

流域における地形環境の変動と湖沼の堆積過程

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 公開日: 2021-07-19 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 柏谷, 健二, Kashiwaya, Kenji メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.24517/00053734

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 3.0 International License.



流域における地形環境の変動と湖沼の堆積過程

柏谷 健二*

Geomorphic Environment and Sedimentary Process in a Catchment-lake System

Kenji KASHIWAYA*

Abstract

Changes in a catchment-lake system are discussed through a stream net model, a sedimentary model and some physical properties of lake bottom sediments. Stream net evolution in a drainage system is modeled with the assumption that stream elongation rate is proportional to the stream length in the system and the elongation is limited with minimum catchment area which is necessary to cultivate streams. The evolution may be connected with change in sediment discharge. The sediment discharge significantly influences some physical properties of bottom sediment in the downstream lake. Information on sedimentary process is included in some physical properties of bottom sediments; a model for the process using some physical properties of the sediments also is effective to reveal the system.

Key Words: *Drainage system, Sedimentary process, Bottom sediment, Model.*

1. はじめに

地形環境という言葉は、ある現象に影響を及ぼす一つの環境条件としてとらえられ(例えば、町田ほか, 1981), 客体としての地形特性を指す場合が多いようである。つまり、水系の発達や斜面発達等といういわば独立した事象を考察するのではなく、相互の関係を強調した議論をする場合に客体としての地形(環境)に用いられているようである。日本地形学連合1995年秋季大会シンポジウムのテーマにある“水文地形環境”という言葉に関しても似たような事情が考えられる。水文地形という言葉にはいくつかの定義が与えられているようであるが(Scheidegger, 1973; 高山, 1981 など), 地形発達の水文学的な基礎に関わる地形学の一分野(Dunne, 1994)という比較のおおまかな定義も与えられている。また奥西(1991)が指摘するように、水文地形は河川の流出に関与する地形条件を意味する場合がある一方、河川地形の発達に関係する水文要因とその相互関係を明らかにする分野を水文地形学としていることもあり、多義である。

1996年4月30日受付, 6月3日受理

* 金沢大学理学部地球学教室

* Department of Earth Sciences, Kanazawa University, Kakuma, Kanazawa 920-11, Japan.

その意味でこの“水文地形環境”という言葉もあまり限定的な定義が与えられているわけではないが、ここでも、ある地形に変化を及ぼすような水文条件そして水系からの水や土砂の流出に関する地形あるいは地形特性という二つの意味を含んだものとして考えたい。時空的な広がりによって、それぞれの強調のされかたは異なってくる。例えば数十年程度の期間においては、微視的にみれば当然“地形環境”の変動もともなっているが、土砂の流出や堆積の変動に影響をもたらしているものは水文条件の脈動の変動が支配的である（例えば、柏谷ほか、1988; Kashiwaya et al., 1995a）のに対し、数万年から数十万年の期間における水文条件の変動傾向は地形特性の変動傾向に対応し、土砂の流出や堆積に見られる大きな変動特性は“地形環境”の変動に応答していることが明瞭に認められるようになる（Kashiwaya, 1986; 1987）。このことは短周期の変動と長周期の変動をそしてそれらの関係を適切に評価することの必要性を示唆している。

一般に水文プロセス (hydrological process) と地形プロセス (geomorphic processes) は不可分の関係にあることが多いが、ここでは微視的な変化も含めた地形環境の変動、言い換えれば地形における微視的な変動から大規模な変動にまで関係する水文条件への応答としての地形環境を想定して議論を進める。物質の移動（土砂の生産・運搬・堆積）に関する精度あるいは“感度”を向上させるため、ここでは流域—湖沼系といういわば‘準’閉鎖系を考え、一つの例として水系の発達と湖沼の堆積過程を取り上げてみる。

水文環境の変動に関する、例えば種々のスケールの気候変動の議論については、地形変化の“脈動”（例えば、集中豪雨と崩壊, Kashiwaya et al., 1989; Kashiwaya and Okimura, 1990）や“傾向”（例えば、氷河地形の発達とミランコヴィッチサイクル, Milankovitch, 1941; Berger et al., 1984）を考察する場合には本質的になるが、ここでは概念的な話題を中心に議論するため特に取り上げず、別の機会に議論をしたい。

