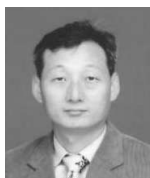




유역 상류와 하류에서의 유속은 같은가?



유철상 |
고려대학교 건축사회환경공학부 교수
envchul@korea.ac.kr

1. 서론

강우-유출과정에서 유속은 유출응답의 특성을 결정짓는 매우 중요한 인자(factor)가 된다. 단편적인 생각으로는 상류의 유속이 크고 하류의 유속이 작을 것으로 보인다. 즉, 상류의 급한 경사로 인해 유속이 더 빠를 것이며 하류에서는 이와 반대되는 현상이 나타날 것으로 생각된다. 그러나 실제 현실이 이러한 단편적 생각과는 일치하지 않는 것으로 보인다. 이미 많은 연구들에서 유역 내 유속이 일정하다고 가정하고 있기 때문이다.

가장 대표적인 연구로서 GIUH(Geomorphological Instantaneous Unit Hydrograph)를 살펴볼 수 있다. 관련된 많은 연구에서는 유역 내 유속이 일정하게 유지된다는 가정이 보편적으로 적용되고 있다 (Rodriguez-Iturbe and Valdes, 1979; Rosso, 1984; Molnar and Ramirez, 2002). 이 외에도 Sivapalan et al.(2002)은 유역의 반응시간을 계산하기 위해 유역 내 평균유속은 시간과 공간에 상관없이 일정하게 유지된다고 가정한 바 있으며, Giannoni et al.(2000), Furey and Gupta(2003) 등의 연구에서도 역시 유역 내 유속이 일정하다고 가정하고 있다. 국내에서도 유역의 특성속도가 유역 전

반에 걸쳐 일정하다고 가정한 연구를 쉽게 찾아볼 수 있다(김주철 등, 2003; 최용준 등, 2010).

유역 내 평균유속과 홍수와 전파속도(celerity)가 대체로 비례관계에 있으므로 만일 평균유속이 일정하다면 홍수와 전파속도 또한 일정하다고 유추할 수 있다. 따라서 홍수와 전파속도를 일정하게 가정한 연구들도 크게 보면 유역의 유속이 일정하다고 가정한 연구에 포함된다. 먼저 Hayami(1951)의 연구를 살펴볼 수 있다. 그는 홍수와 전파속도와 확산계수(diffusivity)가 일정하다는 가정 아래 확산과 방정식에 대한 해석 해(analytical solution)를 유도하였다. 이후 Gonwa and Kavvas(1986)는 Hayami(1951)의 확산과 방정식과 그들이 새롭게 제안한 확산과 방정식을 이용하여 홍수와 전파속도가 일정하다는 가정이 타당함을 확인하기도 하였다. 최근에 수행된 많은 연구에서도 Saint-Venant 방정식의 홍수와 전파속도와 확산계수는 일정하다고 가정하는 것이 일반적이다(Moussa and Bocquillon, 1996; Fan and Li, 2006).

이상과 약간 다른 상황이기는 하나 Beven(1979)의 연구에서는 홍수와 전파속도가 일정하다는 가정 아래 유속과 유량의 선형관계를 설명하고 있다. Bengtsson(1991)은 유역 내 홍수파의 전파속도가 일정하게 유지된다는 가정 아래 이동강우가 유출에 미치는 영향을 해석하기도 하였다. 이 외에도 Krein and DeSutter(2001), Shome and Steffler(2006) 등이 홍수와 전파속도가 일정하다는 가정 아래 연구를 수행한 바 있다.

본 연구는 이러한 가정, 즉, 유역 내 유속이 일정하다는 가정이 과연 타당한 것인지를 구체적으로 검토

해 보는 것을 목적으로 한다. 이를 위해 관련 연구들을 수집하였으며, 이를 크게 이론적인 연구와 관측 자료에 근거한 연구로 구분하여 정리하였다. 추가로 충주댐 유역에서 관측된 유량자료를 분석하여 국내에 적용한 결과가 어떠한 특성을 나타내는지 파악될 수 있도록 하였다.

2. 이론적으로 살펴본 유역 내 하천 유속의 특성

유역 내 유속의 특성을 살펴보는데 있어 가장 중요한 고려사항은 유역에서의 유량이 하류로 갈수록 증가한다는 점이다. 유량의 증가는 당연히 유속의 증가를 가져와야 하지만 하상의 경사가 감소하고, 하천 단면이 커짐에 따라 반드시 그러한 특성을 보이지는 않는다. 반대의 상황도 마찬가지이다. 유역의 상류로 올라갈수록 하상 경사가 커져 유속은 증가하는 반면, 유량이 감소하기 때문에 역시 그러한 특성을 나타낼 것이라는 보장이 없다.

이러한 문제에 이론적 접근을 시도한 연구가 Leopold and Langbein(1962)의 연구이다. 이들의 연구는 Leopold and Maddock(1953)이 관측자료를 가지고 정량화한 다음 5가지 관계식들로부터 출발한다.

$$v \propto Q^m \quad (1)$$

$$D \propto Q^f \quad (2)$$

$$w \propto Q^b \quad (3)$$

$$S \propto Q^z \quad (4)$$

$$n \propto Q^y \quad (5)$$

위 식에서 v , D , w , S , n 은 각각 평균유속, 수심, 수면 폭, 하도경사 및 조도계수를 나타낸다. 아울러 유량의 지수인 m , f , b , z 및 y 는 모두 상수로 주어진 유역을 대표하는 고유한 값이다.

