

沿岸漂砂を考慮した海面上昇および地盤沈下による汀線変化の解析

ANALYSIS OF SHORELINE RESPONSE TO SEA LEVEL CHANGE
AND GROUND SUBSIDENCE

泉宮尊司*
Takashi IZUMIYA

(全文審査の上、受理。1994年 7 月 25 日)

ABSTRACT; A shoreline response model has been developed to evaluate shoreline recessions due to sea level change and ground subsidence on a coast with longshore sediment transport gradients. The governing equation for shoreline change has been obtained to be exactly integrated the conservation equation for sediment mass assuming that an equilibrium profile is maintained during sea level change. In the case of heterogeneous ground subsidence, the effect of the local longshore transport rate on the shoreline change was investigated through numerical computations of the analytical solution. It was found that the effect of longshore transport rate was more important especially in predicting long term beach responses.

KEYWORDS; shoreline change, sea level rise, ground subsidence, longshore sediment transport.

1. 緒 言

地球温暖化に関わる問題で最も重要視されているものは、海面上昇による海岸侵食と臨海低地の水没の問題である。それゆえ、地球温暖化に伴う海面上昇による汀線後退量を予測することは、国土保全の対策を講じる上で極めて重要であると考えられる。気候変動に関する政府間パネル(IPPC, WG1, 1990)によると、2100年までに30cmから110cmの海面上昇が生じると予測されている。これまで、海面上昇による汀線後退量の予測式は、Bruun(1962)、Dean(1991)および三村ら(1993)によって提案されている。しかしながら、これらの予測式には、沿岸漂砂の効果が考慮されておらず、海面上昇による海浜縦断地形の応答という2次元問題に限られており、沿岸漂砂が存在する現地の海岸への適用が許されるのかという疑問が生じていた。そこで本研究では、沿岸漂砂の効果を含む汀線変化の基礎式を提案し、簡単な条件の下で得られた解析解を用いて、海面上昇や地盤沈下による海岸線変化に対する沿岸漂砂の効果を調べることにする。さらに、汀線変化の予測式および計算例を通して得られた知見をもとに、海面上昇に対する有効な対策法についても考察を行う。

2. 沿岸漂砂を考慮した汀線変化の基礎式

海面上昇に伴う海岸汀線の後退量を初めて予測したのは、Bruun(1962)である。Bruunの考え方は図1に示すように(Dean, 1990)、海浜の平衡地形が海面上昇後も移動しながら維持されるものとし、移動による侵食土砂量と堆積土砂量が等しいものとして、汀線後退量 Δx_s を次式で予測できることを示した。

$$\Delta x_s = \frac{W}{h_i + h_o^*} S \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 h_i は海浜断面変化が生じる限界水深、 h_o^* はバームの高さ、 W は地形変化幅を表す。Bruunの方法では、底質の移動が岸沖に限られるものとして汀線後退量を導いているが、現地海岸においては沿岸漂砂が存在し、また侵食や堆積が進行している海浜も多くあるために、Bruun則がそのまま適用できるかどうか疑問が生じていた。そこで本研究では、現地海浜のように沿岸漂砂が存在する場合を想定し、海面上昇や地盤沈下による汀線変化の解析を、Bruunの方法を一般化して行うことにする。

本研究では、3次元海浜変形を前提として取り扱うことにする。まず全水深 $h(x, y, t)$ を海面上昇あるいは

* 新潟大学 Niigata University

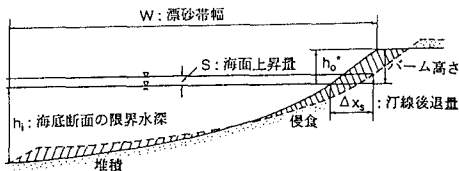


図 1 海面上昇による地形変化

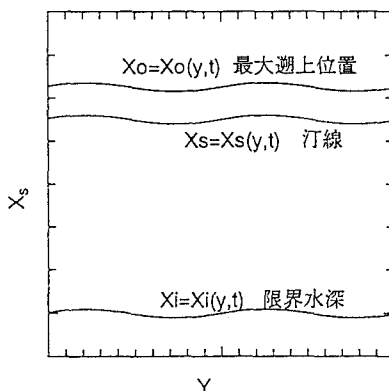


図 2 記号の定義

地盤沈下による寄与分 $S(y, t)$ と、漂砂によって変化する水深 $h_D(x, y, t)$ とに分けて考えることにする。ここで、 x は岸沖方向の座標を示し、 y は沿岸方向の座標、 t は時間を表す。なお、海面上昇あるいは地盤沈下の寄与分 $S(y, t)$ は、岸沖方向には一定で、沿岸方向と時間との関数とし、海面上昇を正、地盤沈下を正の値にとることにする。この時、全水深は $h = h_D + S$ と表される。ここで、漂砂による連続式を用いると、 h_D に関して次式が成立する。

$$\frac{\partial h_D}{\partial t} = \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \quad (2)$$