2. 水系の成長

流域内の流路の発達は、特に地殻変動等の内的営力を考慮しなくてもよい場合には、流域を構成する材料の物性とそれに働く侵食力（水文的地形形成営力）によって規定される。従って、この発達過程をモデル化するためには、構成材料の物性や侵食力そしてそれらの経時的变化に関する知見が必要である。

ここでは水系密度の経時的变化について考えよう。基本的な考え方は、水系の成長は、個々の流路自体の伸長あるいは分岐によるものであり、それは流路の総延長に比例するが、流路を涵養するための最低の集水域が必要であるために、その成長には流域に対応したある限界があるということである。典型的な水系の変化を Fig. 1 に示す。理論式は

$$\frac{dD(t)}{dt} = \beta(t)r \left\{ 1 - \frac{D(t)}{\delta(t)} \right\} D(t) \quad (\text{但し } 0 < D(t) < \delta(t)) \quad (1)$$

で表現される (Kashiwaya, 1987)。但し、 $D(t)$ は時刻 t における水系密度、 $\beta(t)$ は侵食力、 r は流域構成材料の物性（受食性等を示す）、 $\delta(t)$ は限界水系密度である。いま、 $D(0) = D_0$ および $\beta'(t) = \beta(t)r$ （相対的な侵食力）として、方程式を解けば

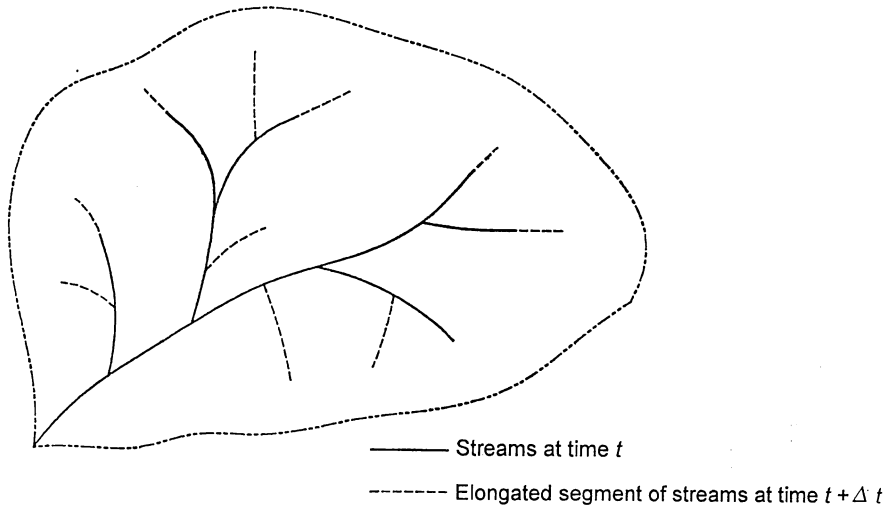


Fig. 1. Model of stream network evolution (solid line; stream at time t , dotted line; stream elongated during $(t, t + \Delta t)$ (Kashiwaya, 1994. Copyright by John Wiley & Sons Ltd.).

$$D(t) = \frac{\exp \left\{ \int_0^t \beta'(\tau) d\tau \right\}}{\int_0^t \left[\frac{\beta'(\tau)}{\delta(\tau)} \exp \left\{ \int_0^\tau \beta'(\kappa) d\kappa \right\} \right] d\tau + \frac{1}{D_0}} \quad (2)$$

となる。

つぎに式(2)で示される水系の成長過程を数値的に検討しよう。相対的な侵食力が周期的に変化し、限界水系密度がある一定の値をとる場合、即ち

$$\beta'(t) = p \sin qt + r \quad (3)$$

$$\delta(t) = \delta_m \quad (4)$$

の場合を考えてみよう。計算結果の一例 ($D_0=1.0$, $p=0.7$, $q=20.0$, $r=0.7$, $\delta_m=50.0$) を Fig. 2 に示す。侵食力の周期に対応した脈動が成長過程にも認められるが、実際の水系に関する資料からこの変動を識別することは一般に困難であろう (Kashiwaya, 1987)。

