여 다음과 같이 유도될 수 있다.

$Z_t \geq 0.0$ 의 경우

$$s_i' = s_i + (Z_t - s_i Z_s) / H_{ws}', \quad H_{ws}' \geq Z_s \quad (13)$$

$$s_i' = Z_t / Z_s, \quad H_{ws}' < Z_s \quad (14)$$

$Z_t < 0.0$ 의 경우

$$s_i' = (s_i - t_i) \frac{H_{ws}}{H_{ws}'} + (Z_t - t_i Z_s) / H_{ws}' + t_i \quad (15)$$

여기서 Z_s 는 입경 i 의 河床變動量, t_i 는 천이하상층의 粒度分布이다. 식 (7)과 (8)로부터 하상파의 파고를 결정하고, 식 (9), (10), (11)로부터 H_{ws} , H_{ws}' 및 Z_s 를 계산하면 식 (13), (14), (15)로부터 Δt 시간 후 流砂交換河床層의 입도분포를 산정할 수 있다.

4. 數值解析

지배방정식 (1), (2), 및 (4)의 解를 구하기 위하여, 河川의 洪水波 해석에 많이 사용되고 있으며, 李元煥과 朴相德⁽⁶⁾에 의하여 漢江下流部 洪水追跡 模型 開發에 적용된 Preissmann의 線型4點 implicit

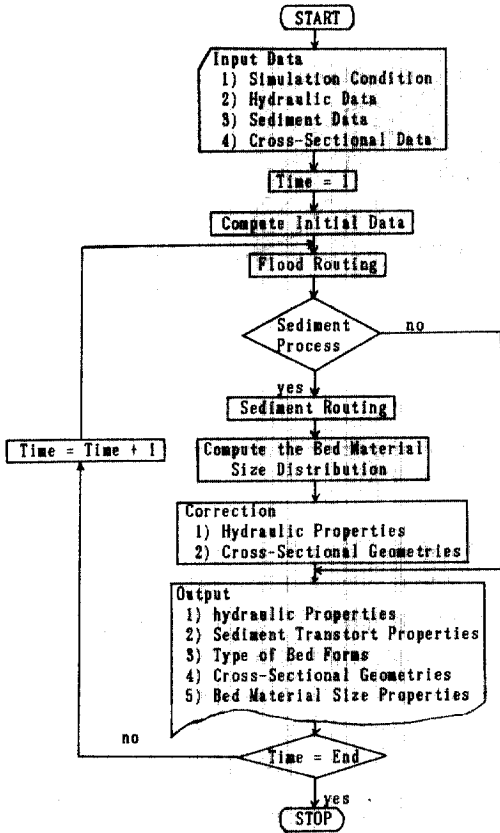


그림 2. 河床變動模型의 흐름도

유한차분법을 사용하였다. Lyn과 Goodwin⁽²²⁾에 의하면 Preissmann scheme은 距離加重係數와 時間加重係數가 0.5에서 1.0의 값을 가질 때 무조건安定하다고 하였다. Preissmann scheme을 적용하여 구성된 선형 유한차분방정식의 해를 行列式에 대한 Fread⁽²²⁾의 직접해법에 의하여 구하였으며, 경계조건으로는 상류단에서 流量水文曲線을 하류단에서 水深-流量關係를 사용하였다. 수심-유량관계는 水位-流量關係式을 수심-유량관계로 선형화하여 얻어질 수 있다. 그림 2는 본 모형의 흐름도를 나타내는 것이다.

5. 漢江下流部에의 適用

본 河床變動 模型을 그림 3에 圖示된 바와 같이 漢江下流部 팔당댐으로부터 인도교 수위표지점에 이르는 구간에서, 洪水 및 河床에 관한 실측자료를

보유하고 있는 1981년 7월부터 1982년 5월의 기간에 적용하여 모형의 적용성이 검토되었다. 수도서울을 貫流하는 이 구간은 河川治水防災面에서 볼 때 대단히 중요한 구간으로서 많은 연구의 대상이 되고있다. 河床變動模型의 적용에 필요한 하상실측 자료는 1981년 6월에 실시된 漢江河床變動 조사기록⁽¹⁾과, 漢江綜合開發事業의 일환으로 수행된 1982년 5월의 土質 및 地質·測量成果⁽⁵⁾를 인용하였다. 실제하천의 하상변동이 홍수시 流下流砂量의 변동에 기인하므로, 低水流量인 600 CMS이상의 유량이 流下하는 기간에 대해서만 하상변동을 模擬하였다. 따라서 실제 적용기간은 1981년 7월 1일부터 1981년 10월 21일까지이며, 이 기간동안의 홍수발생 내역은 표 1과 같다.^(2, 3)

