

과농도류¹⁾ : I 정의와 유동 특성

Hyperconcentrated flow: I. definition and rheological properties



백 중 철
강릉원주대학교 토목공학과 조교수
paik@nukw.ac.kr



허 경 회
(주)동명기술공단 수자원부 차장
heo0319@dmec.co.kr

머리말

최근 집중 호우로 인하여 우리나라 여러 곳에서 토사유출로 인한 피해가 많이 보고되고 있다(예를 들면, 김경석 등 2007, 김경석 2008, 김경수 등 2006, 백중철과 박상덕 2009a, 유병욱 등 2006a, 2006b). 하지만, 일부에서는 토사 유출 발생 흔적만 관측하고 토석류 피해라고 단정하는 경우가 있다. 사실 토사 유출 피해 흔적만 보고, 이것이 단순히 홍수로 인한 소류사 퇴적에 의한 것인지, 아니면 이류(mudflow), 과농도류(hyperconcentrated flow), 토석류(debris flow) 또는 토사류(earth flow)에 의한 것인지를 구분하기 위해서는 면밀한 분석이 필요하다. 필자는

이전 학술기사(백중철과 박상덕, 2009b)에서 이들 흐름, 특히 토석류의 분류에 대해서 간략하게 언급한 바 있다. 이번 학술기사에서는 홍수류, 이류, 토사류 그리고 토석류와 흔적이 유사하여 혼동하기 쉽지만, 물리적인 유동 및 퇴적 특성이 분명히 다른 과농도류를 소개하고자 한다. 이 기사의 대부분은 Pierson(2005)의 연구결과를 번역한 것으로서, 이 기사의 목차 역시 Pierson의 원문에 근거하여 다음과 같이 구성하였다. 이번 호에서는 과농도류 경계의 정의와 과농도류의 특성 중 흐름의 개시, 유동특성, 난류와 유속분포를 중심으로 기술하기로 하고 나머지는 다음 호에서 기술하고자 한다.

1) 이 학술기사는 Thomas C. Pierson의 저서를 토대로 구성한 것임. 원문은 Jakob and Hungr (2005)를 참고하기 바람.

1. 서론

개수로에서 자연적으로 발생하는 물과 유사를 동반한 고유량 흐름인 홍수(flood)는 연속적으로 변하는 넓은 범위의 유사 농도(sediment concentration)와 입경 분포에 따라서 다양하게 변한다. 보통 홍수는 대부분 미세한 유사를 이송시키는데, 이러한 유사는 전체 유량에서 상대적으로 낮은 비율을 차지하며, 이송유사 체적의 4% 또는 중량의 10%미만으로 흐름의 거동 및 농도에 영향을 거의 미치지 못하는 부유사를 포함한다(Waananen et al., 1970). 유사농도 범위의 상대편에 있는 고유량의 토석류(debris flow)와 이류(mudflow)는 특히 지질 및 지형적 조건이 갖춰질 경우 물보다 유사를 더 많이 이송하게 된다. 이러한 흐름에서, 유사 농도는 보통 60%의 체적농도, 80%의 중량농도를 초과하기도 하며(Costa, 1984, 1988; Pierson and Costa, 1987), 유사는 흐름의 거동 및 역학 기구에 있어서 중요한 역할을 한다(Wan and Wang, 1994; Coussot and Piau, 1994; Coussot, 1995; Iverson, 1997). 과농도류(hyperconcentrated flow)란 용어는 토석홍수(debris flood) 및 진흙홍수(mud flood)란 용어로 사용되기도 하지만, 이 두 흐름의 중간흐름으로 종종 적용된다. 하지만, 용어의 선택 시 고려해야 할 미묘하지만 중요한 차이가 있다. 아래에서 논의되듯이 토석홍수 및 진흙홍수는 매우 거대하고 유사가 풍부한 흐름 사상으로서, 과농도류의 물리적 기구의 특징을 포함할 수도 있고, 그렇지 않을 수도 있다. 여기에서는 과농도류는 고유량에서뿐만 아니라 저유량에서도 발생할 수 있는 독특한 흐름 과정을 설명하고자 한다.

토석홍수(debris flood)는 일반적 의미로 산지 하천에서의 탁류홍수와 실제 진흙홍수(mud flood)의 중간의미로 정의된다(Bates and Jackson, 1987). 대체로 유사한 뜻의 용어인 진흙홍수(mud flood)는 문헌에서 몇 차례 언급되었다.(Gagoshidze, 1969; Committee on Methodologies for Prediction Mudflow Areas, 1982).

보다 명확하게 말하면 토석홍수(debris flood)는 가파른 수로에서 토석을 많이 포함한 유속이 빠른 단파 흐름(surging flow)으로 정의되어져 왔으며(Hunger et al. 2001), 뉴턴유체의 특징을 유지하고, 서어징(surging) 및 맥동 거동(pulsating behaviour)이 나타나지 않는 토석류(debris flow)와 구별된다(Aulitsky, 1980).

위에서 정의된 토석홍수(debris floods) 및 진흙홍수(mud floods)로 간주되는 홍수는 상대적으로 경사가 급하고, 좁은 협곡에서 산사태 방지댐이나 사방댐을 파괴시킬 수 있는 홍수 또는 폭우에 의해서 발생한 돌발홍수(flash floods)를 포함할 수 있다. 그러한 홍수는 높은 하상전단 응력 및 강한 난류를 생성할 만큼 깊고 빠른 흐름을 지속할 수 있는 많은 유량과 급한 수면경사 및 계곡 수축 때문에 매우 많은 전석을 포함한 다량의 진흙, 모래, 자갈 등을 이동시킬 수 있다. 이들 홍수는 유관으로도 목격된바 있으며 (예를 들면, Glancy and Harmsen, 1975; Glancy and Bell; 2000) 그 특성은 다음과 같이 표현된다.

- (a) 초기에 전석, 통나무, 기타 토석류의 가파르고 빠른 게 움직이는 벽처럼 도착함
- (b) 외관상으로 매우 진흙탕이며, 물결이 매우 심하게 휘몰아침
- (c) 전체적으로 진흙이 많이 섞인 물인 것같이 보이나, 종종 우수전면 부근에서는 선명한 습성콘크리트와 비슷한 농도를 가짐(즉, 거의 토석류의 양상)

위와 같은 특성을 가진 홍수에 대해서 발표된 예로는 캘리포니아 루비콘 강의 1964년 댐붕괴(Scott and Gravlee, 1968), 1974년 네바다 엘도라도 계곡의 돌발홍수(Glancy and Harmsen, 1975), 1976년 콜로라도 대톰슨강(Big Thompson River)의 돌발홍수(Balog, 1978; Costa, 1978), 1982년의 콜로라도 론 호수(Lawn Lake) 댐의 붕괴 홍수(Jarett and Costa, 1986), 1983년 네바다의 Ophir 만(creek) 홍수(Glancy and Bell, 2000), 1996년 스페인 Aras의 Barranco 홍수(Alcoverro 등, 1999; Batalla 등, 1999) 등이 있다. 토석홍수 및 진흙홍수는 홍

수파의 선단부에서 토석류의 특성을 가지기도 하고, 수로 바닥을 따라 수중 토석류의 상태를 포함할 수도 있지만, 토석홍수는 본래 고유량과 급한 수로경사 조건에서 다량의 굵은 유사를 이동시킬 수 있는 정상 홍수 또는 과농도 홍수(hyperconcentrated floods)이다. 이들의 퇴적물은 전형적으로 굵은 모래와 자갈(일반적으로 전석과 자갈이 서로 드러나게 나타난 직물모양 및 비늘처럼 겹쳐진 모양으로 보이는)이 불완전하게 층을 이루고, 느슨한 혼합물(loose mixtures)로 구성되어 있다. 극히 밀부의 토석류 현상을 제외하고, 아직까지 다음 사항에 대한 정량적 데이터 논의가 부족한 실정이다.