Richard (1989) が Colorad State University の降雨侵食実験装置 (降水量一定, 侵食力一定) で得られた水系の成長に関する実験結果は、限界水系密度の存在を示しており、式(2)を支持している (Fig. 3)。次元を考慮した模型実験ではなくイメージ実験であるが、現実のワル網やガリ網のような比較的短時間で進行する小水系網の成長過程の一部を示唆している。

Willgoose et al. (1991) も流路と斜面における質量の運搬に関する連続式

$$\frac{\partial z}{\partial t} = c_0(x, y, z) + \frac{1}{\rho_s(1-n)} \left(\frac{\partial q_{sx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{sy}}{\partial y} \right) + D_f \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} \right) \quad (5)$$

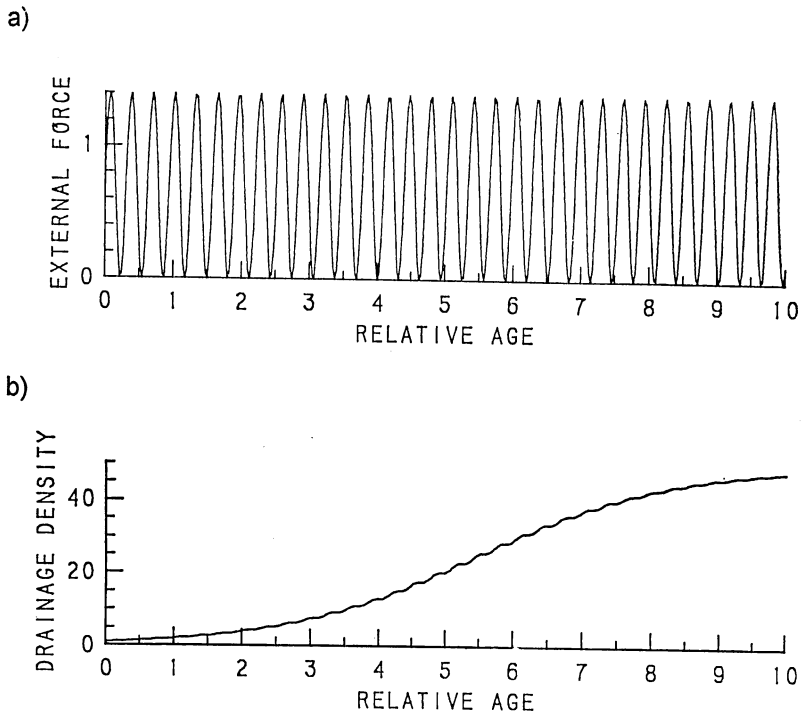


Fig. 2. Examples of the simulation, a) temporal change in erosional force ($p \sin qt + r$) and b) temporal change in drainage density.

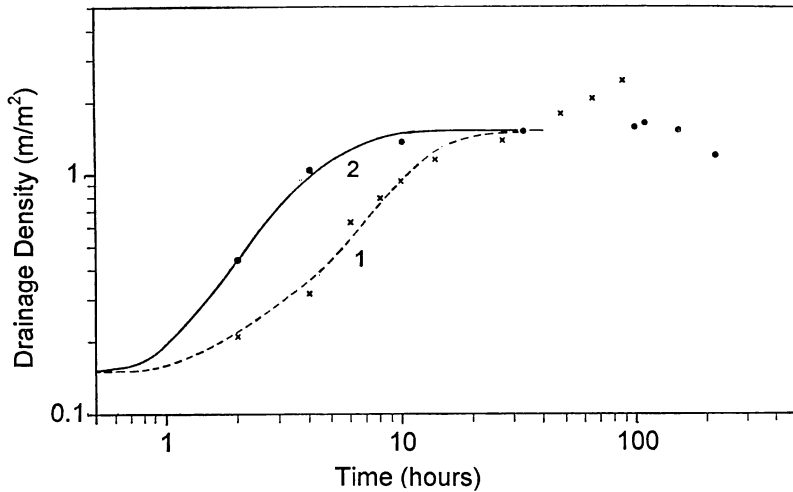


Fig. 3. Changes in drainage density. Data from rainfall erosion facility. $D=0.225/[0.15+1.35 \exp \{-\beta(t-0.5)\}]$ is used for calculation. Curve (1); slope=0.0075, $\beta=0.29$. Curve (2); slope=0.032, $\beta=0.79$ (after Richards, 1989. Copyright by Arnold).