모형의 적용구간에 있어서 河床資料 보유여부를 고려하여 총 38개 斷面이 선정되었으며, 각 단면간 구간거리는 최소 600m에서 최대 1,230m이었다. 상류단 경계조건으로는 팔당댐 放流量이, 하류단 경계조건으로는 인도교지점의 水深-流量關係가 사용되었다. Δt 는 흐름변동과 하상변동을 고려하여 30분을 채택하였다. 조도계수는 李元煥 및 朴相德⁽⁶⁾의 고안, 광장 및 인도교 수위표지점에 대한 流量-粗度係數關係를 이용하였으며, 수위표 지점사이의 각 단면 조도계수는 수위표지점간의 거리에 따라 線型補間法으로 추정하여 사용되었다. 유사를 함유한 흐름의 밀도가 流砂濃度에 따라 달라지므로 유사 농도나 흐름의 밀도에 대한 관계식 (16)를 이용하였으며, 이때 수온은 20°C로 하였다.

$$\rho = \frac{\rho_w}{1 - C_s(1 - \rho_w/\rho_s)} \quad (1)$$

여기서 ρ_w 는 물의 밀도, ρ_s 는 유사의 밀도, C_s 는 부유사 농도이다.

식 (7)에서 砂漣波高係數 C_r 는 200, 식 (8)의 砂堆波高係數 C_d 는 0.4를 채택하였고, 천이상인 경우 파고는 砂漣과 砂堆 波高의 평균치를 사용하였다. 하상파의 형태는 사련이 발생하기 전의 平坦河

표 1. 模擬期間의 洪水發生 內譯

洪水期間	팔당댐 최대방류량 (CMS)	最大洪水位(m)	
		고안	인도교
1981. 7. 1- 7. 15.	12,580.0	8.38	6.81
1981. 8. 31- 9. .5.	14,584.0	8.98	8.15