ここに、 q_x および q_y は岸沖および沿岸方向の単位幅当たりの間隙も含めた体積漂砂量である。式 (2) に、 $h_D = h - S$ なる関係を代入し、水深 h_D を消去すると、

$$\frac{\partial h}{\partial t} - \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \quad (3)$$

となる。ここで、海面上昇あるいは地盤沈下がない場合 ($S = 0$) には、一般的に用いられている漂砂の連続式となり、漂砂量ベクトル (q_x, q_y) の発散が 0 の時 ($\text{div} \vec{q} = 0$)、すなわち地形変化が生じない地点では、

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial S}{\partial t} \quad (4)$$

となり、海面上昇あるいは地盤沈下の変化に応じて水深が変化することを表している。

ここで、図 2 に示すように海底地形が変化し始める限界水深の位置を x_i 、汀線の位置を x_s 、波の最大遡上の位置を x_o とし、それぞれ沿岸方向の座標 y および時間 t の関数とする。式 (3) を $x_i(y, t)$ から $x_o(y, t)$ まで積分すると、各項はライプニッツの公式より次のようになる。

$$\int_{x_i}^{x_o} \frac{\partial h}{\partial t} dx = \frac{\partial}{\partial t} \int_{x_i}^{x_o} h dx - \frac{\partial x_o}{\partial t} h_{x=x_o} + \frac{\partial x_i}{\partial t} h_{x=x_i} \quad (5)$$

$$\int_{x_i}^{x_o} \frac{\partial S}{\partial t} dx = \frac{\partial}{\partial t} \int_{x_i}^{x_o} S dx - \frac{\partial x_o}{\partial t} S_{x=x_o} + \frac{\partial x_i}{\partial t} S_{x=x_i} \quad (6)$$

$$\int_{x_i}^{x_o} \frac{\partial q_x}{\partial x} dx = q_{x, x=x_o} - q_{x, x=x_i} = 0 \quad (7)$$

$$\int_{x_i}^{x_o} \frac{\partial q_y}{\partial y} dx = \frac{\partial}{\partial y} \int_{x_i}^{x_o} q_y dx - \frac{\partial x_o}{\partial y} q_{y, x=x_o} + \frac{\partial x_i}{\partial y} q_{y, x=x_i} = \frac{\partial}{\partial y} \int_{x_i}^{x_o} q_y dx = \frac{\partial Q}{\partial y} \quad (8)$$

ここに、限界水深の位置および最大遡上位置においては、岸沖漂砂量 q_x はほぼ 0 とみなしている。また、 Q_y は沿岸方向の全漂砂量で次式で表される。

$$Q_y = \int_{x_i}^{x_o} q_y dx \quad (9)$$

式 (5) から式 (8) までの関係を用いると、式 (3) の積分値は次式となる。

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{x_i}^{x_o} h dx - \frac{\partial}{\partial t} \int_{x_i}^{x_o} S dx - (h_o - S_o) \frac{\partial x_o}{\partial t} + (h_i - S_i) \frac{\partial x_i}{\partial t} = \frac{\partial Q_y}{\partial y} \dots\dots\dots (10)$$

ここに,

$$h_o = h_{x=x_o}, \quad S_o = S_{x=x_o}, \quad h_i = h_{x=x_i}, \quad S_i = S_{x=x_i} \dots\dots\dots (11)$$

である。

ここで、水深 h は Bruun に従って汀線からの距離の $2/3$ 乗に比例して変化するものとする。

$$h(x, y, t) = A(\varepsilon y, \varepsilon t)[x_s(y, t) - x]^{\frac{2}{3}} \dots\dots\dots (12)$$

海浜断面定数 A については、底質粒径および波浪条件に依存すると考えられるので、沿岸方向の座標 y および時間 t の緩やかな関数であると考えられる。上式において、 ε は微小なパラメタであり、 y および t に関する微分値は微小となるため、無視できるものとする。また、前浜部では図 1 に示すように、一様勾配で変化するものとする。この前浜の勾配 $\tan \beta$ も海浜断面定数 A と同様に沿岸方向の座標 y および時間 t の緩やかな関数とする。前浜部においては、地盤高 h は、

$$h(x, y, t) = -\tan \beta [x - x_s(y, t)] \dots\dots\dots (13)$$

となり、式(12) および (13) を式(10) に代入して積分を実行すると、次式が得られる。

$$(h_i - h_o) \frac{\partial x_s}{\partial t} - (x_o - x_i) \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial Q_y}{\partial y} \dots\dots\dots (14)$$