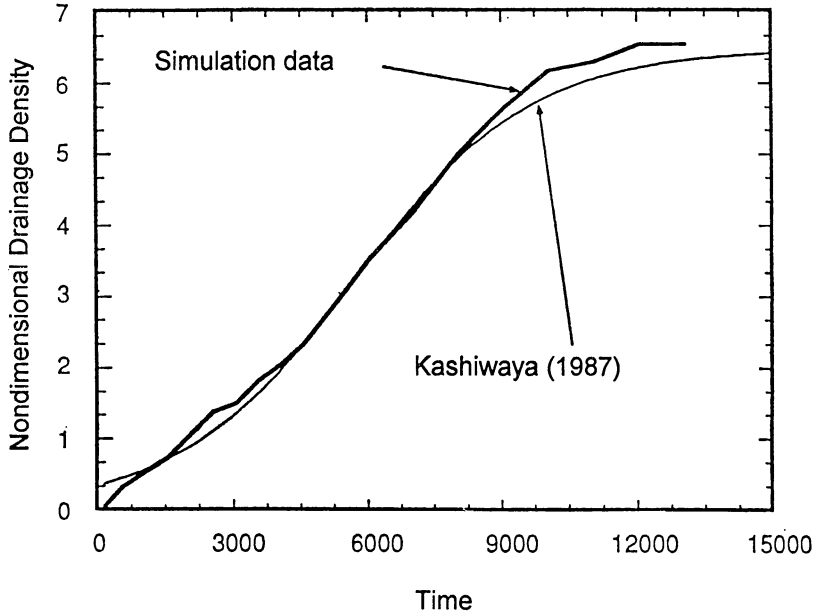


Fig. 4. Change in drainage density for simulation data using eq.(5) (after Willgoose et al., 1991. Copyright by John Wiley & Sons Ltd.)

(但し, z : 高さ, t : 時刻, $c_0(x, y, z)$: 隆起速度, x, y : 水平方向の座標, q_{sz}, q_{sy} : 流路における単位幅当たりの物質運搬速度, D_f : 高さに関する拡散係数, ρ_s : 物質の密度, n : 物質の空隙率) を用いて水系の成長を議論しているが, 数値実験の結果は式(2) と矛盾しないものになっている (Fig. 4). 式(2) 自体は物理則から確立されたものではなく, いわば現象論的モデル (Richard, 1989) であるが, 水系の成長と侵食力および流域を構成する材料の物性やその変化を議論するためには都合のよい形式となっている. つまり気候変動も含めた水文地形環境の議論も可能な形式となっている.

3. 水系の成長と流出土砂量

いま, 流域からの流出土砂量 ($Q(t)$) は主として水系網の成長にともなう流路の伸長速度に関係するものとするれば

$$Q(t) = m \left\{ \frac{C(t+\Delta t)l(t+\Delta t) - C(t)l(t)}{\Delta t} \right\}^n \quad (6)$$

となる. ここで $C(t)$ は河川の平均的な横断面積, $l(t)$ はある流域 (流域面積 A) の流路の総延長であり, m, n は係数である. いま, 河川の平均的な横断面積はあまり変化しないものとするれば ($C(t+\Delta t) = C(t) = C$), $D(t)$ は $l(t)/A$ であるから