참고로, 위 관계식을 유도할 때 사용된 자료는 동일한 유역에서 동일한 호우사상에 대해 관측된 것들

임에 유의할 필요가 있다. 즉, 위 관계식은 주어진 유역 상·하류의 관계를 정량화하는 식이지, 여러 유역의 또는 같은 유역일지라도 여러 호우사상의 특성을 정량화한 식은 아니다. 일반적으로 동일 호우사상에 의해 발생한 유량은 유역 하류로 이동하며 커진다. 이는 커는 수심 및 수면 폭의 경우에도 마찬가지이다. 조도계수는 통상 하류로 이동함에 따라 감소하는 경향을 보이고, 유속의 경우는 상류에서 더 클 것으로 추측된다. 위 식들 중 식 (1)이 유역의 상류에서 하류로 이동하는 경우에 대한 유량의 증가에 따른 유속의 변화를 가늠할 때 사용하는 대표적인 관계식이다.

Leopold and Langbein(1962)의 연구는 바로 위 5가지 식의 상수를 이론적으로 추정하여 그 특성을 살펴본 것이다. 간단히 표현하면 위 상수들의 가장 그럴 듯한 값은 무엇이고, 그 값들이 갖는 물리적 의미가 무엇인지를 살펴보는 것이다. 5개의 미지수를 구하기 위해서는 5가지의 관계식이 필요한 것은 당연하다. Leopold and Langbein(1962)은 이러한 목적으로 연속방정식, Manning 공식, 유사이송 공식 등의 3가지 공식과 엔트로피 이론을 적용하여 얻은 2개의 관계식을 이용하는 방법을 적용하였다.

먼저 연속방정식을 이용한 경우는 간단하다. 연속방정식은 다음과 같이 표현될 수 있고,

$$Q = Av = wDv \quad (6)$$

위 식에 식 (1), (2), (3)을 적용하면,

$$Q = Q^m Q^f Q^b \quad (7)$$

즉, 다음과 같은 관계식을 얻을 수 있다

$$m+f+b = 1 \quad (8)$$

두 번째로 Manning 공식은 다음과 같이 표현될 수 있고,



$$v \approx \frac{2}{D} \frac{1}{3} S^{1/2} / n \quad (9)$$

위 식에 식 (1) - (5)를 적용하면 다음과 같은 관계식을 얻는다.

$$m = \frac{2}{3} f + \frac{1}{2} z - y \quad (10)$$

세 번째 관계는 다음과 같은 Bagnold(1960)의 유사송 공식을 이용하여 유도되었다.

$$C \propto (vD)^{0.5} S^{1.5} / n^4 \quad (11)$$

위 식에서 C 는 단위유량당 유사량(sediment per unit discharge)으로 유량에 무관한 값이다. 따라서 식 (1) - (5)를 적용하면 다음과 같은 관계식을 얻을 수 있다.

$$0.5m + 0.5f + 1.5z - 4y = 0 \quad (12)$$

지금까지는 연속방정식, Manning 공식, 유사이송 공식으로부터 3가지 관계식을 유도하였다. 총 5개의 상수를 추정하기 위해 추가로 2개의 관계식이 더 필요하다. 이 식의 유도를 위해 Leopold and Langbein (1962)은 엔트로피 개념을 도입하였다. 엔트로피에 대한 상세한 이론은 참고문헌 등에서 살펴볼 수 있다.

먼저, E_i 를 임의 하도 i 구간의 에너지라 하고, E 를 전 구간에 대한 총 에너지라고 하면, 구간 i 의 에너지 비는 E_i/E 가 된다. 추가로, 구간 i 의 에너지 비는 지수분포를 따른다고 가정한다. 지수분포는 주어진 하도의 유속이 갖는 확률분포로도 많이 사용된다 (Rodriguez-Iturbe and Valdes, 1979). 유역 내 각 하도는 독립으로 가정할 수 있으므로, 각 하도가 특정 에너지 상태를 가질 확률 p 는 간단히 다음과 같은 지수함수의 곱으로 나타낼 수 있다.

$$p \propto e^{-\frac{E_1}{E}} e^{-\frac{E_2}{E}} \dots e^{-\frac{E_n}{E}} \quad (13)$$

위 식에서 살펴볼 수 있는 가장 중요한 특성은 하도 구간이 가질 수 있는 에너지 중 가장 가능한 경우, 즉, 결합확률 p 가 최대일 조건은 각 하도구간의 에너지가 같은 경우라는 것이다. 즉, $E_1 = E_2 = E_3 \dots = E_n$ 일 때 결합확률 p 가 최대이다. 이와 같이 공간적으로 균등한 에너지 분포는 하천계에서 각 하도구간의 수리학적 특징이 일정해지려는 성향과도 일치한다. 이는 유속과 수심이 일정할 때 공간적으로 균등한 단위 질량당 내부에너지가 만들어진다는 특성을 의미하는 것이기도 하다. 따라서 식 (1), (2)에서의 지수 m 과 f 는 0에 근접한 값이어야 한다. 즉, 유속과 수심이 일정해진다. 이는 식 (10)으로부터 다음과 같이 표현될 수 있다.

$$\frac{1}{2} z - y \rightarrow 0 \quad (14)$$

아울러 하천계의 에너지는 하상에서 크게 소모되므로, 공간적으로 균등한 에너지 분포는 단위 하상 면적당 흐름의 에너지 소모율이 일정할 때 발생하게 된다. 에너지 소모율은 수류력(stream power: P)의 형식을 빌어 표현되기도 하므로 다음 관계가 성립한다.

$$P = QS/w = vDS = Q^{m+f+z} \quad (15)$$

따라서 다음과 같은 관계가 유도될 수 있다.