ここで、波の遡上域も含めた漂砂帯幅を W とし、最大遡上高さを h_o^* (正の値) とすると、

$$W = x_o - x_i, \quad h_o^* = -h_o \dots\dots\dots (15)$$

なる関係があるので、式(14) は最終的には次のようになる。

$$\frac{\partial x_s}{\partial t} - \frac{W}{h_i + h_o^*} \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{1}{h_i + h_o^*} \frac{\partial Q_y}{\partial y} \dots\dots\dots (16)$$

上式より、沿岸漂砂が存在しても沿岸方向に一様であれば汀線変化には寄与しないことが分かる。したがって、海面上昇に伴う汀線変化には、沿岸漂砂が空間的に変化している場合に影響することが分かる。式(16)において、汀線後退量 Δx_s を正とすると、 $x_s = x_{s,t=0} + \Delta x_s$ となるために、汀線後退量の時間変化は、

$$\frac{\partial \Delta x_s}{\partial t} = \frac{1}{h_i + h_o^*} \left[W \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} \right] \dots\dots\dots (17)$$

となる。上式は、現在海岸侵食が進行している場所、すなわち $\partial Q_y / \partial y > 0$ なる所では、海面上昇による汀線後退と同様な効果があることが分かる。また、現在堆積している海岸でも、海面上昇あるいは地盤沈下の速度によっては侵食に転じることも有り得ることを示している。その限界条件は、

$$W \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} \geq 0 \dots\dots\dots (18)$$

となることも容易に分かる。

沿岸漂砂が存在しないか、沿岸方向に全く一様である場合には、汀線変化量 Δx_s は、

$$\Delta x_s = \int_0^t \frac{W}{h_i + h_o^*} \frac{\partial S}{\partial t} dt = \frac{W}{h_i + h_o^*} S \dots\dots\dots (19)$$

となる。この結果は、Bruun(1962) によるものと同一であり、漂砂の連続式を用いた本手法は、Bruun の方法の拡張されたものと言える。いま、漂砂帯幅 W が 1000m、限界水深 h_i が 10m、バーム高さが 2m とすると、30cm の海面上昇で 25m 汀線が後退し、100cm の海面上昇が生じれば 83m 汀線が後退することになる。

ここで、沿岸漂砂の影響も考慮して汀線変化を求めるために、Pelnard・Considère(1954) にならって、one-line モデルを用いることにする。全沿岸漂砂量は、一般に波のエネルギー流束の沿岸方向成分にほぼ比例する関係にあり、次式のように表される(堀川, 1973)。

$$Q_y = \alpha E_B C_{gB} \sin \theta_B \cos \theta_B = (\alpha/2) E_B C_{gB} \sin 2\theta_B \dots\dots\dots (20)$$

ここに、 E_B および C_{gB} は碎波点における波のエネルギーおよび群速度、 θ_B は海岸線に対する碎波角を示し、 α は比例係数である。Savage(1962) によると、 $\alpha = 0.217 m^3 / tf$ であり、井島ら(1964) によれば $\alpha = 0.06 m^3 / tf$

である。全沿岸漂砂量は碎波点での入射角の関数として表されるので、海岸線に対する波の入射角 θ_B が小さく、波の特性が時間的に一定であれば、初期の汀線に対する入射角を θ_{B_0} とすると、全沿岸漂砂量 Q_y は、

$$Q_y = Q_{y, \theta_B = \theta_{B_0}} + \left(\frac{\partial Q}{\partial \theta_B} \right)_{\theta_B = \theta_{B_0}} (\theta_B - \theta_{B_0}) + \dots = Q_{y, 0} + \left(\frac{\partial Q}{\partial \theta_B} \right)_{\theta_{B_0}} \frac{\partial x_s}{\partial y} + \dots \quad (21)$$

と表される。この関係を式(16)に代入すると、

$$\frac{\partial x_s}{\partial t} - \frac{W}{h_i + h_o^*} \frac{\partial S}{\partial t} = K \frac{\partial^2 x_s}{\partial y^2}, \quad K = \frac{\alpha(EG_g)_B}{h_i + h_o^*} \quad (22)$$

を得る。上式を得るにあたっては、 $\cos 2\theta_B \cong 1$ なる関係を用いている。上式より海面上昇による項は、汀線変化に対して強制外力項のような働きをしていることが分かる。

