

유역의 동수역학적 특성을 고려한 합성단위도 기법의 제시

Suggestion of Synthetic Unit Hydrograph Method Considering Hydrodynamic Characteristic on the Basin

김주철* · 최용준** · 정동국***

Kim, Joo Cheol · Choi, Yong Joon · Jeong, Dong Kug

Abstract

This study suggests new synthetic unit hydrograph method considering hydrodynamic characteristic on the basin. The suggested method based on width function GIUH, and the procedure is summarized as follows; 1) Draw up a travel distance distribution map (width function) which is raster of length between from center of individual cells to the outlet by GIS. 2) Calculation of travel time distribution map (rescaled width function) by hydrodynamic parameters and travel distance distribution map. 3) Derivation of IUH and Duration UH from rescaled width function. 4) Comparison of shape of UH between suggested method and existing synthetic unit hydrograph methods. The target basins are selected Ipyeong and Tanbu subwatershed in the Bocheong Basin. The target basins are similar scale (watershed area), but different drainage structure (drainage density et al.). Therefore we anticipate that there are different hydrologic response functions because different hydrodynamic characteristics. As a result of derivation of UH, existing synthetic unit hydrograph methods are similar shape of UHs about Ipyeong and Tanbu watersheds, but the suggested method is different shape of ones. As a result of application to observed data, the peak discharge by suggested method is similar to existing synthetic unit hydrograph methods, but the peak time is well correspondence between those. Henceforth, if the suggested method combines with the rational velocity estimation method, it is useful method for synthetic of UH in ungauged watershed.

Keywords : *GIUH, synthetic unit hydrograph, travel time distribution, width function*

요 지

본 연구에서는 유역의 동수역학적 특성을 고려할 수 있는 합성단위도 방법을 제시하였다. 제시된 방법은 폭함수 GIUH 이론을 기반으로 하였으며 적용절차는 다음과 같다. 1) GIS에 의해 유역 각 격자 중심에서 유역출구점까지의 유하거리 분포도(폭함수) 산정, 2) 유역의 동수역학적 매개변수에 의한 유하시간 유하시간 분포도(재조정된 폭함수) 작성, 3) 재조정된 폭함수로 부터 순간단위도 및 지속시간 단위도 유도, 4) 기존 합성단위도와와의 비교, 대상유역은 보청천 유역의 이평 및 탄부 유역을 선정하였다. 두 유역은 유사한 유역규모(유역면적)를 가지나, 배수구조(배수밀도 등)는 상이한 형태를 나타낸다. 따라서 두 유역은 동수역학적 특성에 따라 상이한 수문학적 응답함수를 나타낼 것으로 예상된다. 단위도 유도결과 기존 합성 단위도법은 두 유역에서 비슷한 형태의 형상을 나타낸 반면 제시된 방법은 상이한 형상의 수문학적 응답을 보였다. 실제사상의 적용결과 제시된 기법의 첨두유량은 기존 합성단위도법과 유사한 모의 양상을 나타냈으나, 첨두시간은 본 연구방법이 우수하게 모의되었다. 따라서 본 연구에서 제시된 방법과 합리적인 유속산정 방법이 결합된다면 미계측 유역의 단위도 합성에 유용한 도구가 될 것으로 기대된다.

핵심용어 : 지형학적 순간단위도, 합성단위도, 유하시간 분포, 폭함수

1. 서 론

자연 유역에서 강우-유출 현상은 다양한 요소들의 복합적인 상호작용에 의해 결정된다. 특히 하천망의 형태나 유역 경사 등과 같은 지형특성과 밀접한 관계를 가지게 되는데, 이로 인해 기존 합성단위도법은 주로 유로연장, 유역 중심장,

유역면적 또는 경사 등을 고려한 방법들이 주를 이루어왔다. 이러한 접근법은 Rinaldo *et al.*(1991)의 연구결과로부터 이론적 배경을 찾아 볼 수 있다. 이들은 수문학적 응답함수의 형상(shape)이 하천망을 기반으로 한 배수경로길이의 이질성에 기인하는 지형학적 분산(geomorphological dispersion)에 의해 결정됨을 해석적으로 증명한 바 있다. 즉, 유역의 배수

*정회원 · 한국수자원공사 K-water 연구원 연구원 (E-mail : kjocheol@hanmail.net)

**충남대학교 토목공학과 박사후 연구원 (E-mail : ace_choi@hanmail.net)

***정회원 · 교신저자 · 한남대학교 건설시스템공학과 교수 (E-mail : dkjeong@hnu.kr)

구조에 의해 수문학적 응답함수의 형상이 결정되며, 이러한 배수구조 형태 일부를 간접적으로 묘사할 수 있는 지형특성을 합성단위도에 적용하였다는 것이다. 그러나 기존 합성단위도에 사용된 지형특성인자들이 유역의 배수구조를 완벽하게 묘사하기는 어려운 일이다. 또한 기존 합성단위도 기법들에는 간과된 한 가지 중요한 사실이 있다. 이는 유역의 동수역학적 특성을 명확히 반영하지 못하였다는 것이다. 물론 기존 합성단위도법들에서도 침투시간 또는 기저시간 등과 같은 시간에 대한 응답시간특성들(response time characteristics)을 지형특성 변수들과 결합하여 간접적으로 나타내고 있으나, 유역의 동수역학적 특성을 제대로 반영하기에는 미흡하다. 예를 들어 동일한 규모의 지형특성(예를 들면 Nakayasu 합성단위도의 경우 유로연장, 유역면적)을 가지는 두 유역이 있다고 가정할 경우, 기존 합성단위도 방법은 동일한 수문학적 응답을 나타낼 것이다. 그러나 두 유역이 전혀 다른 피복상태로 구성되어 있다면(예를 들어 삼림지역과 포장지역), 실제 수문학적 응답은 전혀 다른 양상을 나타낼 것이다. 또한 같은 피복상태라도 배수밀도 등의 배수구조의 차이로 인해서도 상이한 수문학적 응답특성을 나타낼 것이다. 즉 유역의 유출모의에 있어서 지형특성 뿐만 아니라 동수역학적 특성 또한 주요한 변수임은 틀림없는 사실이다.

Gupta *et al.*(1980)과 Rinaldo *et al.*(2006)등은 통계물리학적 이론을 바탕으로 유하시간(Travel time)에 대한 확률밀도함수는 순간단위도와 합동 관계임을 증명하였다. 여기에서 유하시간은 유역 내 임의의 지점에 떨어진 강우입자가 유역출구점까지 이동하는 시간을 의미하며, 이는 해당 경로길이와 유속으로부터 결정된다. 또한 이러한 강우입자 집단의 유하시간 분포는 순간단위도로 변환될 수 있다. 이상의 변수 중 배수경로길이는 지리정보체계(Geographic Information System, GIS)를 이용해 비교적 손쉽게 산정되지만, 유속은 공간적 변동성이 크기 때문에 합리적인 산정에 어려움이 있다. 이러한 유속의 공간적 변동성은 수문학적 응답함수에 운동학적 분산(kinematic dispersion)을 발생 시킨다(Saco and Kumar, 2002). 정확한 수문학적 응답 모의를 위해서는 이러한 유속의 공간적 변동을 고려해야 하나, Botter and Rinaldo (2003)의 연구를 통해 하천 내 유속의 공간적 변동성은 유역 규모의 수문학적 응답 형상에 큰 영향을 주지 못함이 제시된 바 있다. 또한 지표면 유속의 공간적 변동성이 수문학적 응답의 형상에 미치는 영향은 아직 명확히 규명되지 못하고 있으며, 실제적으로 이를 산정하고 검증하는 것은 현실적으로 매우 어려운 일이다. 따라서 본 연구에서는 하천과 지표면 각각에 대한 운동학적 분산의 영향은 고려하지 않았다. 다만 유역 내 물의 유동을 고려할 경우 큰 이질성을 가질 것으로 판단되는 지표면과 하천을 구분하여 유역의 동수역학적 특성을 고려하였다(Van der Tak and Bras, 1990; 최용준 등, 2009).

