

## 순간단위도의 왜곡된 형상에 대한 지형학적 접근 Geomorphological Approach to the Skewed Shape of Instantaneous Unit Hydrograph

김 주 철\* / 정 관 수\*\* / 정 동 국\*\*\*

Kim, Joo-Cheol / Jung, Kwansue / Jeong, Dong Kug

### Abstract

This paper presents the systematic approach to positively skewed shape of instantaneous unit hydrograph (IUH), that is one of the universal features of hydrologic response function. To this end an analytical expression of statistical moments for IUH is derived within the framework of geomorphologic instantaneous unit hydrograph (GIUH) theory and quantified according to the concept of hydrodynamic, geomorphologic and kinematic heterogeneity. There is a big scale difference between hillslope and channel flow path system. Although the former has the much smaller level of scale its variation coefficient tends to be higher and coefficient of skewness has the different trend than the latter. The shape of IUH is likely to be much more affected by kinematic heterogeneity rather than hydrodynamic heterogeneity and its combined effect with geomorphologic heterogeneity is the major cause of skewing hydrologic response function. Statistical features of hillslope and channel flow path can be transferred into hydrologic response function in the form of dimensionless statistics and their relative importance forms the general shape of hydrologic response function.

**Keywords** : IUH, hydrodynamic heterogeneity, geomorphologic heterogeneity, kinematic heterogeneity, flow path, coefficient of skewness

### 요 지

본 연구에서는 순간단위도의 보편적 특성 중 하나인 왜곡된 형상에 대하여 체계적인 접근을 시도하여 보았다. 이를 위하여 순간단위도의 통계모멘트에 대한 해석적 관계식을 지형학적 순간단위도 이론을 기반으로 유도하고 유역의 동수역학적 이질성, 지형학적 이질성 및 운동학적 이질성의 개념에 따라 정량화하여 수문학적 응답함수를 왜곡시키는 원인에 접근해 보고자 하였다. 지표면 배수경로와 하천 배수경로 사이에는 큰 규모의 차가 존재하지만 전자는 후자에 비하여 작은 규모임에도 불구하고 오히려 큰 변동계수를 가지며 왜곡계수 역시 다른 경향을 나타낼 수 있었다. 순간단위도의 형상은 동수역학적 이질성보다는 운동학적 이질성에 지배를 받으며 특히 지형학적 이질성과 결합하여 수문학적 응답함수에 왜도를 발생시키는 주요 원인이 될 수 있음을 알 수 있었다. 지표면과 하천의 배수경로들이 갖는 통계특성은 무차원 통계량의 형태로 수문학적 응답함수에 전달되어 지는데 이들 사이의 상대적 중요도에 따라 수문학적 응답함수의 전반적 형상이 결정되는 것으로 판단할 수 있었다.

**핵심용어** : 순간단위도, 동수역학적 이질성, 지형학적 이질성, 운동학적 이질성, 배수경로, 왜곡계수

\*충남대학교 국제수자원연구소 수석연구원 (e-mail: kjoocheol@hanmail.net)  
Chief Researcher, International Water Resources Research Institute, Chungnam National University

\*\*충남대학교 토목공학과 교수 (e-mail: ksjung@cnu.ac.kr)  
Professor, Department of Civil Engineering, Chungnam National University

\*\*\*교신저자, 한남대학교 건설시스템공학과 교수 (e-mail: dkjeong@hnu.kr, Tel: 82-42-629-7561)  
Corresponding Author, Professor, Department of Civil Engineering, Hannam University

## 1. 서론

1932년 Sherman이 제안한 단위도(unit hydrograph)의 개념은 지금도 실무에서 자주 이용되고 있는 강우-유출 해석의 한 분야로서 강우 유입량에 대한 유역의 반응을 정의하는 수문학적 응답함수(hydrologic response function)로 해석되어왔다. 특히 Clark (1945)이 시간-면적곡선(time-area curve)과 선형저수지(linear reservoir) 개념을 결합하여 순간단위도(instantaneous unit hydrograph; IUH) 이론을 제시한 이래 이를 체계적으로 유도하기 위한 여러 가지 방법론들이 지속적으로 제안되어 오고 있다. 1979년 Rodríguez-Iturbe and Valdes는 동적확률모형인 Markov process와 Horton (1945)이 제안한 배수구조의 법칙을 결합하여 지형학적 순간단위도(geomorphologic instantaneous unit hydrograph; GIUH) 이론을 개발하였다. 이전까지의 순간단위도 모형들(Clark, 1945; Nash, 1957; Dooge, 1959)이 주로 선형저수지나 선형수로(linear channel)와 같은 개념적 성분들을 기반으로 유역의 거동에 현상학적으로 접근하고자 했던 것에 비하여 유역의 배수구조에 대한 명시적 공식화를 통하여 강우-유출현상에 보다 물리적으로 접근하고자 한 이들의 시도는 이후 수문학 분야에서 의미 있는 주제로서 자리매김과 동시에 많은 후속 연구를 통하여 진화를 거듭해 가고 있다(Gupta et al., 1980; Kirshen and Bras, 1983; Rosso, 1984; Mesa and Mifflin, 1986; van der Tak and Bras, 1990; Rinaldo et al., 1991; Lee and Chang, 2005; Di Lazzaro, 2009).

여기서 주목해 볼 만한 연구 성과로서 Rinaldo et al. (1991)의 시도를 찾아볼 수 있다. 이들은 단위도나 순간단위도의 형상이 갖는 경험적 특징 중의 하나인 퍼짐(spreading)을 순간단위도의 통계모멘트(혹은 분산, variance)를 이용하여 공식화하고 두 가지 분산(dispersion) 메커니즘(동수역학적 분산, hydrodynamic dispersion; 지형학적 분산, geomorphologic dispersion)에 따라 설명하고자 하였다. 주요한 결론으로 순간단위도의 퍼진 형상은 물 입자들 사이에 존재하는 미시적 규모의 이질성(동수역학적 분산) 보다는 배수구조 전반에 걸친 거시적 규모의 이질성(지형학적 분산)에 보다 큰 영향을 받을 수 있음이 제시되었다. 이후 Saco and Kumar (2004)는 Rinaldo et al. (1991)의 논리에 유속의 공간적 변동성이 야기하는 운동학적 이질성(운동학적 분산, kinematic dispersion)의 개념을 보강하여 수문학적 응답함수의 형상을 해석하기 위한 이론적 틀을 구축하게 된다.

단위도로 대표할 수 있는 수문학적 응답함수의 또 다른

경험적 특성 중의 하나로서 치우침 혹은 왜곡된 형상(positively skewed shape)을 들 수 있다. 이는 유역의 규모나 혹은 특정 유역만이 갖는 독특한 수리/수문학적 특성과는 관계없이 거의 대부분의 자연유역에서 발견되는 현상으로서 전술한 퍼짐과 함께 수문학적 응답과정의 보편적 특성 중의 하나로 받아들여져 왔다. 예를 들면 Snyder의 합성단위도(Snyder, 1939)와 같은 경우 단위도의 침투시점을 중심으로 수문곡선의 폭을 조정하여 왜곡된 형상의 응답함수를 작성토록 하고, 개념적 순간단위도 모형인 Nash 모형(Nash, 1957)의 경우 왜곡 계수가 항상 양의 값을 갖는 Gamma 분포 확률밀도함수를 이용함으로써 왜곡된 형태의 응답함수를 보장토록 하고 있다. 하지만 이러한 단위도 관련 모형들은 대부분 왜도의 발생 원인에 대한 특별한 언급 없이 강우-유출 해석에 왜곡된 단위도의 형상을 그대로 적용하여 왔다. 이와 관련하여 Rinaldo et al. (1995)과 Botter and Rinaldo (2003)는 지형학적 순간단위도의 동수역학적 매개변수가 수문학적 응답함수의 형상에 미치는 영향에 대한 다양한 분석을 통하여 미시적 규모의 동수역학적 이질성 보다는 운동학적 이질성(혹은 지표와 하천 사이의 유속 차)이 이러한 현상의 주된 원인이 될 수 있음을 제시한 바 있다. 하지만 이들은 자신들의 결과를 명시적인 형태(예를 들면 순간단위도의 모멘트)로 공식화하지 않고 단지 순간단위도의 형상변화에 대한 정성적 분석 결과만을 보고하였다. 이와는 대조적으로 Gandolfi et al. (1999)은 지형학적 순간단위도의 3차 모멘트에 대한 해석적 관계식을 제시하고 이를 기반으로 수문학적 응답함수의 왜곡된 형상은 물 입자들의 유동이 갖는 동수역학적 이질성에 종속적이라는 Rinaldo et al. (1995) 및 Botter and Rinaldo (2003)와는 상충되는 의견을 개진하였다. 여기서 한 가지 주목할 만한 사항은 Gandolfi et al. (1999)이 자신들의 관계식 속에 지표유동의 기여도를 포함하지 않은 것으로 이는 이들의 결과가 보다 일반화되어야 함을 의미하는 것으로 볼 수 있다. 이후 Snell et al. (2004)은 유역의 거동을 하나의 가상 수도(혹은 meta channel)로 근사화하고 이를 토대로 수문학적 응답함수의 왜곡된 형상은 강우-유출현상의 비선형 특성에 기인한다는 의견을 제시하기도 하였다.