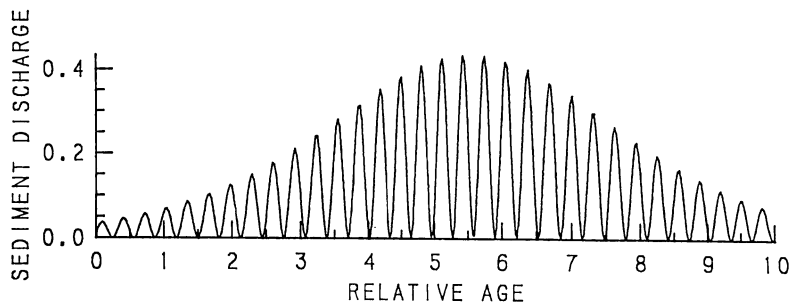


Fig. 5. Temporal change in sediment discharge using eq.(8) with erosional force ($p \sin qt+r$).

$$Q(t) = m' \left\{ \frac{D(t+\Delta t) - D(t)}{\Delta t} \right\}^n = m' \left\{ \frac{dD(t)}{dt} \right\}^n \quad (7)$$

で表される。但し $m' = m(CA)^n$ である。従ってこれに式(1) を代入して解けば

$$Q(t) = m' \left[\frac{\beta'(t) \exp \int_0^t \beta'(\tau) d\tau}{\int_0^t \frac{\beta'(\tau)}{\delta(\tau)} \exp \left\{ \int_0^\tau \beta'(\kappa) d\kappa \right\} d\tau + \frac{1}{D_0}} - \frac{\exp \left\{ \int_0^t \beta'(\tau) d\tau \right\} \left[\frac{\beta'(\tau)}{\delta(\tau)} \exp \left\{ \int_0^t \beta'(\tau) d\tau \right\} \right]}{\left[\int_0^t \frac{\beta'(\tau)}{\delta(\tau)} \exp \left\{ \int_0^\tau \beta'(\kappa) d\kappa \right\} d\tau + \frac{1}{D_0} \right]^2} \right]^n \quad (8)$$

となる。

Fig. 2 の場合と同様の条件 ($\beta'(t) = p \sin qt + r$, $\delta(t) = \delta_m$; $D_0 = 1.0$, $p = 0.7$, $q = 20.0$, $r = 0.7$, $\delta_m = 50.0$) を用いて計算した結果を Fig. 5 に示すが、流出土砂量の経時的変動は明瞭である。そしてその変動は式(3) で示される侵食力の変動に対応している (Fig. 2 参照)。このことは流出土砂量を長期的にモニターすることにより侵食力の変動を見積もることができる可能性を示唆している。

それではこの流出土砂量の長期的なモニターはどうすれば可能か。流出した土砂は下流部の河床や河口そして一部は湖底さらに海底等に堆積する。とりわけ閉塞あるいは準閉塞的な湖沼は流域で生産された土砂の最終的な堆積域となる。従って流域一湖沼系という閉鎖系を考えれば、そこでの堆積物には流出土砂量あるいは侵食力に関する詳細な情報が連続的に含まれている可能性が高いことになる。つまり堆積物の適切な分析がこれらの情報を明らかにするためには不可欠な手段になるということになる。

侵食力は先にモデルで考察したように流出土砂量を反映していることが多い。そして流域一湖沼系のような閉鎖系では湖沼はその土砂の最終的な堆積域であり流域も含めたその系の情報の集積域である。従って侵食力の変動、つまりここでは地形環境の変化を促す営力の変動を堆積域の資料からいかにとりだすかという問題となる。河口等デルタが形成されるような堆積域では粗粒物質の堆積も多く、例えば豪雨時には大量の土砂の侵食・堆積・再堆積が推定される。言い換えれば河口付近での堆積物に含まれる土砂量の情報には欠測部分が予想される。河川を

通して運搬されてきた土砂のうち、多くの粗粒な部分は河口付近に堆積するが、細粒部分は湖心の深部まで運搬される。そして流出土砂量の大きいときには比較的粒径の大きな物質も湖心に浮遊砂等の形で運搬されるであろう。湖心部では細粒粒子を中心とした物質が連続的に堆積していることが考えられるが、その物質の粒径には流出土砂量の大小が反映されている可能性がある。つまり侵食力を考えるためには、河口等の顕著な変動域における堆積物試料ではなく比較的静的な堆積環境における堆積物試料（粒度等）に関する情報は不可欠である。湖沼堆積物の粒度と降水量あるいは侵食力に関する議論はこれまでも行われており、いくつかの事例が報告されている（例えば、Yamamoto, 1976; 山本ほか, 1984; Yamamoto et al., 1985; 柏谷ほか, 1988; Kashiwaya et al., 1991a; 1991b）。