본 연구에서는 동일한 수계 내에 유사한 규모의 지형특성을 가지는 보청천 유역의 이평과 탄부 수위국을 출구로 하는 두 유역을 선정하였다. 각각의 대상 유역을 20 m×20 m의 격자 형태로 분할하여 실제하천망을 사용함으로써 유역의 배수구조를 최대한 사실적으로 묘사하였으며, 지표면과 하천 유속은 Di Lazzaro(2009)에 의해 제시된 방법을 적용하였다. 이

를 통해 유도된 유하시간 분포도로부터 지속시간 단위유량도를 유도하여 기존 합성단위도법인 Nakayasu 방법, SCS(Soil Conservation Service) 방법(건설부, 1992), Snyder 방법 및 HYMO 방법(한국건설기술연구원, 1989)과 비교 하였다.

2. 기존합성단위도 이론

2.1 수정 Nakayasu 합성단위도(건설부, 1992)

이 방법은 Nakayasu가 일본 내 여러 유역에서 유도된 단위도와 지형특성과의 관계를 조사하여 제안한 무차원 단위도로서, 건설부(1992)에서는 국내 적용을 위해 주요 수문특성과 지형특성의 관계식을 제시한 바 있다. 특히 보청천유역에 대해서는 다음 Eqs. (1)~(3)과 같은 관계식과 1.59의 상승부 곡선 지수를 제시하였다.

$$t_k = 2.951(A \cdot L)^{0.104} \quad (1)$$

$$t_p = 2.995 + 0.205L + 0.8t_r \quad (2)$$

$$Q_p = \frac{0.2778R_o A}{0.3t_p + t_k} \quad (3)$$

여기서 Q_p 는 침투유량(m^3/s)을, t_p 는 호우시점부터 침투유량도달시간(hr), t_k 는 하강부 곡선의 각 단계에서 유량이 감소하는데 소요되는 시간, 그리고 t_r 은 강우지속시간을 의미한다. 또한 L 은 유로연장(km), A 는 유역면적(km^2), 그리고 R_o 는 유효우량(mm/hr)을 나타낸다.

2.2 SCS 합성단위도(건설부, 1992)

SCS 합성단위도법은 미국토양보존국(Natural Resources Conservation Service, NRCS)에서 고안한 무차원 합성단위도법으로, 건설부(1992)에서는 단위유량도 합성에 필요한 유효우량의 질량중심에서 침투유량까지의 지체시간(t_L)을 보청천 유역에 대해 다음과 같이 제시하였다.

$$t_L = 1.680 \left(\frac{AL}{S} \right)^{0.129} \quad (4)$$

여기서 S 는 유로경사를 의미한다.

2.3 Snyder 합성단위도(한국건설기술연구원, 1989)

한국건설기술연구원(1989)에서는 유로연장, 유역면적 및 중심장(L_{ca} , km)의 지형특성과 침투시간($t'_p = t_p - 0.5t_r$), 침투유량 및 기저시간(T , day) 등의 단위유량도 특성인자와 상관관계를 수립하여 우리나라 전체 유역에 대해 Snyder 합성단위도법을 다음과 같이 제시하였다. 또한 이들은 본래 Snyder 합성단위도 방법을 보완하기 위해 침투유량의 25%, 50%, 75%에 해당되는 유량의 시간폭을 추가하여 총 9개의 좌표를 제시하여 정도를 향상시키고자 하였다.

$$t'_p = 0.4964(L \cdot L_{ca})^{0.3789} \quad (5)$$

$$Q_p = q_p \times A = 1.1791 \times t_p^{-0.8961} \times A \quad (6)$$

$$T = 0.91 + 4.67(t'_p / 24) \quad (7)$$

$$T_{25} = 0.2121(L \cdot L_{ca})^{0.3107}, W_{25} = 3.8093 \times q_p^{-0.9599} \quad (8)$$

$$T_{50} = 0.3201(L \cdot L_{ca})^{0.3297}, W_{50} = 2.9273 \times q_p^{-0.8557} \quad (9)$$

$$T_{75} = 0.4951(L \cdot L_{ca})^{0.3187}, W_{75} = 2.1849 \times q_p^{-0.7091} \quad (10)$$

여기서 q_p 는 단위면적당 침투유량을, $T_{25, 50, 75}$ 와 $W_{25, 50, 75}$ 는 각각 침투유량의 25%, 50%, 75%에 해당되는 유량의 시작시간 및 시간폭을 나타낸다.

2.4 HYMO 모형 (한국건설기술연구원, 1989)

HYMO 모형은 Williams and Hann(1972)에 의해 개발된 2변수 Gamma분포의 무차원 단위유량도로서 모형의 적용을 위해 한국건설기술연구원(1989)에서는 우리나라 전체 유역에 대해 다음과 같이 감소상수 K (hr)와 t_p 에 대한 관계식을 제시한 바 있다.

$$K = 4.1725(HT)^{-0.2752}(L)^{0.5957} \quad (11)$$

$$t_p = 0.5937(A)^{0.2096}(L)^{0.3115} \quad (12)$$

여기서 HT(m)는 표고차를 의미한다.

3. 재조정된 폭함수(rescaled width function) 기반 합성단위도

Gupta *et al.*(1980)과 Rinaldo *et al.*(2006)은 통계물리학적 이론을 바탕으로 유하시간에 대한 확률밀도함수는 순간단위도와 합동 관계에 있음을 공식화한 바 있다(최용준 등, 2009). 본 장에서는 유역의 지형 특성인자와 동수역학적 특성인자로부터 유하시간에 대한 확률밀도함수(즉, 순간단위도)를 유도하는데 필요한 이론적 배경과 제한 사항에 대해 설명하였다.

