

掃流砂層・浮遊砂層間の交換砂量を考慮した 津波移動床モデルの開発

高橋 智幸*・首藤 伸夫**・今村 文彦***・浅井 大輔****

1. はじめに

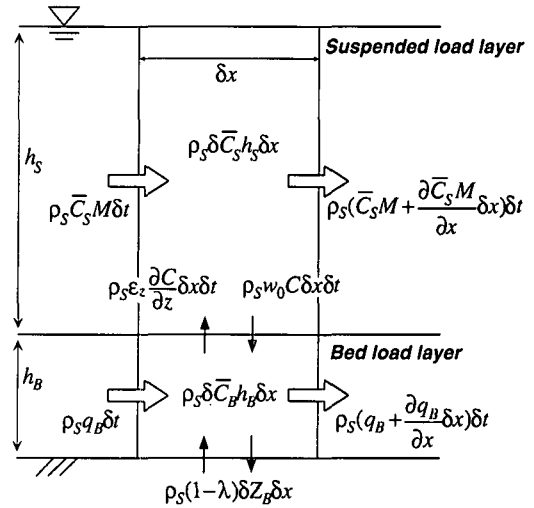
津波災害の原因としては、高い波高や大流速が特に注目されてきた。しかし、浅海域に来襲した津波は大量の土砂を移動させるため、洗掘による構造物倒壊、堆積による港湾機能障害、農地の塩害などが発生している。また、近年、遡上に伴い形成される津波堆積物を利用した歴史津波の解析が盛んに行われているが（箕浦・中谷, 1990; Dawsonら, 1996; 今村ら, 1997), 発生の有無や定性的な来襲状況を知るにとどまっている。このように津波による土砂移動を定量的に評価する解析手法の重要性が増大してきている。

しかし、従来のモデルでは全流砂量を局所フラックス的に求めていたり、平衡の浮遊砂濃度分布を仮定しており、大きな乱れのため浮遊砂が卓越する非定常性の強い津波を再現するには問題があった。そこで、本研究では、掃流砂と浮遊砂を独立に取り扱い、浮遊砂濃度が非平衡な状態においても適用可能な津波を対象とした土砂移動モデルの提案を行う。モデル化に際して必要となる掃流砂量式および掃流砂層と浮遊砂層の交換砂量式は、津波を想定した水理実験より求める。また、モデルの検証を行うため、津波数値計算を実施し、実測値との比較を行う。

2. 津波による土砂移動のモデル化

津波による流砂現象を掃流砂層と浮遊砂層に分離して考える。ただし、この区分は砂粒の移動形態の相違による概念的なものであり、現実の空間において明確な境界を設けているのではない。実現象では、掃流砂層と浮遊砂層の境界は、場所と時間の関数になると考えられる。

また、掃流砂層とは砂粒が掃流形態で移動する領域、浮遊砂層とは砂粒が浮遊形態で移動する領域と定義する。ここに、掃流形態とは、滑動や転動により底面と接触を保ちながら移動する形態および saltation で移動す



図一 掃流砂層・浮遊砂層分離モデルの概念図

る形態を意味している。浮遊形態とは、砂粒に働く重力よりも乱れ応力の鉛直成分が卓越し、砂粒が水中に保持され、流水とともに移動する形態を意味している。

また、浮遊砂層での流砂現象を考える上で、流体運動の取り扱いが重要となるが、本研究では津波を適用対象としているため、浅水理論を前提として議論を行う。よって、流れは、流量フラックスで代表させることとする。

本モデルの概念図を図一に示すが、 ρ_s は砂粒の密度、 λ は砂粒の空隙率、 Z_B は基準面からの底面高さ、 q_B は掃流砂量、 ϵ_z は鉛直方向の拡散係数、 C は掃流砂層と浮遊砂層の境界付近の濃度、 w_0 は砂粒の沈降速度、 \bar{C}_s は平均掃流砂層濃度、 h_b は掃流砂層厚、 \bar{C}_s は平均浮遊砂層濃度、 h_s は浮遊砂層厚、 M は流量フラックスである。

単位幅の微小区間 δx における微小時間 δt での流砂の出入りと内部の変化から質量保存を考える。掃流砂層内においては、(a) 底面との交換砂量（底面の侵食および堆積として現れる）、(b) 流下方向へ掃流形態で移動する流砂量の収支、(c) 拡散により浮遊層へ巻き上げられる流砂フラックス、(d) 重力により浮遊層から沈降してくる流砂フラックス、(e) 掃流層内の流砂量の増減（掃流層濃度の増減として現れる）が釣り合うことより、同層