3. 空間的に一様な海面上昇の場合

海面上昇は、地球規模で一様に上昇するのではなく、一般的には緯度や水温・気圧・海流の影響を受けて上昇の仕方が異なると言われている。宇多ら(1992)、村上・山田(1992)および柳・赤木(1993)らの調査によると、日本周辺の平均海面水位の変動は場所により異なることが示されている。しかしながら、変動のスケールが数100km以上であることや地殻変動および測定誤差の影響が完全には除去できていないことを考えると、10km程度以内の海浜の汀線変化を考える場合には、海面上昇は空間的には一様であると考えても差し支えないものと思われる。よって、ここでは空間的にはほぼ一様に海面上昇が生じる場合について解析する。

いま、海面上昇が時間のみの関数 $S = S(t)$ とすると、次式のように変数変換を行うと、

$$X = x_s - \frac{W}{h_i + h_o^*} S \quad (23)$$

式(22)は次のように書き換えることができる。

$$\frac{\partial X}{\partial t} = K \frac{\partial^2 X}{\partial y^2}, \quad K = \frac{\alpha(EG_g)_B}{h_i + h_o^*} \quad (24)$$

ここで、初期条件、 $t = 0$ において、

$$S(0) = 0, \quad X = x_s - W \frac{S(0)}{h_i + h_o^*} = x_s(y, 0) \quad (25)$$

で、 $X(\pm\infty, t) = 0$ なる境界条件のもとでは、式(24)の理論解は、

$$x_s(y, t) = \frac{W}{h_i + h_o^*} S + \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{-\frac{(y-\zeta)^2}{4Kt}}}{2\sqrt{\pi Kt}} x_s(\zeta, 0) d\zeta \quad (26)$$

となる。上式より海面上昇が空間的に一様な場合には、汀線の変化は右边第2項で表される現在進行中の変形に、海面上昇による海浜変形が一様に加わった形で生じることを示している。したがって、現在堆積傾向にある海岸(式(26)の右边第2項が負値)では海面上昇による海岸侵食が遅れて生じることになるが、式(26)の右边第1項の大きさが大きくなると、汀線の後退が始まるようになる。

4. 地盤沈下が沿岸方向に変化する場合

一般に地盤沈下は、地下水の過剰な汲み上げによって生じるために、揚水井戸の分布によって地盤沈下量も変化すると考えられる。図3は、新潟平野の1959年から1985までの26年間の地盤沈下量の分布(北陸農政局(1993)より作成)を示したものである。この図より、海岸部に地盤沈下が比較的集中している(最大約180cm)こと、および沿岸方向に一様ではなく片寄った地盤沈下が生じていることが分かる。したがって、地盤沈下による汀線の変化の解析を行うには、沿岸方向の変化を考慮しなければならないが、ここではその分布を単純化して与え、沈下スケールに対する沿岸漂砂の汀線後退量に与える効果を調べることにする。

いま、十分に遠方では地盤沈下がないものとする、すなわち $S(\pm\infty, t) = 0$ とすると、汀線変化は式(22)より次式で与えられる。

$$x_s(y, t) = \frac{W}{h_i + h_o^*} \int_0^t \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\partial S}{\partial \tau} \frac{e^{-\frac{(y-\zeta)^2}{4K(t-\tau)}}}{2\sqrt{\pi K(t-\tau)}} d\zeta d\tau \quad (27)$$

いま、地盤沈下量 $S(\zeta, \tau)$ を次式のようにモデル化する。

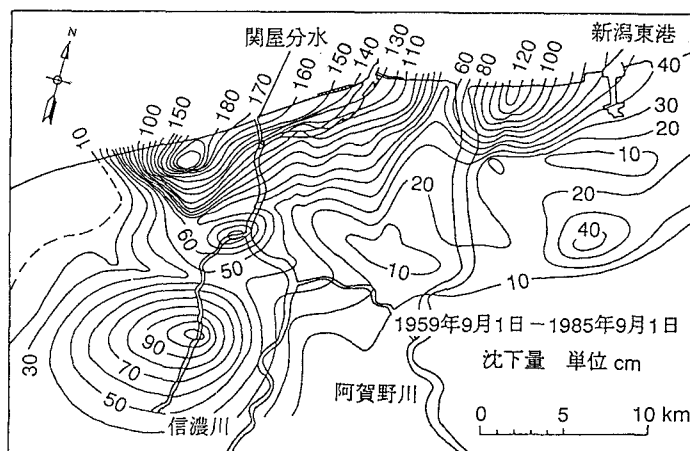


図 3 新潟平野における地盤沈下量 (1959-1985)

$$S(\zeta, \tau) = A e^{-\frac{(\zeta - \zeta_c)^2}{2\sigma^2}} (1 - e^{-\lambda\tau}) \quad (28)$$