본 연구에서는 수문학적 응답함수의 형상이 왜곡된 형태로 나타나는 현상에 대한 원인을 조사하고 이러한 현상이 갖는 의미에 대해 정량적으로 접근해 보고자 한다. 이러한 분석을 위해서는 수문학적 응답함수의 형상을 정량적으로 평가할 수 있는 일반화된 이론적 틀이 필요하다. 따라서 본 연구에서는 이러한 분석의 구체적인 수행을 위

하여 유역의 응답함수로 폭 함수(width function) 기반 지형학적 순간단위도 모형을 선정하였다. 지형학적 순간단위도 이론은 배수경로의 개념을 기반으로 유역의 배수 구조를 명시적으로 공식화하여 순간단위도의 형상에 대한 지형학적 접근을 가능케 한다. 이에 따라 본 연구에서는 순간단위도의 통계모멘트에 대한 해석적 관계식을 지형함수 중의 하나인 폭 함수가 수문학적 응답함수로 변환되어 가는 과정을 통하여 유도하고 이를 실제 분석에 이용하고자 한다. 이는 Gandolfi et al. (1999)의 시도와 유사한 것으로 본 연구에서는 유도과정 속에 지표유동에 대한 고려를 포함하여 보다 일반화된 관계식을 제시하고 이를 유역의 동수역학적 이질성(hydrodynamic heterogeneity), 지형학적 이질성(geomorphologic heterogeneity) 및 운동학적 이질성(kinematic heterogeneity)의 상대적 기여도에 따라 정량화하여 수문학적 응답함수를 왜곡시키는 유역의 본질적 특성을 파악해 보고자 한다.

## 2. 이론적 배경

### 2.1 폭 함수의 통계모멘트

물 입자의 흐름거리에 따른 배수면적의 분포로 정의되는 폭 함수  $W(L)$ 은 유역 내 모든 지점과 출구 사이를 연결하는 수많은 배수경로들의 길이에 대한 분포로 해석할 수 있다. 일반적으로 임의 지점의 배수경로길이  $L$ 은 해당 경로를 구성하는 지표유하거리  $L_h$ 와 하천유하거리  $L_c$ 의 합으로 나타낼 수 있으므로( $L=L_h+L_c$ )  $L$ 의 주요한 통계모멘트들을 아래와 같이 나타낼 수 있다.

$$\bar{L} = \bar{L}_h + \bar{L}_c \quad (1)$$

$$\sigma_L^2 = \sigma_{L_h}^2 + \sigma_{L_c}^2 + 2Cov(L_h, L_c) \quad (2)$$

$$\begin{aligned} E[(L - \bar{L})^3] &= E[(L_h - \bar{L}_h)^3] + E[(L_c - \bar{L}_c)^3] \\ &+ 3E[(L_h - \bar{L}_h)^2]E[(L_c - \bar{L}_c)] \\ &+ 3E[(L_h - \bar{L}_h)]E[(L_c - \bar{L}_c)^2] \end{aligned} \quad (3)$$

Eqs. (1)~(3)은 각각 배수경로길이의 평균, 분산 및 평균을 중심으로 한 3차 모멘트를 나타내는 식으로서 기호  $\bar{x}$ ,  $\sigma_x^2$ 은 확률변수  $x$ (여기서는 배수경로길이  $L$  및 성분별 경로길이  $L_h$ 와  $L_c$ )의 평균과 분산을 나타내고  $Cov(\cdot, \cdot)$ 은 공분산 연산자 그리고  $E[\cdot]$ 은 기대치 연산자를 의미한다. 또한 전술한  $W(L)$ 의 정의에 따라

$W(L_h)$ ,  $W(L_c)$ 는 각각  $L_h$ 와  $L_c$ 의 분포(혹은 지표 폭 함수 및 하천 폭 함수)를 나타내기로 한다.

### 2.2 폭 함수 기반 지형학적 순간단위도 이론

유역의 수문학적 응답함수에 대한 일반식  $f_B(t)$ 는  $W(L)$ 을 이용하여 다음과 같이 나타낼 수 있다(Mesa and Mifflin, 1986).

$$f_B(t) = \int_0^\infty W(L)f_L(t)dL \quad (4)$$

여기서,  $f_L(t)$ 는 초기시점에 출구로부터  $L$ 만큼 떨어진 지점에서 출발한 물 입자가  $t$ 시점에 출구에 도착할 확률 밀도함수로서 해당 경로를 구성하는 두 성분에 대한 유하 시간 확률밀도함수  $f_{L_h}(t)$ ,  $f_{L_c}(t)$  사이의 회선적분(convolution) 형태로 나타낼 수 있다.

$$f_L(t) = f_{L_h}(t) * f_{L_c}(t) \quad (5)$$

지형학적 순간단위도 이론의 범주에서  $f_{L_h}(t)$ 와  $f_{L_c}(t)$ 의 형태로는 주로 다음과 같은 역가우스(inverse Gaussian) 분포 확률밀도함수가 자주 이용되어 왔다(Rinaldo et al., 1991; Rinaldo et al., 1995; Gandolfi et al., 1999; Botter and Rinaldo, 2003; Saco and Kumar, 2004 D'odorico and Rigon, 2003).

$$f_{L_h}(t) = \frac{L_h}{\sqrt{4\pi D_h t^3}} e^{-\frac{(L_h - u_h t)^2}{4D_h t}} \quad (6)$$

$$f_{L_c}(t) = \frac{L_c}{\sqrt{4\pi D_c t^3}} e^{-\frac{(L_c - u_c t)^2}{4D_c t}} \quad (7)$$

여기서,  $D_h$ ,  $D_c$ 는 각각 지표와 하천의 동수역학적 확산계수  $u_h$ ,  $u_c$ 는 지표와 하천의 평균진과속도로서 Eqs. (6) and (7)은 하도의 상류단에 작용하는 순간 단위유입량을 이송-확산 방정식을 이용하여 추적할 경우 얻을 수 있는 해석해와 형태적으로 일치한다. D'odorico and Rigon (2003)은 Eq. (4)에 대한 모멘트생성함수(moment generation function) ( $\hat{f}(s) = L[f(t)]$ ), 여기서  $L[\cdot]$ 은 라플라스 변환 연산자)로부터 순간단위도의 1차 모멘트 및 평균을 중심으로 한 2차 모멘트를 다음과 같이 유도한 바 있다.

$$\bar{t} = \frac{\bar{L}_h}{u_h} + \frac{\bar{L}_c}{u_c} \quad (8)$$

$$\sigma_t^2 = \left[ 2 \frac{D_h}{u_h^3} \bar{L}_h + 2 \frac{D_c}{u_c^3} \bar{L}_c \right] + \left[ \frac{\sigma_{L_h}^2}{u_h^2} + \frac{\sigma_{L_c}^2}{u_c^2} + 2 \frac{Cov(L_h, L_c)}{u_h u_c} \right] \quad (9)$$

여기서, Eq. (8)은 물 입자의 평균 유하시간을 의미하는 것으로 유역의 지체시간(lag time)과 유사하게 해석할 수 있다. Eq. (9)는 물 입자의 유하시간에 대한 분산을 의미하는 것으로 Rinaldo et al. (1991)은 이를 동수역학적 분산(우변 첫 번째 괄호 안의 두 번째 항)과 지형학적 분산(우변 두 번째 괄호 안의 두 번째 항)으로 구분하여 순간 단위도의 퍼짐에 대한 상대적 기여도를 평가하였다. 또한 Saco and Kumar (2004)는  $u_h$ 와  $u_c$ 의 규모차로 인하여 발생하는 또 다른 퍼짐현상을 보고하고 이를 운동학적 분산으로 규정한다. 이를 전술한 확산계수의 개념을 이용하여 정리하면 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\sigma_t^2 = 2 \frac{\bar{L}}{u_B^3} (D_L + D_G + D_K) \quad (10)$$

여기서,  $u_B$ ,  $D_L$ 는 각각 유역전반에 걸친 전파속도와 동수역학적 확산계수의 평균을 나타낸다.  $D_G$ 는 Rinaldo et al. (1991)이 고안한 지형학적 확산계수로서 배수경로길이의 이질성으로부터 발생하는 순간단위도의 퍼짐효과를 나타낸다.  $D_K$ 는 Saco and Kumar (2004)가 제안한 운동학적 확산계수로서 전술한 바와 같이  $u_h$ 와  $u_c$ 의 규모차로 인하여 발생하는 순간단위도의 또 다른 퍼짐현상을 정의한다. 지금까지 수행된 대부분의 선행연구(Rinaldo et al., 1991; Rinaldo et al., 1995; Gandolfi et al., 1999; Botter and Rinaldo, 2003; Saco and Kumar, 2004; Di Lazzaro, 2009)에서는  $D_L$ 이 나머지 두 확산계수에 비하여 상대적으로 매우 작은 값을 가짐을 밝히고 있는데 이로부터 순간단위도의 퍼짐 현상은 물 입자 규모의 미시적 유동이 가지는 동수역학적 이질성 보다는 전체 배수망을 구성하는 경로길이의 지형학적 이질성 및 지표와 하천유동 사이의 운동학적 이질성에 종속적인 현상임을 확인할 수 있다.