- (a) 기본적인 소류사(bedload) 이송 매커니즘으로는 토석홍수 또는 진흙홍수에서 대규모의 소류사 이송을 설명하기에는 충분하지 않다.
- (b) 토석홍수 또는 진흙홍수는 개별적인 과정으로 구별되어야 한다.

소류사 이송은 유속의 3-5승(지수)으로 비례한다. 따라서 굵은 유사의 이송량이 급격히 증가하는 것은 유속이 매우 빠르고, 굵은 유사가 풍부한 조건에서의 정상홍수에서 예상할 수 있다(Mizuyama, 1981; Komar, 1988). 그러므로 토석홍수 및 진흙홍수란 용어는 특수한 홍수사상을 특성화하는데 유용할지도 모르지만, 더 이상 이 기사에서는 언급하지 않기로 한다.

여기에서 소개된 현장 관측 또는 실험실에서의 실험을 통한 증거들은 과농도류가 단순히 하나의 흐름사상이 아니라, 개별적인 흐름과정으로 고려되어야 한다는 주장을 강하게 뒷받침한다. 흔히 않은 고농도 부유사가 미국 서부의 메마르고 건조한 지역에서 수십 년 전에 기록되었고(Lane, 1940; Bondurand, 1951; Nordin, 1963; Richardson and Hanly, 1965), 중국 중부 황투고원의 메마른 강(Todd and Eliassen, 1940) 및 불안정한 화산활동이 발견된 지역(Segerstorm, 1950)에서도 기록되어 있다. 그러나 과농도류라는 용어는 자연 수로의 하상을 상송시키고 관개수로를 막히게 하기 때문에, 이류 그리고 일반

적인 하천 흐름과 구별하기 위하여 1964년에 처음 만들어졌다(Beverage and Culbertson, 1964). 그 후 현장 및 실내실험을 통하여 자연적인 과농도류는 물과 유사 사이의 난류(turbulent) 이상(two-phase)의 중력에 의해서 추진되는 흐름이며, 이의 부유사 농도는 일반적인 유사함유 흐름(sediment-laden flow)과 토석 또는 이류의 중간 정도인 것으로 밝혀졌다. 과농도류는 더 많은 연구가 필요하지만, 유사가 어떻게 이송되느냐를 보면 다른 흐름 종류와 기본적으로 구별된다. 마찬가지로, 과농도류는 수류와 토석류 또는 이류에 의한 위험과는 다소 다른 형태로 위험하다. 이 기사에서는 여러 가지 과농도류의 정의를 살펴보고, 과농도류의 활용 가능한 개념적 정의를 수립할 수 있도록 다른 연구들을 종합하고, 타 흐름의 종류와 구별되는 요소를 살펴보고자 한다.

2. 과농도류의 경계 정의 (Defining boundaries of hyperconcentrated flow)

과농도류를 정의하는 것은 쉽지가 않다. 물의 흐름에 있어서 유체 역학은 수로 경계와 개별적인 유사 입자들에 작용하는 점성력(이들 사이에 물리적인 의미를 갖는 상호작용은 거의 없지만)에 의해서 지배된다. 토석류와 이류에 있어서 흐름 역학(flow mechanics)은 물리적인 입자들 간의 상호작용(마찰력, 굵은 입자들 간의 운동량 전달, 전기화학적 입자들 간의 상호작용(세립입자들의 이중층과 반대발스 인력), 유사입자들과 하상 사이의 물리적 상호작용, 그리고 유사입자들과 유체간의 강하지만 변화하는 상호작용 등의 복잡한 조합을 포함한다(Coussot and Piau, 1994; Coussot, 1995; Iverson, 1997; 6장 참고). 수류와 토석류 또는 이류의 작용에 있어서 물리적 과정의 범위는 연속적이며, 흐름 종류 간에 뚜렷하게 구별되는 경계를 찾는 것은 어렵다.

Beverage와 Culbertson(1964)은 초기에 부유사 농도가 최소한 20% 체적농도(40% 중량농도) 이상이며, 60%

체적농도(80% 중량농도) 미만인 흐름을 과농도류라고 정의하였다. 이들은 다소나마 과농도류의 독특한 요소들을 기술하였으나, 경계 값은 다른 환경에 적용할 만한 객관적 기준이 없이 제시되었다. 그때부터 많은 연구자들이 간단하게 이들의 농도 한계 값을 받아들이고 적용(또는 오용)하였다. 부유사 농도에 덧붙여 과농도류를 구별 짓는 두 가지 기준이 사용되어 왔는데, 첫 번째는 부유입자의 유동학적 요소에 기초한 기준, 두 번째는 모래가 흐름에서 어떻게 그리고 얼마나 많이 부유하고 퇴적되는가에 기초한 기준이다. 이들의 접근법은 아래에서 논의하기로 한다. 과농도류의 일률적이며, 명확하고, 포괄적이고 보편적으로 용인된 정의는 지금까지도 여전히 미완으로 남아있다.

2.1 유동학적 기준(Rheological criteria)

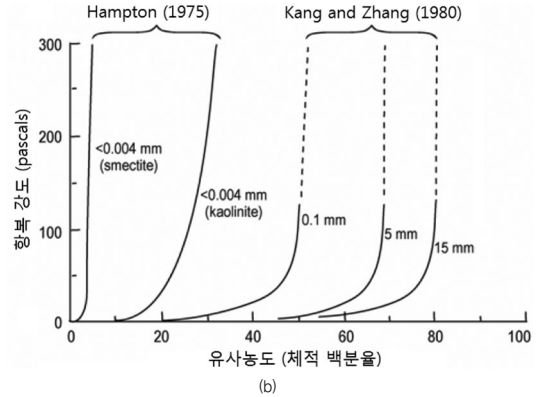
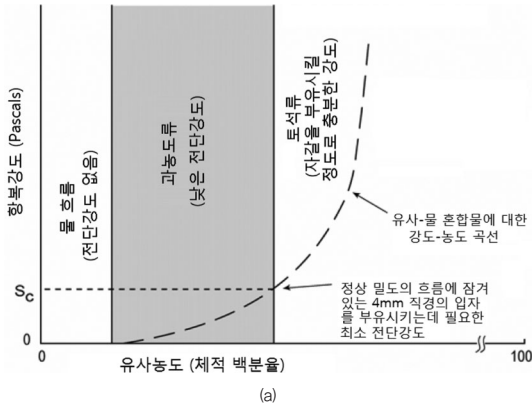
물질의 변형과 유동을 연구하는 학문인 유동학은 이상(two-phase)의 물과 유사의 혼합물의 총괄적인 반응(bulk behavior) 그리고 흐르는 동안 발생하는 고체와 유체에 작용하는 힘의 복잡한 상호작용을 연구한다. 따라서 유동학은 역학적인 세부사항은 무시할 수 있을지 모르나, 흐름 종류에 따른 유동학적 정의는 실험실(또는 현장에서 만들어진 관측)에서 실험을 수행하여 흐름 종류를 정의할 수 있는 장점이 있다.