* 正会員 博(工) 京都大学助手 防災研究所巨大災害研究センター
 ** 正会員 工 博 岩手県立大学教授 総合政策学部
 *** 正会員 工 博 東北大学助教授 大学院工学研究科災害制御研究センター
 **** 正会員 修(工) 東京電力(株)

における流砂の連続式として次式が得られる。

$$\frac{\partial Z_B}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left(\frac{\partial q_B}{\partial x} + \varepsilon_x \frac{\partial C}{\partial z} - w_0 C + \frac{\partial \bar{C}_B h_B}{\partial t} \right) = 0 \dots\dots\dots (1)$$

津波への適用を考えた場合、第3項の拡散による巻き上げと第4項の重力による沈降は取り扱いに注意を要する。拡散係数としては渦動粘性係数を用いるのが一般的だが、津波来襲時に底面近傍において混合距離理論を適用した場合の精度には疑問が残る。また、濁水・乱流中の沈降速度は、清水・静水中のそれとは異なることが知られている。さらに、掃流砂層と浮遊砂層の境界付近濃度は、観察時の流砂・流体現象から一意的に決まるのではなく、むしろそれまでの履歴に支配されていると考えられる。

それぞれのパラメータを独立にモデルへ取り込むことは、精度向上の可能性を潜在的に有する反面、現象をより複雑にし、逆に精度の低下を招く恐れもある。どちらに働くかは、各パラメータの精度とパラメータ同士の整合性を保てるかに関わってくる。

ここでは、より汎用性・適用性の高いモデルの構築を目的とし、本研究において保証でき得る精度以上に現象を分離して取り扱うことを避け、次のパラメータに上記の不確定な要素を集約することとした。

拡散による巻き上げフラックスと重力による沈降フラックスの収支を「掃流砂層と浮遊砂層間の交換砂量」として新たに定義した。

$$w_{ex} = \varepsilon_x \frac{\partial C}{\partial z} - w_0 C \dots\dots\dots (2)$$

ただし、 w_{ex} は単位面積、単位時間当りの鉛直方向の流砂量である。 w_{ex} は速度の次元を持つことから分かるように、鉛直方向の運動を代表する砂粒の平均移動速度の鉛直成分とも考えられる。

掃流砂層と浮遊砂層間の交換砂量 w_{ex} を導入することにより、式(1)は次のように書き換えられる。

$$\frac{\partial Z_B}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left(\frac{\partial q_B}{\partial x} + w_{ex} + \frac{\partial \bar{C}_B h_B}{\partial t} \right) = 0 \dots\dots (3)$$

ここで、式(3)と従来より一般に用いられている次式の掃流砂の連続式との比較を行う。

$$\frac{\partial Z_B}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \frac{\partial q_B}{\partial x} = 0 \dots\dots\dots (4)$$

従来式は、式(3)の第3項と第4項を省いた形になっている。第3項を省略しているのは、砂粒の運搬形式は粒径毎に決まるため、同一の粒径において掃流形態と浮遊形態の混在はありえないと仮定したためである。あるいは巻き上げ砂量と沈降砂量が釣り合う平衡状態を仮定したためである。また、第4項を省略しているのは、掃流砂層濃度や掃流砂層厚の時間的変化は他の項の比較し

て十分に小さいと仮定したためである。

本モデルでも、第4項は同様の理由で省略する。しかし、同粒径においても掃流形態と浮遊形態が混在することは芦田・岡部・藤田(1982)や中川・辻本(1994)により示されており、また津波来襲時には巻き上げ砂量が卓越する非平衡状態が生じると考えられる。したがって、第3項は省略せず、次式を掃流砂層の連続式とする。

$$\frac{\partial Z_B}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left(\frac{\partial q_B}{\partial x} + w_{ex} \right) = 0 \dots\dots\dots (5)$$

次に浮遊砂層での質量保存を考える。ここでは、(a) 流下方向へ浮遊形態で移動する流砂量(浅水流中の浮遊砂フラックス)の収支、(b) 拡散による掃流層からの巻き上げフラックス、(c) 重力による掃流層への沈降フラックス、(d) 浮遊層内の流砂量の増減(浮遊層濃度の増減として現れる)が釣り合うことより、浮遊砂層における流砂の連続式として次式が得られる。

$$\frac{\partial \bar{C}_s M}{\partial x} - w_{ex} + \frac{\partial \bar{C}_s h_s}{\partial t} = 0 \dots\dots\dots (6)$$