### 2.3 지형학적 순간단위도의 3차 모멘트

본 연구에서는 Eq. (4)에 대한 모멘트생성함수를 이용하여 평균을 중심으로 한 순간단위도의 3차 모멘트에 대한 관계식을  $E[t^3] = (-1)^3 \frac{df(s)}{ds} \Big|_{s=0}$ 의 관계를 이용하여 다음과 같이 유도하여 보았다.

$$E[(t - \bar{t})^3] = \left\{ 12 \frac{D_h^2}{u_h^5} \bar{L}_h + 12 \frac{D_c^2}{u_c^5} \bar{L}_c \right\} + \left\{ 6 \frac{D_h}{u_h^4} \sigma_{L_h}^2 + 6 \frac{D_c}{u_c^4} \sigma_{L_c}^2 + 6 \left[ \frac{D_h}{u_h^3 u_c} + \frac{D_c}{u_h u_c^3} \right] Cov(L_h, L_c) \right\} \quad (11)$$

$$+ \left\{ \frac{E[(L_h - \bar{L}_h)^3]}{u_h^3} + \frac{E[(L_c - \bar{L}_c)^3]}{u_c^3} \right. \\ \left. + 3 \frac{E[(L_h - \bar{L}_h)^2] E[(L_c - \bar{L}_c)]}{u_h^2 u_c} + 3 \frac{E[(L_h - \bar{L}_h)] E[(L_c - \bar{L}_c)^2]}{u_h u_c^2} \right\}$$

Eq. (11)은 순간단위도의 왜곡된 형상에 대한 정량적 평가를 가능하게 하는 지형학적 관계식으로서 동수역학적 확산계수( $D_h$ ,  $D_c$ )와의 관계에 따라 크게 두 부분으로 나누어 해석할 수 있다. 즉 우변 첫 번째 괄호 안의 두 항과 두 번째 괄호 안의 세 항은 모두 물 입자의 미시적 유동이 가지는 동수역학적 이질성과 직접 관련을 갖지만 세 번째 괄호 안의 네 항은 이와는 무관하게 폭 함수의 형상 및 지표와 하천유동 사이의 이질성에 종속적임을 확인할 수 있는 것이다. 이로부터 순간단위도의 왜곡된 형상은 Eq. (9)와 유사한 맥락(Rinaldo et al., 1991; Saco and Kumar, 2004)에서 물 입자의 유동이 갖는 동수역학적 이질성과 배수경로길이의 지형학적 이질성 및 지표와 하천유동 사이의 운동학적 이질성으로부터 발생함으로 해석할 수 있게 된다. 여기서 한 가지 흥미로운 사항은 Eq. (11) 우변의 첫 번째 및 두 번째 괄호안의 모든 항들이 Eq. (9) 우변의 모든 항들과 각각 1대1 대응관계( $E[(t - \bar{t})^3] \propto 6 \frac{D}{u} \sigma_i^2$ )를 갖는 것으로 이는 순간단위도의 분산이 커질수록 왜도 역시 크게 나타날 수 있음을 의미한다.

여기서 Eq. (11)을 기반으로 순간단위도의 왜도를 발생시키는 원인을 정리해 보면 1) 순간단위도의 고유한 퍼짐 특성 혹은 분산, 2) 지형학적 이질성에 의해 결정되는 폭 함수의 형상 그리고 3) 운동학적 이질성에 따른 폭 함수의 형상변화로 요약할 수 있게 된다. 본 연구에서는 실제 유역을 대상으로 Eq. (11)의 성분별 기여도를 계량하여 수문학적 응답함수를 왜곡시키는 유역의 본질적 특성에 체계적으로 접근해 보고자 한다.

## 3. 방법론

### 3.1 대상유역

본 연구에서는 대상유역으로 보청천 수계의 이평수위 표 지점과 탄부수위표 지점을 출구로 하는 두 유역을 선정하였다(Fig. 1). 이들은 각각 유역면적이 76.60 km<sup>2</sup> 및 77.77 km<sup>2</sup>로 비슷한 규모를 가지며 서로 인접한 유역으로서 만약 유역의 규모를 매개변수로 하는 기존의 합성단위도 방법(Nakayasu 합성단위도, SCS 합성단위도 등)을 이용할 경우 유사한 형태의 수문학적 응답함수가 나타날 것이 기대되는 곳이라 할 수 있다. 하지만 본 연구진의 선행

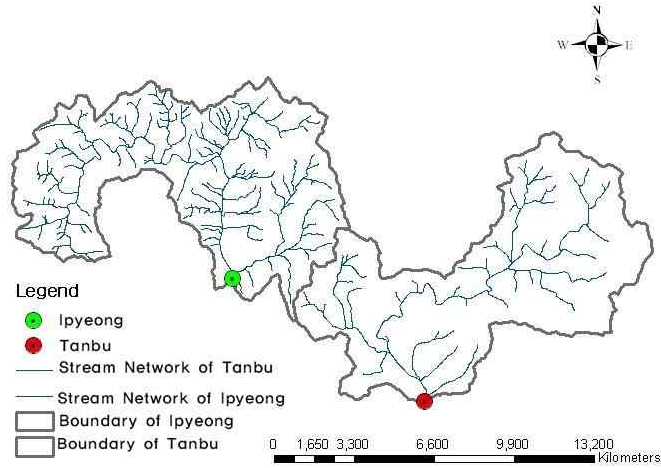


Fig. 1. Drainage Basin Map

연구(Choi et al., 2010; Kim et al., 2011)를 통하여 이들은 서로 상이한 배수 구조(혹은 폭 함수)를 가지며 이에 따라 매우 상이한 형상의 지형학적 순간단위도가 나타날 가능성이 제시된 유역들로서 본 연구 목적에 잘 부합하는 곳이라 판단되어 대상유역으로 선정하였다.

### 3.2 동적매개변수에 대한 가정

Eq. (4)로 정의되는 폭 함수 기반 지형학적 순간단위도 모형은 총 네 개의 동수역학적 매개변수( $D_h$ ,  $D_c$ ,  $u_h$ ,  $u_c$ )를 포함하고 있다. Mehlhorn et al. (1998)은 보존성 물질에 대한 추적자(tracer) 실험을 통하여 이들에 대한 추정 결과를 발표한 바 있으며 D'odorico and Rigon (2003)은 문헌조사를 통하여 자연계에서 발생 가능한 범위로서  $u_h = 0.001 \sim 0.1 \text{ m/sec}$ ,  $u_c = 0.5 \sim 4 \text{ m/sec}$ ,  $D_h \leq 1 \text{ m}^2/\text{sec}$ ,  $D_c = 1.25 \sim 10000 \text{ m}^2/\text{sec}$ 를 제시하였다. 하지만 전술한 두 유역의 경우 하천유량측정을 통한  $u_c$ 에 대한 관측결과가 상기한 범위( $u_c = 0.5 \sim 4 \text{ m/sec}$ )에 포함됨을 확인할 수 있음을 제외하고는 나머지 매개변수들에 대한 유의한 정보를 찾아볼 수 없었다. 따라서 본 연구에서는 선행연구 사례들에 대한 검토 및 대상유역의 지형학적 특성에 대한 고려를 통하여 폭 함수 기반 지형학적 순간단위도 모형의 매개변수들에 대한 타당한 범위를 다음과 같이 가정하여 실제 분석에 이용토록 하였다.

우선 자연 유역 내에서 강우-유출 사상이 발생할 경우  $u_h$ 와  $u_c$  사이에는 일반적으로 수십배 정도의 규모 차 혹은 지표면과 하천유동 사이의 운동학적 이질성이 존재할 수 있음이 여러 학자들에 의해 제시된 바 있다(van de Tak and Bras, 1990; Rinaldo et al., 1995; Botter and

Rinaldo, 2003; Saco and Kumar, 2004; Di Lazzaro, 2009). 따라서 이를 기반으로 본 연구에서는  $u_h$ 와  $u_c$  사이의 비  $r = u_c/u_h$ 을 1~100로 가정하였다. 이 경우 만약 실측 자료를 기반으로 검정이 용이한  $u_c$ 를 타당한 범위 내에서 가정할 경우 이에 대응하는  $u_h$ 와  $u_B$ 를 다음과 같이 산정할 수 있게 된다.

$$u_h = \frac{u_c}{r}; u_B = \left( \frac{\bar{L}_h + \bar{L}_c}{r\bar{L}_h + \bar{L}_c} \right) u_c \quad (12)$$

또한  $D_L$ 은 Eq. (12) 및  $D_h$ ,  $D_c$ 를 이용하여 다음과 같이 나타낼 수 있게 된다.

$$D_L = \frac{u_B^2}{L} \left\{ \frac{1}{u_c^3} (r^3 D_h \bar{L}_h + D_c \bar{L}_c) \right\} \quad (13)$$