물은 뉴턴유체(Newtonian fluid)²⁾로 거동하며, 심지어 모래와 자갈 크기의 입자가 35% 체적농도까지 혼합되어 있더라도 뉴턴유체로 거동한다(Fei, 1983; Wan and Wang, 1994). 그러나 부유사에 더하여 특히 점토 같은 미립자(fines)³⁾는 항복강도(yield strength)의 작용을 야기하고[그림 1 참조], 이것은 비뉴턴유체(non-Newtonian fluid)의 거동 시작을 나타낸다. 이러한 뉴턴유체에서 비

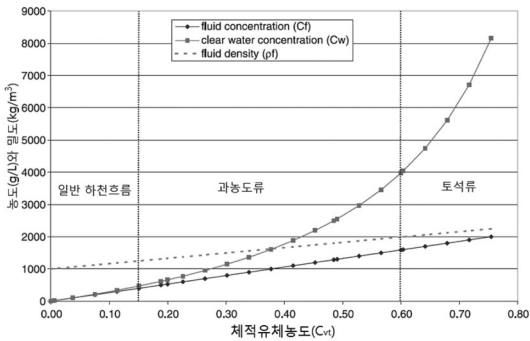
뉴턴유체로의 전이는 다수의 연구자들이 과농도류의 한계를 정의하는데 사용되어져 왔다(Qian et al., 1981; Pierson and Costa, 1987; Rickenmann, 1991; Xu, 2002b, 2003). 상한계, 다시 말해서 토석류나 이류로의 변형 역시 항복강도로 정의될 수 있는데, 부력과 결합된 혼합물의 항복강도 상한계에서는 흐름이 이동을 하든지 안하든지에 상관없이 현장의 자갈(입경 4mm 이상)을 완전히 부유시키기에 충분하다(Pierson and Costa, 1987). 흐르는 혼합물에서 난류가 솜뭉치 같은 구조(flocculent structures)를 분쇄함으로써 항복강도를 감소시킴에도 불구하고(Coussot and Piau, 1994, Wan and Wang, 1994), 물과 진흙의 정적 혼합 물(static mixture)에서 4mm의 광물입자를 부유시키기 위해서는 유체에 의해서 제공되는 부력이외에 약 60파스칼의 최소항복강도가 필요하다(Hampton, 1975). 정적(static) 토석류 혼합물에서 굵은 자갈이 지지되기 위해서는 추가적으로 입자간 마찰 접촉의 지지 메커니즘(support mechanism)이 필요하고 (Pierson, 1981), 좀 더 가까이 뭉쳐진 입자들 사이에 입자 마찰(granular friction)의 증가는 유사농도의 증가에 상응하여 항복강도 곡선이 지수적으로 급하게 변하는 것을 설명할 수 있다[그림 1 참조]. 그러나 토석류의 유동은 입자력과 점성유체간의 복잡하고 다양한 상호작용을 포함한다(Iverson, 1997, 2003; Iverson과 Vallance, 2001, 6 장 참조).

한편, 높은 유사농도에서는 맑은 물의 농도와 물-유체 혼합물 사이의 농도차이는 그림 2에서 보인 바와 같이 크다. 체적유체농도가 매우 커지게 되면, 깨끗한 물의 농도 또한 무한대가 되는 반면, 유체의 농도는 입자들의 밀도에 근접하게 된다.

2) 뉴턴유체는 전단율(shear rate)에 대해서 일정한 점성을 가지면 어떤 적용된 전단율에 반응하여 흐른다. 즉, 이들은 흐름에 저항하는 내부힘(internal strength)이 없다.
 3) 미립자(fines)는 북미 연구자들에 의해서 0.62mm보다 작은 입자들(즉, 모든 범위의 실트와 점토 크기의 입자들)로 고려된다. 하지만, 중국에서는 보다 많은 과농도류에 대한 연구가 이루어졌으며, 미립자는 단지 0.01mm보다 작은 입자들(즉, 미세 실트와 점토)로 고려된다. 여기서는 별다른 언급이 없는 한, 북미 연구자들의 관례를 따르기로 한다.



〈그림 1〉 부유사 농도에 따른 유사-물 혼합물의 항복강도: (a) 입경이 균일하지 않은 유사와 물 혼합물(sediment-water mixture)의 이상적 항복 강도곡선에 기초한 흐름 종류의 정의, (b) 입경 분포의 차이에 따른 다양한 유사와 물 혼합물에 대해서 측정된 항복강도의 범위[Pierson and Scatt (1985)에서 인용]



〈그림 2〉 체적유사농도의 향으로 나타낸, 유체 농도, 깨끗한 물의 농도 그리고 유체의 밀도. 일반적인 하천흐름과 과농도류사이의 경계는 Xu(1996b)의 자료에 의한 것이며, 과농도류와 토석류 사이의 경계는 Scott(1988)의 연구결과에 의한 [Hessel(2006)의 자료 인용].

2.2 모래의 부유 및 침전 기준(Sand suspension and settling criteria)

과농도류는 미립자(점토 및 미세 실트)가 최소농도에 도달하기만 하면, 완전 동적 부유상태에서 다량의 모래가 이송되어지는 흐름으로 간주된다(Cao and Qian, 1990; Rickenmann, 1991; Dinehart, 1999). 현장 관측 자료에 의하면 일부 입경이 작은 자갈도 모래에 포함될 수 있다 (Cronin et al., 1999). 부유해 있는 모래의 비율이 미세부

유물(점토 및 실트)에 비해서 갑자기 증가하는 지점이 있는데, 이 지점을 과농도류의 하한계로 정의하는데 사용할 수도 있다. 과농도류는 특징적으로 미립자의 농도를 크게 초과하는 모래의 농도를 가지고 있다⁴⁾. 이러한 급작스런 부유모래의 증가는 저농도 부유물로부터 중간농도의 부유물의 천이과정이 대한 모델과 일치하며(Druitt, 1995; Major, 2003), 일부 입자들이 아랫방향으로 침전됨에 따라 대치되는 유체의 상승은 혼합물에 추가적인 부력 메카니즘을 가하여 부유물이 더 많은 모래를 포함하도록 한다. 이 정의의 중요한 부분은 흐름 에너지가 감소하게 되면 언제든지 모래와 자갈은 물기둥(water column)으로부터 침전할 수 있다는 것이다. 따라서 과농도류의 퇴적물은 일반적으로 일부 성층화와 부유물들 보다 더 양호한 분급을 갖게 된다.

그러나, 유사와 고농도 혼합물에 계속 공급된다면, 결국 과농도류의 하한계 지점에 도달하는데 그에 따라 부유 중인 모래 및 자갈 입자간 상호작용이 두드러지게 시작되고, 흐름이 느려지거나 정지할 때, 부유입자들의 선택적 침강을 방해하는 입자들 간의 마찰력이 작용하기 시작한

4) 일부 홍수류는 미립자들보다 모래를 부유상태로 보다 많이 이송시킬 수 있지만, 일반적으로 미립자 이송량이 모래 입자 이송량 보다 상당히 크다 [참고: Waananen et al, 1970].

다(Druitt, 1995; Major, 2003). 입자들 간의 마찰을 일으키는 접촉으로 인해서 크고 밀도가 큰 입자들은 주변의 작고 가벼운 입자들보다 빠르게 침전하지 못하게 된다. 그 결과 모든 입자들은 같은 비율로 가라앉게 되며, 따라서 분급이 좋지 않으며, 성층화 되지 않은 침전물이 발생한다. 중국 연구자들은 이것을 “이질(heterogeneous) 과농도류”에서 “균질(homogeneous) 과농도류” 또는 “이류”로의 천이로 언급한다(Qian et al., 1981; Cheng et al., 1999; Cao and Qian, 1990). 황하강의 부유 유사에 대하여 상한계는 약 19%체적농도이나(Qian et al., 1981), 좀 더 굵고, 입경이 고르지 못한 혼합물의 경우에는 그 경계는 50~55% 체적농도 사이에 있다(Pierson, 1986; Cronin et al., 1999; Major, 2003).