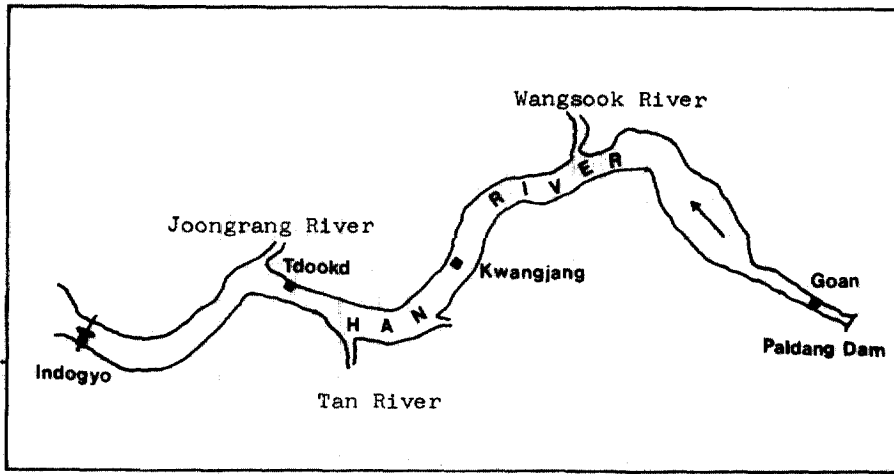


그림 3. 漢江下流部の 河床變動模型 適用區間

床, 砂鏈砂堆, 遷移河床 및 천이하상 후의 평탄하상으로 구분되며, 이들은 유사교환하상층의 두께를 결정하는데 사용되었다. 流砂交換河床層의 두께가 식 (9), (10) 과 같이 하상파의 파고와 관계있으므로 식 (9)와 (11)의 C 와 C' 은 河床波의 形態에 따라 그 값을 달리하여야 하며, 본 연구에서는 砂鏈과 사린이전의 平坦河床에 대해서는 0을, 砂堆에 대해서는 0.4를, 遷移河床에 대해서는 0.2를 채택하였다. 그림 4는 1981. 8. 31-9. 5에 발생한 洪水波에 본 모형을 적용한 결과 流砂交換 河床層의 유사입경 (D_{50})를 도시한 것이며 인도교 지점의 기록된 流量 水文曲線은 그림 5와 같다. 천이하상 이후의 平坦河床에 대해서는 유사교환하상층의 두께(EBLT)로서 20(D_{50}), 40(D_{50}) 및 하한치를 0.5m로 한 40(D_{50})를 사용하여 흐름에 따른 河床構成土砂의 입경변화를 模擬한 결과 그림 4와 같이 시간에 따른 입도변화가 급격하지 않음을 감안해 볼 때 0.5m 이상으로 한 경우가 가장 안정한 결과를 나타내 주고 있으므로 하한치 0.5m를 갖는 40(D_{50})을 流砂交換河床層의 두께로 채택하였다. 이러한 결과를 나타내는 원인은 기왕의 유사교환하상층의 입경별 두께와 비교해 볼 때 粒徑別 河床變動量이 더 큰 경우가 발생하기 때문이라고 생각된다.

하천의 流砂運送에 의한 하상변동이 洪水波의 형상에 미치는 영향을 분석하기 위하여 본 모형을 적용한 移動床 및 固定床에 대한 홍수추적을 행하였으며, 그 결과 인도교지점의 計算水文曲線과 實

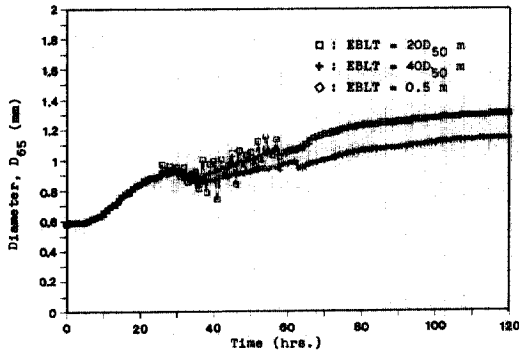
測水文曲線을 그림 5에 나타내었다. 본 모형에 적용된 기간의 인도교지점에 대한 流出水文曲線은 그림 6에 圖示되었다. 그림 7은 모형의 적용결과 나타난 最深河床高를 실측치와 비교한 것이며, 그림 8은 인도교, 똑도 및 팽창지점의 實測粒度分布曲線과 計算粒度分布曲線을 도시한 것이다.

본 모형에 적용된 Toffaleti⁽²⁶⁾의 유사량 산정식은 大河川에 잘 맞는 것으로 알려져 있으며, 흐름 영역을 수심에 따라 3개로 구분하여 流砂粒徑別 유사량을 구하도록 되어있다. 또한 이 식을 漢江下流部에 적용할 경우 實測 浮流砂量보다 큰 總流砂量이 산정되며, 高水時보다 低水時에 실측부유사량의 오차가 더 크게 벌어지고 있다고 보고되어 있다⁽³⁾. 이는 掃流砂量이 全流砂量에서 차지하는 비율이 고수시보다 저수시에 월등하기 때문으로 생각된다.

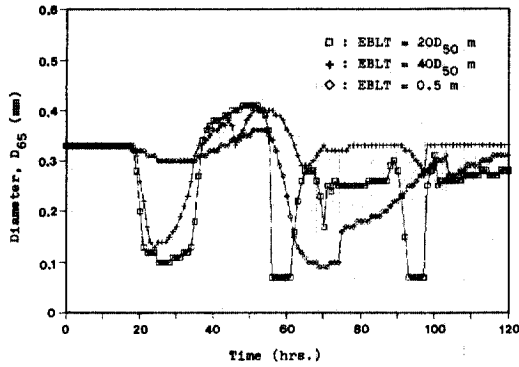
6. 檢討分析

移動床 河川의 홍수파에 의한 하상의 反應을 예측하기 위하여 洪水追跡 및 流砂追跡에 의한 河床變動模型을 구성하고, 이를 한강하류부 필당댐으로부터 인도교지점에 이르는 구간에 적용하였으며, 본 연구결과로부터 다음과 같은 사항들을 검토분석할 수 있었다.