Eq. (13)은  $D_h$ 와  $D_c$  사이에 존재하는 규모 차가 고려된 관계식으로 이들은 각각 다음과 같이 나타낼 수 있다 (Henderson, 1964).

$$D_h = \frac{u_h y_h}{3s_h}; D_c = \frac{u_c y_c}{3s_c} \quad (14)$$

여기서  $y_h$ ,  $y_c$ 는 각각 지표면과 하천의 수심을 나타내고  $s_h$ ,  $s_c$ 는 지표면과 하천의 경사를 나타낸다. 본 연구에서는  $D_h$ 와  $D_c$  사이에 존재하는 규모 차를 고려하지 않고 직접  $D_L$ 의 범위를 가정하는 접근법을 이용하였다. 이러한 시도의 주된 이유는 전술한 바와 같이  $D_L$ 은  $D_G$ 나  $D_K$ 에 비하여 상대적으로 매우 작은 값을 가지므로  $D_h$ 와  $D_c$ 의 규모 차가 전체 수문학적 응답에 미치는 영향 역시 미미할 것이 예상되기 때문이다. 이에 따라  $D_L$ 의 최소값은

D'odorico and Rigon (2003)이 제시한 범위를 참조하여 1 m<sup>2</sup>/sec로 선정하고 최대값은 Eq. (14)에 대한 고려로부터 선정하여 실제 분석을 수행한다.

### 3.3 단위도 형상의 공식화

전절에서 기술한  $r$  및  $D_L$ 에 대한 가정에 따라 Eqs. (8)~(11)을 정리해 보면 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\bar{t} = \frac{1}{u_c} (r\bar{L}_h + \bar{L}_c) \quad (15)$$

$$\sigma_t^2 = 2 \frac{D_L}{u_c^3} \bar{L} \left( \frac{rL_h + L_c}{L_h + L_c} \right)^3 + \frac{1}{u_c^2} [r^2\sigma_{L_h}^2 + \sigma_{L_c}^2 + 2rCov(L_h, L_c)] \quad (16)$$

$$E[(t - \bar{t})^3] = 12 \frac{D_L^2}{u_c^5} \bar{L} \left( \frac{rL_h + L_c}{L_h + L_c} \right)^5 + 6 \frac{D_L}{u_c^4} [r^2\sigma_{L_h}^2 + \sigma_{L_c}^2 + 2rCov(L_h, L_c)] \left( \frac{rL_h + L_c}{L_h + L_c} \right)^2 + \frac{1}{u_c^3} \left\{ \begin{aligned} &r^3E[(L_h - \bar{L}_h)^3] + E[(L_c - \bar{L}_c)^3] \\ &+ 3r^2E[(L_h - \bar{L}_h)^2]E[(L_c - \bar{L}_c)] \\ &+ 3rE[(L_h - \bar{L}_h)]E[(L_c - \bar{L}_c)^2] \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

본 연구에서는 두 대상유역에 대하여 가정된 동수역학적 매개변수의 범위를 적용하여 일군의 수문학적 응답함수를 유도하고 이들 각각의 형상 특성을 Eqs. (15)~(17)을 기반으로 평가하여 본 연구의 목적에 접근해 보고자 한다.

## 4. 적용사례

### 4.1 폭 함수의 통계학적 특성

대상유역에 대하여  $W(L)$ 을 유도하기 위해 출구로부터

물 입자의 유하거리를 DEM을 이용하여 산정하였다(Fig. 2). DEM의 생성에는 국립지리원에서 발행한 1/25,000 수치지형도의 등고선을 적용하였으며 Arc GIS의 Fill 함수를 이용하여 전처리를 수행하였다. 또한 하천망 생성기법에 따른 오차를 줄이기 위하여 동일한 수치 지형도의 하천선(Blue line)을 그대로 사용하였다. pixel의 해상도는 20×20m로 하였으며 흐름방향의 산정에는 8방향 방법을 이용하였다. 이렇게 생성된 흐름방향도를 이용하여 대상 유역의 각 격자 중심에서 유역 출구까지의 지표면 유하거리와 하천 유하거리를 각각 TauDEM Ver. 3.1의 Flow distance to streams 함수 및 Arc GIS의 Flow length 함수를 이용하여 산정하였다. 전술한 바와 같이 수치 지형도의 하천선을 그대로 이용하였으므로 별도의 pruning 작업은 수행하지 않았으며 flat surface에 대한 처리 역시 수행하지 않았다.

Fig. 3은 Fig. 2를 기반으로 작도한 두 유역의  $W(L)$  혹은 배수경로길이 분포도로서 이평유역(Fig. 3 (a))의 경우 출구(분포도의 원점)에 인접한 하류부의 종거리가 상류부에 비하여 상대적으로 큰 값을 갖는 반면 탄부유역(Fig. 3(b))의 경우 정반대의 경향을 가짐을 시각적으로 확인할 수 있다. 이로부터 두 분포의 왜도는 서로 반대의 부호를 취할 수 있음이 예상된다.

대상유역의  $W(L)$ 이 갖는 특징을 성분별로 분석하기 위하여  $W(L_h)$ ,  $W(L_c)$ 를 Figs. 4 and 5와 같이 작도하여 보았다. 주목되는 사항은 Fig. 4의  $W(L_h)$  혹은 지표면경로길이 분포도로서 두 유역 모두 마치 지수분포 확률밀도 함수와 유사한 형태를 보임을 확인할 수 있다. 하지만 다수의 학자들은  $W(L_h)$ 이 지수분포 확률밀도함수보다는 Gamma분포 확률밀도함수에 가까운 형상을 가짐을 제시한 바 있다(van de Tak and Bras, 1990; Mehlhorn et al., 1998; D'odorico and Rigon, 2003). 이에 따라 Fig. 4에 도시된 분포도의 형상은 pixel의 해상도에 기인한 결과로 판



Fig. 2. Flow Path Length

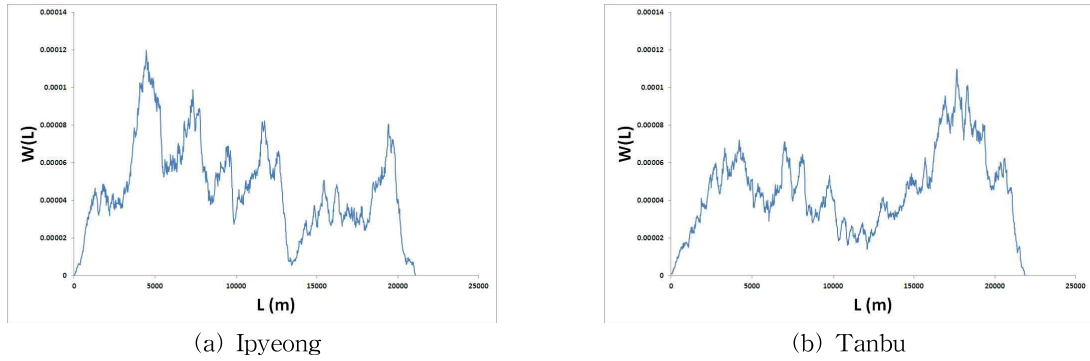


Fig. 3. Width Function ( $W(L)$ )

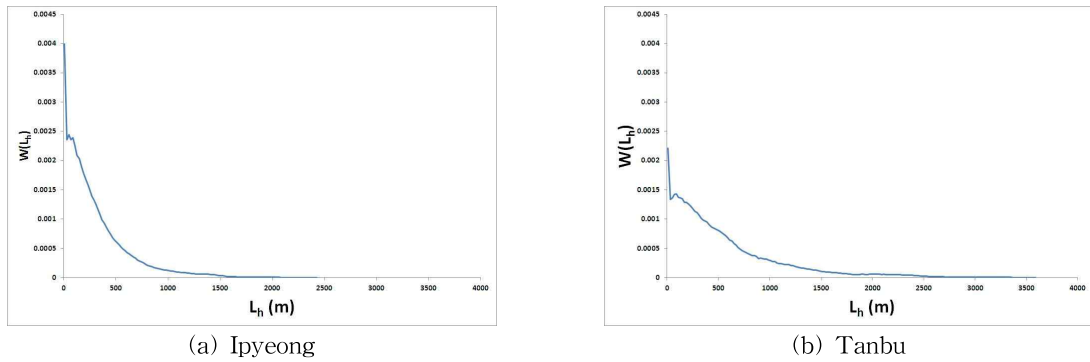


Fig. 4. Hillslope Width Function ( $W(L_h)$ )