3. 과농도류의 특징(Characteristics of hyperconcentrated flow)

3.1 과농도류의 개시(Initiation)

과농도류는 홍수류가 침식이나 연행(entrainment)을 통하여 부유사를 추가로 포함하거나 또는 토석류가 희석이나 선택 퇴적(selective deposition)을 통하여 굵은 유사를 상실할 때 일어날 수 있다. 기존 연구들에서 보고된 과농도류의 개시 메커니즘은 집중호우시 언덕 경사지와 수로의 침식(Beverage and Culbertson, 1964; Major et al., 1996; Pierson et al., 1996), 호수 붕괴에 의한 홍수(Rodolfo et al., 1996; O'Connor et al., 2001), 빙하 붕괴에 의한 홍수(Maizels, 1989), 토석류의 머리(head) 및 꼬리(tail) 부분에서의 희석 그리고/또는 선택 퇴적(Pierson, 1986; Pierson and Soctt, 1985; Cronin et al., 1999, 2000), 홍수류에 산사태로 인한 대량의 유사 유입 등을 포함한다. 홍수류의 근원에 상관없이, 쉽게 침식되고, 상대적으로 미세 입자의 유사가 충분히 공급되는 것이 중요하다. 자연적으로 발생하는 대부분의 과농도류는 홍수(정상

유량보다 많은 유량을 가짐)시에 나타나지만, 유사가 극단적으로 쉽게 침식할 수 있는 유역에서는 저유량 조건에서도 마찬가지로 쉽게 발생한다(Beverage and Culbertson, 1964; Montgomery et al., 1999). 기존의 많은 연구 결과에 의하면 과농도류가 자연적으로 발생할 때 유량과 부유사 농도 사이에는 종종 직접적인 상관관계가 없음을 알 수 있다(Beverage and Culbertson, 1964; Komar, 1988; Alexandrov et al., 2003).

과농도류는 일반적으로 반건조나 건조한 지역에서 발생하며, 특히 유역경사가 급하거나, 산지지형이 침식이 일어나기 쉬우며, 수로 제방이 파괴되기 쉽고, 수로바닥이 장갑화되지 않고(unarmored), 침식이 발생하기 쉬운 지역에서 발생한다(Gerson, 1977; Larmoone and Reid, 1993; Laronne et al., 1994). 이러한 지형에서 홍수 발생 시 부유사 농도는 일반적으로 0.5~5.0% 체적농도의 범위에 있지만, 극히 많은 유출 사상이 발생하거나 및 우기의 첫 번째 유출사상이 일어나는 동안, 또는 홍수시 산사태가 수로로 유입될 경우에는 매우 높은(40%의 체적농도를 초과하여) 부유사 농도가 발생할 수도 있다(Lane, 1940; Beverage and Culbertson, 1964; Wannanen et al., 1970; Gerson, 1977). 중국 중앙의 황토고원(loess plateau)은 특별히 과농도류의 발생확률이 높는데, 그 이유는 활용 가능한 풍부한 미세 유사(풍부한 실트 및 가는 모래의 두꺼운 퇴적물), 아습(subhumid, 亞濕)에서부터 반건조한(semiarid)까지의 기후 그리고 지형적 용기로 인한 급한 경사와 깊게 형성된 수로가 조합을 이루고 있기 때문이다(Todd and Eliassen, 1940; Cao and Qian, 1990; Wang, 1990; Cheng et al., 1999; Xu, 1999a). 황토고원에서는 특히 50%의 체적농도를 초과하는 최대농도를 가진 강우-유출 홍수(rainfall-runoff floods)를 종종 발생한다. 근래에 분출된 적이 있는 화산지대에 있는 교란된(disturbed) 유역에서도 과농도류가 발생하는 경향이 있는데, 이는 조밀하지 않은 미세한 화산재의 퇴적이 넓게 분포하기 때문이다(Segerstorm, 1950; Waldron,

1967; Scott, 1988; Major et al., 1996; Rodolfo et al., 1996).

화산지대에서 밝혀진 토석류가 과농도류로 발전하기 위한 두 가지 요소는 다음과 같다. (1) 토석류 흐름에서 과농도류로의 흐름변환이 발생하기 위하여 충분한 거리를 흐를 수 있도록 토석류가 대규모이어야 한다. (2) 토석혼합물은 상대적으로 미세입자가 적어야 한다(점토가 풍부한 토석류는 변환하려는 경향이 없다). 위와 같은 조건을 만족하는 곳에서 토석류의 과농도류로의 변환을 예측할 수 있고, 또한 보고되고 있다(Janda et al., 1981; Pierson and Scott, 1985; Scott, 1988; Major and Newhall, 1989; Smith and Lowe, 1991; Scott et al., 1995; Major et al., 1996; Cronin et al., 1999, 1999; O'Connor et al., 2001)

3.2 유동학(Rheology)

점성은 부유입자의 침강을 느리게 하고 전단변형을 저지하여 전단율(shear rate)이나 흐름율을 조절하는 유체의 요소이다. 점성은 실트와 점토의 물속 부유 농도가 증가함에 따라 증가하는데, 증가효과는 극적일 수 있다(Cao and Qian, 1990; Julian and Lan, 1991). 고형체 체적의 15~45%를 포함한 실트 및 점토 부유입자는 순수한 물의 점성보다 1.5~4 정도 큰 동점성을 가지고 있다(Julian and Lan, 1991). 순수한 물과 같은 뉴튼유체는 적용된 응력 하에서 변형이 되고, 전단율과 독립적인 일정한 점성을 가지고 있는 반면에 일반적으로 유사와 물의 부유물은 그러한 특징을 나타내지 않으며, 즉 점성은 전단율에 따라 변화하며, 다소의 혼합물을 변화시키기 위해서는 최소응력이 필요하다. 미세입자의 부유물에 대한 유동의 측정에 관하여는 많은 문헌이 나와 있고, 응력작용 하에서의 거동을 설명하기 위한 다양한 유동모델도 제시되어 있다[이에 대한 요약은 Major(1993) 참조]. 유동학적 거동에 대해서 보고된 복합성에도 불구하고, 자연적인 실트 및 점토 부유입자의 흐름 중 입경 분포, 유사 농도 및 전단율(자연적인

개수로 흐름을 대표하는 전단율을 포함)의 자연 발생적 범위는 Bingham 모델이 잘 맞는 것으로 간주되고 있다(Fei, 1983; Wang et al., 1983, Englund and Wan, 1984; Cao and Qian, 1990; Phillips and Davies, 1991; Major and Pierson, 1992; Wan and Wang, 1994). Bingham 모델은 유한 항복응력(finite yield stress)을 초월하는 Bingham 점성계수(0)를 예측하는 것이며, 아래와 같이 표현할 수 있다.

$$\tau = \tau_y + \mu_B \frac{du}{dy} \quad (1)$$

여기서, τ 는 전단응력, τ_y 는 항복응력이며, μ_B 는 Bingham 점성계수, u 는 유속경사이다. Baran과 Walters(1985)는 실제 항복응력은 미세 입자들이 부유중인 상태에서는 존재하지 않으며, 비록 자연 상태에서는 의미가 없을지도 모른다 하더라도, 걸보기 항복응력은 매우 낮은 전단율($\dot{\gamma}$)에서는 소실된다고 주장하였다.