$$m + f + z \rightarrow 0 \quad (16)$$

추가로 고려할 내용은 안정된 개방계(개방계는 에너지가 추가되거나 손실될 수 있는 시스템을 의미하며, 하천계도 개방계의 하나로 볼 수 있음)의 특성으로 소위 '최소 엔트로피 생성원리(minimum entropy

production principle)'를 적용하여 설명할 수 있다 (Prigogine, 1955). 즉, 하천은 스스로 에너지를 낮추어 안정된 하도를 유지하고자 하며, 이를 위해서는 하도에서의 총 일률(the total rate of work; $\Sigma QSAQ$)이 최소가 되어야 한다는 것이다. 하도 내 각 구간에서 유량과 하도 경사가 반비례하면 Q와 S의 곱이 일정해지고, 이렇게 되면 총 일률이 최소화 된다. 따라서 최소 일률의 조건은 Q와 S의 곱이 일정해야 한다는 것이 된다. 식 (6)에 식 (4)를 추가로 고려하면,

$$QS = Q^{m+f+b+z} = C \quad (17)$$

따라서,

$$m+f+b+z \rightarrow 0 \quad (18)$$

위 식에 식 (8)을 적용하여, 다음과 같은 보다 간단한 관계를 얻을 수 있다.

$$1+z \rightarrow 0 \quad (19)$$

이상과 같이 엔트로피 이론을 적용하여 얻은 식 (14), (16) 및 (19)은 방정식의 형태는 아니며, 단지 그 경향을 나타낸 것들이다. 따라서 이들 3개의 관계를 적절히 해석하여 두 개의 관계식을 얻어내야, 앞서 구한 3개의 관계식과 함께 연립하여 총 5개의 상수를 결정할 수 있게 된다.

확률의 개념에 기초할 때, 주어진 세 가지의 관계를 만족하는 가장 가능성 있는 값의 조합은 각 관계가 갖는 기댓값으로부터의 편차(deviation)가 가지는 확률의 곱이 최대인 경우이다. 즉, 최적 조합은 각 관계가 독립적으로 가지는 기댓값과는 다를 것이며, 편차가 존재하게 된다. 따라서 각 기댓값으로부터의 이 편차가 가지는 확률의 곱이 최대가 된다는 것은 최적 조합이 각 기댓값으로부터 유사하게 떨어져 있다는 것을 의미한다. 만일 각 관계가 정규분포를 따른다고 가정한다면, 이러한 개념은 다음 식과 같이 표현될

수 있다.

$$\left(\frac{F_1}{\sigma_{F_1}}\right)^2 = \left(\frac{F_2}{\sigma_{F_2}}\right)^2 = \left(\frac{F_3}{\sigma_{F_3}}\right)^2 \quad (20)$$

여기서 F_1, F_2, F_3 는 각각 위 식 (14), (16), (19)로 $F_1 = 0.5z - y, F_2 = m + f + z, F_3 = 1 + z$, 이다. $\sigma_{F_1}, \sigma_{F_2}, \sigma_{F_3}$ 는 각각 F_1, F_2, F_3 의 표준편차를 나타낸다. 이 때 표준편차는 분자의 변수 값에 선형적으로 비례하는 값이므로, 상대적인 개념에서 아래와 같이 간단히 나타낼 수 있다. 물론 각 변수들은 서로 독립인 것으로 가정하였다.

$$\sigma_{F_1} = \sqrt{\sigma_{0.5z}^2 + \sigma_y^2} = \sqrt{1.5} \quad (21)$$

$$\sigma_{F_2} = \sqrt{\sigma_m^2 + \sigma_f^2 + \sigma_z^2} = \sqrt{3} \quad (22)$$

$$\sigma_{F_3} = \sqrt{\sigma_z^2} = \sqrt{1} \quad (23)$$

따라서, 식 (19)에 F_1, F_2, F_3 와 그 표준편차 (21) - (23)을 대입하면, 다음과 같은 3개의 관계식을 얻을 수 있다.

$$\left(\frac{m+f+z}{\sqrt{3}}\right)^2 = \left(\frac{0.5z-y}{\sqrt{1.5}}\right)^2 \quad (24)$$

$$\left(\frac{0.5z-y}{\sqrt{1.5}}\right)^2 = \left(\frac{(1+z)}{1}\right)^2 \quad (25)$$

$$\left(\frac{m+f+z}{\sqrt{3}}\right)^2 = \left(\frac{(1+z)}{1}\right)^2 \quad (26)$$

위 식 (24), (25), (26)을 계산하여 2개의 독립된 관계식을 유도할 수 있다. 즉,

$$y = -\frac{1}{2}(m+f) \quad (27)$$

$$z = -0.53 + 0.93y \quad (28)$$

최종적으로, 관계식 (8), (10), (12), (27) 및 (28)로부터 상수 5개(m, f, b, z, y)를 결정할 수 있다. 그



표 1. 이론적으로 유도된 지수 값

<i>m</i>	<i>f</i>	<i>b</i>	<i>z</i>	<i>y</i>
0.09	0.36	0.55	-0.74	-0.22

값은 각각 다음 표 1과 같다.

