



# 海洋環境放射能による長期的地球規模 リスク評価モデル(LAMER) - 広域拡散モデルの開発と検証 -

中野 政尚

東海事業所 放射線安全部

Long Term Assessment Model of Radionuclides in the Oceans (LAMER)  
- Development and Validation of the Diffusion Model in Global Oceans -

Masanao NAKANO

Radiation Protection Division, Tokai Works

核燃料サイクル施設からの放射性物質の拡散等によるリスクを定量化するため、海洋環境放射能による長期的地球規模リスク評価モデル(LAMER)を開発している。LAMERの一部として、移流拡散モデル、スキャベンジングモデルを含む海洋大循環モデルを海洋における<sup>137</sup>Csと<sup>239,240</sup>Puの分布のモデル化に使用した。海水中<sup>137</sup>Cs鉛直分布を大気圏核実験のフォールアウトデータを用いて計算し、その結果を1960年代から90年代にかけて採取測定された100地点以上の観測値と比較し、最適な水平・鉛直拡散係数を見出した。それぞれ $1.3 \times 10^8 \text{ cm}^2/\text{s}$ 、 $0.3 \text{ cm}^2/\text{s}$ の数値を用いることにより、<sup>239,240</sup>Puの海水中鉛直分布や海底土の分布についても観測値をよく再現できた。

*To quantify the risk of radionuclides from nuclear cycle facilities, a Long term Assessment Model of Radionuclides in the Oceans (LAMER) was developed. As a part of LAMER, an Oceanic General Circulation Model (OGCM) including a plutonium scavenging model as well as an advection diffusion model was developed for modeling the distribution of <sup>137</sup>Cs and <sup>239,240</sup>Pu in the Ocean. Calculations of <sup>137</sup>Cs in seawater profiles were performed using global fallout data from previous atmospheric nuclear tests. The results were then compared with experimental data obtained from the sixties to the nineties at over 100 sites in order to verify the model and to identify optimum horizontal and vertical diffusion coefficients. Using the values of  $1.3 \times 10^8 \text{ cm}^2/\text{s}$  and  $0.3 \text{ cm}^2/\text{s}$  for the horizontal and vertical diffusion coefficients, the calculated vertical profiles and inventories of <sup>239,240</sup>Pu in seawater and sediment also showed reasonable agreement with the experimental results.*

## キーワード

海洋大循環モデル, 移流拡散モデル, ランダム過程, 拡散係数, スキャベンジングモデル, 海水中鉛直分布, 海底土, セシウム137, プルトニウム239, 240

*Oceanic General Circulation Model, Advection Diffusion Model, Random Processes, Diffusion Coefficients, Scavenging Model, Vertical Profile in Seawater, Sediment, Cesium 137, Plutonium 239, 240*

## 1. はじめに

原子力施設、放射性物質輸送船事故等からの海洋放出による放射性物質についての拡散研究は施設からのリスク評価及び将来の地球環境の保護に

対する関心の高さから重要度が増している。また、計算機の発展に伴い、海洋学の分野で海洋大循環モデルなどのコンピュータ計算手法が大きく進歩してきた。そのため、海洋学で得られた知見を放射性物質の海洋拡散に応用し、広域における長期的な拡散評価手法の開発は核燃料サイクルに伴う地球規模でのリスク評価に役立つものと思われる。

これまでに、セラフィールドやラアーグ再処理工場からの認可された海洋放出に対する放射性物質の拡散や、放射性廃棄物投棄地点からの放出、ムルロアの地下核実験場からの南太平洋への放



中野 政尚

環境監視課所属  
観測チームリーダー  
副主任研究員  
再処理施設周辺環境モニタリング業務及び拡散評価手法の開発業務に従事

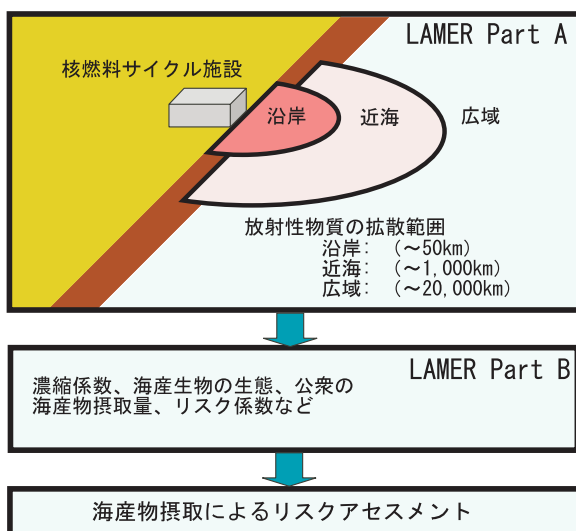
出,あるいは北極海周辺で沈没した原子力船,原子力潜水艦からの放出による拡散及びリスク評価がモデル化されてきた。

しかしながら,放射性物質の長期的な地球規模での拡散がモデル化され,評価された例はない。そのため,海洋環境放射能による長期的地球規模リスク評価モデル(Long term Assessment Model of Radionuclides in the Oceans; LAMER「ラ・メール」: 仏語で海を意味する。)を構築中である。本稿ではLAMERの一部となる広域モデルを作成し,大気圏核実験による降下物中<sup>137</sup>Cs及び<sup>239,240</sup>Puデータから計算した海水・海底土中放射性物質濃度とそれに対応する実測値を用いて検証した。

## 2. モデル

### 2.1 概略

核燃料サイクル施設からのリスク評価に資するため,海洋環境放射能による長期的地球規模リスク評価モデル(LAMER)を開発している。LAMERの概念図を図1に示す。数時間~数十年の海洋拡散挙動を計算するPart Aと濃縮係数,海産生物生態,海産生物摂取量,リスク係数等を考慮し,各国における海産生物摂取によるリスクを評価するPart Bからなる。さらにPart Aは沿岸場,近海場,広域場の3種類があり,沿岸場 近海場 広域場の順にリンクしていく構成となっている。沿岸から放出された放射性物質は吹送流,密