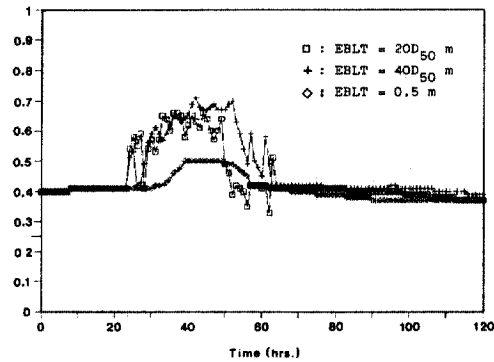
그림 5에 제시된 바와같이 단기적으로 볼 때 단일 홍수파에 의한 河床變動이 洪水追跡結果에 미치는 영향은 微小하였으며, 이는 沖積河川에 있어



(a) 인도교



(b) 뚝도



(c) 광장

그림 4. 시간에 따른 D_{65} 의 변화

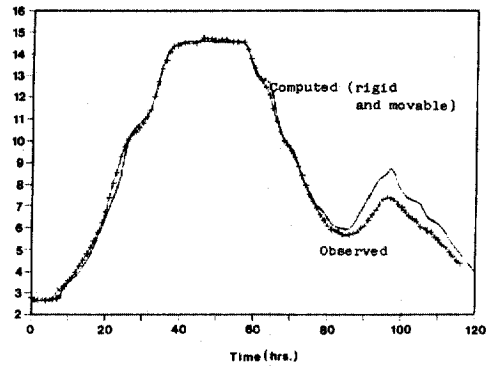


그림 5. 인도교 지점의 計算水文曲線과 實測水文曲線 (1981. 8. 31. 12:00-9. 5)

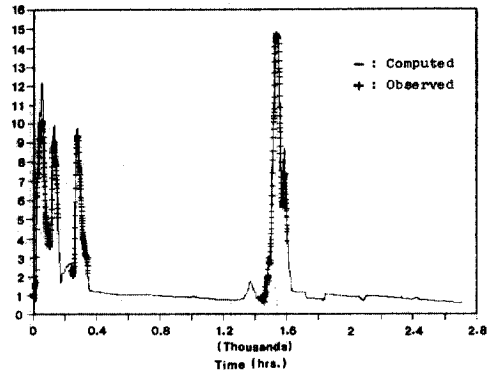


그림 6. 인도교 지점의 流量水文曲線 (1981. 7. 1. 12:00-10. 21)

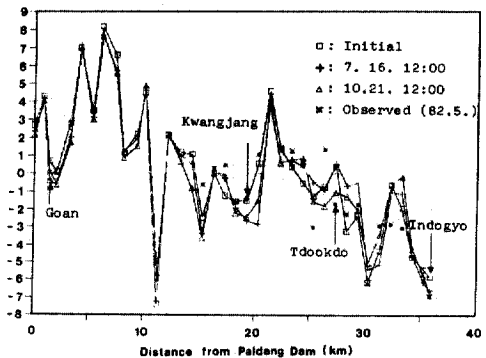
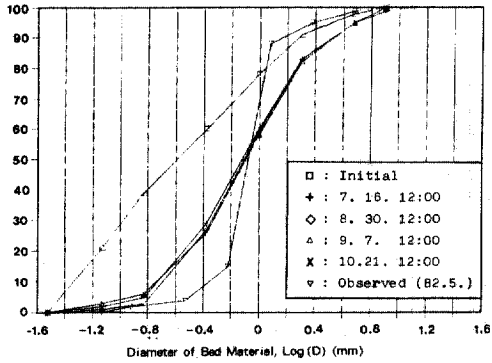
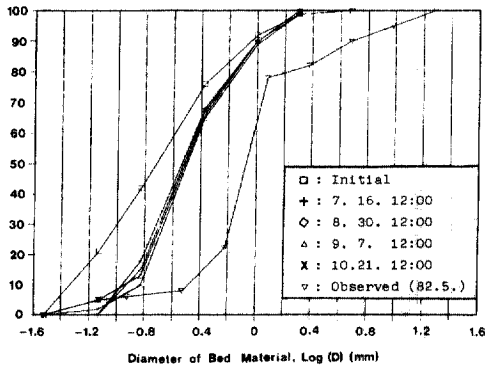