위 표에서 살펴볼 수 있듯이, 하도경사 및 조도계수는 유량이 증가함에 따라 감소하는, 즉, 하류로 갈수록 유의하게 작아지는 경향을 보인다. 이에 반해 수심과 하폭은 유량에 따라 증가하는, 즉, 하류로 갈수록 유의하게 커지는 경향을 갖는다. 여기서 유의하다는 표현은 유도된 상수의 크기를 감안한 것이다. 그러나 유속의 경우에는 하류로 갈수록 커지는 경향을 나타내기는 하지만, 유의하다는 표현을 쓰기에 어색할 정도의 작은 값을 나타낸다. 즉, 상류에서 하류로 갈수록 유속의 변화가 눈에 띄게 커지지 않는다는 것을 의미한다. 물론 그 정도는 유역마다 다를 것이다.

3. 실측자료의 분석에 나타난 유속의 특성

유역 내 평균유속에 대해 실측자료를 이용하여 체계적으로 수행한 연구는 Leopold and Maddock (1953)이 처음이다. 그들은 미국 중서부 지역에 위치한 Kansas River, Missouri River, Mississippi River 등 총 10개의 하천에서 하류방향으로 수심, 하도 폭, 평균유속, 유사량 등과 유량의 관계를 살펴보았다. 그 결과, 하류방향으로 유량이 증가함에 따라 평균유속 또한 약간 증가한다고 언급하면서, 유속의 변동성을 나타내는 지수 *m*의 평균값으로 0.1을 제시하였다. 이러한 결과는 상류에서 하류로 가면서 수심의 증가가 하상경사의 감소에 비해 더욱 커지기 때문이라고 밝히고 있다. 즉, 하천의 평균유속은 하상경사의 감소보다는 유량의 증가에 더욱 크게 영향을 받는다는 것이다.

추가로, Leopold(1953)는 Upper Yellow Stone 유역의 총 20개 지점에 대해 1923 - 1950년 동안의 자료를 바탕으로 유량과 하천경사 및 평균유속의 관계를 5년과 50년 빈도의 홍수유출로 구분하여 분석

하였다. 그 결과, 하류방향으로 하천의 경사는 감소하지만, 평균유속은 거의 변함없음을 확인하였다. 이 결과를 바탕으로 Leopold(1953)는 비록 실측값들의 차이가 존재하긴 하지만, 하도 내 평균유속은 일정하게 유지된다고 결론지었다. 이러한 특성은 극한 홍수 상황에서도 일정하게 유지되어야 한다고 강조하였다.

Leopold(1953)의 연구 이후에도, 유역 내 평균유속의 변화에 대한 여러 연구들이 이어졌다(Wolman, 1955; Brush, 1961; Carlston, 1969). 그들의 연구는 대부분 실측자료를 바탕으로 유량과 유속의 관계를 파악하고자 하는 것이었으며, 그 결과로서 하천의 평균유속 변화특성을 결정짓는 지수 *m*값을 제시하였다. 먼저, Wolman(1955)은 미국 Pennsylvania Brandywine Creek 유역의 1951 - 1952년 자료를 대상으로 유량증가에 따른 하천의 평균유속을 측정하고, 하천의 하류방향으로 평균유속의 변동성을 분석하였다. 그는 하류방향으로 하도 폭의 변화율이 커지면서 평균유속의 증가율은 반대로 작아져, 결국 평균유속은 일정하게 유지된다고 설명하였다. 특히, 만수(bankfull) 시 하류방향의 평균유속이 매우 일정하게 유지된다고 재차 강조하였다. Wolman(1955)이 강조한 만수의 조건은 Leopold(1953)가 언급한 극한홍수(extreme flood)의 조건과 일치한다고 볼 수 있어 그 의미가 더 크다고 할 수 있다. Wolman(1955)은 하천 만수 시의 지수 *m*값을 0.05로 제시하였다. 즉, 유역 하류로 갈수록 평균유속이 미미하게 증가한다는 것을 의미한다.

Brush(1961)는 미국의 Pennsylvania Susquehanna River 유역에 위치한 총 16개 하천의 흐름특성과 수리기하특성 및 그 관계를 파악하였다. 그는 만수 상황을 재현기간 2.3년의 홍수량으로 채워진 상태로 정의하고, 총 119개 측정지점에서의 평균유속을 산정하였다. 그 결과, 이들 하천의 *m*값은 -0.51부터 0.29까지 다양하게 나타났다(전체 평균은 0.09). 특히 주목할 만한 것은 Beech Creek 등 4개 하천에서의 지수 *m*값이 정확하게 0.0으로 나타났다. 이들 4개 하천의 평균유속이 상류에서 하류방향에 대해

일정한 값을 갖는다는 것을 의미한다.

Carlston(1969)도 하류방향의 유속변화에 중점을 두고 연구를 수행하였다. 그는 먼저, 미국의 로키산맥 분수계 동쪽 지역에 위치한 23개의 하천 중 절반에서 하류방향으로 동일한 평균유속을 갖거나 또는 다소 감소하는 경향을 갖는다는 것을 발견하였다. 그는 또한 Leopold and Maddock(1953)의 실측자료를 추가분석하여 지수 m 의 최빈값은 0, 평균값은 0.155로 나타남을 제시하였다. 특히, 10개 하천 중 Tennessee River 등 3개 하천의 지수 m 값이 0에 매우 가까운 것으로 확인되었다. 그는 Leopold and Wolman(1957)의 자료를 추가하여 Missouri River의 주하도를 분석한 경우에서도, 하류방향으로의 평균유속은 일정하다는 것을 확인하였다. 이상과 같은 자료 분석 결과는 실험을 통해서도 확인되었다. 예를 들어, Missouri River 등 3개 하천에서 염료주입(Rhodamine BA) 방법으로 실시한 평균유속 측정을 통해 하류방향으로 유속변화가 거의 없음이 확인되었다. 이 염료주입 실험은 고수위와 저수위 조건에서 모두 수행되었는데, 특히, 고수위 조건에서 하류방향으로의 유속은 본질적으로 일정하다고 강조하였다.