대부분의 자연 상태 세립혼합물에서 (3보다 큰 값의) 넓은 범위에서 전단응력의 실험적 관측결과는 전단율이 증가함에 따라 점성력은 감소함을 보여주는데, 이것은 아마도 서로 연결된 입자들의 덩어리(floc networks)가 전단에 의해서 붕괴되기 때문이다(Coussot, 1995). 상대적으로 높은 전단율(예 100)에서는 일부 모래가 포함된 혼합물에서도 입자간 상호작용은 최소화되고, 공극유체(interstitial fluid)의 점성은 에너지 소산을 조절한다. 낮은 전단율(5)에서 붕괴된 입자덩어리(floc networks)는 재결합 될 수 있으며(Coussot, 1995), 모래입자는 물리적으로 상호작용하기 시작한다(Major and Pierson, 1992). 이와 같은 현상 모두는 혼합물 유동 특성이 걸보기 점성 증가에 의해서 Bingham 모델과는 다르다는 것을 나타낸다. 전단율에 의한 점성의 이와 같은 제어는 Herschel-Bulkley 모델로 보다 잘 나타낼 수 있다(Coussot and Piau, 1994; Coussot, 1995).

$$\tau = \tau_y + \mu \frac{du}{dy^n} \quad (2)$$

여기서, τ_y 는 점성계수이고, 지수 n 은($0 \leq n \leq 1$) 전단 손실률로 정의된다. n 이 1일 경우, 이 방정식은 Bingham 모델이 된다.

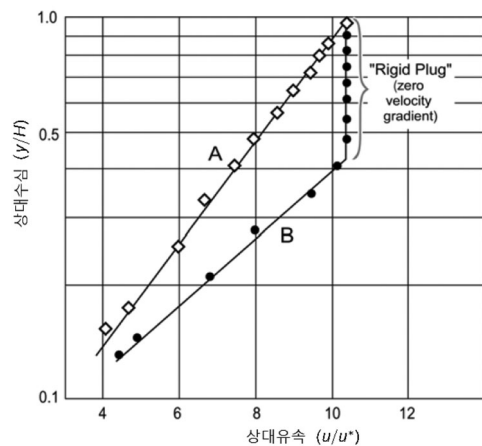
3.3 난류와 유속 분포(Turbulence and velocity distribution)

개수로 흐름에서 난류구조(turbulence structure)와 유속분포에 대한 유사의 영향에 관한 연구가 세립부유물을 포함하지 않은 상대적으로 굵은 모래를 이송시키는 맑은 물에 대하여 수행되어져 왔고, 결론이 언제나 일치하지는 않았다(이런 불일치는 Wang and Qian, 1989; and Cao et al., 2003' 에 요약되어 있음).

Bradley(1986)의 실험 결과는 과농도류에서 유속분포를 멱함수적으로 표현될 수 있음을 보여주고 있지만, 특히(부유 미립자를 다량 포함하는) 난류 과농도류 흐름에 대한 제한적인 실험결과들은 연직유속분포를 맑은 물 흐름에서와 같이 본질적으로 대수형으로 표현할 수 있음을 보여준다.(Zhang and Ren, 1982; Yang and Zhao, 1983; Zhou et al., 1983). 비록 굵은 소류사를 이송시키는 흐름이 하상근처에서 더 큰 난류를 일으키고, 따라서, 더 큰 에너지 손실을 발생시킨다 하더라도(Wang and Larsen, 1994), 대체적으로 과농도류에서의 난류는 높은 유체점성에 의해서 감소하고, 결과적으로 마찰 에너지 손실이 작게 된다(van Rijn, 1983; Yang and Larsen, 1994). 하상부근의 난류를 강하게 하는 소류사의 영향은 맑은 물의 흐름에서도(정규화 수심 < 0.2에서) 아울러 관찰되고 있다. 하상부근 난류의 발생원인은 보다 큰 조도높이, 큰 입자로부터 분리된 와(eddy shedding from large grains), 입자의 관성 영향 그리고 입자와 하상의 상호작용으로 간주될 수 있다(Best et al., 1997). 소류사의 상대적 크기는 중요한 변수이다(Cao et al., 2003). 얇은 과농도류가 진흙

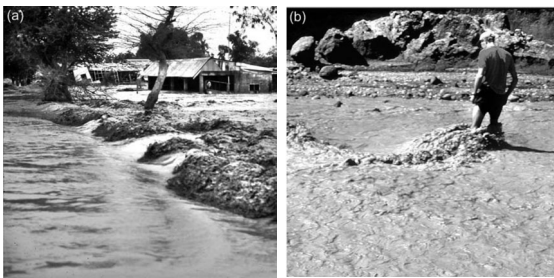
으로 가득 찬 고정된 하상 위를 이동할 때, 난류는 역시 증가하는 것으로 나타난다(Simons et al., 1963, p.G31). 유속의 감소, 유사농도의 증가 또는 부유입자 크기의 증가는 흐름의 난류구조를 바꿀 수 있고, 흐름의 성층화를 형성시키게 되는데, 그에 따라서, 흐름의 윗부분은 층류가 되고 높은 항복강도를 다시 얻게 되는(floc network 재형성되는) 반면에, 하상 부근은 난류상태로 남게 된다(Wan and Wang, 1994; Wang and Larsen, 1994; Cao et al., 2003). 하지만, 굵은 소류사에 의해 유발된 난류는 이러한 성층화된 구조를 파괴시킬 수 있으며, 수심 전체에 걸쳐 난류를 재형성시킬 수 있다.(Wang and Larsen, 1994). 만약 농도가 토석류/이류의 농도 경계에 도달하거나 흐름이 느려진다면, 유속경사가 없이 일정한 유속으로 흐르는 층이 상부의 층류 부분에 형성되게 된다(Zhang and Ren, 1982; Yang and Zhao, 1983; Wilson, 1985)(그림 8.3). 이 상부의 층류층 아래 부분에서 유속분포는 대수형이지만 증가된 유속경사를 갖게 된다(Yang and Zhao, 1983; Wan and Wang, 1994).

현장관측 자료는 자연적 과농도류가 원칙적으로 완전한 난류흐름으로 이동하지만 하천의 하상근처에서의 유속은 대수분포를 벗어난다는 것을 보여준다(Zhou et al., 1983). 그러나 난류의 일부 감쇠도 언급되었다(Pierson



(그림 3) 실험적으로 재현된 과농도류의 연직 유속 분포 곡선: (A)완전 대수적 유속분포와 (B) 일정한 연직 유속분포 층과 대수분포 층을 갖는 유속분포(Yang and Zhao, 1983)

and Scott, 1985; Dinehart, 1999; Pringle and Cameron, 1999; Cronin et al., 1997, 1999, 2000). 상대적으로 깊은 흐름에서 대규모의 상류흐름(boils), 와(eddies), 도수(hydraulic jumps), 역사구파(antidune wave)의 파괴 등은 보이지만, 동등한 유량의 맑은 물일 경우에는 소규모의 삼각파(choppy wave)와 공동파의 솟구침은 사라지고 또는 깊은 수심에서는 볼 수 없으며, 수면은 종종 그림 8.3(a)에서와 같이 유성 광택(oily sheen)을 가진 것처럼 묘사된다. 초기 연구자중 한사람(Pierce, 1917, p.41)은 유량이 370m³/s 이고, 부유사의 농도가 체적의 50%에 가까운 흐름이 “강은 부드럽고 유질의 움직임을 가지고 흐르고, 강의 평상시 울퉁불퉁하고, 물결이 치는 수면 대신에 용해된 붉은 금속흐름의 독특한 외관을 나타낸다.”고 묘사하였다. 빠르고 얇은 흐름은 이와 같은 유질의 부드러운 수면형을 보여주지 않는데, 그것은 아마 굵은 소류사나 진흙으로 덮인 하상형상에 의해 야기된 난류 때문이다(그림 8.3(b)). 성층류 또한 고농도의 현장 흐름에서 자주 일어나는데, 여기서 수면근처의 난류는 사라지고 반면에 하상근처의 난류층은 유지된다. 중국의 하천들에서는 연직방향 유속이 일정한 흐름(rigid plugs)이 하상과 상호작용을 하도록 충분히 형성되고 두꺼워지며, 수로에서의 흐름을 그대로 유지되도록 하는 것(standstill)