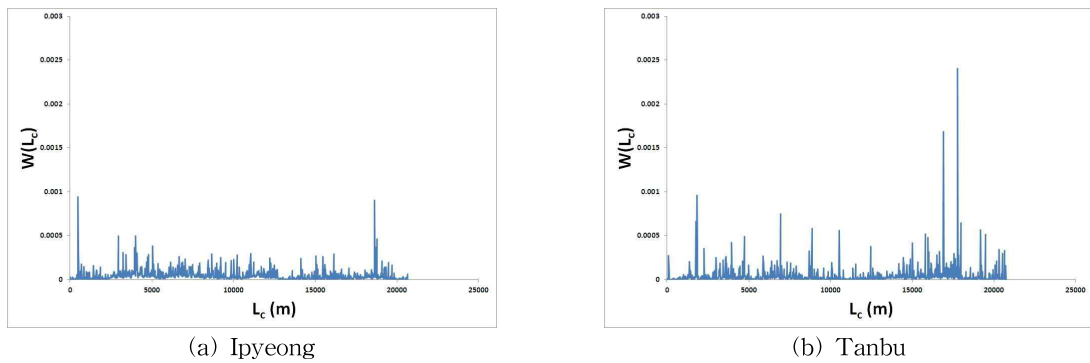


Fig. 5. Channel Width Function ( $W(L_c)$ )

단된다. 실제로 본 연구에서 적용한  $20 \times 20$  m 해상도의 수준에서는 최소 경로길이가 20 m로 고정되어 이보다 작은 규모에서의  $L_h$ 의 변동성을 반영할 수 없으므로 이러한 결과가 얻어진 것으로 볼 수 있는 것이다. 흥미로운 사항은 Fig. 3과는 달리 이들이 두 유역 모두에서 정(正) 왜도를 갖는 것으로 이로부터  $W(L_h)$ 는  $W(L)$ 의 전반적인 형상과는 무관한 특성을 가짐을 확인할 수 있다. 이는  $W(L)$ 가  $W(L_c)$  혹은 하천경로길이 분포도의 특성에 종속적임을 암시하는 결과로서 이러한 경향을 Fig. 5로부터

예상할 수 있다.

Table 1은 대상유역의  $W(L)$ ,  $W(L_h)$ ,  $W(L_c)$ 에 대한 통계모멘트들을 Eqs (1)~(3)을 이용하여 산정한 결과로서 여기서  $A = 3E[(L_h - \bar{L}_h)^2]E[(L_c - \bar{L}_c)]$ ,  $B = 3E[(L_h - \bar{L}_h)]E[(L_c - \bar{L}_c)^2]$  그리고  $Cv_x$ ,  $Sk_x$ 는 각각 확률변수  $x$ 의 변동계수와 왜곡계수를 나타낸다. Table 1에서 우선 주목되는 사항은 두 유역의  $\bar{L}_h$ 에 대한 산정결과로서 탄부유역이 이평유역에 비하여 약 1.8배 정도 크게 나타나고 있음을

Table 1. Statistical Moments of Flow Path Length

Basin	Hillslope			Channel			$Cov[L_h, L_c]$ ( $m^2$ )	$\sigma_L^2(m^2)$	$Cv_L$
	$\bar{L}_h(m)$	$\sigma_{L_h}^2(m^2)$	$Cv_{L_h}$	$\bar{L}_c(km)$	$\sigma_{L_c}^2(m^2)$	$Cv_{L_c}$			
Ipyeong	311	98304	1.0067	9262	30814230	0.5993	-202308	30507918	0.5769
Tanbu	556	292259	0.9723	11359	37619288	0.5400	242905	38397356	0.5201
Basin	$E[(L_h - \bar{L}_h)^3]$ ( $m^3$ )	$Sk_{L_h}$	$E[(L_c - \bar{L}_c)^3]$ ( $m^3$ )	$Sk_{L_c}$	A	B	$E[(L - \bar{L})^3]$ ( $m^3$ )	$Sk_L$	
Ipyeong	60169512	1.9522	63402250240	0.3707	-172295040	-172229312	62428848128	0.3705	
Tanbu	279639168	1.7699	-54107463680	-0.2345	369038400	368682688	-51614662656	-0.2169	

확인할 수 있다. 이는 대상유역의 배수밀도 혹은 하천망의 발달 정도가 서로 상이함을 의미한다. 또한  $Cov[L_h, L_c]$ 에 대한 산정결과로부터 이평유역은  $L_h, L_c$  사이에 역상관계( $R = -0.12$ , 여기서  $R$ 은 상관계수)가 존재하지만 탄부유역은 정반대의 경향( $R = 0.07$ )이 존재함을 볼 수 있다. 따라서 본 연구의 두 대상유역은 서로 인접하고 비슷한 규모임에도 불구하고 매우 상이한 배수 구조를 가지고 있음을 확인할 수 있다.

차수별 모멘트 산정결과에서 볼 수 있는 가장 두드러진 특징은 각 성분별 통계량들의 총합  $\bar{L}, \sigma_L^2, E[(L - \bar{L})^3]$ 이 대부분 하천성분  $\bar{L}_c, \sigma_{L_c}^2, E[(L_c - \bar{L}_c)^3]$ 에 기인하고 있는 점이다. 이는  $L_h$ 와  $L_c$  사이에 큰 규모의 차가 존재함을 의미하는 것으로 실제로  $\bar{L}, \sigma_L^2, E[(L - \bar{L})^3]$ 에 대한  $\bar{L}_h, \sigma_{L_h}^2, E[(L_h - \bar{L}_h)^3]$ 의 기여도는 이평유역의 경우 3.25%, 0.32%, 0.10% 탄부유역의 경우 4.67%, 0.76%, -0.54%로서 미미한 영향을 확인할 수 있다. 무차원 통계량인  $Cv$ 와  $Sk$ 에 대한 성분별 산정결과에서도 두 유역 모두  $Cv_L, Cv_{L_c}$  및  $Sk_L, Sk_{L_c}$ 가 서로 거의 유사한 값을 가짐을 볼 수 있다. 이는 이평유역의  $W(L), W(L_c)$ (Fig. 3 (a) and Fig. 5 (a)) 및 탄부유역의  $W(L), W(L_c)$ (Fig. 3 (b) and Fig. 5 (b))가 각각 정성적으로 유사한 분포임을 의미하는 것이다. 이상의 논의로부터 지표면 배수체계와 하천망 배수체계 사이에는 비교적 큰 규모의 차가 존재하며 이로 인하여 자연유역의 전반적인 배수구조는 주로 후자의 특성에 따라 결정될 수 있음을 확인할 수 있었다.

여기서 한 가지 흥미로운 사항을  $Cv$ 와  $Sk$ 에 대한 성분별 산정결과로부터 찾을 수 있는데 우선  $Cv$ 의 경우 두 유역 모두  $Cv_{L_h}$ 가  $Cv_{L_c}$ 에 비하여 약 2배 정도 크게 산정되고 있음을 볼 수 있다. 이는  $L_h$ 가  $L_c$ 에 비하여 작은 규모를 가짐에도 불구하고 오히려 큰 변동성을 갖는 것을 의미한다. 또한  $Sk_{L_h}$ 의 경우 두 유역 모두 비교적 큰 양의

값(positive skewness)을 갖지만  $Sk_{L_c}$ 는 이보다 작은 값, 심지어는 음의 값(negative skewness)을 가짐을 볼 수 있다. 이로부터 자연유역을 구성하는 지표면 배수체계와 하천망 배수체계는 서로 다른 수준의 규모에서 정의되며 이러한 거동특성을 갖는 이질적인 성분들임을 확인할 수 있었다.

#### 4.2 동수역학적 확산매개변수에 대한 고려

대상유역에 대하여 Eq. (4)를 기반으로 수문학적 응답 함수를 유도하기 위해서는  $D_L$ 에 대한 타당한 범위의 결정이 필요하다. 전술한 바와 같이  $D_L$ 의 최소값은 D'odorico and Rigon(2003)이 제시한 범위( $D_h \leq 1m^2/sec, D_c = 1.25 \sim 10000m^2/sec$ )를 참조하여  $1 m^2/sec$ 로 선정하였다. 이는  $D_h$ 의 상한계에 해당하는 값으로 Eq. (13)에 대한 고려로부터  $D_L$ 의 최소값으로 타당할 것으로 판단된다. 하지만 최대값의 경우 D'odorico and Rigon(2003)이 제시한  $D_c$ 의 범위에 대한 적용범위가 다소 모호하여 본 연구에서는 Eq. (14)의  $D_c$ 에 대한 관계식을 고려하여 다음과 같이 선정하였다: 우선 두 유역에서 발생 가능한 최대  $y_c$ 를 3 m로 가정하였다. 본 연구의 대상유역인 이평유역과 탄부유역은 보청천 수계에 위치한 중소규모의 산지 자연유역으로서 이 값은 해당유역에서 발생 가능한  $y_c$ 의 범위를 충분히 반영할 수 있을 것으로 판단된다. 또한 두 유역의  $s_c$ 는 DEM을 이용하여 3가지 개별적인 형태로 산정하여  $D_c$ 의 추정에 이용하였다. Table 2는  $D_c$ 에 대한 산정결과를 수록한 것으로 여기서  $s_{c1}$ 은 하천성분 pixel들과 출구지점 사이의 표고차를 해당 유하거리로 나누어 산정한 평균경사,  $s_{c2}$ 는 하천성분 pixel별 8방향 최급하향경사들의 평균 그리고  $s_{c3}$ 는 수원(source)지점 pixel들과 출구지점 사이의 표고차를 해당 유하거리로 나누어 산정한 평균경사를 의미한다. Table 2로부터  $D_c$ 값의 범위는 이평유



역의 경우 10.85~476.19 m<sup>2</sup>/sec, 탄부구역의 경우 11.92~373.83 m<sup>2</sup>/sec 정도가 예상되어 최소값의 경우와 마찬가지로 Eq. (13)에 대한 고려로부터  $D_L$ 의 최대값으로 500 m<sup>2</sup>/sec를 선정하였다.