ここに、 A は最終最大沈下量、 σ は地盤沈下の空間スケールを与えるパラメタであり、およそ 6σ が沈下域の長さを与える。 ζ_c は沈下が最大の位置を示し、 λ は沈下の時間定数である。式(28)の関係を式(27)に代入し、 ζ に関する積分を実行すると、次式を得る。

$$x_s = \frac{A\lambda W}{h_i + h_o^*} \int_0^t \frac{\sigma}{\sqrt{2K(t-\tau) + \sigma^2}} e^{-\frac{y^2}{4K(t-\tau)} \left[1 - \frac{\sigma^2}{\sigma^2 + 2K(t-\tau)} \right]} d\tau \quad (29)$$

上式より、地盤沈下および沿岸漂砂による汀線変化を、時間積分を行うだけで容易に算定することができる。

沿岸漂砂による汀線後退の状況の変化を調べるために、まず式(29)に含まれる各種パラメタの値を決定することにする。最終最大沈下量 A は、図 3 より 1.8m とする。地盤沈下の空間スケール σ については、現実の地盤沈下が非対象に生じているので、 $\sigma = 5.0\text{km}$ と $\sigma = 2.5\text{km}$ の 2 ケースとした。地盤沈下の時間定数 λ については、沈下の時系列より求めることにした。図 4 は、関屋、白山浦および牡丹山での 1958 年を基準にした地盤沈下量の変化(国土地理院のデータによる)を示したものである。図中の実曲線は、式(28)において、 $A = 1.8\text{ m}$ 、 $\sigma = 5\text{ km}$ 、 $\lambda = 0.0005\text{ day}^{-1}$ の時の計算沈下量を示している。いずれの地点においても、沈下の傾向は計算値と比較的よく一致していると言える。

海浜断面の限界水深は $h_i = 10\text{ m}$ とし、バームの高さは実測の平均値 $h_o^* = 2\text{ m}$ 、漂砂帯幅 $W = 1000\text{ m}$ を用いることにした。新潟海岸における年平均の波のエネルギーは、高橋ら(1989)によると、 9 kW/m であり、これを工学単位に変換すると、 0.918 tf/s となる。沿岸漂砂量の比例係数 α に Savage(1962) の公式($\alpha = 0.22\text{ m}^3/\text{tf}$)を用いると、拡散係数 K は $1454\text{ m}^2/\text{day}$ となり、井島ら(1964)の公式($\alpha = 0.06\text{ m}^3/\text{tf}$)を用いると、 $396\text{ m}^2/\text{day}$ となる。いずれの公式が精度がよいかは明確には分かっていないので、計算においては両方の値を用いて、沿岸漂砂の効果を調べることにした。

図 5 は、新潟平野における地盤沈下の生じている範囲を 30km と考えて、 $A = 1.8\text{m}$ 、 $\sigma = 5.0\text{km}$ 、 $\lambda = 0.0005\text{ day}^{-1}$ として、地盤沈下量の分布を示したものである。この図より、地盤沈下の範囲が $\pm 15\text{km}$ の範囲に生じていること、および 5 年後には最大 1m 以上沈下していることが分かる。このような地盤沈下が生じた場合、沿岸漂砂が生じないものとして、式(19)によって汀線後退量を見積もることができる。その結果を図 6 に示す。この図において、初期の汀線の位置を $X_s = 0.0\text{m}$ としているので、汀線の位置がそのまま汀線後退量となっている。上述のように、 $h_i = 10\text{m}$ 、 $h_o^* = 2\text{m}$ 、 $W = 1000\text{m}$ とすると、1 m の地盤沈下で約 83.3m 汀線が後退するので、5 年後には 80m 以上の汀線後退が生じている。

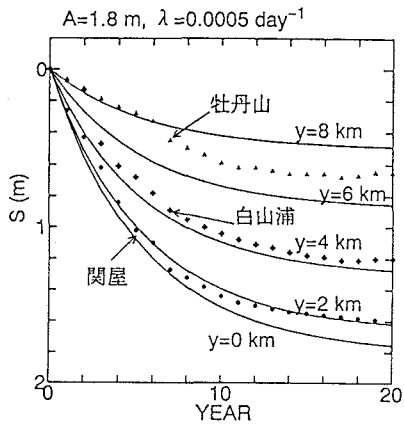


図 4 1958 年を基準とした地盤沈下の変化

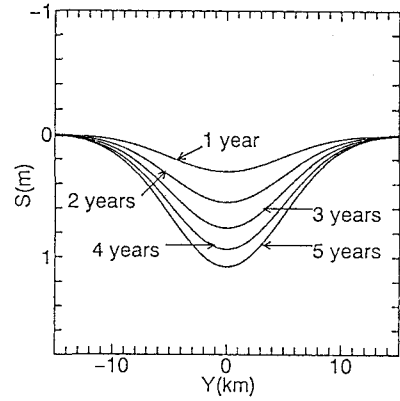


図 5 地盤沈下の分布 ($\sigma = 5.0$ km)