4. 湖沼堆積物の物理情報と堆積過程

堆積物の粒度等物理量に関する連続的資料は一般に湖底から堆積物コア試料として得られる。物理量自体から得られる情報には先に述べた粒度のように侵食力（降水量）を反映するものや含水比のように過去の過圧密（例えば湖底が陸化する）状態に関する情報を含むものもあり（Kashiwaya et al., 1991b）、他の情報（生物、化学等）とともに過去の環境復元に用いられることが多い（例えば、Horie, 1984）が、ここでは堆積物コア試料から得られる物理量を堆積過程の検討にも用いてみよう。

まず細粒物質が主として堆積している区間を想定してモデルを構成し、その堆積過程やそこから推定される年代値について考えてみる。湖沼中で細粒物質の流れを一次元とすれば、連続式は

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{1}{B(1-\lambda)} \frac{\partial Q_w}{\partial x} = 0 \quad (9)$$

となる。ここで z : 湖底堆積物の厚さ、 B : 水流の幅、 λ : 湖床の空隙率、 Q_w : 対象断面における細粒物質の流送量である。いまダム堆砂モデルを利用して

$$\frac{\partial Q_w}{\partial x} = -w_s \frac{A}{h} \frac{Q_w}{Q} \quad (10)$$

とする。但し、 w_s : 粒子の沈降速度、 A : 対象とする流れの領域の断面積、 Q : 断面の流送水量、 h : 水深である（芦田ほか, 1983）。またストークスの法則の成立を仮定すれば

$$W_s = \frac{\rho_s - \rho_w}{18\eta} g d^2 \quad (11)$$

となる。ここで、 ρ_s : 粒子密度、 ρ_w : 水の密度、 η : 粘性、 g : 重力の加速度、 d : 粒径である。さらに $B=A/h$ 、 η と g は一定、 $Q_w \propto Q$ (Wilson, 1973) とすれば、式(9)は