海洋環境放射能による長期的地球規模リスク評価モデル。Long-term Assessment Model of Radionuclides

図1 海洋環境放射能による長期的地球規模リスク評価モデル(LAMER)の概念図

度流,潮流が支配する沿岸場で移流拡散し,近海場へ移行する。近海場ではローカルで季節変化が大きい気象場,水温場に支配される恒流によって移流拡散し,広域場へ移行する。広域場では海洋大循環モデルで計算された流動場によって移流拡散する。なお,いずれもPuのような沈降性の高い物質の場合には,後述のスキヤベンジングモデルを用いて,鉛直下方への移行を評価するものとする。

本報告はLAMER Part Aの広域場に関するモデルの開発と検証に関するものである。

### 2.2 海洋大循環モデル

海洋大循環モデルには種々のモデルが発表されている。一般に水温,塩分を解析的に解く予報モデルでは,海洋表面上での蒸発や降水量の見積り,陸域河川からの淡水流入等これらの境界条件を厳密に決定することが困難であり,そのため水温,塩分が実測値から大きくかけ離れ,正しくない見かけ上の流動を生み出すことがある。しかしながら,Fujio and Imasato<sup>1)</sup>が開発した診断モデルはこれらの困難を回避するため,密度場を決定する水温,塩分に関しては予報せずに観測値を用いる。この観測値から得られた密度場のもとで運動方程式を数値的に解く手法を用いている。このように診断モデルを用いれば,比較的少ない計算量で三次元流速場を定量的に求めることができる。診断モデルの基礎方程式は以下のように記述される。

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + (\mathbf{u} \cdot \nabla) \mathbf{u} + w \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial z} + f_c \mathbf{k} \times \mathbf{u} = -\frac{1}{\rho_0} \nabla P + A_H \nabla^2 \mathbf{u} + A_V \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial z^2} + \text{minor terms} \quad (1)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{u} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + (\mathbf{u} \cdot \nabla) \theta + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = K_H \nabla^2 \theta + K_V \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} + \gamma(\theta^* - \theta) \quad (4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + (\mathbf{u} \cdot \nabla) S + w \frac{\partial S}{\partial z} = K_H \nabla^2 S + K_V \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + \gamma(S^* - S) \quad (5)$$

$$\rho = F(\theta, S, P) \quad (6)$$

(1),(2)式は海水の運動方程式であり,  $\mathbf{u}$  は水平流速ベクトル,  $\nabla$  は水平勾配演算子,  $w$  は鉛直流速,  $f_c$  はコリオリ係数,  $\mathbf{k}$  は風応力,  $\rho_0$  は(海

面における)海水密度である。Pは圧力,  $A_H, A_V$ は水平,鉛直粘性係数,  $g$ は重力加速度である。マイナータームは球面座標系を採用していることに起因する慣性項と拡散項を表す。(3)式は質量保存式,(4),(5)式はそれぞれポテンシャル水温,塩分の拡散方程式であり,  $(*)$ はポテンシャル水温(の観測値),  $S^*$ は塩分(の観測値),  $K_H, K_V$ はそれぞれ水平,鉛直拡散係数,  $\tau$ は観測値の復元時間の逆数である。(6)式は海水の密度を計算するための国際状態方程式(EOS80)である。

頑丈な診断モデルの特徴は(4),(5)式にある。蒸発や降水,淡水流入などが無い仮想的な状態を考えると,方程式から導いたポテンシャル水温(同様に塩分S)は観測値  $*$ に等しくなる。しかしながら,現実には蒸発や降水,淡水流入などモデルに考慮していない種々の現象の影響を受ける水温場は,仮想的状態での方程式から導いた水温場とは異なる。同時に流れ場についても非現実的な流れとなる。このような現象を軽減するため,観測値  $*$ を係数  $\tau$ で方程式に還元し,非現実的な流れを軽減する。

このモデルでは,北極海を除く現実の海洋地形を南緯79度から北緯75度の間で模擬し,海洋地形を水平方向に2度,鉛直方向に15層の格子に分割した。Levitus94の年平均水温・塩分データ<sup>2)</sup>とECMWFの風応力データ<sup>3)</sup>を用いて,年平均流速場を診断的に計算した。

### 2.3 移流拡散モデル

移流拡散過程のモデル化には大きく分けて差分法とラグランジェ(ランダムウォーク)法がある。前者は計算時間的に有利であるものの,直感的な拡散過程がイメージできない,拡散履歴を追跡することができない,格子サイズによる擬似的な拡散が起こる,異なる格子サイズ間の移流拡散の取扱が難しいなど種々の問題点がある。そのため比較的計算時間を必要とするものの,上記問題点はラグランジェ(ランダムウォーク)法を用いることにより解決できる。

$x(t)$ を時刻tにおける位置ベクトルとし, $u(x)$ は位置xにおける3次元速度ベクトルとすると粒子の移流は(7),(8)式のように表現できる。

$$\frac{dx}{dt} = u(x) \quad (7)$$

$$x = x_0 \quad \text{at } t = 0 \quad (8)$$

また,海水中での放射性物質の拡散による時間dtの間の移動距離dLは(9)式のように表現できる。

$$dL = R\sqrt{24Kdt} \quad (9)$$

ここでKは(水平( $K_H$ )/鉛直( $K_V$ ))拡散係数,Rは一様乱数(-0.5から0.5)である。

(9)式において,X方向ではdLが正の時は東,負の時は西向きの移動量である。同様にY方向ではdLが正の時は北,負の時は南,Z方向ではdLが正の時は下,負の時は上向きの移動量となる。移流拡散の計算ステップ(dt)は10日としたが粒子が1格子以上動いてしまう場合や,上陸してしまう場合は適宜計算ステップを短くしている。