3.1 분산 역학기구(dispersion mechanism)

유역규모에서 물 입자의 확산현상은 해당 유역에 대한 수문학적 응답함수의 퍼짐(dispersion)현상 혹은 순간단위도의 분산(variance)을 유발한다. 지형학적 순간단위도(Geomorphological Instantaneous Unit Hydrograph, GIUH) 이론의 맥락에서 순간단위도의 분산 $Var[t]$ 는 다음 Eq. (13)과 같이 세 가지 분산에 의해 설명된다(Rinaldo *et al.*, 1991; Saco and Kumar, 2002).

$$Var[t] = 2 \frac{E_\gamma(L_\gamma)}{u^3} (D_D + D_G + D_K) \quad (13)$$

여기서 우변 세항은 각각 동수역학적 분산(hydrodynamic dispersion), 지형학적 분산, 운동학적 분산을 나타낸다. 또한 L_γ 는 물 입자의 γ 번째 운동궤적(경로)의 길이이고, D_D , D_G , D_K 는 각각의 분산계수이다. 또한 $E[\cdot]$, $Var[\cdot]$ 는 각각 평균, 분산연산자이다. Eq. (13) 우변의 세 항은 모두 순간단위도의 퍼짐에 대한 개별적인 기여도를 정량화한 것으로 동수역학적 분산과 지형학적 분산은 각각 수로구간의 동수역학적 특성(하상의 상태 혹은 조도 등) 및 하천망의 기하학적 특성(배수경로의 이질성)에 기인하고(Rinaldo *et al.*, 1991; 최용준 등, 2009), 운동학적 분산은 유속의 공간적 변동성으로부터 발생하게 된다(Saco and Kumar, 2002).

Botter and Rinaldo(2003)는 Eq. (13) 우변 세 항의 상대

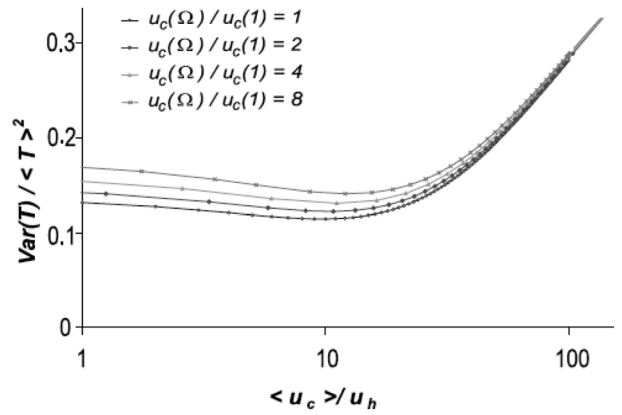


Fig. 1 Comparison of the normalized variance under different kinematic dispersion condition (in all cases $u_h=0.05$ m/s) (Botter and Rinaldo, 2003).

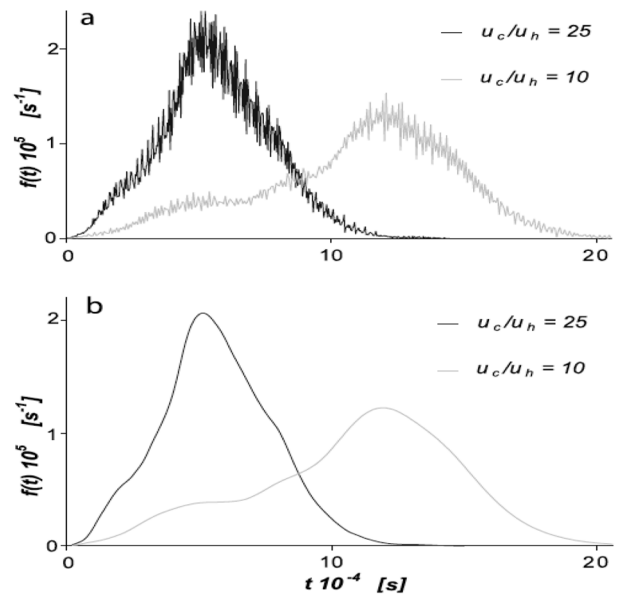


Fig. 2 Effects of hillslopes on hydrologic response function (in all cases $u_h=0.05$ m/s) : (a) $D_D=0$ m²/s (b) $D_D=50$ m²/s (Botter and Rinaldo, 2003).

적인 규모를 비교한 바 있다. 여기서 이들은 동수역학적 분산과 나머지 두 분산들 사이에는 비교적 큰 규모의 차가 존재함을 밝히고 유역규모에서 전자를 무시할 수 있음을 제시하였다. Fig. 1에서 x축은 지표면 유속과 평균 하천유속의 비를 나타내며, y축은 유하시간 분포의 평균의 제곱에 의해 무차원화된 분산을 나타낸다. 또한 $u_c(\Omega)$, $u_c(1)$ 는 각각 Strahler의 차수법칙에 의한 Ω 차 및 1차 하천의 유속으로서 공간적으로 세분화한 물 입자의 동수역학적특성을 나타내는 것으로 차수별 하천유속의 변동성($u_c(\Omega)/u_c(1)=1$; $u_c(\Omega)/u_c(1)=2$; $u_c(\Omega)/u_c(1)=4$; $u_c(\Omega)/u_c(1)=8$)에 따른 순간단위도의 분산이 하천과 지표면의 유속 차에 따른 분산에 비하여 거의 무시할 수 있는 정도로 작아지게 됨을 볼 수 있다.

따라서 본 연구에서는 이러한 이론적 배경을 바탕으로 동수역학 분산의 효과와 지표면과 하천내의 운동학적 분산 효과는 고려하지 않았으며, 수문학적 응답의 형상에 지배적인 영향을 미치는 지형학적 분산 효과와 지표면과 하천 사이의 운동학적 분산 효과만을 고려하였다.

3.2 재조정된 폭함수

유역의 수문학적 응답함수에 대한 일반식 $h(t)$ 는 폭 함수를 이용하여 다음과 같이 나타낼 수 있다(Mesa and Mifflin, 1986).

$$h(t) = \int_0^t dx f_x(t) W(x) \quad (14)$$

여기서 $f_x(t)$ 는 초기시점에서 출구로부터 x 만큼 떨어진 거리에서 출발한 물 입자가 t 시점에 출구에 도착할 확률밀도함수(probability density function)이고, $W(x)$ 는 x 지점에서의 link(절점들 사이의 수로구간)의 개수를 총 link의 개수로 나눈 정규화된 폭 함수($\int_0^\infty W(x)dx = 1$)이다. Eq. (14)는 유역 내 임의의 지점에 대한 $f_x(t)$ 을 해당 지점에 대한 $W(x)$ 을 가중치로 하여 유역의 길이방향 축 L (longitudinal axis)을 따라 적분한 것으로 유역전반에 걸친 폭함수 기반 GIUH 일반식이다.