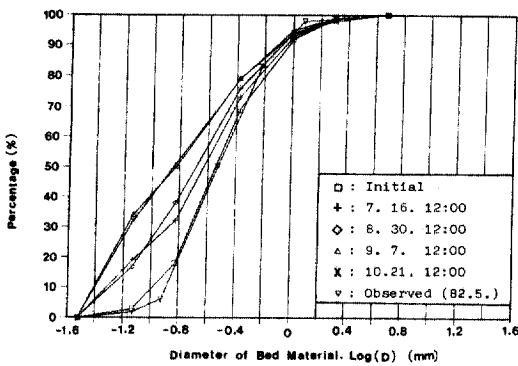
그림 7. 漢江下流部の 最深河床高 縱斷圖



(a) 인도교



(b) 독도



(c) 광장

그림 8. 粒度分布曲線

서 부정류인 홍수파의 흐름변동에 비하여 동일 시간에 대한 하상변동량이 상대적으로 매우 작기 때문이라고 판단된다. 遷移河床後의 平坦河床인 경우 유사교환하상층의 두께를 어떻게 설정하느냐에 따라 하상의 粒度分布가 크게 달라지며, 그림 4에 제시된 바와 같이 流砂交換河床層의 두께를 하한치 0.5 m 인 $40(D_{50})$ 으로 한 경우가 D_{50} 의 20, 40배로 한 경우보다 안정된 결과를 나타내고 있다. 이는 河床變動量의 크기 Z_0 와 이전시간단계의 유사교환하상층의 粒度分布 s_0 에 관계가 있다. 그림 8의 입도분포곡선을 보면 그림 6의 전반부 홍수시에 급격한 변화를 나타내고 있으며 인도교 및 독도지점은 점점 粗粒化되고 있고, 광장지점은 처음에는 조립화되다가 다시 細粒化되고 있다. 인도교는 실측치에 비교적 잘 맞는 편이나 독도 및 광장지점은 큰 편차를 보이고 있다. 또한 본 모형을 적용하여 計算된 그림 8의 粒度分布 변화와, 인도교, 독도 및 광장지점의 시간에 따른 最深河床高 變동을 圖示한 그림 9에서도 알 수 있는 바와 같이 前半期 홍수기간이 後半期 홍수기간보다 더 급격한 河床變動樣相을 나타내고 있다. 이는 주어진 홍수파에 의하여 河床斷面 및 河床構成土砂의 특성이 변화를 일으켜 적응함으로써 하천이 動的平衡狀態를 이루려 하므로 이후의 유사한 규모의 홍수에서는 홍수파에 대한 適應이 그 만큼 적은 하상의 변동을 통하여 달성되기 때문인 것으로 판단된다. 그림 7에 제시된 바와 같이 팔당댐 하류부는 대부분 세굴이 지배적이며, 독도지점을 전후해서 堆積과 洗掘이 교대로 나타나고 있는 것을 알 수 있으며 모