이 외에도 실측자료를 바탕으로 하도 내 평균유속을 연구한 사례는 매우 다양하며, 다른 여러 연구자들의 결과를 종합하여 그 특성을 분석한 연구들도 있다(Park, 1977; Rhodes, 1987). 특히 Park(1977)은 여러 유역을 대상으로 수행된 연구 결과(총 72가지 경우)들을 종합하여 값의 최빈계급으로 0.1 - 0.2를 제시한 바 있다. 특히 이 연구에서 주목할 점은 값의 최빈계급이 여러 기후학적 특성을 갖는 다양한 유역의 평균유속 연구결과를 종합하여 결정되었다는 것이다. 이러한 결과를 통해서 상류에서 하류로 걸친 하천 결과를 변동성이 보편적으로 매우 작은 것을 확인할 수 있다. 이 연구 이후에도 하도 내 평균유속에 대한 많은 연구사례들을 찾아볼 수 있으며, 이를 표 2에 정리하였다.

표 2. 유역 내 유속변화와 관련된 연구들

연구자	지역	m	조건
Leopold and Maddock (1953)	Midwestern Streams, USA	0.10	-
Leopold (1953)	Yellowstone River, USA	0.10	-
Wolman (1955)	Brandywine Creek, USA	0.05	Bankfull
Leopold and Miller (1956)	Ephemeral channels in New Mexico, USA	0.20	
Brush (1961)	Central Pennsylvania Streams, USA	0.0	$9Q_{2.3}$ (Bankfull)
Stall and Fok (1968)	Rock Basin etc in Illinois, USA	0.16	$Q_{10\%}$
Carlston (1969)	Missouri River etc, USA	0.155	-
Stall and Yang (1970)	Merrimack River etc, USA	0.14	-
Thornes (1970)	Suia-Missu and Araguaia Basin, Brazil	0.04 0.01	$Q \geq 1.94$ CFS $Q \leq 5.02$ CFS
Knighton (1974)	Bollin-Dean Basin, UK	0.08	$Q_{2\%}$
Andrews (1984)	Gravel-bed Rivers in Colorado, USA	0.145	Bankfull
Merritt and Wolh (2003)	Yuma Wash, USA	0.14	Hurricane Nora (1997)
Wolh et al. (2004)	North St Vrain Creek in Colorado, USA	0.09	Bankfull
Wohl and Wilcox (2004)	Camp Creek etc, New Zealand	0.07	Bankfull
	Porter River etc, New Zealand	0.17	Bankfull

4. 충주댐 유역의 유속 특성

4.1 대상 유역의 수리·수문 특성

본 연구에서는 여러 수위 관측지점을 가지고 있는 충주댐 유역을 대상 유역으로 선정하였다. 충주댐 유역은 그 유역면적이 약 6,648 km²로 한강 유역의 약 30%를 차지한다. 유로연장은 375 km이고, 평균표고는 607 m 정도로 전형적인 산지지역으로 분류된다(그림 1). 충주댐 상류유역의 본류인 남한강은 강원도 삼척시 대덕산에서 발원하여 남서쪽으로 흘러 강원도 영월읍에서 평창강과 합류된다. 평창강은 강원도 평창군 북부 오대산 남쪽에서 발원하여 충주댐 방향으로 유입된다.

본 연구에서는 총 9개 호우사상(2006년 2개, 2007년 2개, 2008년 2개 및 2009년 3개 사상)에 대



그림 1. 충주댐 유역의 지형특성 및 수위관측소

표 3. 충주댐 유역의 연도별 수위 관측지점

소유역 \ 연도	2006, 2007	2008	2009
평창강	영월1, 판운, 평창, 주천*	영월1, 판운, 평창, 팔괴, 주천*	영월1, 판운, 신천, 방림교, 안흥*
남한강 상류	영월, 영월2, 정선2	영월, 영월2	영월, 영월2, 나전, 송천*
충주댐	영춘	영춘	영춘, 옥동*

지류*

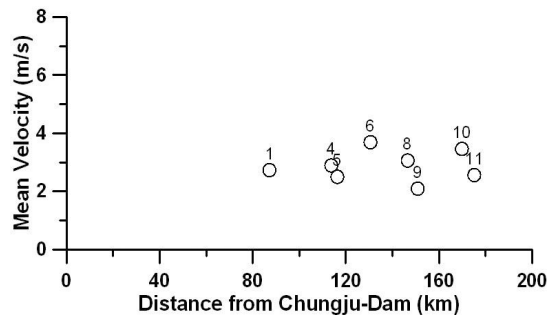
표 4. 충주댐 유역 내 수위관측지점 특성

번호	지점명	유역면적(km ²)	충주댐으로부터의 거리(km)
1	영춘	4,690.00	87.1
2	옥동	482.56	96.2
3	팔괴	1,762.00	104.9
4	영월2	2,283.00	113.7
5	영월1	1,524.00	116.3
6	영월	2,440.36	130.6
7	신천	599.50	132.4
8	주천	531.00	146.6
9	판운	879.00	150.9
10	정선	2,1682.00	169.8
11	평창	696.00	175.2
12	안흥	191.10	189.4
13	나전	452.50	191.6
14	방림교	527.10	197.9
15	송천	384.80	203.5