하천망을 구성하는 기본 성분 중의 하나인 link는 동일한 유역의 경우 유사한 평균길이와 직접배수면적을 갖는 것으로 알려져 있다(Smart, 1972). 이는 Eq. (14) 우변의 $W(x)$ 가 L 축을 따라 정의되는 지점별 배수면적의 기여도(혹은 해당 지점의 직접배수면적과 총 배수면적 사이의 비)와 동일함을 의미하는 것으로, 유역의 형태학적 특성에 따라 조직되는 초기유량분포함수(김재환과 윤석영, 1993)로 해석할 수 있다. 따라서 만약 물 입자의 동수역학적특성에 따라 $W(x)$ 의 L 축을 시간 축으로 조정할 경우, 대상 유역에 대한 수문학적 응답함수로의 변환이 가능하다(Rinaldo *et al.*, 1995). 만약 유역 내 동일한 유속이 작용할 경우 변환된 수문학적 응답함수는 유역의 폭함수와 동일한 형태를 나타내게 된다. 반면 유속에 대한 공간적 분포의 이질성을 고려 할 경우 폭함수와 변환된 수문학적 응답함수의 형태는 상이한 형태를 나타내게 되는데, 특히 Botter and Rinaldo(2003)는 수치실험을 통해 Fig. 2와 같이 하천과 지표면 유속의 이질성($u_c/u_f=25$; $u_c/u_f=10$; u_c, u_f 는 각각 유역 전반에 걸쳐 일정하게 가정되는 하천과 지표면의 유속)에 의해 부왜곡도(negative skew)의 형태를 갖던 폭함수가 정왜곡도(positive skew)의 형태를 갖는 수문학적 응답함수(순간단위도)로 변환되어 가는 과정을 규명한 바 있다. Fig. 2에서 x 축은 유하시간을, y 축은 시간축에 대해 재조정된 폭함수를 나타낸다. 이러한 왜곡현상은 수문곡선이 갖는 고유한 성질(Sherman, 1932)로서 유역규모의 수문학적 응답과정에서 하천과 지표면의 상호작용은 결코 무시할 수 없는 중요한 현상임을 입증한다 할 수 있다. 따라서 본 연구에서도 이러한 이론적 배경을 바탕으로 유역의 배수구조를 하천과 지표면으로 구분하여 적용하였다.

3.3 본 연구방법의 적용 절차

최근에는 종이지도형도를 대신한 수치지형도를 사용함으로써 수자원 분야에서도 대부분 GIS에 의해 격자 형태로 분할된 유역을 적용하고 있으며, 이런 경우 폭함수 $W(x)$ 는 앞에서 언급된 가정에 의해 x 만큼 떨어진 거리 내의 격자수로 대체 할 수 있게 된다. 또한 유역 내 임의의 i 번째 격자를 고려해 볼 때 유역 출구점까지의 지표면 및 하천 유하거리를 각각 L_{ci} , L_{hi} 라 하면 유하시간은 다음 Eq. (15)와 같이

산정된다. 또한 Eq. (15)를 통해 유역 내 모든 격자에 대한 유역 출구점까지의 유하시간 분포를 산정하면 비교적 손쉬운 방법에 의해 유역의 수문학적 응답함수를 유도할 수 있게 된다. 실제 유역에서 이러한 재조정(폭함수의 수문학적 응답함수로의 변환) 과정은 다음과 같다.

$$t_i = \frac{L_{ci}}{u_c} + \frac{L_{hi}}{u_h} \quad (15)$$

첫째, GIS tool을 이용해 대상유역의 수치지형도로부터 DEM(Digital Elevation Model)과 하천망을 추출하고 전처리 작업(Burn DEM)을 통해 flow direction과 flow accumulation grid를 생성한다(함창학, 1996). 이를 이용해 유역 출구점을 기준으로 대상유역의 경계를 분할한다. 본 연구에서는 ArcGIS와 ArcView의 GIS tool을 병행하여 사용하였다. 둘째, FLOWDIRECTION 함수의 optional output을 이용해 대상유역 내 모든 격자 중심에서 유역출구점까지의 지표면, 하천 및 총 유하거리도(travel distance map)를 작성한다. 총 유하거리도로부터 유역출구점에서 x 만큼 떨어진 등거리 구간 내 격자수 집합을 산정한다. 산정된 분포도는 바로 대상유역의 폭함수가 된다. 셋째, 지표면 및 하천의 유하거리도에 유역의 동수역학적 매개변수(지표면 및 하천 유속)를 적용하여 각 격자 중심에서 유역출구점까지의 총 유하시간도로(travel time map, $W(t)$)를 산정한다(본 연구에서 적용된 동수역학적 매개변수 산정방법은 3.4절에 설명하였다). 이를 통해 단위시간(D_i) 내에 유역 출구점에 도착하는 격자수 분포도를 구한 후 각각의 중거에 총 격자수를 나누어 임의의 위치에 떨어진 물입자가 유역출구점에 도착할 확률밀도함수($f(t)$)를 산정한다. 전술한 논거로부터 이러한 확률밀도함수는 바로 대상유역의 순간단위도가 된다. 넷째, Eq. (14)의 순간단위도에 대해 Eq. (16)에 의해 순간단위도의 누가밀도함수(cumulative distribution function), 즉 S-curve를 산정한 후 Eq. (17)을 이용해 대상유역의 지속시간 단위도를 유도한다.

$$S(t) = \int_0^t u(\tau)f(t-\tau)d\tau \quad (16)$$

$$Q(t, t_r) = \frac{1}{t_r} [S(t) - S(t-t_r)] \quad (17)$$

여기서, $S(t)$ 는 S-curve, $Q(t)$ 는 유효유량 지속시간 t_r 단위도, 그리고 $u(t)$ 는 단위계단함수(unit step function)를 나타낸다.

3.4 유역의 동수역학적 매개변수 산정

대상유역의 동수역학적 매개변수인 지표면과 하천유속 u_h , u_c 는 강우-유출 관측자료 및 지형자료로부터 다음 Eqs. (18)~(22)에 의해 산정된다(Di Lazzaro, 2009).

$$u_c = \frac{a+b}{c} \quad (18)$$

$$u_h = \frac{u_c E[L_h]}{u_c E[T] - E[L_c]} \quad (19)$$

여기서 Eq. (18)의 a, b, c 는 각각 다음과 같이 정의된다.

$$a = E[L_c] \left\{ \begin{array}{l} -cov[L_h, L_c] E[L_h] E[T] \\ + E[L_c] Var[L_h] E[T] \end{array} \right\} \quad (20)$$

$$b = E[L_h]E[L_c] \left\{ \begin{array}{l} E^2[T] \begin{pmatrix} cov^2[L_h, L_c] \\ -Var[L_h]Var[L_c] \end{pmatrix} \\ +Var[T] \begin{pmatrix} -2Cov[L_h, L_c]E[L_h]E[L_c] \\ +E^2[L_c]Var[L_h] \\ +E^2[L_h]Var[L_c] \end{pmatrix} \end{array} \right\}^{0.5} \quad (21)$$

$$c = E[L_c] \{ Var[L_h]E^2[T] - E^2[L_h]Var[T] \} \quad (22)$$

여기서 $Cov[\cdot, \cdot]$ 는 공분산 연산자를 나타낸다. Eqs. (18) and (19)로부터 한 개의 유역에 대하여 두 쌍의 지표면 및 하천유속이 산정됨을 알 수 있다. 이 중 음의 부호를 갖는 유속을 포함하거나 지표면과 하천유속이 미소한 차이를 갖는 경우에는 추정값에서 제외하였다.