また,海洋の表面は風,波による攪拌作用や,秋から冬にかけての表面海水の冷却によって起こる対流現象などのため,表面近くの海水は良く混合され,水温,塩分などがほぼ一樣であることが知られている<sup>4)</sup>。このような現象がおこる領域は混合層と呼ばれている。低・中緯度では比較的浅いが,高緯度では冬季の対流は深くまで及び,中層水や深層水,低層水を形成する。混合層の厚さは季節によって変化するが,本移流拡散モデルにおいては,水温塩分の値としては年平均しか用いていないこと,及び計算対象期間が10年以上と長いことから,一年を通して一定の混合層厚さを用いることとした。

### 2.4 スキャベンジングモデル

核燃料サイクル施設からの液体Pu廃棄物の長期的かつ世界的な環境評価を行うための3次元Puモデルの要件としては,

Kd(分配定数)を使った平衡を仮定したモデルよりも反応速度定数を使ったモデルであること

Puに関する反応速度定数が明確になっていること

三次元モデルに組み込むため,複雑すぎることなく,計算時間をあまり必要としないことが挙げられる。

このような観点から,Perianez<sup>5)</sup>の一次元Puスキャベンジングモデル(可逆交換モデル)が上記条件に合致するため妥当であると判断し,若干の改良を加えた上で本モデルに適用した。



改良の第一点目として、Puのスカベンジングは化学的な作用というよりも、むしろ生物的な作用と考えられているので、有光層の概念を吸着速度に取り入れた。生物生産には光と栄養塩(Puも栄養塩の一種と考えられる)が必要であるため、主に表層で行われている。有光層(植物プランクトン、海草などが光合成で生きていけるだけの光エネルギーの透入している部分で、経験的に表層光度の1%が到達する深さといわれている。)の厚さは、清澄な外洋で水深120mくらいである<sup>4)</sup>。海洋では海面から透入する太陽光エネルギーが深さとともに急速に減衰し、透明な水域でも水深150mでは、植物は光合成での生産活動が光不足で十分にはできなくなる。したがって海洋でのPuの取り込みを伴う生産活動は海面下100m程度の層で集中的に進められていると考えられる。リービッヒの最小律によると、生物生産の収量は栄養塩類濃度の最も低いものによって規定される。光を栄養塩の一つと考えれば、光の強さで生物生産(Puの取り込み)は規定される事になる。よって海面での吸着速度(=光)の強さを1とすると水深100mにおいて、吸着速度(=光)が0.01の強さとなるような指数関数を用いた。

第二に粒子態になって降下していく途中には分解されない粒子が存在することが考えられるため、急速沈降粒子の概念を取り入れた。これは例えば糞塊(ふんかい)であるが、カイアシ類、オキアミ類、あるいは毛顎類などでは糞はキチン様物質で構成された透明な薄膜に包まれているために糞塊は容易に水中で分解せず速やかに沈降することが知られている。

Livingston et al.<sup>6)</sup>は、「粒子態のうち1%程度は海底まで分解せずに運ばれる。」としている。そのため、急速沈降粒子割合(f)は0.01と定めた。本モデルで使用した急速沈降粒子を考慮した可逆交換モデルを式(10)~(12)及び図2に示す。

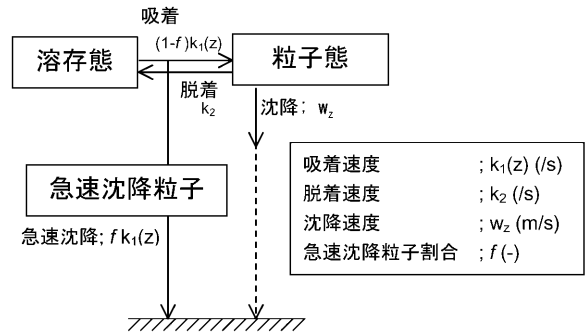


図2 簡略化されたプルトニウムスカベンジングモデル

$$\frac{\partial C_d}{\partial t} = -k_1(z)C_d + k_2C_s \tag{10}$$

$$\frac{\partial C_s}{\partial t} = (1-f)k_1(z)C_d - k_2C_s - \frac{\partial}{\partial z}(w_2C_s) \tag{11}$$

$$\frac{\partial A_s}{\partial t} = \int_{surface}^{bottom} f k_1(z) C_d dz + w_2 C_s^* \tag{12}$$

また、使用したパラメータを表1に示す。ここで $C_d$ 、 $C_s$ は、それぞれ海水中の溶存態、粒子態放射性核種濃度、 $A_s$ は単位面積あたりの海底土中放射性核種濃度である。また、\*は海底直上の層を意味する。その他記号は前述のとおりである。

### 3. 検証のための入力条件設定

#### 3.1 大気圏核実験からの<sup>137</sup>Cs降下量

大気圏内核実験は地表や上空で行われ、生成した核分裂片は爆発の場所(高度、緯度)によって局地に、地域にあるいは地球規模の環境に注入された<sup>7)</sup>。

UNSCEAR報告書<sup>7)</sup>には、地球規模で成層圏・対流圏に分布し、地表に降下した<sup>137</sup>Csのグローバル成分年間降下量が1945年から示されている。このデータは陸上で採取されたフォールアウトの測定から推定されている。<sup>137</sup>Csの海洋への年間降下量を図3に示す。緯度毎の降下量分布について

表1 プルトニウムスカベンジングモデルに使用したパラメータ

記号	名称	数値	単位	出典
$k(z)$	吸着速度 ( $0 < z < 100$ )	$1.16 \times 10^{-6} e^{-0.046z}$	/s	Perianez <sup>5)</sup> を改良
$k(z)$	吸着速度 ( $z \geq 100$ )	$1.16 \times 10^{-8}$	/s	"
$k_2$	脱着速度	$1.16 \times 10^{-5}$	/s	Perianez <sup>5)</sup>
$Wz$	沈降速度	0.1	cm/s	"
$f$	急速沈降粒子割合	0.01	-	Livingston et al. <sup>6)</sup>

z : 海表面からの深度(m)