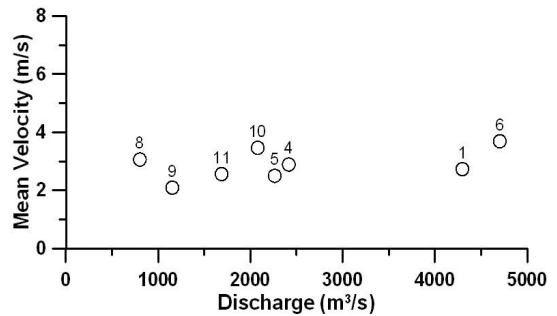
해 실측된 유속 자료를 분석하였다. 충주댐 유역 내 유량 관측기록을 보유하고 있는 관측지점은 평창강 유역 8개, 남한강 상류 유역 5개 및 충주댐 유역 2개 지점이나 모든 지점에서 일관되게 관측이 이루어지고 있지는 않다. 본 연구에서 분석한 호우사상은 관측지점의 수가 상대적으로 많은 경우를 선별한 것이다(표 3). 각 관측지점의 특성을 정리하면 표 4와 같다.

4.2 실측자료 분석을 통한 충주댐 유역 내 하천 유속의 특성

본 연구에서는 먼저 충주댐 유역 내에 호우사상별로 가용한 관측자료를 이용하여, 지점별로 평균유속의 최대값을 결정하고, 이를 충주댐으로부터의 거리에 대한 함수로 표현하여 유역 상·하류에서의 유속 변화를 검토하였다. 예를 들어 2006년 7월 13일 호우사상에 대한 결과는 다음과 같다.



(a) 위치별 평균유속



(b) 유량과 평균유속

그림 2. 동일 호우사상에 대한 유역 상·하류 하천 평균유속 비교(2006/7/13)

위 그림을 통해 살펴볼 수 있는 것은 먼저 유역 상·하류 평균유속의 변화가 매우 작다는 점이다. 특히 유역의 상류에 위치한다고 하여 유속이 반드시 커지는 것도 아니다. 전체적으로 보면 유속의 변화가 어떤 유의한 경향을 보이고 있지 않다. 최대 및 최소 값에 해당하는 영월(6번) 및 판운(9번)지점을 제외하면, 나머지 수위관측소에서의 평균유속은 대략 3 m/s의 범위를 갖는 것으로 나타난다. 유량과 유속사이에도 어떤 특정한 관계를 살펴보기 어렵다. 이러한 결과는 물론 앞서 이론적으로 살펴본 것과 같이 하류 방향으로 하상경사의 감소에 따른 유속의 감소와 유량의 증가에 따른 유속의 증가가 서로 상쇄되었기 때문이다.

본 연구에서 고려한 총 9개의 호우사상에 대해 상·하류 평균유속을 층주댐으로부터의 거리에 대한 함수로 회귀분석한 결과를 도시하면 그림 3과 같다. 그림 3은 두 가지의 그림으로 구성되는데, 첫 번째는 기울기가 있는 회귀식을 추정한 것이고, 두 번째는 기울기가 없는 수평선을 추정한 것이다. 첫 번째 그림에서 보면 예외적으로 큰 기울기를 갖는 2007년 8월 5일 사상을 제외하면 그 기울기는 0 또는 음을 나타낸다(표 5). 즉, 상류에서 하류 방향으로 유속의 변화가 없거나 오히려 증가하는 경향을 나타낸다는 의미이다. 그러나 호우사상별로 유속이 일정하지는 않았으며 호우사상의 규모가 클수록 당연히 유속이 더 커지

는 경향을 나타내었다. 유속의 범위는 예외적으로 아주 크게 관측된 2009년 7월 12일 호우사상의 경우와 아주 작게 관측된 2007년 8월 5일 호우사상의 경우를 제외하면 대략 2 - 3 m/s 정도로 나타났다.

마지막으로 유역 상·하류에서의 유속변화를 이론적으로 살펴본 앞선 내용에서와 동일하게 본 연구에서도 유속을 유량의 멱함수로 가정하여 그 관계를 살펴보았다(그림 4). 호우사상별로 추정된 m 값을 정리하면 표 5와 같다. 이와 같이 추정된 결과에서 유속이 매우 크게 감소하고 있는 2009년 7월 12일 호우사상(m 값이 -0.304 인 경우)을 제외하면, 그 평균이 대략 0.16 으로 나타난다. 이 값은 이론적인 방법으로부터 0.09 로 유도된 m 값뿐만 아니라 실측자료의 분석으로 결정한 선행연구들의 결과와도 유사한 값이다. 일반적으로 지수 m 값이 '0'에 가까운 경우, 상류에서 하류방향으로의 하천 내 유속변화는 거의 없는 것을 의미하며, 이 값이 양인 경우는 유속의 증가를, 반대로 음인 경우는 유속의 감소를 의미한다. 따라서 본 연구의 결과는 평균유속이 하류방향으로 약간 증가하고 있음을 의미하는 것이기도 하다.