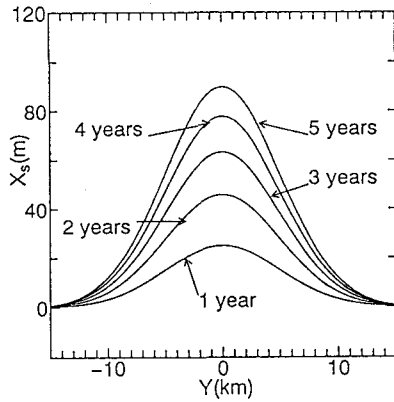


図 6 沿岸漂砂がない場合の汀線変化

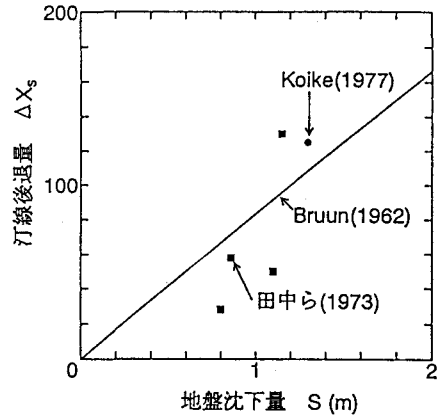


図 7 汀線後退量の実測値と Bruun 則との比較

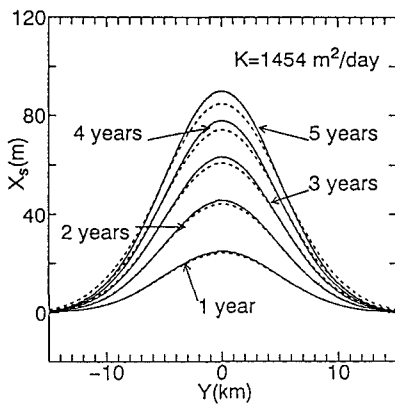


図 8 沿岸漂砂を考慮した場合の汀線変化 (1)

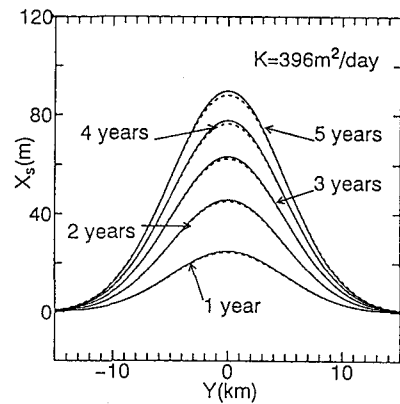


図 9 沿岸漂砂を考慮した場合の汀線変化 (2)

ここで、Bruun 則の適合度を調べるために、地形図を用いて汀線変化を調べた Koike(1977) のデータ (1911 年から 1968 年)、および航空写真を用いて解析した田中ら (1973) のデータ (1947 年から 1965 年) と地盤沈下量 (1954 年からの沈下量) をプロットしたのが、図 7 である。この図の実線は、Bruun 則による汀線後退量を示している。この図より、Bruun 則による予測値とオーダ的には一致していることがおよそ認められるが、現地海岸では地盤沈下だけではなく、信濃川からの供給土砂量の減少や、新潟西港の防波堤および護岸による沿岸漂砂の減少も考えられるので、正確な判定を下すことはできない。そこで本研究では、理想化された条件、すなわち構造物が存在しないものとして、不等地盤沈下に伴う沿岸漂砂の効果について調べることにする。

図 8 および図 9 は、それぞれ沿岸漂砂量公式に Savage(1962) を用いた場合 ($K = 1454 \text{ m}^2/\text{day}$)、および井島ら (1964) の関係式を用いた場合 ($K = 396 \text{ m}^2/\text{day}$) の汀線変化を破線で示している。Bruun 則による汀線後退量は、実曲線で示している。いずれの場合においても、地盤沈下の範囲が広く、しかも沈下速度も 5 年間までは速いので、沿岸漂砂の寄与度は小さいようである。しかし、詳しく見ると沈下の最大地点では、Bruun 則よりやや前進しており、沈下の小さい両側ではわずかながら後退していることが分かる。