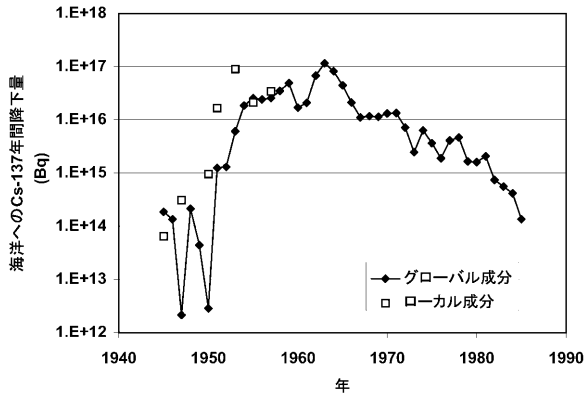


図3 UNSCEAR<sup>7)</sup>から推定した海洋への<sup>137</sup>Cs年間降水量(グローバル成分とローカル成分)

は、フォールアウト中の<sup>137</sup>Cs/<sup>90</sup>Sr比はほぼ一定であるという仮定の元、UNSCEAR報告書<sup>7)</sup>に掲載されている<sup>90</sup>Srの測定値に基づく降水量の緯度分布を用いて<sup>137</sup>Csの降水量の緯度分布を決定した。

また、核実験の黎明期でクローズインフォールアウトが多いピキニ・エニウェトクサイト周辺においては、ローカル成分と称して局地及び地域における収量を降水量として与えた。UNSCEAR報告書には全ての大気圏内核実験について、局地及び地域成分、対流圏成分、成層圏成分についての核分裂収率データが示されている。年間降水量は当該年のピキニ・エニウェトクサイトで行われた核実験のローカル成分を積分することで算出した。1 Mt(TNT換算、以下同じ)=3.9PBq(<sup>90</sup>Sr)、<sup>137</sup>Cs/<sup>90</sup>Sr=1.52 (UNSCEAR報告書<sup>7)</sup>)の関係を用いてMt単位から<sup>137</sup>Cs単位に換算した。ローカル成分の<sup>137</sup>Cs年間降水量を図3に示す。

なお、ピキニ・エニウェトクサイトのローカル成分の総量は全世界29Mtのうち28Mtを占めており、他地域においてのクローズインフォールアウトは考慮しなくてもよいと考えた。また、ローカル成分の分布を正確に計算するためには、各核実験時の風向、風速、大気安定度等の気象データが必要であるが、核実験ごとに取得することは困難(ピキニサイトで21回、エニウェトクサイトで40回)であるため、ピキニ環礁を中心に2次元正規分布で分散したものと仮定した。なお、は東西方向、南北方向ともに4度と仮定した。

### 3.2 大気圏核実験からの<sup>239,240</sup>Pu降水量

UNSCEAR報告書<sup>7)</sup>によると、核実験を行い<sup>90</sup>Sr

が放出されてから地表面、海表面に沈着するまでの期間における物理的崩壊による減少分は2~3%程度であり、滞留時間は約1.1~1.3年と見積もられている。このことから<sup>137</sup>Csと<sup>239,240</sup>Puの物理的・化学的性質の違いからの年間降水量分布への影響はそれほど大きくないと考えられる。よって、<sup>90</sup>Sr、<sup>137</sup>Cs、<sup>239,240</sup>Puの大気圏における挙動(年間降水量の経年変化、緯度別の降水量分布等)は同じであると仮定した。

グローバル成分については、UNSCEAR報告書<sup>7)</sup>に記されている<sup>239,240</sup>Puの全地球放出量10.87PBqを<sup>137</sup>Cs経年トレンドで分配した。<sup>239,240</sup>Puの海洋への年間降水量を図4に示す。緯度分布については<sup>137</sup>Csと同様の考え方で<sup>90</sup>Srの緯度分布を用いて<sup>239,240</sup>Puの緯度分布を決定した。

ローカル成分については、Simon et al.<sup>8)</sup>のマーシャル諸島での表土中<sup>239,240</sup>Pu濃度測定結果より推定した。各島々で採取された表土の<sup>239,240</sup>Puのデータのうち、ローカルな<sup>239,240</sup>Puの影響と見られるのは1Bq/kg以上と仮定して、島の平均で1Bq/kg以上の地点における<sup>239,240</sup>Puインベントリ(Bq/m<sup>2</sup>)をピキニ環礁からの距離とともにプロットし、指数関数で近似した(図5)。

得られた式を用いて、同心円状の分布を仮定し、<sup>239,240</sup>Puの全放出量を推測すると3.6PBqとなる。一方、マーシャル諸島の土質では表層5cm中の<sup>239,240</sup>Pu量は全層におけるインベントリの約60%という報告<sup>8)</sup>に基づき、0.6で除し、6.0PBqとした。この数値を核実験の年間収量トレンド(3.1参照)で分配し、各年の降水量とした。ローカル成分の<sup>239,240</sup>Pu年間降水量を図4に示す。

<sup>137</sup>Cs同様に分散については、ピキニ環礁を中心

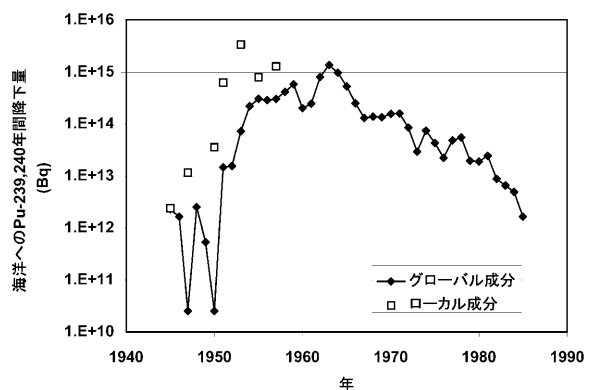


図4 UNSCEAR<sup>7)</sup>から推定した海洋への<sup>239,240</sup>Pu年間降水量(グローバル成分とローカル成分)