이상과 같은 두 개의 분석 결과를 종합해 보면 하천 내 유속이 상류에서 더 크다고 판단하기는 어렵다. 오히려 상류에서 하류방향으로 갈수록 약간 증가한다고 판단하는 것이 타당할 것이다. 따라서 하천 내 유속을 일정하다고 가정하는 것은 이론적인 해석과 실측자료

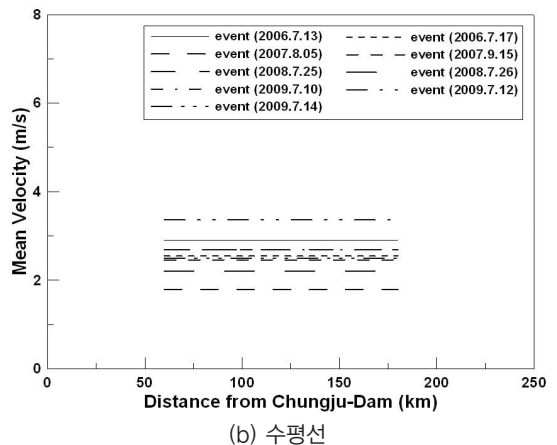
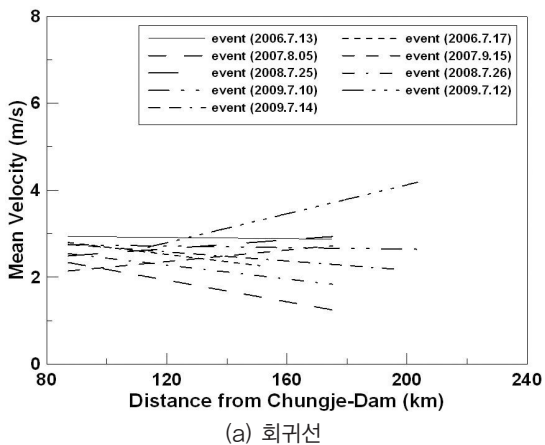
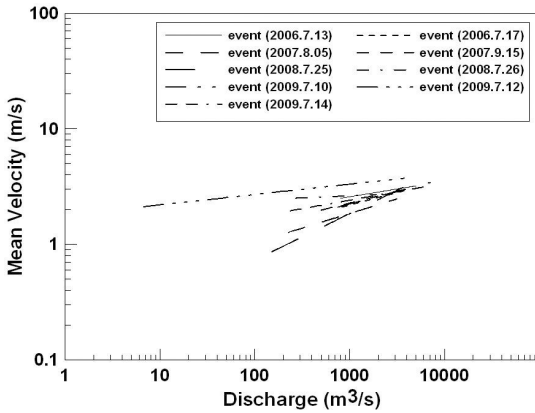
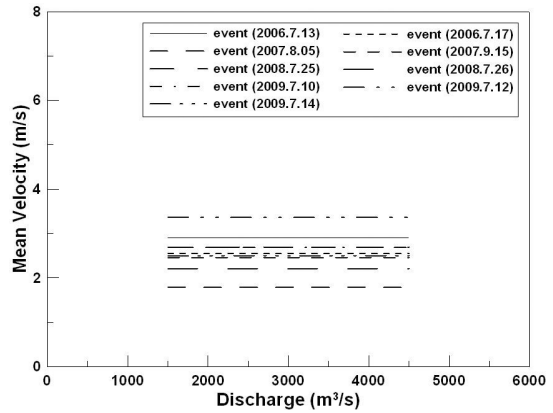


그림 3. 충주댐으로부터의 거리에 따른 평균유속의 호우사상별 특성 비교



(a) 회귀선



(b) 수평선

그림 4. 관측유량에 따른 평균유속의 호우사상별 특성 비교

표 5. 각 호우사상 별 충주댐으로부터의 거리와 평균유속의 선형 회귀분석 결과(기울기 a)와 유량-평균유속 관계의 지수 m 값

호우사상(발생일)	a	m
2006.07.13	0.000	0.135
2006.07.17	-0.008	0.216
2007.08.05	-0.012	0.209
2007.09.15	0.006	0.157
2008.07.25	0.005	0.191
2008.07.26	-0.008	0.175
2009.07.10	0.000	0.114
2009.07.12	0.016	-0.304
2009.07.14	-0.005	0.082

의 분석을 통해 어느 정도의 타당성을 갖게 됨을 확인할 수 있다.

5. 결론

본 연구에서는 유역 내 유속이 일정하다는 가정이 과연 타당한 것인지를 과거 수행된 이론적 연구 및 다

양한 지역에서의 관측자료 분석 결과들을 종합하여 검토하였다. 그 결과 주어진 호우사상에 대해 유역 내 상·하류 유속이 일정하다고 가정할 수 있는 충분한 근거가 있음을 확인하였다. 그러나 호우사상에 따라 유속 자체가 달라질 수 있음은 기억할 필요가 있다. 이러한 결과는 국내 충주댐 유역에서도 유효한 것으로 파악되었다.

6. 감사의 글

본 연구는 2008년도 정부(교육과학기술부)의 재원으로 한국연구재단의 지원을 받아 수행된 연구입니다 (No. KRF-2008-313-D01083). ☺