### 4.3 재조정된 폭 함수의 거동특성

대상구역에 대한 수문학적 응답함수  $f_B(t)$ 를 Eq. (4)를 이용하여 Figs 6 and 7과 같이 유도하여 보았다. Eq. (4)는  $W(L)$ 의 정의역인 유하거리 축(flow distance axis)을 이송-확산 방정식을 이용하여 유하시간 축(travel time axis)으로 변환한 결과로서 일부 학자들은 이를 재조정된 폭 함수(rescaled width function)라 칭하기도 한다(Rinaldo et al., 1995; Botter and Rinaldo, 2003): 분석의 편의를 위하여  $u_c = 1$  m/sec로 가정하고  $r = 1 \sim 100$ ,  $D_L = 1 \sim 500$  m<sup>2</sup>/sec의 범위를 적용하였다. Fig. 6은  $r = 1$ 인 경우  $D_L$ 의 변화(동수역학적 이질성)에 따른  $f_B(t)$ 의 거동을 도시해 본 결과로서  $D_L$ 값이 커짐에 따라  $W(L)$  곡선의 표면에 존재하던 진동(fluctuation)이 점점 사라짐을 볼 수 있다. 하지만 전반적인 형상에는 큰 변화가 없어 탄부구역과 같은 경우(Fig. 6 (b)) 침투의 위치가 여전히 뒤에 있음을 확인할 수 있다. 이는  $f_B(t)$ 의 왜곡계수가 여전히 음의 값을 가짐을 의미하는 것으로 물 입자의 미시적 유동이 갖는 동수역학적 이질성( $D_L$ )은  $f_B(t)$ 의 형상에 큰 영향을 주지 못하며 특히 수문학적 응답함수의 왜곡된 형상을 야기

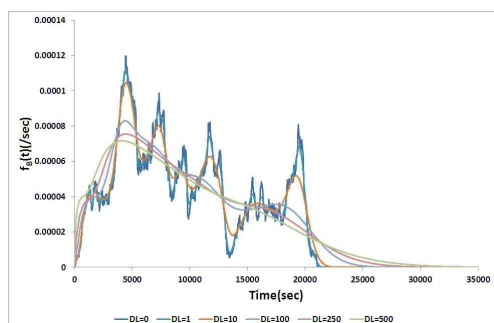
하는 주요 원인이 아님을 이로부터 판단할 수 있다.

Fig. 7은  $D_L = 0$  m<sup>2</sup>/sec인 경우  $r$ 의 변화(운동학적 이질성)에 따른 응답함수의 변화를 도시해 본 결과로서 Fig. 6과는 달리  $r$ 값이 커짐에 따라 표면의 진동 폭이 점점 커지는 현상을 볼 수 있다. 하지만  $f_B(t)$ 의 전반적인 형상에는 큰 변화가 발생하여 두 구역 모두 일반적인 수문학적 응답함수(혹은 순간단위도)와 유사하게 정태도의 곡선 형상을 나타냄을 확인할 수 있다. 이로부터 지표면과 하천 유동 사이의 운동학적 이질성( $r$ )은  $f_B(t)$ 의 전반적인 형상에 지대한 영향을 줄 수 있으며 수문학적 응답함수에 왜도를 발생시키는 주요 원인 중의 하나로 판단할 수 있을 것이다.

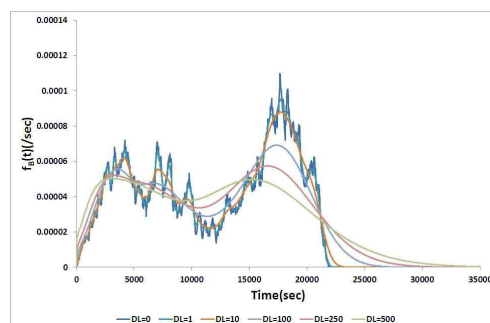
Figs. 6 and 7에 도시한  $f_B(t)$ 의 특성에 대한 정성적 평가를 위해 해당곡선들의 무차원 통계량인 변동계수  $Cv_i$ 와 왜곡계수  $Sk_i$ 를 Eqs. (15)~(17)을 이용하여 산정하여 보았다. 이들은 물 입자의 유역 내 유하시간( $L_h/u_h + L_c/u_c$ ) 분포의 형상 평가를 위한 기초 통계량으로서 유하시간 분포는 유역의 수문학적 응답함수 혹은 순간단위도와 서로 합동이라는 지형학적 순간단위도 이론의 기본 전제를 기반으로 한다(Rodríguez-Iturbe and Valdes, 1979; Gupta et al., 1980). Figs. 8 and 9는 각각 이평구역의  $Cv_i$ 와  $Sk_i$ 의 변화를  $D_L$ 과  $r$ 의 변화에 따라 도시해 본 것이고 Figs. 10 and 11은 탄부구역에 대한 결과를 도시해 본 것이다. 여기서,  $Cv_{L_h}$ ,  $Cv_{L_c}$  및  $Sk_{L_h}$ ,  $Sk_{L_c}$ 는 각각 Fig. 7의 조건

Table 2. Estimation Result of Dc (m<sup>2</sup>/sec)

$u_c$	Ipyeong			Tanbu		
	$s_{c1} = 0.0084$	$s_{c2} = 0.0922$	$s_{c3} = 0.0139$	$s_{c1} = 0.0107$	$s_{c2} = 0.0839$	$s_{c3} = 0.0173$
1	119.05	10.85	71.94	93.46	11.92	57.80
2	238.10	21.69	143.88	186.92	23.84	115.61
3	357.14	32.54	215.83	280.37	35.76	173.41
4	476.19	43.38	287.77	373.83	47.68	231.21

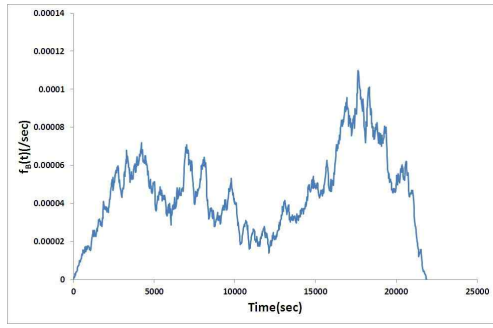


(a) Ipyeong

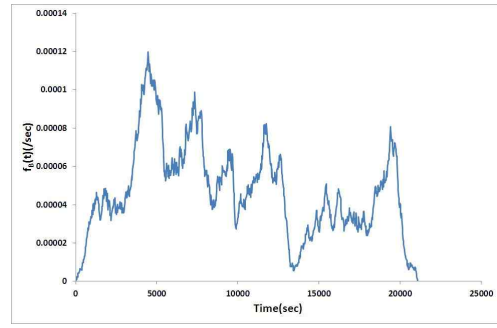


(b) Tanbu

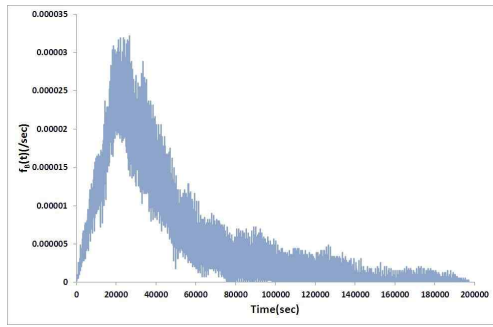
Fig. 6. Rescaled Width Functions with  $r=1$