$$\frac{dz}{dt} - E \frac{\rho_s - \rho_w}{1-\lambda} d^2 = 0 \quad (12)$$

となる。ここで $E=cg/(18\mu)$ で c は比例係数 ($c=Q_w/Q$) である。ここから

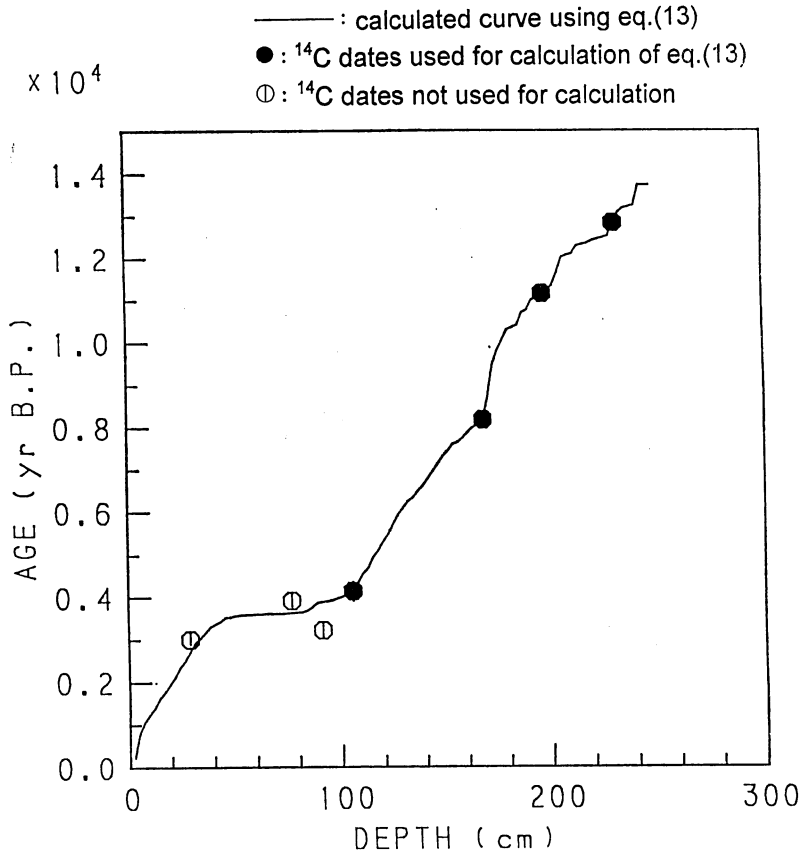


Fig. 6. Relationship between depth and age estimated by using eq. (13) (solid curve). Solid circles were used for the calculation (Kashiwaya et al., 1995b. Reprinted from EPSL with kind permission of Elsevier Science).

$$T = t_l - t_i = \int_{t_i}^{t_l} dt = \frac{1}{E} \int_{z_i}^{z_l} \frac{1-\lambda}{(\rho_s - \rho_w) d^2} dz \quad (13)$$

が導ける。但し、 t_i , t_l は時刻で、 z_i , z_l はそれぞれの時刻に対応した深さである。 ρ_s , ρ_w , d , λ は実測から得られる資料であるから ($\rho_s = \rho_s(z)$, $\rho_w = 1.0$, $d = d(z)$, $\lambda = \lambda(z)$)、任意の2点の年代が得られれば、 E を見積ることは可能である。 E が与えられれば任意の地点の年代が推定できることになる。Fig. 16 はいくつかの点で年代が得られている西藏高原部中央の湖から採取したコア試料に式(13)を適用し、実測年代と比較したものであるが近似的にはよい対応を示している (Kashiwaya et al., 1995b)。即ち、ここでの結果は細粒物質が主として沈積するような場所での堆積過程は第一似的に式(9)で表されることを意味している。

5. ま と め

地形は気圏・水圏と岩圏の接触面であり、地殻変動を反映していると同時に気圏・水圏からの作用にも反応を示している。例えば気候の変動は気温、風、降水量等の変化を通して地形環境にも大きな影響を及ぼしている。湿潤地帯であるわが国の侵食地形の変化にはとりわけ水文環境が大きな役割を果たす。風化層等の侵食可能な部分の大小を含めた地形構成材料の物性、局所的な地形特性、植生特性等の問題を考慮しなければならないので、降水特性に関わる侵食力が必ずしも侵食量に反映するわけではないが、脆弱な構造を有する地形の多いわが国では、侵食量に侵食力が反映している場合が多い。従ってこの場合には侵食量の大小の変化を適切に解析することにより侵食力の大小の経時変化を推定することが可能になる。

侵食された物質は斜面や河床に堆積したり、扇状地や三角州の形成に関与する他に下流の湖底や海底に堆積するものがある。侵食量が多い場合には一般に土砂流出量も大きく湖沼や海洋まで運搬される量も大きい。また流出土砂量の大小は一般に粒径の大小にも反映すると考えられているので湖底や海底に堆積した堆積物の粒度組成等にもその変化の痕跡を追跡することは可能である。さらに、堆積物の物理特性は堆積過程を反映しており適切なモデルを設定することにより湖底における物質の移動・堆積を検討できる。つまり湖底堆積物の物理量を媒介にして侵食力（気候変動）と地形そして堆積過程の関係を議論することが可能であることを示唆している。