참고문헌

1. 최용준, 김연수, 이기하, 김주철 (2010). “결측강우보완방법에 따른 분포형 유출모형의 적용성 검증.” **한국환경과학회지**, 제19권, 제12호, pp. 1375-1384.
2. 김주철, 정관수, 김재한 (2003). “지형학적 인자를 고려한 대표순간단위도 추정.” **한국수자원학회논문집**, 제36권, 제1호, pp. 23-32.
3. Andrews, E.D. (1984). “Bed-material entrainment and hydraulic geometry of gravel-bed rivers in Colorado.” *U.S. Geological Survey*, Vol. 95, pp. 371-378.
4. Bagnold, R.A. (1960). “Sediment discharge and stream power, a preliminary announcement.” *U.S. Geological Survey Circular*, pp. 421.
5. Bengtsson, L. (1991). “Effective concentration time for moving storms in complex urban basins.” *Atmospheric Research*, Vol. 27, pp. 137-150.
6. Beven, K. (1979). “On the generalized kinematic routing method.” *Water Resources Research*, Vol. 15, No. 5, pp. 1238-1242.
7. Brush, L. M. (1961), “Drainage basins, channels, and flow characteristics of selected streams in central Pennsylvania.” *U.S. Geological Survey*, pap. 282-F, pp. 145-175.
8. Carlston, C.W. (1969). “Downstream variations in the hydraulic geometry of streams: Special emphasis on mean velocity.” *American Journal Science*, Vol. 267, pp. 499-509.
9. Fan, P., and Li, J.C. (2006). “Diffusive wave solutions for open channel flows with uniform and concentrated lateral inflow.” *Advances in Water Resources*, Vol. 29, pp. 1000-1019.
10. Furey, P.R., and Gupta, V.K. (2003) “Tests of two physically based filters for base flow separation.” *Water Resources Research*, Vol. 39, No. 10, pp. 1297-1307.
11. Giannoni, F., Roth, G., and Rudari, R. (2000) “A semi-distributed rainfall-runoff model based on a geomorphologic approach.” *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, Vol. 25, Issues 7-8, pp. 665-671.
12. Gonwa, W.S., and Kavvas, M.L. (1986). “A modified diffusion equation for flood propagation in trapezoidal channels.” *Journal of hydrology*, Vol. 83, Issues 1-2, pp. 119-136.
13. Hayami, S. (1951). “On the propagation of flood waves.” *Disaster Prevention Research Institute Bulletins*, No. 1, pp. 1-16.
14. Knighton, A.D. (1974). “Variation in width-discharge relation and some implications for hydraulic geometry.” *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 85, pp. 1069-1076.
15. Krein, A., and DeSutter, R. (2001). “Use of artificial flood events to demonstrate the invalidity of simple mixing models.” *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 46, No. 4, pp. 611-622.
16. Leopold, L.B. (1953). “Downstream change of velocity in rivers.” *American Journal Science*, Vol. 251, pp. 606-624.
17. Leopold, L.B., and Langbein, W.B. (1962). “The concept of entropy in landscape evolution.” *U.S. Geological Survey*, pap. 500-A, pp. 20.
18. Leopold, L.B., and Maddock, T.J. (1953). “The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications.” *U.S. Geological Survey*, pap. 252, pp. 56.
19. Leopold, L.B., and Miller, J.P. (1956). “Ephemeral streams-Hydraulic factors and their relation to the drainage net.” *U.S. Geological Survey*, pap. 282-A, pp. 36.
20. Leopold, L. B., and Wolman, M. G. (1957). “River Channel Patterns: Braided, Meandering and



- Straight." *U.S. Geological Survey*, pap. 282-B, pp. 39-103.
21. Merritt D.M., and Wohl. (2003). "Downstream hydraulic geometry and channel adjustment during a flood along an ephemeral, arid-region drainage." *Geomorphology*, Vol. 52, pp. 165-180.
 22. Molnar, P., and Ramirez, J.A. (2002). "On downstream hydraulic geometry and optimal energy expenditure: case study of Ashley and Taieri Rivers." *Journal of Hydrology*, Vol 259, pp. 105-115.
 23. Moussa, R., and Bocquillon, C. (1996) "Criteria for the choice of flood-routing methods in natural channels." *Journal of hydrology*, Vol. 186, Issues 1-4, pp. 1-30.
 24. Park, C.C. (1977). "World-wide variations in hydraulic geometry exponents of stream channel: an analysis and some observations." *Journal of Hydrology*, Vol. 33, pp. 133-146.
 25. Prigogine, I. (1955). *Thermodynamics for Irreversible Processes*, Charles C. Thomas, Springfield.
 26. Rhodes, D.D. (1987). "The b-f-m diagram for downstream hydraulic geometry." *Geografiska annaler*, Vol. 69A, No. 1, pp. 147-161.
 27. Rodriguez-Iturbe, I., and Valdes, J.B. (1979). "The geomorphologic structure of hydrologic response" *Water Resources Research*, Vol. 15, No. 6, pp. 1409-1420.
 28. Rosso, R. (1984). "Nash Model Relation to Horton Order Ratios." *Water Resources Research*, Vol. 20, No. 7, pp. 914-920.
 29. Shome, M.L., and Steffler, P.M. (2006). "Flood Plain Filling by a Monoclinical Flood Wave." *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 132, Issue 5, pp. 132-135.
 30. Sivapalan, M., Jothityangkoon, C., and Menabde, M. (2002). "Linearity and nonlinearity of basin response as a function of scale: Discussion of alternative definitions." *Water Resources Research*, Vol. 38, No. 2, pp. 4.1-4.5.
 31. Stall, J.B. and Fok, Y.S. (1968). "Hydraulic geometry of Illinois streams." Univ. Ill. *Water Resour. Cent.*, Res. Rep., 15.
 32. Stall, J.B., and Yang, C.T. (1970). "Hydraulic geometry of 12 selected stream systems of the United States." *Research Report*, No. 32.
 33. Thornes, J.B. (1970). "The hydraulic geometry of stream channels in the Xingu-Araguaia headwaters." *The Geographical Journals*, Vol. 136, pp. 376-382.
 34. Wohl, E., and Wilcox, A. (2004). "Channel geometry of mountain river in New Zealand." *Journal of Hydrology*, Vol. 300, pp. 252-266.
 35. Wohl, E., Kuzma, J., and Brown, N. (2004). "Reach-scale channel geometry of a mountain river." *Geology*, Vol. 29, pp. 969-981.
 36. Wolman, M.G. (1955). "The natural channel of Brandywine Creek Pennsylvania." *U.S. Geological Survey*, pap. 271, pp. 56.