以上の式(5)と式(6)から構成されるモデルにおいて、基準面からの底面高さ Z_B と平均浮遊砂層濃度 \bar{C}_s は津波来襲以前の状態が初期値となり、流量フラックス M と浮遊砂層厚 h_s は流体の運動方程式と連続式から与えられるため、時間発展的に海底変動を求めることができる。ただし、掃流砂量 q_B を与える式と掃流砂層・浮遊砂層の交換砂量 w_{ex} を与える式が必要となる。これらは次節において津波を想定した水理実験を実施して決定する。

本モデルでは、巻き上げ砂量と沈降砂量が釣り合うとした平衡状態を仮定していないため、非定常掃流力によって生じる非平衡の浮遊砂濃度条件への適用も可能になっている。また、津波を対象とした場合は基準点濃度の推定が難しいことや浮遊砂濃度が平衡にならないことから、両者を用いずに浮遊砂フラックスの空間変化と掃流砂層との交換砂を考慮した質量保存則より浮遊砂量を求めている。さらに浮遊砂濃度が掃流力から直接求められるのではなく、掃流力の時間的変化が交換砂量を介して浮遊砂濃度に伝達されるため、掃流力の変化に対する浮遊砂濃度変化の遅れが再現されている。

なお、掃流砂量と掃流砂層・浮遊砂層の交換砂量は津波を対象としているが、モデルの構成自体は浅水理論のみを前提にしている。したがって、これらのパラメータを変更することにより、河川の洪水流などにも適用が可能である。

3. 津波による土砂移動に関する水理実験

提案モデルにおいて必要となる掃流砂量式と交換砂量式を求めるための水理実験を実施した。

実験装置を図-2に示す。津波を想定した大きな掃流力を発生させるために、大容量のヘッドタンクを高所に設置して管路へ接続した。管路内には砂床区間を設け、豊浦標準砂を敷き詰めた。管路終端には掃流砂用のトラップを設け、掃流形態と浮遊形態で運搬される土砂を分離して測定した。流水の開始と終了はバルブA、流れの強度はバルブBにより制御した。

実験は固定床条件と移動床条件で行い、前者では流速とシールズ数の関係、後者では流速と掃流砂量および交換砂量の関係を求めた。そして、最終的にシールズ数と流砂量の関係を導いた。

固定床実験では、同じ流れにおいて、流速計の設置高さを変更して測定を繰り返し、流速の鉛直分布を得た。この流速分布に対数則を適用し、摩擦速度を求めてからシールズ数に換算した。

移動床実験では、流速および管路内に堆積した砂量 Q_{dep} 、管路終端のトラップに補足された砂量 Q_{trap} 、流水

とともに管路外へ流出した砂量 Q_{out} を測定した。

図-3に掃流砂量の解析方法を示す。同図の上段と中段は、同じ開度において、底面からの高さ $z=3\text{mm}$ で測定した流速の時系列である。流水の開始と終了は機械的に制御しており、流速の増加および低下の時間的变化は等しいと見なせるため、両時系列での相違は定常時間の長さのみである。上段の時系列での定常時間を T_1 、中段の時系列での定常時間を T_2 とする。ただし、 $T_1 > T_2$ であり、どちらの時系列においても、定常時の平均流速 $u(z=3\text{mm})$ は等しい。また、上段の流れにより掃流形態で運搬された砂量を Q_{B1} 、中段の流れにより掃流形態で運搬された砂量を Q_{B2} とする。ただし、 Q_{B1} と Q_{B2} はそれぞれ Q_{dep1} と Q_{dep2} および Q_{trap1} と Q_{trap2} の和である。

上段と中段の時系列を重ねる（同図の下段）と定常時間の差は $T_1 - T_2$ となる。また、砂量の差は $Q_{B1} - Q_{B2}$ となる。よって、定常時の掃流砂量として次式が求まる。

$$q_B = \frac{1}{B} \frac{Q_{B1} - Q_{B2}}{T_1 - T_2} \dots\dots\dots (7)$$

ここに、 q_B は単位幅、単位時間当たりの掃流砂量、 B は水路幅である。以上の作業を他の開度に対しても同様に行って得られた結果を図-4に示す。また、回帰式として次式を得ている。