〈그림 3〉 필리핀 Pinatubo 산의 Pasig-Potrero 강에서의 과농도류의 완만하고 급한 흐름의 예시. 두 경우 모두 부유 모래의 고농도에 의하여 과농도류로 인정되지만, 농도의 실측은 이루어지지 않았음. (a) 고속도로 위를 넘쳐 흘러 하루 측에서 도수가 발생한 과농도류(lahar). (b) 불규칙한 수면형을 가진 모래하상 위의 얇은 과농도류로서, 아마도 Simons 등(1962, p. G31)에 의한 실험에서 기록되었듯이 보다 고차의 불규칙한 형상(higher order form)으로의 변형에 저항하는 미립자로 표면이 덮인 하상 형상 때문임.

이 관측되고 있다(Qian et al., 1981).

감사의 글

이 연구는 국토해양부 지역기술혁신사업의 연구비지원(과제번호 # '08지역기술혁신 B-01)의 의해 수행되었습니다.

참고문헌

1. 김경석 (2008), 토석류 발생 지형과 유발 강우 특성 분석, 대한토목학회논문집C, 제28권 제5C호, 263-291.
2. 김경석, 장현익, 유병옥 (2007), 고속도로 토석류 조사와 특성 분석, 제33회 대한토목학회 정기학술대회 논문집, 759-762.
3. 김경수, 김원영, 채병곤, 조용찬, 이준오, 송영석 (2006), 대한지질공학회 2006년도 학술발표대회논문집, 51-59.
4. 백중철, 박상덕 (2009a), 토석류 흐름의 1차원 수치모의 및 현장관측, 제35회 대한토목학회 정기학술대회, 698-701.
5. 백중철, 박상덕 (2009b), 토석류의 이해 및 현장 모니터링 사례연구, 한국방재학회지 9월호, 61-70
6. 유병옥, 장범수, 최승일, 최우경, 이종훈 (2006a), 강원도 지역의 토석류 피해사례 및 대책 공법 연구, 한국철도학회 2006년도 추계학술대회 논문집, 1-10.
7. 유병옥, 장범수, 최승일, 최우경, 이종훈 (2006b), 2006 고속도로 토석류 피해 발생 및 대책, 한국지반환경공학회 2006 학술발표회 논문집, 115-127.
8. Alcoverro, J., Corominas, J., and Gomez, M. (1999) The Barranco de Aras flood of 7 August 1996 (Biescas, Central Pyrenees, Spain). *Engineering Geology*, 51, 237-255.
9. Alexandrov, Y., Laronne, J.B., and Reid, I. (2003) Suspended sediment concentration and its variation with water discharge in a dryland ephemeral channel, northern Negev, Israel, *Journal of Arid Environments*, 53, 73-84.
10. Balog, J.D. (1978) Flooding in Big Thompson River, Colorado, tributaries: Controls channel erosion and estimates of recurrence interval. *Geology*, 6, 200-204.
11. Bates, R.L. and Jackson, J.A. (eds) (1987) *Glossary of Geology* (788 pp.). American Geological Institute, Alexandria, VA.
12. Batalla, R.J., DeJong, C., Ergenzinger, P., and Sala, M.

- (1999) Field observations on hyperconcentrated flows in mountain torrents. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 247–253.
13. Best, J., Bennett, S., Bridge, J., and Leeder, M. (1997) Turbulence modulation and particle velocities over flat sand beds at low transport rates. *Journal of Hydraulic Engineering*, 123, 1118–1129.
 14. Beverage, J.P. and Culbertson, J.K. (1964) Hyperconcentrations of suspended sediment. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, 90, 117–128.
 15. Bondurant, D.C. (1951) Sedimentation studies at Conchas Reservoir in New Mexico. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 116, 1292–1295.
 16. Bradley, J.B. (1986) *Hydraulics and bed material transport at high fine suspended sediment concentrations* (140 pp.). Ph.D. Thesis, Colorado State University, Fort Collins, CO.
 17. Bradley, J.B. and McCutcheon, S.C. (1985) The effects of high sediment concentration on transport processes and flow phenomena. In: *Proceedings of International Symposium on Erosion, Debris Flow, and Disaster Prevention*, Tsukuba, Japan, September 3–5, 1985 (pp. 1–7). Erosion–Control Engineering Society, Tokyo.
 18. Cao, R. and Qian, S. (1990) Sediment transport characteristics of hyperconcentrated flow with suspended load. In: R.H. French (ed), *Proceedings of the International Symposium on Hydraulics/Hydrology of Arid Lands*. San Diego, California, July 30–August 2, 1990 (pp. 657–662). American Society of Civil Engineers, New York.
 19. Cao, Z., Egashira, S., and Caring, P.A. (2003) Role of suspended–sediment particle size in modifying velocity profiles in open channel flows. *Water Resources Research*, 39(ESG 2–1), 15.
 20. Cheng, W., Wang, X., and Zhou, X. (1999) Research on some characteristics of two–phase hyperconcentrated flow. In: A.W. Jayawardena, J.H. Lee, and Z.Y. Wang (eds), *River Sedimentation, Theory and Applications* (pp. 311–317). AA Balkema, Rotterdam.
 21. Committee on Methodologies for Predicting Mudflow Areas (1982) *Selecting a Methodology for Delineating Mudslide Hazard Areas for the National Flood Insurance Program* (35 pp.). National Research Council, National Academy Press, Washington, DC.
 22. Costa, J.E. (1978) Colorado Big Thompson flood: Geologic evidence of a rare hydrologic event. *Geology*, 6, 617–620.
 23. Costa, J.E. (1984) Physical geomorphology of debris flows. In: J.E. Costa and P.J. Fleisher (eds), *Developments and Applications of Geomorphology* (pp. 268–317). Springer Verlag, Berlin.
 24. Costa, J.E. (1988) Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows. In: V.R. Baker, R.C. Kochel, and P.C. Patton (eds), *Flood Geomorphology* (pp. 113–122). Wiley–Interscience, New York.
 25. Coussot, P. (1995) Structural similarity and transition from Newtonian to non–Newtonian behavior for clay–water suspensions. *Physical Review Letters*, 74, 3971–3974.
 26. Coussot, P. and Piau, J.M. (1994) On the behavior of fine mud suspensions. *Rheologica Acta*, 33, 175–184.
 27. Cronin, S.J., Neall, V.E., Lecointre, J.A., and Palmer, A.S. (1997) Changes in Whangaehu River lahar characteristics during the 1995 eruption sequence, Ruapehu volcano, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76, 47–61.
 28. Cronin, S.J., Neall, V.E., Lecointre, J.A., and Palmer, A.S. (1999) Dynamic interactions between lahars and stream flow: A case study from Ruapehu volcano, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 28–38.
 29. Cronin, S.J., Lecointre, J.A., Palmer, A.S., and Neall, V.E. (2000) Transformation, internal stratification, and depositional processes within a channelized, multi–peaked lahar flow. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 43, 117–128.
 30. Dinehart, R.L. (1999) Sediment transport in the hyperconcentrated phase of the March 19, 1982, lahar. In: T.C. Pierson (ed.), *Hydrologic Consequences of Hot–rock/Snowpack Interactions at Mount St. Helens Volcano, Washington, 1982–84* (USGS