4. 적용사례

4.1 대상유역의 지형분석 및 동수역학적 매개변수 산정

서론에서 언급한 바와 같이, 본 연구의 대상유역은 보청천 유역에 위치한 이평과 탄부수위국을 출구점으로 하는 두 유역을 선정하였다. 이평유역은 보청천의 본류에 해당하며, 탄부는 지류에 해당된다. Table 1은 합성단위도를 유도하기 위해 기존의 연구성과를 기반으로 본 연구에서 조사한 두 유역의 지형특성 인자들이다(건설부, 1992). 유하시간 분포도로부터 순간단위도를 유도하는 본 연구 방법(이하 : 유하시간(Travel Time) 방법)을 위한 지표면 및 하천 유하거리 통계값들은 1:25,000 수치지형도로 부터 GIS를 이용해 산정하였다. 유하거리 통계값들은 대상 유역을 20 m×20 m의 격자로 분할하여 각각의 격자 중심에서 유역 출구점까지의 유하거리도로부터 산정하였다(Table 1). 여기서 공분산은 하천과 지표면 유하거리 사이의 공분산을 의미한다. Table 1에서 주

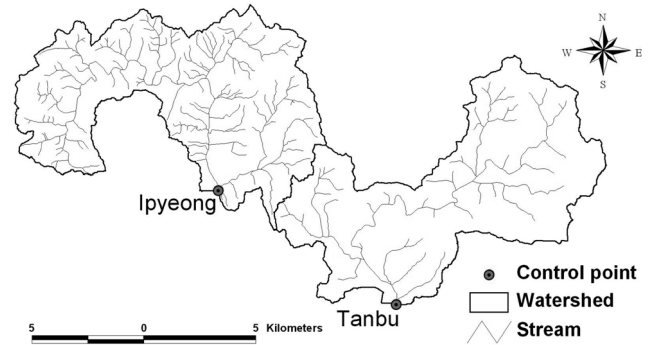


Fig. 3 Target basin

목할 만한 사항은 두 유역의 규모(즉, 유역면적)는 비슷하지만 Fig. 3에서 볼 수 있듯이 하천망은 매우 상이한 형태로 발달된 점이다. 특히 Eq. (23)의 정의에 의한 유역의 배수밀도(D_d)의 경우 약 1.7배 정도의 뚜렷한 차이를 보이고 있다(Bras, 1990). 이러한 배수밀도는 Eq. (23)으로부터 지표면 유하거리와 반비례함을 알 수 있다. 즉, 하천망이 발달된 유역일수록 전반적인 유출현상에 대한 지표면 이동경로가 차지하는 비중이 작음을 암시한다. 또한 지표면과 하천의 유하속도 사이에는 비교적 큰 규모의 차가 존재할 수 있음이 여러 학자들에 의하여 지적되고 있다(D'odorico and Rigon, 2003; Di Lazzaro, 2009). 이러한 사항들을 통해 하천과 지표면 유하거리의 상대적인 규모가 유역의 유출현상을 지배하는 중요한 지형특성임을 추론할 수 있다.

$$D_d = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{E[L_h]} \right) \quad (23)$$

또한 지표면과 하천 유하거리에 대한 공분산은 이평 유역은 음의 값을 탄부 유역은 양의 값을 나타내고 있다. 이러한 공분산은 지표면(혹은 하천)의 형태학적 특성을 나타내는 요소로 유역의 상류부분이 평평하여 지표면 유하길이가 클

Table 1. Geomorphologic Factors

Water-shed	A (km ²)	L (km)	L _{ca} (km)	S	HT (m)	Travel Length				Co-variance (m ²)	Drainage Density (m ⁻¹)
						Channel		Hillslope			
						Mean (m)	Variance (m ²)	Mean (m)	Variance (m ²)		
Ipyeong	79.55	16.81	6.5	0.01369	230.1	9,314	30,567,600	288	95,789	-159,826	0.0017
Tanbu	72.56	19.20	10.2	0.01234	236.9	11,437	36,914,100	509	259,422	511,887	0.0010

Table 2. The Outline of Storm Events and Hydrodynamic Parameters

Watershed	Year	Month-day	E [T] (hr)		Var [T] (hr ²)		u _c (m/s)	u _h (m/s)
			Event	Mean	Event	Mean		
Ipyeong	1993	08-08	6.87	8.64	32.38	39.45	0.903	0.014
		09-17	6.91		33.56			
	1999	09-23	13.10		44.67			
	2000	06-26	7.68		47.19			
Tanbu	1983	06-20	10.04	9.98	56.05	40.15	0.707	0.026
	1992	07-13	10.54		28.63			
	1997	07-16	9.63		23.54			
	1999	09-10	9.71		52.39			

경우 공분산은 증가하며 양의 값을 나타내는 반면, 하류부가 평평하여 긴 지표면 유하길이를 갖는 유역의 경우 공분산은 감소하고 음의 값을 나타내게 된다(Di Lazzaro, 2009). 또한 이러한 하천과 지표면 유하거리의 공분산은 Eqs. (18)~(22)의 유역의 동수역학적 매개변수 산정에 영향을 미치게 된다.

본 연구에 적용된 수문사상은 Table 2와 같으며, 각 유역의 면적 평균 강우량은 티센법을 적용하였다. 직접유출수문곡선의 작성을 위한 기저유출분리에는 경사급변점법을 적용하였으며, 유효우량은 NRCS방법을 적용하였다. 또한 유하거리의 통계값들과 수문자료의 통계적 모멘트를 이용해 산정

된 유역의 동수역학적 매개변수 u_c, u_B 를 나타내었다.

4.2 유하시간 방법의 유도

Fig. 4에서 좌측은 이평유역, 우측은 탄부유역의 유하시간 방법에 의한 1시간 단위도를 유도하는 과정을 나타낸 것이다. Fig. 4(a)는 유역출구점으로부터 20 m 간격의 폭함수를 나타낸 것이다. 그림에서 볼 수 있듯이 이평유역 폭함수 $W(x)$ 는 정왜곡도(왜곡도 계수, $C_s : 0.37$)를, 탄부유역은 부왜곡도($C_s : -0.20$)를 나타낸다. 즉, 두 유역은 비슷한 유역 규모임에도 불구하고 상이한 배수구조를 나타내고 있음을 알 수 있다. Fig. 4(b)는 유역의 동수역학적 특성을 적용해 산