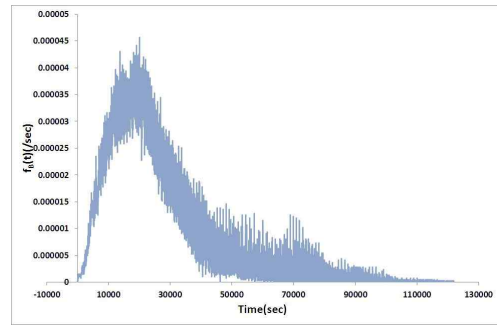
(a) Ipyeong with  $r=1$



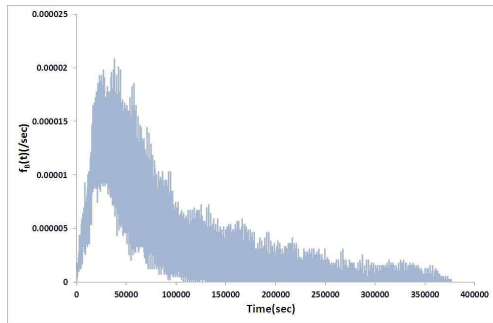
(d) Tanbu with  $r=1$



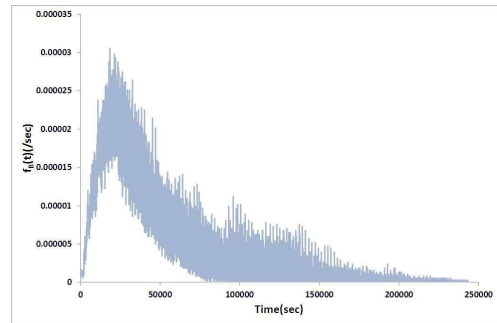
(b) Ipyeong with  $r=50$



(e) Tanbu with  $r=50$

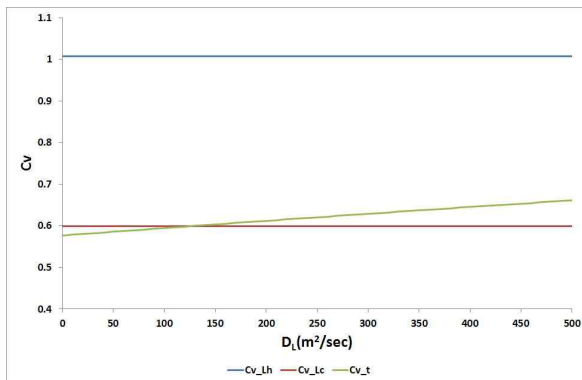


(c) Ipyeong with  $r=100$

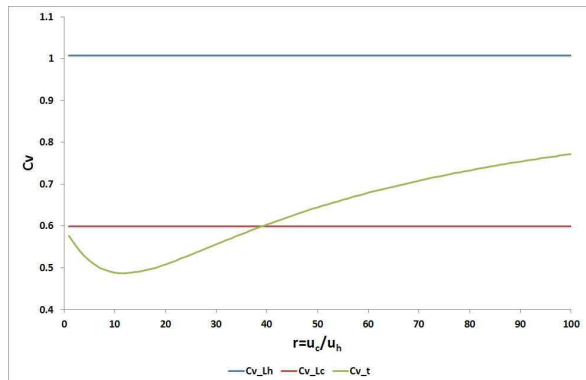


(f) Tanbu with  $r=100$

Fig. 7. Rescaled Width Functions with  $D_L=0 \text{ m}^2/\text{sec}$



(a)  $r=1$



(b)  $D_L=0 \text{ m}^2/\text{sec}$

Fig. 8. Variation Coefficients of Ipyeong

( $D_L = 0 \text{ m}^2/\text{sec}$ )에 따라 물 입자의 지표유하시간( $L_h/u_h$ ) 및 하천유하시간( $L_c/u_c$ )에 대한 변동계수와 왜곡계수를 개별적으로 산정한 결과로서 Eqs. (15)~(17)에 대한 고려로부터 Table 1에 수록된  $L_h$ ,  $L_c$ 에 대한  $Cv_{L_h}$ ,  $Cv_{L_c}$  및  $Sk_{L_h}$ ,  $Sk_{L_c}$ 의 산정결과와 일치함을 확인할 수 있다.

여기서도  $D_L$ 의 변화는  $f_B(t)$ 의 형상에 큰 영향을 줄 수 없음을 Figs. 8~11의 왼쪽 그림들( $r=1$ )에서 확인할 수 있다. 특히 모든 사례에서  $Cv_t$ 와  $Sk_t$ 가  $Cv_{L_c}$ ,  $Sk_{L_c}$ 와 유사하게 산정되어 Fig. 6에 도시한  $f_B(t)$ 는 Fig. 5의  $W(L_c)$ 와 유사한 형상 특성을 가짐을 확인할 수 있다. 하

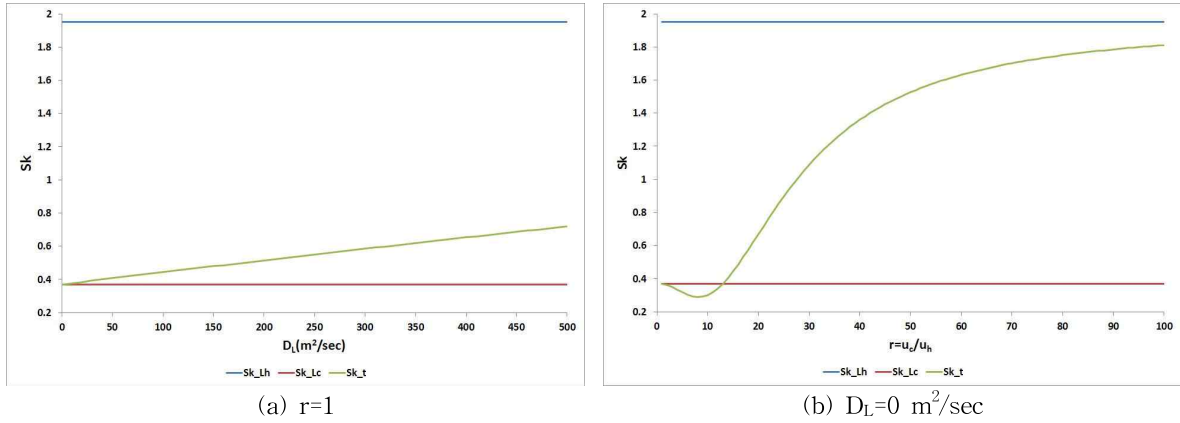


Fig. 9. Skewness Coefficients of Ipyeong

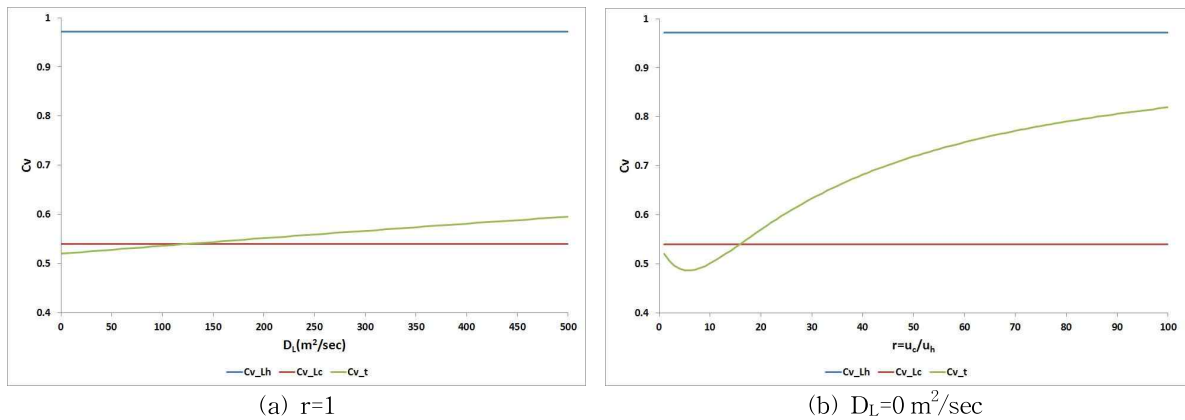


Fig. 10. Variation Coefficients of Tanbu

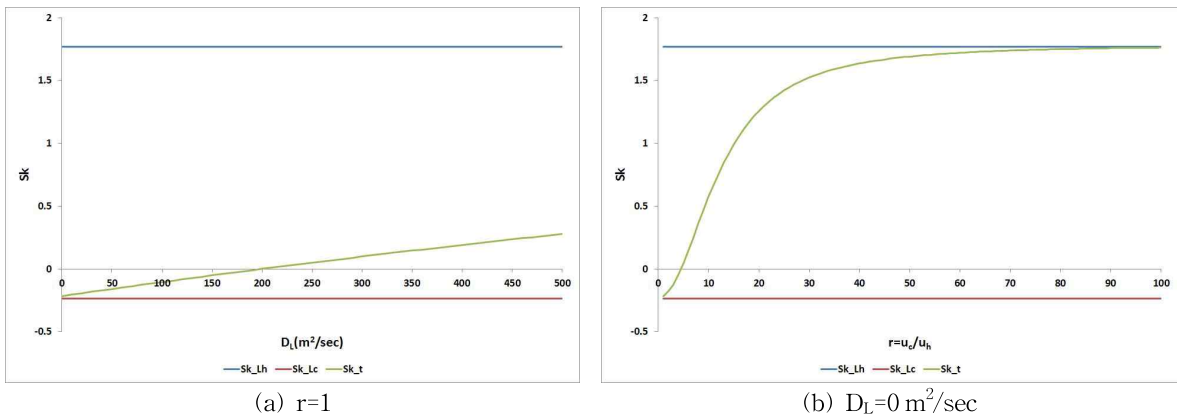


Fig. 11. Skewness Coefficients of Tanbu

지만  $r$ 의 변화는  $f_B(t)$ 의 형상에 상당한 영향을 미치게 됨을 Figs. 8~11의 오른쪽 그림들( $D_L=0$  m<sup>2</sup>/sec)에서 확인할 수 있다. 특히 주목되는 사항은  $Cv_t$ ,  $Sk_t$  양자 모두  $r$ 이 증가함에 따라  $Cv_{L_c}$ ,  $Sk_{L_c}$ 로부터 출발하여  $Cv_{L_h}$ ,  $Sk_{L_h}$ 로 천이하는 양상을 나타내는 것으로 지표면과 하천 유동 사이의 운동학적 이질성( $r$ )에 따라  $f_B(t)$ 의 전반적인 형상이  $W(L_c)$ 와 유사한 형태로부터  $W(L_h)$ 에 가까운 형태로 변화되어 감을 확인할 수 있는 것이다. 이를 정리해 보면 지표면과 하천의 배수경로들이 갖는 통계학적 특성은 무차원 통계량의 형태로 수문학적 응답함수에 전달될 수 있는데 이들 사이의 상대적 중요성은 지표면과 하천유동 사이의 이질성의 크기 즉 두 성분 간의 유속 차에 따라 조절되며 이로부터 수문학적 응답함수의 전반적 형상이 결정되는 것으로 판단할 수 있는 것이다. 이러한 경향은 특히  $Cv_t$ (Fig. 8 (b) and Fig. 10 (b))보다  $Sk_t$ (Fig. 9 (b) and Fig. 11 (b))에서 더 뚜렷이 나타남이 주목된다.