- Professional Paper 1586, pp. 37–52). US Geological Survey, Reston, VA.
31. Druitt, T.H. (1995) Settling behaviour of concentrated dispersions and some volcanological applications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 65, 27–39.
 32. Durand, R. and Condolios, E. (1952) The hydraulic transport of coal and solid material in pipes. In: *Proceedings of Colloquium on Hydraulic Transportation, France* [cited in Bradley, 1986],
 33. Engelund, F. and Wan, Z. (1984) Instability of hyperconcentrated flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110, 219–233.
 34. Fei, X. (1983) Grain composition and flow properties of heavily concentrated suspensions. In: *Proceedings of the 2nd International Symposium on River Sedimentation* (pp. 307–308). Water Resources and Electrical Power Press, Nanjing, China.
 35. Gagoshidze, M.S. (1969) Mud flows and their control. *Soviet Hydrology: Selected Papers*, 4, 410–422.
 36. Gerson, R. (1977) Sediment transport for desert watersheds in erodible materials. *Earth Surface Processes*, 2, 343–361.
 37. Glancy, P.A. and Bell, J.W. (2000). *Landslide-induced Flooding at Ophir Creek, Washoe County, Western Nevada, May 30, 1983* (USGS Professional Paper 1617, 94 pp.). US Geological Survey, Reston, VA.
 38. Glancy, P.A. and Harmsen, L. (1975). *A Hydrologic Assessment of the September 14, 1974 Flood in Eldorado Canyon, Nevada* (USGS Professional Paper 930, 28 pp.). US Geological Survey, Reston, VA.
 39. Hampton, M.A. (1975) Competence of fine-grained debris flows. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45, 834–844.
 40. Hessel, R. (2006). Consequences of hyperconcentrated flow for process-based soil erosion modelling on the Chinese Loess Plateau. *Earth Surf. Process. Landforms*, 31, 1100–1114.
 41. Iverson, R.M. (1997) The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, 35, 245–296.
 42. Iverson, R.M. (2003) The debris-flow rheology myth. In: D. Rickenmann, and C.L. Chen (eds), *Debris-flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment* (pp. 303–314). Millpress, Rotterdam.
 43. Iverson, R.M. and Vallance, J.W. (2001) New views of granular mass flows. *Geology*, 29, 115–118.
 44. Jakob, M. and Hungr, O. (2005) *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*, Springer, Berlin.
 45. Janda, R.J., Scott, K.M., Nolan, K.M., and Martinson, H.A. (1981) Lahar movement, effects, and deposits. In: P.W. Lipman, and D.R. Mullineaux (eds), *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington* (USGS Professional Paper 1250, pp. 461–478). US Geological Survey, Reston, VA.
 46. Julien, P.Y. and Lan, Y. (1991) Rheology of hyperconcentrations. *Journal of Hydraulic Engineering*, 117, 346–353.
 47. Komar, P.D. (1988) Sediment transport by floods. In: V.R. Baker, R.C. Kochel, and P.C. Patton (eds), *Flood Geomorphology* (pp. 97–111). Wiley-Interscience, New York.
 48. Lane, E.W. (1940) Notes on limit of sediment concentration. *Journal of Sedimentary Petrology*, 10, 95–96.
 49. Laronne, J.B. and Reid, I. (1993) Very high rates of bed load sediment transport by ephemeral desert rivers. *Nature*, 366, 148–150.
 49. Laronne, J.B., Reid, I., Yitshak, Y., and Frostick L.E. (1994) The non-layering of gravel streambeds under ephemeral flood regimes. *Journal of Hydrology*, 159, 353–363.
 50. Maizels, J. (1989) Sedimentology, paleoflow dynamics and flood history of jökulhlaup deposits: Paleohydrology of Holocene sediment sequences in southern Iceland sandur deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 204–223.
 51. Major, J.J. (1993) Rheometry of natural sediment slurries. In: *Proceedings of ASCE National Conference on Hydraulic Engineering*. July 27–30, 1993. San Francisco (7 pp.). American Society of Civil Engineers, New York.
 52. Major, J.J. (2003) Hindered settling. In: G.V. Middleton, M.J. Church, M. Coniglio, L.A. Hardie, and F.J. Longstaffe (eds), *Encyclopedia of Sediments and*

- Sedimentary Rocks (pp. 358–360). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
53. Major, J.J., and Newball, C.G. (1989) Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods: A global review, *Bulletin of Volcanology*, 52, 1–27.
54. Major, J.J. and Pierson, T.C. (1992) Debris flow rheology: Experimental analysis of fine-gained slurries, *Water Resources Research*, 28, 841–857.
55. Major, J.J., Janda, R.J., and Daag, A.S. (1996) Watershed disturbance and lahars on the eastside of Mount Pinatubo during the mid-June 1991 eruptions. In: C.G. Newhall, and R.S. Punungbayan (eds), *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines* (pp. 895–919). Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City and University of Washington Press, Seattle.
56. Mizuyama, T. (1981) An intermediate phenomenon between debris flow and bed load transport. In: *Erosion and Sediment Transport in Pacific Rim Steeplands* (pp. 212–224). (IAHS Publication No. 132). International Association of Hydrological Sciences, Christchurch, New Zealand.
57. Montgomery, D.R, Panfil, M.S., and Hayes, S.K. (1999) Channel-bed mobility response to extreme sediment loading at Mount Pinatubo, *Geology*, 27, 271–274.
58. Nordin, C.F., Jr. (1963) A Preliminary Study of Sediment Transport Parameters, Rio Puerco near Bernardo, New Mexico (USGS Professional Paper 462-C, 21 pp.). US Geological Survey, Reston, VA.
59. O'Connor, J.E., Hardison, J.H. 3rd, and Costa, J.E. (2002) Debris Flows from Failures of Neoglacial-age Moraine Dams in the Three Sisters and Mount Jefferson Wilderness Areas, Oregon (USGS Professional Paper 1606, 93 pp.). US Geological Survey, Reston, VA.
60. Phillips, C.J., and Davies, T.R.H. (1991) Determining theological parameters of debris-flow material. *Geomorphology*, 4, 101–110.
61. Pierce, R.C. (1917) The measurement of silt-laden streams. In: *Contributions to the Hydrology of the United States, 1916* (USGS Water-Supply Paper 400, pp. 39–51). US Geological Survey, Reston, VA.
62. Pierson, T.C. (1981) Dominant particle support mechanisms in debris flows at Mt. Thomas, New Zealand, and implications for flow mobility. *Sedimentology*, 28, 49–60.
63. Pierson, T.C. (1986) Flow behavior of channelized debris flows, Mount St. Helens, Washington. In: A.D. Abrahams (ed), *Hillslope Processes* (pp. 269–296). Allen & Unwin, Boston.
64. Pierson, T.C. (1999) Transformation of water flood to debris flow following the eruption, triggered transient-lake breakout from the crater on March 19, 1982. In: T.C. Pierson (ed), *Hydrologic Consequences of Hot-rock/Snowpack Interactions at Mount St. Helene Volcano, Washington, 1982–84* (USGS Professional Paper 1586, pp. 19–36). US Geological Survey, Reston, VA.
65. Pierson, T.C. and Costa, J.E. (1987) A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, 7, 1–12.
66. Pierson, T.C. and Scott, K.M. (1985) Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Research*, 21, 1511–1524.
67. Pierson, T.C., Daag, A.S., Delos Reyes, P.J., Regalado, M.T.M., Solidum, R, and Tubianosa, B.S. (1996) Flow and deposition of posteruption hot lahars on the east side of Mount Pinatubo, July–October 1991. in: C.G. Newhall and R.S. Punungbayan (eds), *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines* (pp. 921–950). Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City and University of Washington Press, Seattle.
68. Pierson, T.C. (2005) Hyperconcentrated flow – transitional process between water flow and debris flow. *Debris-flow Hazard and Related Phenomena*, Springer Verlag, pp. 159–202.
69. Pringle, P.T. and Cameron, K.A. (1999) Eruption-triggered lahar on May 14, 1984. In: T.C. Pierson (ed), *Hydrologic consequences of Hot-rock/Snowpack Interactions or Mount St. Helens Volcano Washington*,