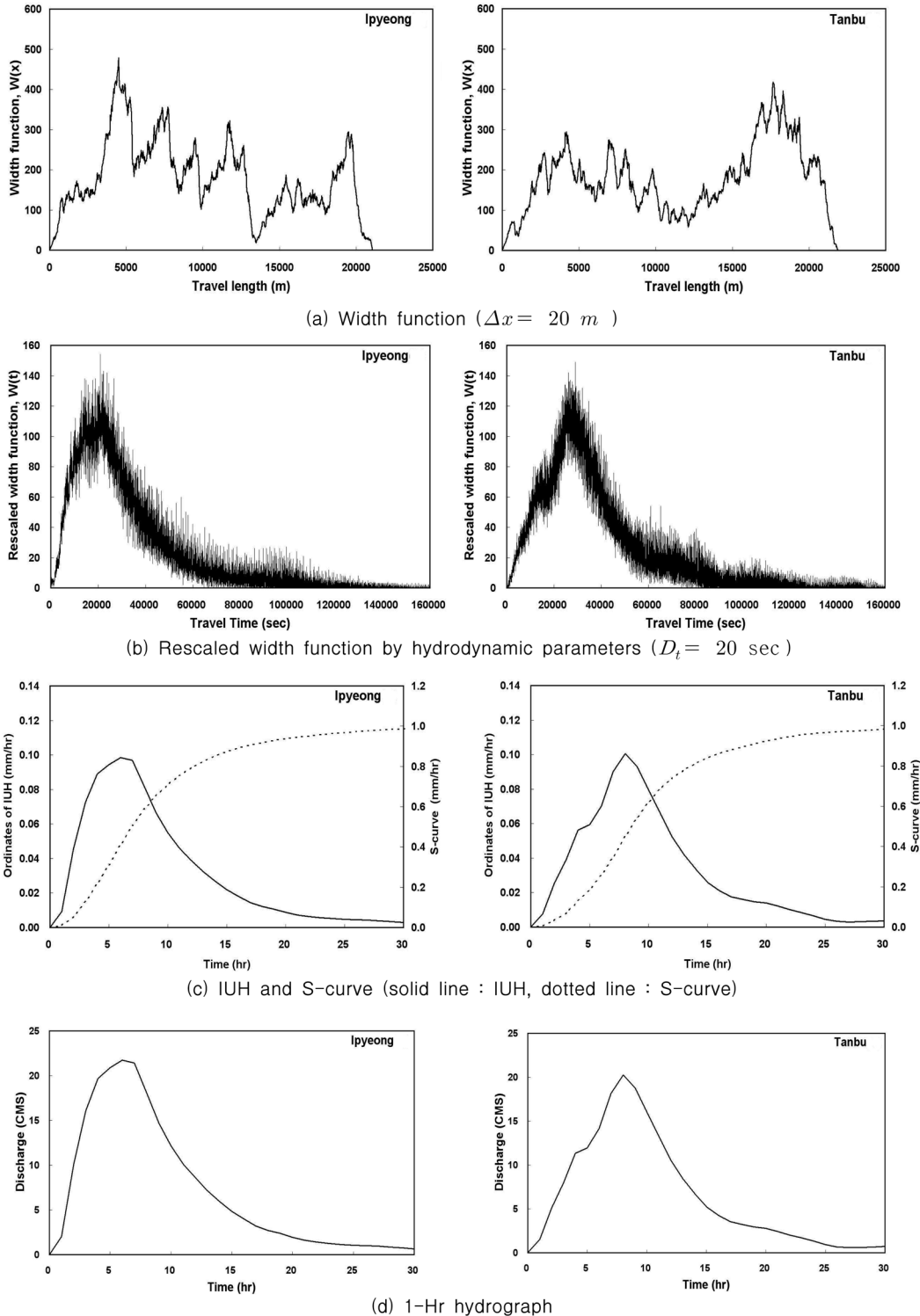


Fig. 4 Procedure of travel time method and derived 1-Hr hydrograph

정된 재조정된 폭합수를 나타낸 것이다(D_t : 20 sec). 그림을 통해 재조정된 폭합수는 일반적인 수문곡선의 왜곡 형태를 나타냄을 확인할 수 있었다(이평유역 C_s : 1.48, 탄부유역 C_s : 1.98). 전술하였듯이 이러한 왜곡도의 변화는 지표면과 하천 사이의 상이한 유동 메카니즘에 기인하는 것으로, 수문학적 응답함수의 형상은 이러한 두 요소의 상호작용에 결정됨을 추론 할 수 있다. 또한 본 연구에서 제시하고 있는 유하시간 방법의 가장 큰 장점은 유역의 물리적 특성을 반영할 수 있다는 점이다. 반면 2장에서 살펴 보았듯이 대부분의 기존 합성단위도법은 유역의 물리적 특성을 명확히 나타내지 못하고 있다. Fig. 4(b)에서 진폭이 발생하는 원인은 Fig. 2에서 보여 지듯이 동수역학적 분산에 기인하는 것으로, Botter and Rinaldo(2003)는 이러한 동수역학적 분산에 대해 유하시간 분포의 형상에는 큰 영향 미치지 않으며 다만 진폭을 완화 시키는(iron out) 역할을 함을 규명한 바 있다. Fig. 4(c)는 대상유역의 1시간 단위도를 유도하기 위해 D_t 를 3600 sec로 하였을 경우의 수문학적 응답을 나타낸 것으로, 실선은 확률밀도함수(순간단위도), 점선은 누가밀도함수(S-curve)를 나타낸 것이다. Fig. 4(d)는 S-curve로부터 유도된 이평과 탄부유역의 1시간 단위도를 나타낸 것이다. 그림에서 두 유역의 상이한 지형학적 특성(배수구조, 배수밀도 등)과 동수역학적 특성에 의해 서로 다른 형상의 단위도가 유도됨을 알 수 있다. 또한 최용준 등(2010b)은 수치실험을 통해 Eqs. (18)~(22)의 하천과 지표면의 동수역학적 매개변수가 순간단위도에 미치는 영향을 검토한 결과, 침투시간이 하천 유속 u_c 에 의해 지배적인 영향을 받음을 밝힌 바 있다. 이평과 탄부 두 유역은 Table 2와 같이 하천 유속뿐만 아니라 평균 하천 유하거리(Table 1) 또한 큰 차이를 보인다. 이러한 원인으로 분명히 두 유역은 침투시간에 있어서 다른 양상을 보일 수 있음이 예상되며, 본 연구방법을 통해 유도된 두 유역에 대한 단위도의 침투시간 역시 각각 6, 8시간으로 이상의 특성을 잘 반영하고 있음을 알 수 있다. 이러한 관점에서 본 연구에서 제시하고 있는 유하시간 방법은 유역의 동수역학적 특성을 고려함으로써 침투시간의 합성에 유용한 도구가 될 것으로 예상된다.

4.3 기존 합성단위도의 유도

각각의 합성단위도법(Nakayasu 방법, SCS 방법, Snyder 방법 및 HYMO 방법)에 의해 유도된 대상 유역의 1시간 단위도는 Fig. 5와 같다. Fig. 5에서 SCS 방법 및 Snyder 방법은 HEC-HMS를 이용하여 시간별 중기값을 산정하였으며, HYMO 방법은 한국건설연구원(1989)의 Fortran code를 이용하여 산정하였다. Table 3은 유하시간 방법을 포함한 각 방법에 의한 단위도의 침투유량과 침투시간을 정리한 것이다. 침투유량의 경우 두 유역에 대해 Nakayasu, SCS, HYMO