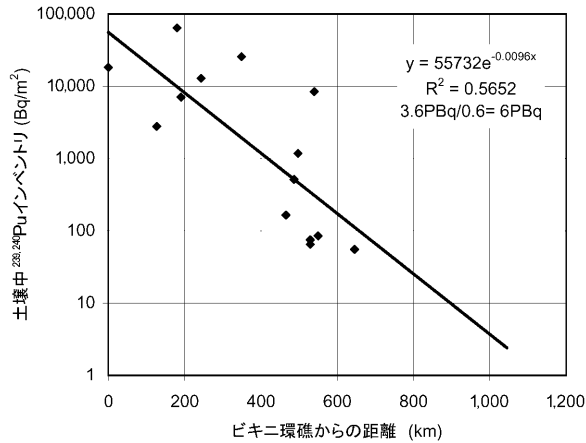


図5 ビキニ環境からの距離と土壌中<sup>239,240</sup>Puインベントリとの関係 (Simon et al.<sup>8)</sup> から作成)

に2次元正規分布で分散したものと仮定した。なお Simon et al.<sup>8)</sup>が報告している濃度分布を参考には東西方向、南北方向ともに2度と仮定した。

### 3.3 拡散係数の最適化

水平 ( $K_H$ ) / 鉛直 ( $K_V$ ) 拡散係数はそれぞれ、文献調査によって得た152地点の海水中<sup>137</sup>Cs鉛直分布が最大公約数的に再現できる数値を用いた。種々の研究者によって報告されている外洋における拡散係数の範囲を用いて試行計算を行った。水平拡散係数で  $2 \times 10^6 \sim 2 \times 10^7$  ( $\text{cm}^2/\text{s}$ )、鉛直拡散係数で  $0.1 \sim 1$  ( $\text{cm}^2/\text{s}$ ) の範囲で拡散係数を変化させて、海水中<sup>137</sup>Cs鉛直分布を計算した。次節に示す方法によって観測された鉛直分布との合致数、鉛直分布形状、各計算値と各観測値との回帰式の傾き、切片、相関係数などを総合的に判断した結果、本モデルにおいては水平拡散係数で  $1.3 \times 10^7$  ( $\text{cm}^2/\text{s}$ )、鉛直拡散係数で  $0.3$  ( $\text{cm}^2/\text{s}$ ) が最適なパラメータ値であることを見出した。

## 4. 結果と考察

### 4.1 海水中<sup>137</sup>Cs濃度

前節でのパラメータ最適化の結果、最も良好な結果が得られた拡散係数を使用して、文献収集によって得られた152地点での鉛直分布実測値に対応する計算値を算出し比較した。計算値と観測値の鉛直分布が合致しているか否かの判断は、便宜上以下の手順で行った。

観測値のある深度での計算値を求めるためには、その深度を挟む上下の層における計算値を

直線的に内挿する。

内挿した計算値が「観測値  $\pm 50\%$ 」であれば、一致するものとみなす。

観測値が  $1 \text{ Bq/m}^3$  (以下、計算下限値と称す) より小さい場合は、上記条件あるいは計算値が計算下限値以下の条件で一致しているとみなす。

鉛直分布の各データの内、一致しているポイントが全体の60%以上あればその地点での鉛直分布は正しく計算されたとみなす。

152地点のうち133地点 (88%) については、上記判定基準の下で観測と計算は良い一致を示した。各地点における海水中<sup>137</sup>Cs濃度の鉛直分布については、別報<sup>9)</sup>に詳細な結果を記した。

また、観測値が  $1 \text{ Bq/m}^3$  以上のすべての測定データ (650データ) において、factor 2 以内に535データ (82%)、factor 5 以内に605データ (93%) が含まれた (図6)。

サイクル機構では再処理施設稼動に伴う海洋モニタリングのために1977年頃から茨城県東海村沖にて海水を採取し、<sup>137</sup>Csを分析している。この採取地点は放出口から半径約20km以内の場所である。この観測値と東経145度、北緯36度における計算値を比較したところ、図7に示すように、濃度レベルと変動傾向を再現することができた。観測値は1970年代後半からしかないが、本モデルで1945年から計算値が得られており、これまで知りえなかった1950年代の上昇パターンや1960年以降の下降パターンが推測できる。1979年頃に観測さ