- 1982–84 (USGS Professional Paper 1586, pp. 81–103). US Geological Survey, Reston., VA.
70. Qian, Y., Yang, W., Zhao, W., Cheng, X., Zhang, L., and Xu, W. (1981) Basic characteristics of flow with hyperconcentration of sediment. in: Proceedings of International Symposium on River Sedimentation (pp. 175–184). Chinese Society of Hydraulic Engineering, Beijing.
71. Richardson, E.V. and Hanly, T.F. (1965) Hyperconcentrations of suspended sediment (Discussion). *Journal of the Hydraulics Division, A.S.C.E.*, 91, 215–220.
72. Rickenmann, D. (1991) Hyperconcentrated flow and sediment transport at steep slopes. *Journal of Hydraulic Engineering*, 117, 1419–1439.
73. Rodolfo, K.S., Umbal, J.V., Alonso, R.A., Remotigue, C.T., Paladio-Melosantos, M.L., Salvador, J.H.G., Evangelista, D., and Miller, Y. (1996) Two years of lahars on the western flank of Mount Pinatubo: Initiation, flow processes, deposits, and attendant geomorphic and hydraulic changes. In: C.G. Newball and I.S. Punungbayan (eds), *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines* (pp. 989–1013). Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City and University of Washington Press, Seattle.
74. Scott, K.M. (1988) Origins, Behavior, and Sedimentology of Lahars and Lahar-runour Flows in the Toutle-Cowlitz River System (USGS Professional Paper 1447A, 74 pp.). US Geological Survey, Reston, VA.
75. Scott, K.M., Vallance, J.W., and Pringle, P.T. (1995) Sedimentology, Behavior and Hazards of Debris Flows at Mount Rainier, Washington (USGS Professional Paper 1547, 56 pp.). US Geological Survey, Reston, VA.
76. Segerstrom, K. (1950) Erosion Studies at Paricutin, State of Michoacán, Mexico (USGS Bulletin 965-A, 164 pp.). US Geological Survey, Reston, VA.
77. Simons, D.B. and Richardson, E.V. (1966) Resistance to Flow in Alluvial Channels (USGS Professional Paper 422-J, 61 pp.). US Geological Survey, Reston., VA.
78. Simons, D.B., Richardson, L.V., and Haushild, W.L. (1963) Studies of Flow in Alluvial Channels. Some Effects of Fine Sediment on Flow Phenomena (USGS Water-Supply Paper 1498-G, 46 pp.). US Geological Survey, Reston, VA.
79. Smith, G.A. and Lowe, D.R. (1991) Lahars: Volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. In: R.V. Fisher and G.A. Smith (eds), *Sedimentation in Volcanic Settings* (SEPM Special Publication 45, pp. 59–70). Society for Sedimentary Geology, Tulsa, Oklahoma.
80. Todd, O.J., and Eliassen, C.E. (1940) The Yellow River problem. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 105, 346–416.
81. van Rijn, L.C. (1983) Sediment transportation in heavy sediment-laden flows. In: Proceedings of the 2nd International Symposium on River Sedimentation, 11–16 October, 1983. Nanjing, China (pp. 482–491). Water Resources and Electric Power Press, Nanjing, China.
82. Wan, Z., and Wang, Z. (1994) *Hyperconcentrated Flow* (290 pp.). A.A. Balkema, Rotterdam.
83. Wannanen, A.O., Harris, D.D., and Williams, R.C. (1970) Floods of December 1964 and January 1965 in the Far Western States. Part 2: Streamflow and Sediment Data (USGS Water-Supply Paper 1866B, 861 pp.). US Geological Survey, Reston, VA.
84. Wang, M., Zhan, Y., Liu, J., Duan, W., and Wu, W. (1983) An experimental study on turbulence characteristics of flow with hyperconcentration of sediment. In: Proceedings of the 2nd International Symposium on River Sedimentation, 11–16 October, 1983, Nanjing, China (pp. 36–46). Water Resources and Electric Power Press, Nanjing, China.
85. Wang, X. and Qian, N. (1989) Turbulence characteristics of sediment-laden flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, 115, 781–800.
86. Wang, Z. (1990) Limit concentration of suspended sediment. In: R.H. French (ed.), *Proceedings of the International Symposium on Hydraulics/Hydrology of Arid Lands*, San Diego, California, July 30–August 2, 1990 (pp. 651–656). American Society of Civil Engineers, New York.
87. Wang, Z. and Larsen, P. (1994) Turbulent structure of

- water and clay suspensions with bed load. *Journal of Hydraulic Engineering*, 120, 577–599.
88. Wilson, K.C. (1985) Comparison of hyperconcentrated flows in pipes and open channels. In: *Proceedings of International Workshop on Flow at Hyperconcentrations of Sediment* (pp. 115–138). International Research and Training Center on Erosion and Sedimentation, Beijing.
89. Xu, J. (1999a) Erosion caused by hyperconcentrated flow on the Loess Plateau of China. *Catena*, 36, 1–19.
90. Xu, J. (1999b). Grain-size characteristics of suspended sediment in the Yellow River, China, *Catena*, 38, 243–263.
91. Xu, J. (2002) Implication of relationships among suspended sediment size, water discharge, and suspended sediment concentration, the Yellow River basin, China. *Catena*, 49, 289–307.
92. Xu, J. (2003) Hyperconcentrated flows in the lower Yellow River as influenced by drainage basin factors. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 47, 393–410.
93. Yang, W. and Zhao, W. (1983) An experimental study of the resistance to flow with hyperconcentration in rough flumes. In: *Proceedings of the 2nd International Symposium on River Sedimentation*, 11–16 October, 1983, Nanjing, China (pp. 47–55). Water Resources and Electric Power Press, Nanjing, China.
94. Zhang, H. and Ren, Z. (1982) Discussion on law of resistance of hyperconcentration flow in open channel. *Scientia Sinica (Series A)*, 25, 1332–1342.
95. Zhou W., Zeng, Q., Fang, Z., Pan, G., and Fan, Z. (1983) Characteristics of fluvial processes for the flow with hyperconcentration in the Yellow River. In: *Proceedings of the 2nd International Symposium on River Sedimentation*, 11–16 October, 1983, Nanjing, China (pp. 618–619). Water Resources and Electric Power Press, Nanjing, China.