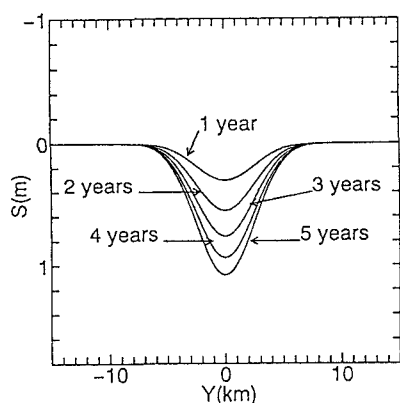


図 10 $\sigma = 2.5 \text{ km}$ の時の地盤沈下の分布

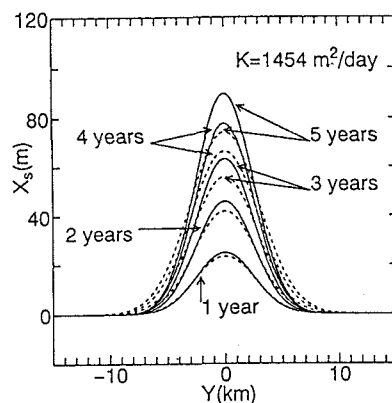


図 11 沿岸漂砂を考慮した場合の汀線変化 (3)

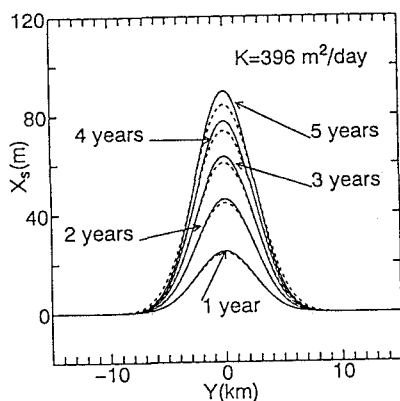


図 12 沿岸漂砂を考慮した場合の汀線変化 (4)

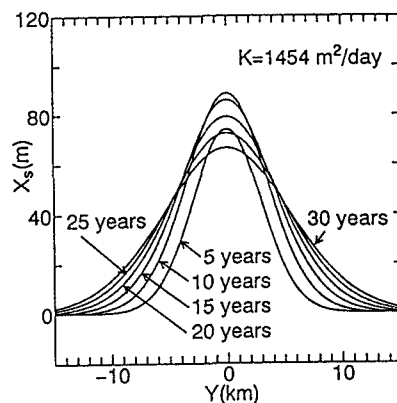


図 13 30 年後までの汀線変化

図3の地盤沈下図において、地盤沈下の最大地点より左側では、沈下の空間スケールも小さく沿岸漂砂の効果もやや大きく現れるものと推測される。図10は、 $A = 2m$ 、 $\sigma = 2.5km$ および $\lambda = 0.0005day^{-1}$ とした場合の地盤沈下の分布を示したものである。このような地盤沈下が発生した時の汀線変化を予測したものが、図11および図12である。これらの図より、汀線後退に対する沿岸漂砂の効果は、前のケースよりもBruun則との違いがより明確に現れていることが分かる。図13は、 $K = 1454m^2/day$ とした時の5年から30年後までの汀線変化を示したものである。この図に示されているように、長期間経つと地盤沈下の最大地点では汀線の前進が始まり、逆に地盤沈下が殆ど存在していない海岸において、侵食していく様子が伺える。したがって、沿岸漂砂により汀線後退の最大値は減少するが、侵食に転じる海岸線の長さが長くなることが言える。

5. 結 論

本研究では、海面上昇および地盤沈下による汀線変化を予測するために、漂砂の連続式を用いて沿岸漂砂をも考慮した汀線変化の基礎式を得た。新潟平野で生じた地盤沈下を対象に、時間および空間のスケールを決定し、比較的単純化された条件の下に汀線変化等の予測を行った。その結果、以下の事柄が明かとなった。

(1) 海面上昇および地盤沈下後もBruun則に従って海底地形が変化し、前浜も一様勾配で変化するものと仮定し、漂砂の連続式を厳密に積分することによって、沿岸漂砂を考慮した汀線変化の予測式を得た。この予測式によれば、沿岸漂砂が存在しない場合には、Bruunによる予測式に一致し、沿岸漂砂が存在しても、それが空間的に一様であればその影響は無視することができることが分かった。

(2) 地球温暖化による海面上昇と地盤沈下による相対的な海面の上昇との違いは、前者は数10km程度の空間スケールでは一様と見なせるのに対して、後者は新潟平野に見られるように、沿岸方向に有意に変化しているために、汀線後退量も沿岸方向に変化し、沿岸漂砂による汀線変化の影響も受けることになる。海面上昇については、現在堆積が進行している海岸でも、海面上昇速度と沿岸漂砂量の沿岸方向の勾配の大きさによっては侵食に転じることが明かとなった。