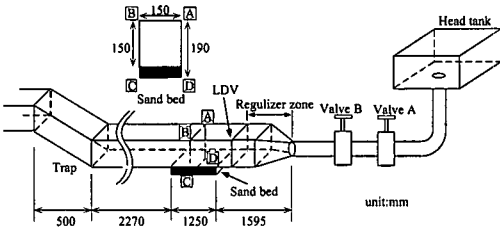


図-2 実験装置

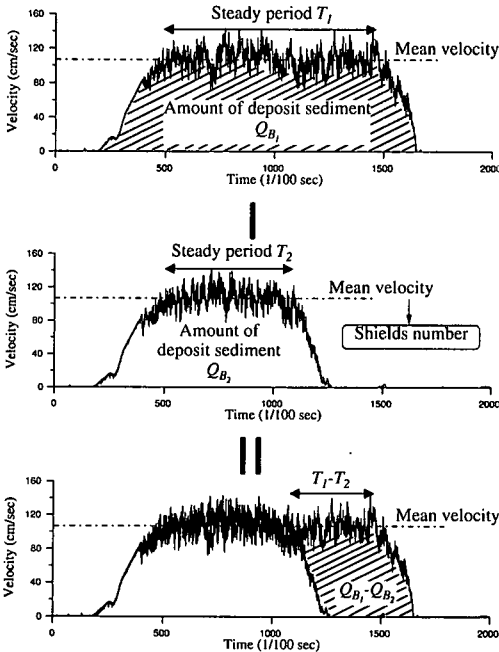


図-3 掃流砂量の解析方法

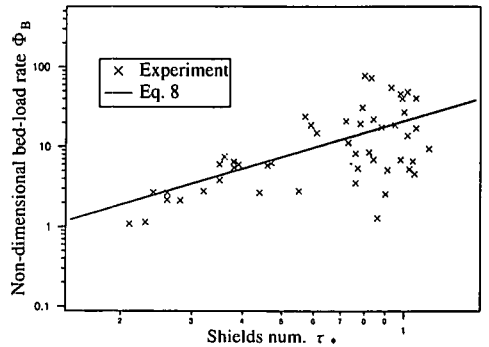


図-4 実験から求めた掃流砂量とシールズ数の関係

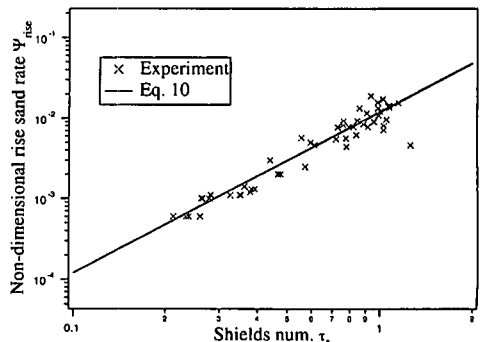


図-5 実験から求めた巻き上げ砂量とシールズ数の関係

$$\Phi_B = 21 \tau_*^{3/2} \dots\dots\dots (8)$$

ただし、 τ_* はシールズ数(無次元掃流力)、掃流砂量は次式より無次元化を行っている。

$$\Phi_B = \frac{q_B}{\sqrt{sgd^3}} \dots\dots\dots (9)$$

ここに、 s は砂粒の水中比重、 g は重力加速度、 d は砂粒の粒径である。

次に、流水とともに管路外へ流出した砂量 Q_{outs} 、すなわち砂床区間から浮遊砂層へ巻き上げられた砂量についての解析を行う。解析方法は掃流砂量の場合と同様で、図-3における Q_B を Q_{out} に置き換えて考えればよい。

その結果を図-5に示す。また、回帰式として次式を得ている。

$$\Psi_{rise} = 0.012 \tau_*^2 \dots\dots\dots (10)$$

ただし、次式より無次元化を行っている。

$$\Psi_{rise} = \frac{w_{rise}}{\sqrt{sgd}} \dots\dots\dots (11)$$

上式に無次元沈降砂量を加えることにより、次式の無次元交換砂量式を得る。

$$\Psi_{ex} = 0.012 \tau_*^2 - \frac{w_0 C}{\sqrt{sgd}} \dots\dots\dots (12)$$

ここに、 w_0 は砂粒の沈降速度、 C は浮遊砂層濃度である。ただし、砂粒の沈降速度は、本実験では求めていないため、Rubey (1933) などの既往の研究を用いることとする。