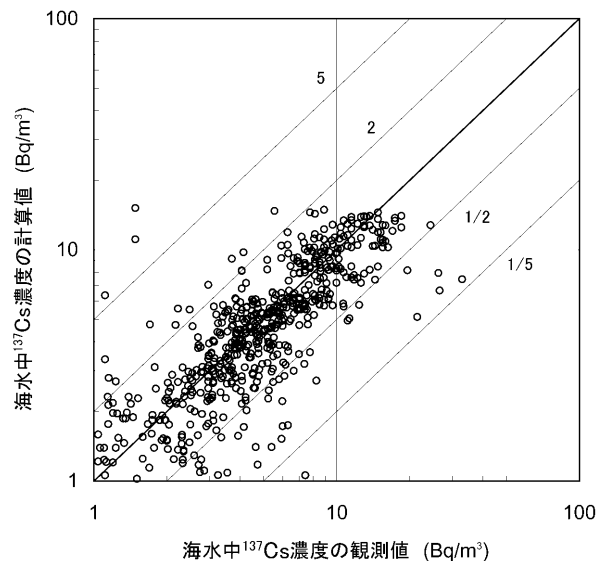


図6 海水中<sup>137</sup>Cs濃度の計算値と観測値との比較



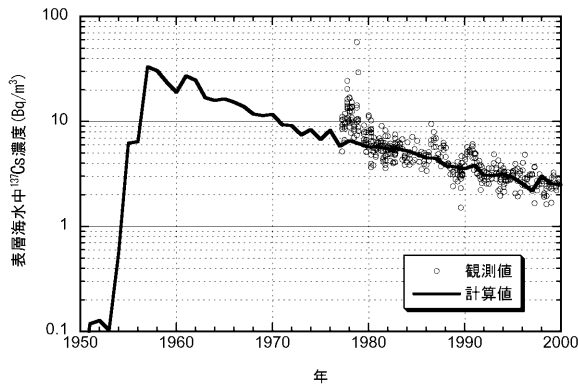


図7 東海中で採取された海水中 $^{137}\text{Cs}$ 濃度経年変化の計算値と観測値との比較

れた一時的な上昇は東海再処理施設からの低放射性排水の放出によるものである。なお、これらの上昇は放出中または放出直後の放出口周辺海域で観測された上昇である。その後、放出低減化がなされたことにより、放出の影響は見られず、計算値（バックグランド）と同等の濃度レベルとなっている。

#### 4.2 海水中 $^{239,240}\text{Pu}$ 濃度

$^{239,240}\text{Pu}$ についても文献収集によって得られた108地点の鉛直分布を用いて $^{137}\text{Cs}$ 同様に比較を行った。但し、計算下限値は $10\text{mBq}/\text{m}^3$ とし、他の判定条件は $^{137}\text{Cs}$ の場合と同様とした。108地点のうち63地点（58%）で一致した。各地点における海水中 $^{239,240}\text{Pu}$ 濃度の鉛直分布については、別報<sup>10)</sup>に詳細な結果を記した。 $^{239,240}\text{Pu}$ は $^{137}\text{Cs}$ と異なり、水の動きのみでなく、鉛直方向の非常に複雑な取り込みプロセス（生物種、Puの酸化数、季節的な水温、日射量の変化等に起因する）の違いや生物種の大きさによる沈降速度の違いにも支配されているため、一致数が減少したと考えられる。また、再浮遊の影響と思われる $2,000\text{m}$ 以深の $^{239,240}\text{Pu}$ を過少評価する傾向が見られた。

また、観測値が計算下限値である $10\text{mBq}/\text{m}^3$ 以上のすべての測定データ（734データ）において、factor 2以内に460データ（63%）、factor 5以内に619データ（84%）が含まれた（図8）。

4.1と同様に、茨城県東海村沖海水の $^{239,240}\text{Pu}$ の観測値と計算値を比較したところ、図9に示すように、濃度レベルと傾向を再現することができた。1979年頃に見られる一時的な上昇は4.1で述べた理由と同様の理由によるものである。

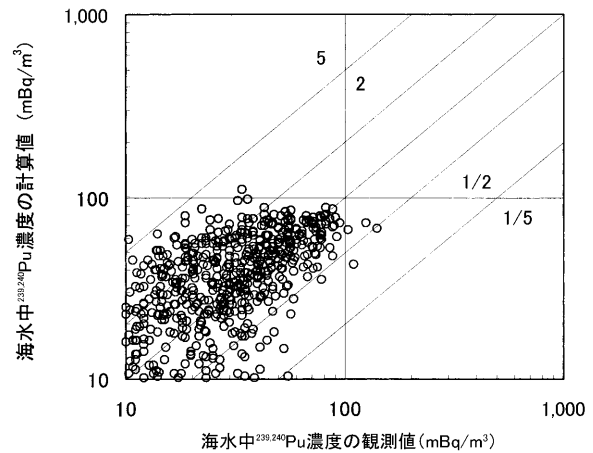


図8 海水中 $^{239,240}\text{Pu}$ 濃度の計算値と観測値との比較

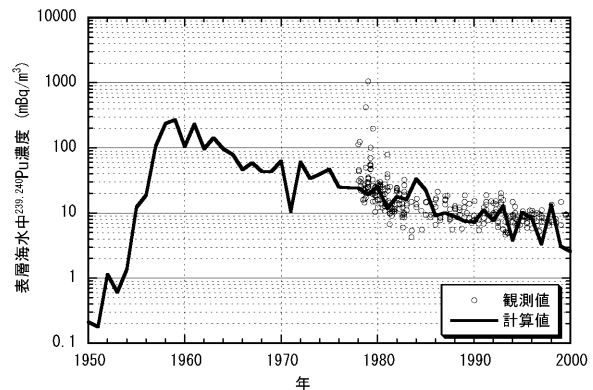


図9 東海中で採取された海水中 $^{239,240}\text{Pu}$ 濃度経年変化の計算値と観測値との比較

#### 4.3 海底土中 $^{239,240}\text{Pu}$ インベントリ

太平洋における海底土の $^{239,240}\text{Pu}$ インベントリを図10に示す。等値線が1980年における計算値、ポイントごとのデータは観測データからの海底土インベントリ推定値（以下、観測値と呼ぶ。）である。計算値と観測値はおおむね良く一致している。カムチャッカ近傍では計算値より幾分大きな海底土のインベントリが観測されているが、この海域は栄養塩濃度が高く、プランクトンが多く存在するため、生物生産に伴うスキャベンジング効果が大きいと考えられる。

#### 5. 海水中放射能濃度の再現

これまでの検証により、本モデルは海水・海底土中の $^{137}\text{Cs}$ 、 $^{239,240}\text{Pu}$ 濃度を精度良く再現できることを確認した。そこで、これまで知りえなかった1945年から2000年までの濃度の経年変化、インベントリの経年変化を計算したので、その結果を紹