引用文献

- 芦田和男・高橋 保・道上正規 (1983) 「河川の土砂災害と対策」: 森北出版, 260 p.
- Berger, A., Imbrie, J., Kukla, G., and Saltzman, B. (eds) (1984) *Milankovitch and climate—understanding the response to astronomical forcing*: Reidel, Dordrecht, 510 p.
- Dunne, T. (1994) Hydrogeomorphology—an introduction: *Trans. Japan. Geomorph. Union*, **15A**, 1-4.
- Horie, S. (1984) *Lake Biwa*: Dr. Junk Pub., Dordrecht, 654 p.
- Kashiwaya, K. (1986) A mathematical model of the erosional process of a mountain: *Trans. Japan. Geomorph. Union*, **7**, 69-77.
- Kashiwaya, K. (1987) Theoretical investigation of the time variation of drainage density: *Earth Surface Processes and Landforms*, **12**, 39-46.
- Kashiwaya, K. (1994) A quantitative expression for external force: *in* Kirkby, M. J., ed., *Process models and theoretical geomorphology*, John Wiley & Sons, Chichester, 39-46.
- Kashiwaya, K., and Okimura, T. (1990) Reconstruction of past erosional force from tree ring information around the Rokko mountains, Japan: *Quaternary Research*, **34**, 240-248.
- Kashiwaya, K., Okimura, T., and Kawatani, T. (1989) Tree ring information and characteristic rainfall for landslides in the Kobe district, Japan: *Earth Surface Processes and Landforms*, **14**, 63-71.
- Kashiwaya, K., Fukuyama, K., and Yamamoto, A. (1991a) Time variations in coarse materials from lake bottom sediments and secular paleoclimatic change: *Geophy. Res. Lett.*, **18**, 1245-1248.
- 柏谷健二・太井子宏和・川谷 健・沖村 孝 (1988) 六甲山系の湖沼堆積物の粒度組成の変動と崩壊環境: *地形*, **9**, 193-200.
- Kashiwaya, K., Okimura, T., Kawatani, T., Aoki, T., and Isozumi, Y. (1995a) Landslide envi-

- ronment and pond sediment information: *In* Slaymaker, O., ed., *Steepland Geomorphology*, John Wiley & Sons, Chichester, 63-71.
- Kashiwaya, K., Yasukawa, K., Yuan, B., Liu, J., Gu, Z., Cong, S., and Masuzawa, T. (1991b) Paleohydrological processes in Siling-co (Lake) in the Qing-Zang (Tibetan) Plateau based on the physical properties of its bottom sediments: *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1779-1781.
- Kashiwaya, K., Masuzawa, T., Morinaga, H., Yasukawa, K., Yuan, B., Liu, J., and Gu, Z. (1995b): Changes in hydrological conditions in the central Qing-Zang (Tibetan) Plateau inferred from lake bottom sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, **135**, 31-39.
- 町田 貞・井口正男・貝塚爽平・佐藤 正・榎根 勇・小野有五(編) (1981) 「地形学辞典」: 二宮書店, 767 p.
- Milankovitch, M. (1941) *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*: Koniglich Serbische Akademie, Bergrad, 633 p. (日本語訳, 柏谷健二・山本淳之・大村 誠・福山 薫・安成哲三 (1992) 「気候変動の天文学理論と氷河時代」: 古今書院, 610 p.)
- 奥西一夫 (1991) 地形変化過程と陸水循環過程の相互作用—水文地形学の中心課題へのアプローチ: 地形, **12**, 99-116.
- Richards, K. (1989) Fluvial geomorphology: *Progress in Physical Geography*, **13**, 435-456.
- Scheidegger, R. E. (1973) Hydrogeomorphology: *Jour. Hydrology*, **20**, 193-215.
- 高山茂美 (1981) 水文地形学への展望: 「地理学と地理教育」, 古今書院, 130-139.
- Willgoose, G., Bras, R. L., and Rodriguez-Iturbe, I. (1991) Results from a new model of river basin evolution: *Earth Surface Processes and Landforms*, **16**, 237-254.
- Willson, L. (1973) Seasonal sediment yield patterns of United States rivers: *Water Resource Research*, **8**, 1470-1479.
- 山本淳之・柏谷健二・福山 薫 (1984) 琵琶湖底 200 m ボーリングにみられる粒度組成の周期性, 地形, **5**, 345-352.
- Yamamoto, A., Kashiwaya, K., and Fukuyama, K. (1985) Periodic variations of grain size in Pleistocene sediments in Lake Biwa and earth-orbital cycles: *Geophysical Research Letters*, **12**, 585-588.
- Yamamoto, A. (1976) Paleoprecipitacional change estimated from the grain size variations in the 200-m long core from Lake Biwa: *Paleolimnology of Lake Biwa and Japanese Pleistocene*, **4**, 179-203.