(3) 新潟平野の地盤沈下を例にとり、2種類の空間スケールについて、汀線後退に対する沿岸漂砂の影響を調べた。その結果、沈下が始まって5年間までは沈下の速度が速く、沿岸漂砂の効果はそれほど大きくなかった。しかしながら、30年後までの計算では沿岸漂砂の影響が現れ、くぼ地が回復傾向にある反面、地盤沈下が殆ど生じていなかった周辺の海岸部で侵食が始まることが明かとなった。なお、現在も関屋分水から新川河口にかけての海岸線が窪んだ地形になっているが、地盤沈下が収まった現在でも、沿岸漂砂による海浜地形の応答が進行中であり、今後は地盤沈下の少なかった南西部の海岸が侵食される危険性があると考えられる。

(4) 海面上昇と地盤沈下による海岸侵食の大きな違いは、前者は空間および時間スケールともにかなり大きく、上昇速度が極めて遅いのに対して、後者は空間および時間的にもほぼ有限であるが沈下速度が海浜の応答に対してより速いために、周辺海岸からの土砂供給が間に合わず、海岸侵食が急激に進行することである。したがって、海面上昇による海岸侵食の対策としては、ダム湖に堆積した土砂を人為的に排砂するなど、河川からの供給土砂を増すことも時間スケールから考えて有効な対策となり得る。

(5) 新潟平野をはじめとして東京湾および大阪湾沿岸や濃尾平野では、2100年までに起きるとされている約65cmの海面上昇の3倍以上もの地盤沈下が生じている。新潟平野では、地盤沈下量の約80倍もの汀線変化が生じ、都市圏沿岸では高潮防波堤の相対的沈下や前面水深の増大によって、災害ポテンシャルが高まる恐れがある。したがって、これらの地域では海面上昇に対する対策として、まず地盤沈下対策が第一に重要であり、地下水揚水規制等の強化およびより広域的な規制を計る必要があると考えられる。

最後に本研究は、平成5年度文部省科学研究費総合(A)(代表者：東京大学渡辺 晃教授)の補助を受けたこと、および茨城大学工学部都市システム工学科の三村信男助教授との議論が発端となりこの研究を始めたことを付記し、感謝いたします。

参考文献

- 1) Bruun,P.(1962): Sea-level rise as a cause of shore erosion, J. Waterways and Harbors Div., ASCE, WW1, pp.117-130.
- 2) Dean,R.G.(1990): Beach response to sea level change, In The Sea, Ed. by Le Mehaute and M. Hanes, pp.869-887.
- 3) Dean,R.G.(1991): Equilibrium beach profiles: characteristics and applications, J. Coastal Research, Vol.7, pp.53-84.
- 4) IPCC WG1(1990): Climate Change - The IPCC Scientific Assessment, Cambridge University Press, 365p.
- 5) Koike, K.(1977): The recent change of sandy shorelines in Japan, Komazawa Geography, No.13, pp.1-16.
- 6) Pelnard-Considere, R.(1954): Essai de theorie de levolution de formes de rivages en plages de sable et de galets, IVeme Journees de l'Hydraulique, pp.289-298.
- 7) Savage, R.P.(1962): Laboratory determination of littoral transport rates, Proc. of ASCE, No.WW2, pp.69-92.
- 8) 井島武士・佐藤昭二・田中則男(1964): 鹿島港の漂砂について, 第11回海岸工学講演会論文集, pp.125-130.
- 9) 宇多高明・伊藤弘幸・大谷靖郎(1992): 日本沿岸における1955年以降の海水準変動, 海岸工学論文集, Vol.39, pp.1021-1025.
- 10) 高橋重雄・安達 崇(1989): 日本周辺の波パワーとその利用に関する一考察, 海岸工学論文集, Vol.36, pp.874-878.
- 11) 田中則男・小笹博昭・小笠原昭(1973): 海浜変形調査資料(第1報) - 航空写真による汀線変化の解析(東日本編) -, 運輸省港湾技研資料, No.163, p.95.
- 12) 北陸農政局(1993): 新潟地盤沈下調査地域 水準測量成果表, 信濃川水系土地改良調査管理事務所, 177 p.
- 13) 堀川清司(1973): 海岸工学 - 海洋工学への序説 -, 東京大学出版会, 330 p.
- 14) 三村信男・幾世橋慎・井上馨子(1993): 砂浜に対する海面上昇の影響評価, 海岸工学論文集, Vol.40, pp.1046-1050.
- 15) 村上和男・山田邦明(1992): 我国沿岸の海面水位の長期変動の特性とその要因, 海岸工学論文集, Vol.39, pp.1026-1030.
- 16) 柳哲雄・赤木竜也(1993): 日本周辺の平均海面水位変動, 海の研究, Vol.2, No.6, pp.423-430.