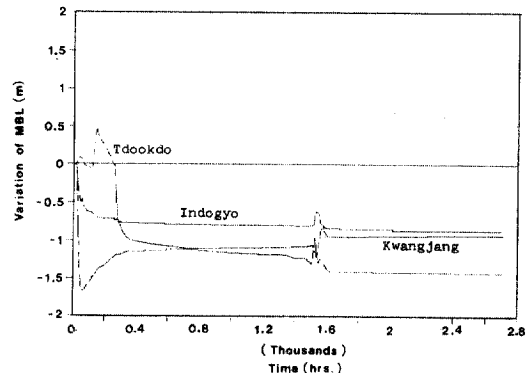


그림 9. 時間에 따른 最深河床高(MBL)의 變化

의 결과가 實測値와 큰 오차를 나타내고 있는 것도 있으나 대체로 실측치와 근사한 결과를 나타내고 있다. 실측치와 模擬結果가 큰 차이를 보이고 있는 원인은 河床構成土砂가 橫斷面에 걸쳐 불균일한 경우 그 단면의 대표 粒度分布를 설정할 때 발생할 수 있으며, 하천으로부터 河床骨材를 채취하는 등의 인위적인 하상변동이 있을 수 있다. 또한 流水斷面 전 하폭에 걸쳐 하상변동이 균일하게 분포한다고 하는 가정에도 그 원인이 있을 수 있다. 모형의 예측 정도를 높이기 위해서는 이와같은 원인을 제거할 필요가 있으며, 총유사량 실측에 기초한 流砂量 算定式의 확립과, 低水路와 홍수터의 흐름 및 河床變動을 분리한 연구가 요망되고 있다.

7. 結 論

冲積河川에서 洪水波에 의한 하천의 動的反應機構인 河床變動過程 모형개발을 통하여 다음과 같은 결과를 얻었다.

1) 흐름에 따른 河床高의 변화, 하상구성토사의 粒度分布變化를 예측할 수 있는 河床變動 數值模型을 洪水追跡과 流砂追跡을 통하여 구성하였으며, 이를 漢江下流部 팔당댐으로부터 인도교 지점의 구간에 적용함으로써 그 적용성이 입증되었다.

2) 流砂를 포함한 洪水波 해석을 통하여 불 때 流砂運送이 홍수파의 형상결절에 미치는 영향은 무시할만하며, 이는 부정류 흐름변동에 비하여 동일시간의 河床變動量이 상대적으로 작기 때문이다.

3) 비교적 類似한 洪水事象이 인접하여 발생하는 경우 河床變動은 前半部 홍수파에 지배적으로 일어나며, 이와같은 현상은 전반부 洪水波에 대해서 河川이 動的平衡을 이루려는 舉動에 起因한다.

4) 流砂交換河床層의 두께를 결정하는데 있어 遷移後 平坦河床에 대해서는 일정한 크기 이상으로 하는 것이 합리적이다.

5) 漢江河流部 팔당댐에서 인도교 지점의 구간은 洗掘과 粗粒化 現象이 지배적이었으며 이는 댐 건설에 의하여 上流로 부터 流入되는 土砂가 차단되는데 그 주요원인이 있는 것으로 판단된다.

參 考 文 獻

1. 建設部, 漢江河床變動 調查報告書, 1981. 12

2. 建設部, 韓國水文調查年報, 1981, 1982.
3. 南宜祐, "河川の 流砂量과 河床變動에 관한 研究", 韓國水文學會誌, 第11卷 第1號, pp. 45~58, 1978. 6.
4. 朴定惠, 洪水時의 河床變動에 관한 研究, 漢陽大學校大學院 博士學位論文, 1984.
5. 서울특별시, 漢江綜合開發 現地調查 報告書(土質 및 地質, 測量), 1983. 5.
6. 李元煥, 朴相德, "漢江下流部 洪水追跡 數值模型開發", 大韓土木學會 論文集, 第9卷 第1號, 1989. 3.
7. 漢江洪水統制所, 留放流量表, 1983.
8. 漢江洪水統制所, 漢江洪水資料集, 1983. 12.
9. Chang, H. H., "Modeling of River Channel Changes" *J. of Hydraulic Engineering, ASCE*, Vol. 110, No. 2 pp. 157~172, 1984.
10. Chen, Y. H., "Mathematical Modeling of Water and Sediment Routing in Natural Channels", thesis presented to Colorado State Univ. at Fort Collins, Colo., in partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy, 1973.
11. Chen, Y. H., "Water and Sediment Routing" in Rivers in Modeling of Rivers edited by H. W. Shen, John Wiley & Sons, Inc., pp. 10-1~10-97, 1979.
12. Fread, D. L., "Discussion for Implicit Flood Routing in Natural Channels", *J. of Hydraulics Division, ASCE*, Vol. 97, No. HY7, pp. 1156-1159, 1971.
13. Grade, R. J. and K. G. Ranga Raju, "Mechanics of Sediment Transportation and Alluvial Stream Problems," Wiley Eastern Limited, 1977.
14. Gessler, J., "Self-Stabilizing Tendencies of Alluvial Channels", *J. of the Waterway and Harbors Division, ASCE*, Vol. 96, No. WW2, pp. 235~249, 1970.
15. Hammad, H. Y., "River Bed Degradation after Closure of Dams", *J. of Hydraulics Division, ASCE*, Vol. 98, No. HY4, pp. 591~607, 1972.
16. Holly, F. M. and M. F. Karim, "Simulation of Missouri River Bed Degradation", *J. of Hydraulic Engineering, ASCE*, Vol. 112, No. 6, pp. 497~517, 1986.
17. Jaramillo, W. F. and S. C. Jain, "Aggradation and Degradation of Alluvial Channel Bed", *J. of Hydraulic Engineering, ASCE*, Vol. 110, No. 8 pp. 1072~1085, 1984.
18. Jopling, A. V. "Geometrical Properties of Sand Waves", *J. of Hydraulics Division, ASCE*, Vol. 91, No. HY3, pp. 348~360, 1965.
19. Karim, M. F. and F. M. Holly, "Armoring and Sorting Simulation in Alluvial Rivers", *J. of Hydraulic Engineering, ASCE*, Vol. 112, No. 8, pp. 705~715, 1986.
20. Lee, H. Y. and A. J. Odgaard, "Simulation of Bed