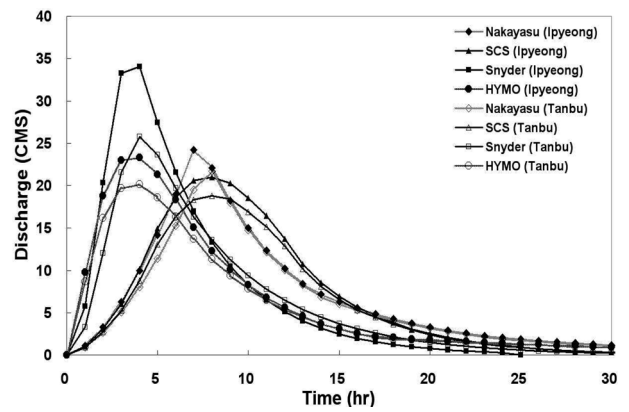


Fig. 5 1-Hr hydrographes by each synthetic hydrograph method

및 유하시간 방법은 큰 차이를 보이지 않았으나, Snyder 방법은 큰 차이를 나타낸다. 특히 이평유역의 침투유량은 타 방법들에 비해 평균 약 56% 이상 과대하게 추정됨을 알 수 있다. 두 유역에 대해 산정된 침투시간의 차이를 살펴본 결과 Nakayasu 방법은 이평 유역보다 탄부 유역이 약 0.5시간 지체되어 나타났으며, SCS 방법은 약 0.14시간, Snyder 방법은 약 0.7시간, 본 연구 방법은 약 2시간의 차이를 나타냈다. HYMO 방법은 동일하게 4시간으로 산정되었다. 또한 기존 합성단위도법들은 정형화된 함수형태의 구조로 유역에 상관없이 동일한 형상의 단위도를 도출(Fig. 5)하는 반면 본 연구에서 제시된 유하시간 방법에 의해 유도된 단위도(Fig. 4(d))는 유역의 배수구조 및 동수역학적 특성에 의해 유역에 따라 상이한 형상의 단위도가 유도됨을 확인할 수 있었다.

4.4 실제수문사상의 적용

Table 4는 본 연구에서 제시한 방법의 적용성 검증을 위해 선정된 사상들의 관측값과 각각의 방법에 의해 모의된 수문곡선의 침투유량과 침투시간을 비교한 것이다. 또한 Fig. 6은 Table 4에서 각 유역의 두 번째 사상에 대한 수문곡선을 예로 나타낸 것이다. 일반적으로 침투유량은 유역면적과 밀접한 관계를 갖는다. 그러나 본 연구과정 중 수치지형도로부터 GIS에 의해 산정된 유역면적은 이평유역 76.30 km², 탄부유역 77.51 km²로 문헌조사 결과와 상이한 결과를 보였다. 이는 과거 지형도로부터 지형인자 추출시 불확실성 요소가 포함되어 있기 때문으로 판단된다. 향후 정확한 유출분석을 위해서는 기존 합성단위도법에 대한 지역화 분석식의 재산정이 필요할 것으로 판단된다. 본 연구에서는 침투유량 산정결과의 객관적 비교를 위해 기존 합성단위도법과 유하시간 방법에 의해 유도된 순간단위도의 단위유량도 변환 시 문헌조사에 수록된 유역면적을 동일하게 적용하였다.

Table 4에서 침투유량의 경우 검증사상의 관측값에 대해

Table 3. Comparison of Q_p and t_p by Each Synthetic Hydrograph Method

Watershed		Nakayasu	SCS	Snyder	HYMO	Travel Time
Ipyeong	Q_p (CMS)	25.54	20.96	35.70	23.3	21.74
	t_p (hr)	7.24	7.90	3.44	4	6
Tanbu	Q_p (CMS)	22.84	18.78	26.71	20.1	20.24
	t_p (hr)	7.73	8.04	4.17	4	8

Table 4. Comparison of Observed Data and Calculated Results

Water-shed	Year-Month-day	Q_p (CMS)						t_p (hr)					
		Obs.	Nakayasu	SCS	Snyder	HYMO	Travel Time	Obs.	Nakayasu	SCS	Snyder	HYMO	Travel Time
Ipyeong	1998-06-24	15.2	13.6	13.9	16.8	13.2	13.6	18	19	20	16	15	19
	1999-09-09	91.6	74.3	70.8	105.0	76.3	72.2	10	13	13	9	9	11
	2002-08-31	167.0	150.4	161.5	181.6	152.1	159.6	16	18	19	16	15	17
Tanbu	1992-08-24	21.5	16.3	15.8	19.7	16.3	16.0	10	9	10	6	6	10
	2001-06-29	10.7	10.5	10.1	12.4	10.4	10.1	13	14	14	11	10	14
	2002-08-31	64.8	39.2	41.1	44.9	38.7	39.9	13	12	8	12	12	11
Mean Abs. Error		-	17.4	17.2	14.8	17.7	17.7	-	1.5	1.7	2.2	2.8	0.8
Standard Deviation		-	13.3	13.3	18.2	13.1	13.2	-	1.6	1.6	1.6	1.6	0.8

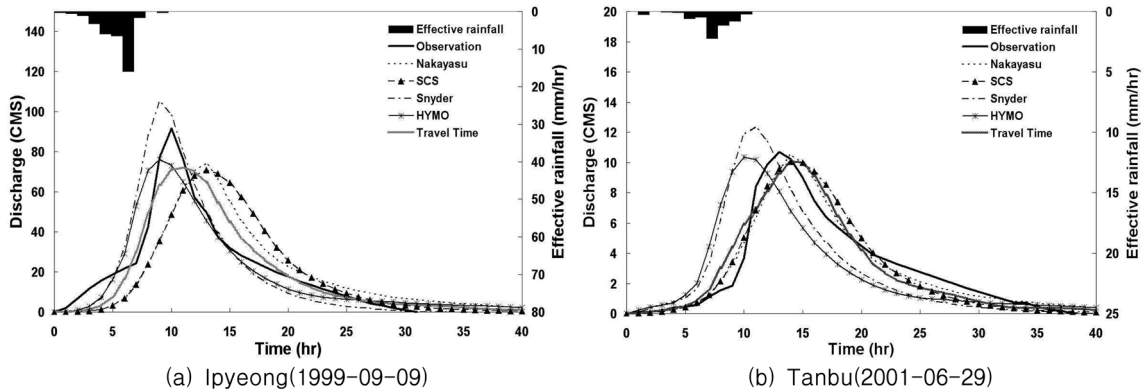


Fig. 6 Comparison of observed data and calculated results

대부분의 방법이 비슷한 오차를 나타냈다(평균절대오차 : 14.8%~17.7%). 유하시간 방법을 포함한 대부분의 합성단위도 방법에 의해 모의된 침투유량은 관측값에 비해 작게 산정되었다. 반면 이평유역의 Snyder 방법의 경우 침투유량이 크게 산정되었으며, 두 유역의 모의된 침투유량과 관측값의 오차에 대한 표준편차가 타 방법들에 비해 상대적으로 높게 나타났다.

침투시간의 경우 각 유역별, 방법별 상이한 결과를 나타내었다. 우선 Nakayasu 방법의 경우에는 이평유역의 경우 각각 +1, +3, +2시간의 오차를, 탄부유역의 경우 -1, +1, -1시간의 오차를 나타냈으며, SCS 방법은 이평유역에 대해 +2, +3, +3시간, 탄부유역에 대해 0, +1, -1시간의 오차를, Snyder 방법은 이평유역 -2, -1, 0 시간, 탄부 유역 -4, -2, -4시간의 오차를 보였다. HYMO 방법은 두 유역의 모든 사상에 대해 침투시간이 작게 산정됨을 알 수 있었다. 이평유역의 경우 검증사상에 대해 각각 -3, -1, -1시간의 오차를 나타냈으나, 탄부유역의 세 사상에 대해서는 각각 -4, -3, -5시간의 오차를 보였다. 유하시간 방법의 경우 이평유역의 경우 모든 사상에 대해서 +1시간의 오차를, 탄부유역의 경우 0, +1, -1시간의 오차를 나타냈다.