なお、式(7)および式(10)の乗数はBagnold(1966)がエネルギー保存則から導いた流砂量式と一致してい

る。

4. 数値計算による提案モデルの検証

本モデルを検証するため、1960年チリ地震津波来襲時の宮城県気仙沼湾を対象として数値計算を行った。同湾では、津波来襲前後の地形が測定されているため、津波による海底変動が判明している(図-6)。湾口付近には潮位計が設置されており、津波による水位変動が記録されている。また、災害記録用の航空写真から、流速の空間分布も求められている(高橋ら, 1991)。

気仙沼湾で実測された海底変動は次のような特徴を示していた。(1) 狭窄部が侵食され、侵食域を挟んだ領域で堆積が生じた。さらにその堆積域の外側が侵食されており、侵食と堆積が交互に繰り返すパターンを形成していた。(2) 侵食量が約260万 m^3 であるのに対して、堆積量は約70万 m^3 であり、著しい侵食卓越が生じていた。

計算条件としては、津波来襲以前の地形を初期条件、湾口での潮位記録を境界条件として与えた。計算は流水計算と流砂計算から構成されるが、前者は浅水理論をStaggered Leap-frog法で差分化して行った。後者は提案モデルおよび従来の局所フラックスモデル(高橋ら, 1992, 1993)を用いて行った。

計算された海底変動を図-6に示す。局所フラックスモデルによる計算では、狭窄部のみ海底変動が見られ、湾口および湾奥ではほとんど変化が現れていない。これは浮遊砂を掃流砂と同様に局所フラックス的に取り扱っているためである。局所フラックスとした場合、掃流力

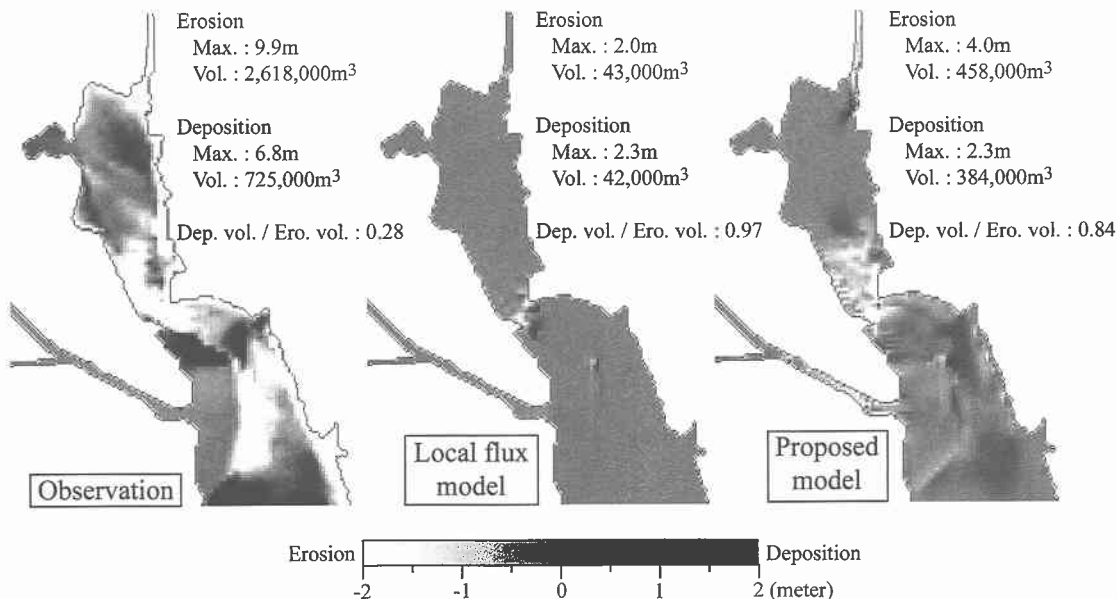


図-6 実測と計算による海底変動の比較

の空間的変化のみが地形変化に影響を及ぼすことになる。

チリ津波来襲時の気仙沼湾では、湾全体的に大きな掃流力が発生している。しかし、その空間的変化は急縮と急拡が連続する狭窄部でのみ大きくなっている。その他の領域は直線的な水路であるため、掃流力の空間的変化は小さくなる。よって、従来モデルの計算では、狭窄部でのみ海底変動が生じることになる。