- Armoring in Alluvial Channels", *J. of Hydraulic Engineering, ASCE*, Vol. 112, No. 9, pp. 794~801, 1986.
21. Lu, J. Y. and H. W. Shen, "Analysis and Comparisons of Degradation Models", *J. of Hydraulic Engineering, ASCE*, Vol. 112, No. 4, pp. 281~299, 1986.
 22. Lyn, D. A. and P. Goodwin, "Stability of a General Preissmann Scheme", *J. of Hydraulic Engineering, ASCE*, Vol. 113, No. 1, pp. 16~28, 1987.
 23. Nordin, C. F. and J. H. Algert, "Geometrical Properties of Sand Waves", *J. of Hydraulics Division, ASCE* Vol. 91, No. HY3, pp. 367~374, 1965.
 24. Park, Inbo and S. C. Jain, "River-Bed Profiles with Imposed Sediment Load", *J. of Hydraulic Engineering, ASCE*, Vol. 112, No. 4, pp. 267~279, 1986.
 25. Ponce, V. M., J. L. Garcia, and D. B. Simons, "Modeling Alluvial Channel Bed Transients", *J. of Hydraulics Division, ASCE*, Vol. 105, No. HY3, pp. 245~256, 1979.
 26. Rana, S. A., D. B. Simons and K. Mahnood, "Analysis of Sediment Sorting in Alluvial Channels", *J. of Hydraulics Division, ASCE*, Vol. 99, No. HY11, pp. 1967~1981, 1973.
 27. van Rijn, L. C., "Sediment Transport, Part III : Bed Forms and Alluvial Roughness", *J. of Hydraulic Engineering, ASCE*, Vol. 110, No. 12, pp. 1733~1754, 1984.
 28. Shen, H. W. and J. Y. Lu, "Development and Prediction of Bed Armoring", *J. of Hydraulic Engineering, ASCE*, Vol. 109, No. 4, pp. 611~629, 1983.
 29. Shimizu, Y., T. Itakura, T. Kishi and M. Kuroki, "Bed Variations during the 1981-Flood in the Lower Ishikari Rivers", *J. of Hydroscience and Hydraulic Engineering* Vol. 5, No. 1, July, pp. 1~9, 1987.
 30. Thomas, W. A. and A. L. Prasuhn, "Mathematical Modeling of Scour and Deposition", *J. of Hydraulics Division, ASCE*, Vol. 103, No. HY8, pp. 851~863, 1977.
 31. Vanoni, V. A., "Sedimentation Engineering", ASCE-Manuals and Reports on Engineering Practice-No. 54, 1975.
 32. Yalin, M. S., "Mechanics of Sediment Transport", Pergamon Press, 1976.
 33. Zhang, H. and R. Kahawita, "Nonlinear Model for Aggradation in Alluvial Channels", *J. of Hydraulic Engineering, ASCE*, Vol. 113, No. 3, pp. 353~369, 1987.

(接受 : 1989. 5. 4)