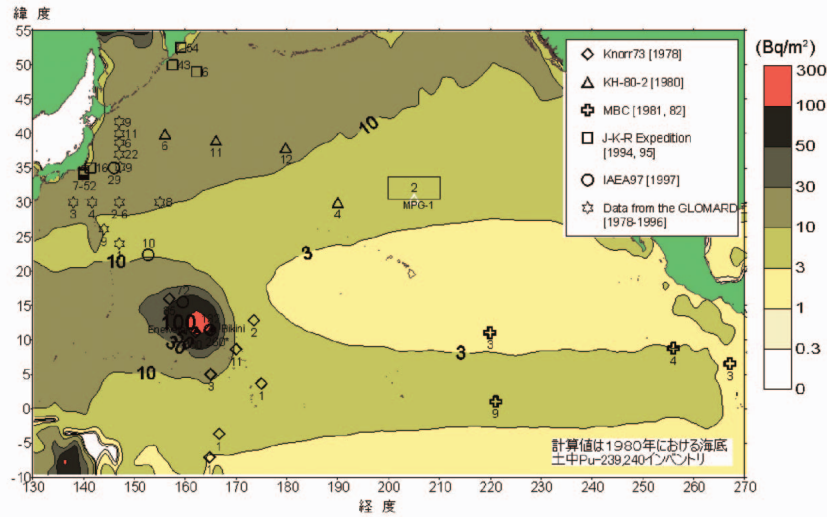


図10 北太平洋で採取された海底土中<sup>239,240</sup>Pu インベントリ (点が観測値<sup>6)</sup>, 線が計算値)

介する。

### 5.1 表層海水中<sup>137</sup>Cs濃度

表層(0~100m)海水中<sup>137</sup>Cs濃度を図11に示す。1954年にビキニサイトで10Mt以上の大きな大気圏核実験を数回行ったため、1955年頃から急激に海水表面の濃度が上昇し、黒潮に乗って日本へ流

れる。1957年には日本近海でも50Bq/m<sup>3</sup>以上の<sup>137</sup>Csが存在している。1960年頃からは黒潮に乗りアメリカ方面に流れていったが濃度の中心は、まだ日本の近くである。1965年には旧ソ連の核実験の影響も加わり、北緯40度前後で一定の濃度帯が見られる。1980年を過ぎると表層では北太平洋で10Bq/m<sup>3</sup>以下となる。一方南半球では、拡散す

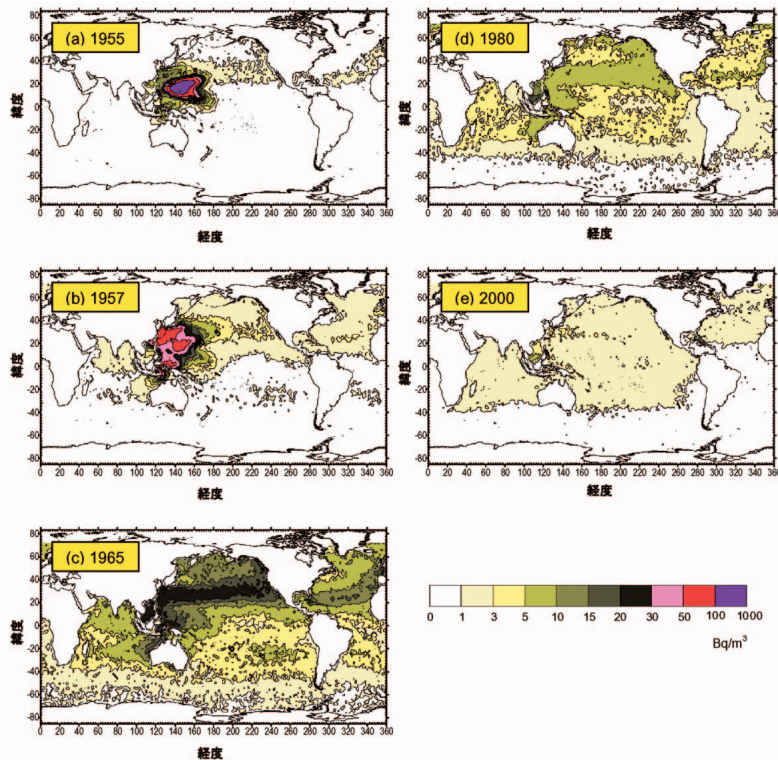


図11 本モデルによって算出した表層海水中<sup>137</sup>Cs濃度の経年変化 (a)1955年,(b)1957年,(c)1965年,(d)1980年,(e)2000年



るよりも物理的減衰のほうが早く、 $3\text{Bq/m}^3$ の等濃度線は南下していくよりもむしろ北上している。1990年以降は日本近海でも $3\text{Bq/m}^3$ 以下となり、現在にいたっている。

## 5.2 海底土中 $^{239,240}\text{Pu}$ インベントリ

海底土中 $^{239,240}\text{Pu}$ インベントリを図12に示す。1950年代は $^{137}\text{Cs}$ 同様にピキニ周辺で $^{239,240}\text{Pu}$ が多く降下したため、ピキニサイト周辺において海底土中 $^{239,240}\text{Pu}$ インベントリが大きくなっており、場所によっては $100\text{Bq/m}^2$ を超えている。また黒潮が流れる海域の海底においても高い値が計算されている。一方で北太平洋南東部や南半球では1965年においても $1\text{Bq/m}^2$ 以下と低く、地域差がかなりある。以降、表層海水中 $^{239,240}\text{Pu}$ 濃度が薄くなるに伴い、海底土中インベントリの増加率の地域差は小さくなるとともに、海底土のインベントリは全体的にゆるやかに上昇していく。2000年になると1965年ほどの地域差は見られず、ピキニ地域を除く北太平洋北部・西部で $10\sim 30\text{Bq/m}^2$ 、北太平洋南東部で $3\sim 10\text{Bq/m}^2$ 、南太平洋で $1\sim 3\text{Bq/m}^2$ となる。