## 5. 결 론

본 연구에서는 수문학적 응답함수의 왜곡된 형상에 대하여 지형학적 순간단위도 이론을 기반으로 한 체계적인 접근을 시도해 보았다. 순간단위도의 3차 모멘트에 대한 해석적 관계식을 폭 함수가 수문학적 응답함수로 변환되어 가는 과정을 통하여 유도하고 이를 동수역학적 이질성, 지형학적 이질성 및 운동학적 이질성의 상대적 기여도에 따라 정량화하여 수문학적 응답함수를 왜곡시키는 영역의 본질적 특성을 파악해 보고자 하였다. 이상의 과정을 통해 얻어진 주요한 결론을 요약해 보면 다음과 같다.

- 1) 지표면 배수체계와 하천망 배수체계 사이에는 비교적 큰 규모의 차가 존재하며 이로 인하여 자연유역의 전반적인 배수구조는 주로 후자의 특성에 따라 결정될 수 있음을 확인할 수 있었다. 하지만 지표면 배수체계의 경우 하천망 배수체계에 비하여 작은 규모에도 불구하고 오히려 큰 변동성을 가지며 왜곡특성 역시 하천망 배수체계와는 매우 상이한 경향을 나타냄을 볼 수 있었다. 이로부터 자연유역을 구성하는 지표면 배수체계와 하천망 배수체계는 서로 다른 규모의 수준에서 정의되며 판이한 거동특성을 갖는 이질적인 지형성분됨을 확인할 수 있었다.
- 2) 본 연구에서 유도된 순간단위도의 3차 모멘트에 대한 관계식을 기반으로 수문학적 응답함수가 왜곡된 형상을 갖는 원인을 이론적으로 정리해 본 결과 순간단위도의 퍼짐 특성 혹은 분산, 지형학적 이질성

에 의한 폭 함수의 형상 그리고 운동학적 이질성에 따른 폭 함수의 형상변화로 요약할 수 있었다.

- 3) 물 입자 규모의 미시적 유동이 가지는 동수역학적 이질성은 순간단위도의 형상에 영향을 주지 못하며 수문학적 응답함수의 왜곡된 형상을 야기하는 주요한 원인이 아님을 확인할 수 있었다. 지표면과 하천 유동 사이의 운동학적 이질성은 순간단위도의 전반적인 형상에 지대한 영향을 줄 수 있으며 특히 지형학적 이질성과 결합하여 수문학적 응답함수에 왜도를 발생시키는 주요 원인이 될 수 있음을 알 수 있었다.
- 4) 지표면과 하천의 배수경로들이 갖는 통계특성은 무차원 통계량의 형태로 수문학적 응답함수에 전달되어 지는데 운동학적 이질성에 따른 상대적 중요도에 따라 수문학적 응답함수의 전반적 형상이 결정되는 것으로 판단할 수 있었다. 특히 이러한 경향은 수문학적 응답함수의 변동계수보다는 왜곡계수에서 더 뚜렷이 나타남을 볼 수 있었다.

## 감사의 글

이 논문은 2014학년도 한남대학교 학술연구조성비 지원에 의하여 연구되었음.

## References

- Botter, G., and Rinaldo, A. (2003). "Scale effect on geomorphologic and kinematic dispersion." *Water Resources Research*, Vol. 39, No. 10, pp. SWC 6-1- SWC 6-10.
- Choi, Y.J., Kim, J.C., and Jeong, D.K. (2010). "Development of Synthetic Unit Hydrograph for Estimation of Runoff in Ungauged Watershed." *Journal of the Korean Society of Water Quality*, Vol. 26, No 3, pp. 532-539.
- Clark, C.O. (1945). "Storage and the unit hydrograph." *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, Vol. 110, No. 1, pp. 1419-1446.
- Di Lazzaro, M. (2009). "Regional analysis of storm hydrographs in the rescaled width function framework." *Journal of Hydrology*, Vol. 378, pp. 352-365.
- D'odorico, P., and Rigon, R. (2003). "Hillslope and channel contributions to the hydrologic response." *Water Resources Research*, Vol. 39, No. 5, pp. SWC 1-1- SWC 1-9.

- Dooge, J.C. (1959). "A general theory of the unit hydrograph." *Journal of Geophysical Research*, Vol. 64, No. 2, pp. 241-256.
- Gandolfi, C., Bischetti, G.B., and Whelan, M.J. (1999). "A simple triangular approximation of the area function for the calculation of network hydrological response." *Hydrological Processes*, Vol. 13, No. 17, pp. 2639-2653.
- Gupta, V.K., Waymire, E., and Wang, C.T. (1980). "A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology." *Water Resources Research*, Vol. 16, No. 5, pp. 855-862.
- Henderson, F.M. (1966). *Open channel flow*, Macmillan, New York.
- Horton, R.E. (1945). "Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology." *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 56, No. 3, pp. 275-370.
- Kim, J.C., Choi, Y.J., and Jeong, D.K. (2011). "Suggestion of Synthetic Unit Hydrograph Method considering Hydrodynamic Characteristic on the Basin." *Journal of the Korean Society of Civil Engineers*, Vol. 31, No. 1B, pp. 47-55.
- Kirshen, D.M., and Bras, R.L. (1983). "The linear channel and its effect on the geomorphologic IUH." *Journal of Hydrology*, Vol. 65, No. 1, pp. 175-208.
- Lee, K.T., and Chang, C.H. (2005). "Incorporating sub-surface-flow mechanism into geomorphology-based IUH modeling." *Journal of Hydrology*, Vol. 311, No. 1, pp. 91-105.
- Mehlhorn, J., Ambruster, F., Uhlenbrook, S., and Leibundgut, C. (1998). "Determination of the geomorphological instantaneous unit hydrograph using tracer experiments in a head water basin." *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences*, Vol. 248, pp. 327-336.
- Mesa, O.J., and Mifflin, E.R. (1986). "On the relative role of hillslope and network geometry in hydrologic response." *Scale Problems in Hydrology*, Vol. 6, pp. 1-17.
- Nash, J.E. (1957). "The form of the instantaneous unit hydrograph." *IAHS Assemblée Générale de Toronto*, Vol. 3, pp. 114-121.
- Rinaldo, A., Rigon, R., and Marani, M. (1991). "Geomorphological dispersion." *Water Resources Research*, Vol. 27, No. 4, pp. 513-525.
- Rinaldo, A., Vogel, G.K., Rigon, R., and Rodriguez-Iturbe, I. (1995). "Can one gauge the shape of a basin?." *Water Resources Research*, Vol. 31, No. 4, pp. 1119-1127.
- Rodriguez-Iturbe, I., and Valdes, J.B. (1979). "The geomorphologic structure of hydrologic response." *Water Resources Research*, Vol. 15, No. 6, pp. 1409-1420.
- Rosso, R. (1984). "Nash model relation to Horton order ratios." *Water Resources Research*, Vol. 20, No. 7, pp. 914-920.
- Saco, P.M., and Kumar, P. (2004). "Kinematic dispersion effects of hillslope velocities." *Water Resources Research*, Vol. 40, No. 1, pp. 1-12.
- Sherman, L.K. (1932). "The relation of hydrographs of runoff to size and character of drainage-basins." *Transactions, American Geophysical Union*, Vol. 13, pp. 332-339.
- Snell, J., Sivapalan, M., and Bates, B. (2004). "Nonlinear kinematic dispersion in channel network response and scale effects: application of the meta-channel concept." *Advances in Water Resources*, Vol. 27, No. 2, pp. 141-154.
- Snyder, F.F. (1939). "A conception of runoff-phenomena." *Transactions, American Geophysical Union*, Vol. 20, pp. 725-738.
- Van der Tak, L.D., and Bras, R.L. (1990). "Incorporating hillslope effects into the geomorphologic instantaneous unit hydrograph." *Water Resources Research*, Vol. 26, No. 10, pp. 2393-2400.

paper number : 14-104

Received : 27 October 2014

Revised : 5 December 2014 / 2 January 2015

Accepted : 2 January 2015