しかし、実際には、掃流力が空間的に変化しなくとも、乱れがあれば砂粒は巻き上げられるため、海底は侵食を受ける。巻き上げられた砂粒は、浮遊砂として運搬され、乱れの小さい場所で沈降して堆積に作用する。気仙沼湾で侵食が卓越したのは、この運動機構が侵食側に働いたためと考えられる。

提案モデルでは、この運動機構を導入しているため、湾全体に渡って海底変動が生じている。また、次のような侵食や堆積の分布パターンもよく再現されている。(1)狭窄部は大きく侵食されているが、その侵食域のすぐ湾奥側と湾口側では堆積が生じている。これは、急縮により掃流力が空間的に増加するため大量の土砂が狭窄部から運搬されるが、狭窄部を抜けると急拡のため掃流力が低下し土砂の移動が停止して堆積を生じるためである。(2)湾奥に流入する鹿折川では、その河道内で侵食され、河口部で堆積している。これは、遡上により河道に進入した海水が引き波時の戻り流れとなり河床を侵食し、河口部での掃流力低下に伴い堆積を生じるためである。(3)湾口部では堆積が生じている。これは、水深の増大に伴い底面に働く掃流力が相対的に低下するため、引き波時に湾の内部から運ばれてきた土砂が停止して堆積を生じているためである。

以上のように数値計算の結果、提案しているモデルは、従来モデルに比べて再現性の向上していることが確認された。ただし、変動量としては過小評価の傾向にある。また、侵食量に対する堆積量の割合が実測値に比べて大きく、侵食卓越現象は十分に再現されていない。これらは流速の再現性に起因しており、湾全体的に計算流速は過小評価となっている。湾を分割すると狭窄部付近では流速の再現性が比較的高くなるが、ここでの堆積量/侵

食量は実測で0.1、提案モデルで0.2となり良好な結果を示している。

5. おわりに

津波による流砂現象を掃流砂層と浮遊砂層に分け、両層間の交換砂量および浮遊砂フラックスを導入してモデル化を行った。モデル化に際して必要となる掃流砂量式および交換砂量式は、津波を想定した水理実験より求めた。提案モデルは、非平衡の浮遊砂濃度条件への適用が可能であり、掃流力の変化に対する浮遊砂濃度変化の遅れも再現されている。

また、モデルの検証のため、数値計算を実施した。従来の局所フラックスモデルとの比較から、再現性の向上していることが確認された。

参考文献

- 芦田和男・岡部健士・藤田正治 (1982): 粒子の浮遊限界と浮遊砂量に関する研究, 京大防災研究所年報, 第25号 B-2, pp. 401-416.
- 今村文彦・箕浦幸治・高橋智幸・首藤伸夫 (1997): エーゲ海における歴史津波堆積物に関する現地調査, 海岸工学論文集, 第44巻, pp. 321-325.
- 高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫 (1991): 津波による流れと海底変動に関する研究—1960年チリ津波の気仙沼湾での場合—, 海岸工学論文集, 第38巻, pp. 161-165.
- 高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫 (1992): 土砂移動を伴う津波計算法の開発, 海岸工学論文集, 第39巻, pp. 231-235.
- 高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫 (1993): 津波移動モデルの適用性と再現性の検討, 海岸工学論文集, 第40巻, pp. 171-175.
- 中川博次・辻本哲郎 (1994): 移動床流れの水理, 技報堂出版株式会社, 310 p.
- 箕浦幸治・中谷 周 (1990): 津軽十三湖及び周辺湖沼の成り立ち, 地質学論文集, 第36号, pp. 71-87.
- Bagnold, R. A. (1966): An approach to the sediment transport problem from general physics, USGS Professional Paper, 422-J, pp. 1-37.
- Brown, C. B. (1950): Engineering Hydraulics, edited by H. Rouse, John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Dawson, A. G., S. Shi, S. Dawson, T. Takahashi and N. Shuto (1996): Coastal sedimentation associated with the June 2nd and 3rd, 1994 tsunami in Rajegwesi, Java, Quaternary Science Reviews, Vol. 15, pp. 901-912.
- Rubey, W. W. (1933): Settling velocities of gravel, sand and silt particles, American Journal of Science, Vol. 25, pp. 325-338.