따라서 기존 합성단위도 방법에 의한 침투시간 모의에 있어서 Nakayasu 방법과 SCS 방법은 탄부유역에, Snyder 방법은 탄부 유역에 좀 더 적합한 방법임을 확인할 수 있었으며, HYMO 모형은 대상유역의 침투시간 모의에 큰 차이를 나타냄을 볼 수 있었다. 반면 본 연구에서 제시된 유하시간 방법은 두 유역에 모두에서 타 기법들에 비해 상대적으로

양호한 결과를 나타내고 있다. 상기한 결과를 통해 기존 합성단위도 방법들은 침투시간 모의에 유역의 지형학적, 동수역학적특성을 반영하는 데 한계성을 가짐을 확인할 수 있었다. 반면 본 연구에서 제시된 방법은 이러한 특성들을 고려함으로써 침투시간 모의에 우수한 결과를 나타내는 것으로 판단된다.

5. 결 론

본 연구에서는 통계물리학적 접근법을 기반으로 유역의 동수역학적 특성을 고려할 수 있는 합성단위도 방법을 제시하였다. 기존 link 개념의 폭합수를 격자 개념으로 일반화한 본 연구 방법을 통해 유역의 순간단위도와 지속시간 단위도를 유도하였으며, 유도된 단위도를 실제 수문사상에 적용하여 기존 합성단위도법과 비교하였다. 비교결과 침투유량은 기존 합성단위도와 비슷한 모의 양상을 나타냈으나, 침투시간은 본 연구에서 제시한 유하시간 방법이 우수하게 나타났다.

본 연구에서 제시한 방법론은 다음과 같은 사항들에 의의를 둘 수 있다. 첫째, 유역 내 물의 유동에 큰 이질성을 나타내며, 상호작용에 의해 유역의 수문학적응답을 형성하는 지표면과 하천 유동을 구분하여 적용하였다는 점이다. 이러한 방법론은 향후 유역의 수문학적응답 구조해석에 유용한 도구가 될 것으로 기대된다. 둘째, 본 방법은 유역의 배수구조 및 동적특성을 명확히 고려함으로써 기존 합성단위도법의 구조적, 물리적 한계성을 극복할 수 좋은 대안이 될 것으로 판단된다. 그러나 제시된 방법의 실제 미세측 유역의

적용을 위해서는 미계측 유역의 동수역학적 매개변수 산정에 대한 연구가 선행되어야 한다. 이를 산정하는 방법은 크게 다음의 두 범주로 나눌 수 있다. 지역회분석(Di Lazzaro, 2009; 최용준 등, 2010a)에 의한 방법과 동수역학적 접근법에 의한 방법(Lee and Chang, 2005; Du *et al.*, 2009)이다. 이러한 유속산정 방법들에 대한 국내 적용성 평가 결과와 본 연구에서 제시한 유하시간 방법과의 합리적 결합은 미계측 유역의 유출량 산정에 큰 도움을 줄 것으로 기대된다.

참고문헌

건설부(1992) **국제수문개발계획(IHP) 대표유역연구조사보고서 - 국내 합성단위유량도의 비교분석**, 건설부.

김재한, 윤석영(1993) 유역순간응답해석시 수로망 및 사면의 수리특성인자의 역할, **한국수자원학회 1993년도 수공학연구발표논문집**, 한국수자원학회, pp. 335-342.

최용준, 김주철, 김재한(2009) 배수경로 이질성에 의한 순간단위도 형상의 상대적 기여도 평가, **한국수자원학회논문집**, 한국수자원학회, 제42권, 제11호, pp. 897-909.

최용준, 김주철, 정동국(2010a) 미계측 유역의 유출량 산정을 위한 합성단위도 개발, **수질보전 한국물환경학회지**, 한국물환경학회, 제26권, 제3호, pp. 532-539.

최용준, 김주철, 황만하(2010b) 지형학적 분산을 고려한 특성유속이 순간단위도의 형상에 미치는 영향, **한국수자원학회논문집**, 한국수자원학회, 제43권, 제4호, pp. 399-408.

한국건설기술연구원(1989) **설계홍수량산정을 위한 단위유량도의 합성방법 개발**, 한국건설기술연구원.

함창학(1996) **지형정보시스템(GIS)을 이용한 수문지형정보추출에 관한 기초적 연구**, 박사학위논문, 충북대학교.

Botter, G and Rinaldo, A. (2003) Scale effect on geomorphologic and kinematic dispersion. *Water Resources Research*, Vol. 39, No. 10, 1286. doi:10.1029/2003WR002154.

Bras, R.L. (1990) *Hydrology-An introduction to hydrologic science*, Addison Wesley.

Di Lazzaro, M. (2009) Regional analysis of storm hydrographs in the rescaled width function framework. *Journal of Hydrology*, Vol. 373, pp. 352-365.

D'odorico, P. and Rigon, R. (2003) Hillslope and channel contribu-

tions to the hydrologic response. *Water Resources Research*, Vol. 39, No. 9, 1113. doi:10.1029/2002WR001708.

Du, J.K., Xie, H., Hu, Y.J., Xu, Y.P., and Xu, C.Y. (2009) Development and testing of a new storm runoff routing approach based on time variant spatially distributed travel time method, *Journal of Hydrology*, Vol. 369, pp. 44-54.

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.

Lee, K.T. and Chang, C. (2005) Incorporating subsurface-flow mechanism into geomorphology based IUH modeling. *Journal of Hydrology*, Vol. 311, pp. 91-105.

Mesa, O.J. and Mifflin, E.R. (1986) On the relative role of hillslope and network geometry in hydrologic response, *Scale Problems in Hydrology*, Dordrecht, Holland, pp. 181-190.

Rinaldo, A., Botter, G., Bertuzzo, E., Uccelli, A., Settin, T., and Marani, M. (2006) Transport at basin scales: 1. Theoretical framework. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 10, pp. 19-29.

Rinaldo, A., Marani, A., and Rigon, R. (1991) Geomorphological dispersion, *Water Resources Research*, Vol. 27, No. 4, pp. 513-525.

Rinaldo, A., Vogel, G.K., and Rodriguez-Iturbe, I. (1995) Can one gauge the shape of a basin?, *Water Resources Research*, Vol. 31, No. 4, pp. 1119-1128.

Saco, P.M. and Kumar, P. (2002) Kinematic dispersion in stream networks 1. Coupling hydraulic and network geometry, *Water Resources Research*, Vol. 38, No. 14, 1244. doi:10.1029/2001WR000695.

Sherman, L.K. (1932) Stream flow from rainfall by the unit graph method. *Engineering News-Record*, Vol. 108, pp. 501-505.

Smart, J.S. (1972) Channel networks, *Advan. Hydrosci.*, Vol. 8, pp. 305-346.

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.

Williams, J.R. and Hann, R.W. (1972) HYMO, a Problem-oriented Computer Language for Building Hydrologic Models, *Water Resources Research*, Vol. 8, No. 1, pp. 79-86.

(접수일: 2010.9.14/심사일: 2010.11.4/심사완료일: 2010.11.29)