## 6. おわりに

本研究では海洋環境放射能による長期的地球規模リスク評価モデル(LAMER)の一部として、地球規模の広域拡散モデルを開発し、大気圏核実験からの $^{137}\text{Cs}$ 及び $^{239,240}\text{Pu}$ フォールアウトを用いて検証した。その結果、このモデルはパソコンで計算できる計算量であるにもかかわらず、数十年間にわたる世界規模の移流・拡散・スキャベンジングを精度良く再現できることがわかった。再浮遊の影響と思われる $2,000\text{m}$ 以深の $^{239,240}\text{Pu}$ を過少評価する傾向が見られたが、食卓に供される魚介類の生息域は水深 $1,000\text{m}$ より浅い場所であることを考慮すれば、人に対するリスクを計算するにあたっては大きな問題にはならないと考えられる。今後はLAMERの他の部分(Part Aの沿岸場・近海場、及びPart B)を順次モデル化し、核燃料サイクル施設、放射性物質輸送船事故等からの海洋放出による放射性物質に起因するリスクを評価できるシステムの構築を継続する。

## 謝辞

本報告の主な部分は報告者が2001年3月～2002年2月まで留学した国際原子力機関海洋環境研究

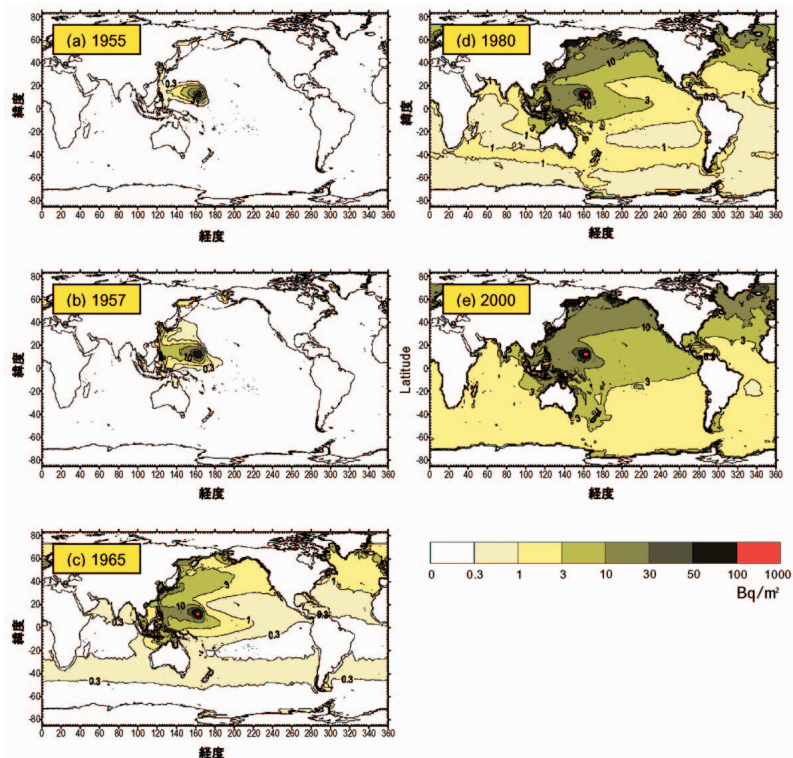


図12 本モデルによって算出した海底土中 $^{239,240}\text{Pu}$ インベントリの経年変化(a)1955年(b)1957年(c)1965年(d)1980年(e)2000年

所 (IAEA MEL) で行われた研究の成果である。当時の所属長だったIAEA MELのP. P. Povinec博士に多大なるご教授をいただいた。

#### 参考文献

- 1 ) S. Fujio and N.Imasato: Diagnostic Calculation for Circulation and Water Mass Movement in the Deep Pacific, J. Geophys. Res. 96, pp.759 774(1991)
- 2 ) IRI/LDEO Climate Data Library: LEVITUS: Objectively analyzed fields of major ocean parameters at the annual, seasonal, and monthly time scales Superseded by LEVITUS94, <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.LEVITUS/>. (2002)
- 3 ) IRI/LDEO Climate Data Library: TRENBERTH: Global ocean wind stress climatology based on ECMWF analyses, <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.TRENBERTH/> (2002)
- 4 ) 和達清夫(編): 海洋大事典, 東京堂出版(1987)
- 5 ) R. Perianez: Modelling the Distribution of Radionuclides in Deep Ocean Water Columns. Application to  $^3\text{H}$ ,  $^{137}\text{Cs}$  and  $^{239,240}\text{Pu}$ , J. Environ. Radioactivity. 38, pp.173 194 (1998)
- 6 ) H. D. Livingston, P. P. Povinec, T. Ito, and O. Togawa: The behavior of plutonium in the Pacific Ocean. In: Plutonium in the Environment, Elsevier Science Ltd., pp.267 292 (2001)
- 7 ) United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation (UNSCEAR): Exposures to the Public from Man made Sources of Radiation. In: Sources and Effects of Ionizing Radiation, United Nations, New York (2000)
- 8 ) S. L. Simon, J. C. Graham and A. W. Borchert: Concentrations and spatial distribution of plutonium in the terrestrial environment of the Marshall Islands, Sci. Total Environ. 229, pp.21 39 (1999)
- 9 ) M. Nakano and P. P. Povinec: Oceanic general circulation model for the assessment of the distribution of  $^{137}\text{Cs}$  in the world ocean. Deep Sea Res. Part II, 50, pp.2803 2816 (2003)
- 10) M. Nakano and P. P. Povinec: Modelling the distribution of plutonium in the Pacific Ocean, J. of Env. Radioact., 69, pp.85 106 (2003)