

東シナ海陸棚堆積物に記録された 黄河の河道変遷と人為的影響

斎藤 文紀¹⁾・池原 研¹⁾・片山 肇¹⁾・松本 英二²⁾・楊 作升³⁾

1. はじめに

太平洋とアジア大陸の間に分布する縁辺海(縁海)には, アムール川, 黄河, 揚子江, メコン川など世界でも有数の大河川が流入している. 中でも東シナ海には, 黄河と揚子江の2大河川が流入しており, 両河川が運ぶ水量は世界の河川が運ぶ合計の3%, 浮遊堆積物量は12%に達している(Milliman and Meade, 1983). 東シナ海の面積が全海洋の0.35%しかないことを考えると, 陸から海への物質輸送を考察する上で東シナ海は重要かつ特殊な海域であることがわかる. 過去においても東シナ海はこのような役割を果たしてきたのであろうか. 小論では東シナ海の現在の堆積物収支と過去約4千年間の変遷について述べる. 最初に流路と土砂供給量の変化した黄河を中心に見てみよう.

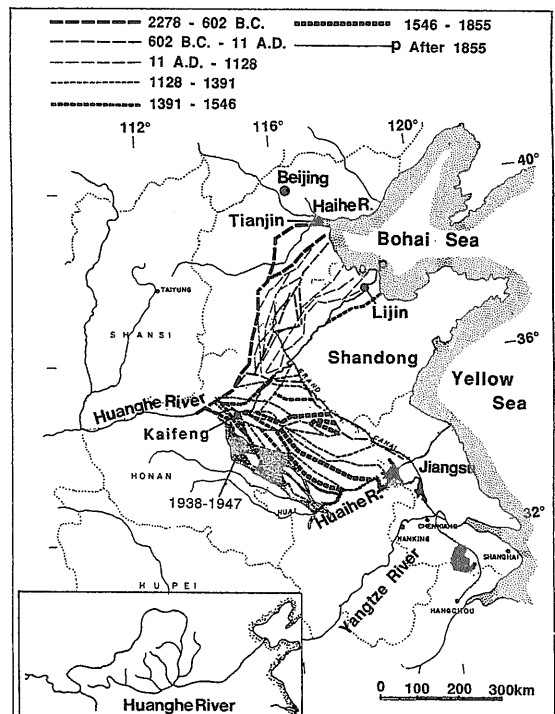
2. 黄河の流路変遷

黄河(Huanghe River)は, 全長5464 kmの最後の1/10地点付近, 河口から約500 kmの開封(Kaifeng)付近で流路を山東半島(Shandong Peninsula)の北や南に変化してきた(第1図). 黄河が現在のように山東半島の北側の渤海(Bohai Sea)へ流入したのは1855年からであり, それ以前は山東半島の南側の江蘇地区(Jiangsu)に河口があり, 黄海(Yellow Sea)に直接流入していた. 過去4千年間の流路変更は, 大きく4つの時期にまとめることができる. 紀元前2278年から西暦1128年は渤海へ, 1128年から1546年は主として黄海だが渤海と黄海の両方へ, 1546年から1855年は黄海へ, 1855年から現在までは再度渤海へ流れている(Shen, 1979 ;

李, 1991 ; 成, 1991). 1128-1546年間については, 黄海のみに流入していた(Ren and Shi, 1986)とする見方もある. 1855年以降も黄河は流路を変化させつつ大規模な三角州を渤海に形成している. 現在の河道になったのは1976年以降である.

3. 黄河の堆積物運搬量

黄河の堆積物運搬量は, 過去40年間の平均で年間約 1×10^9 トンに達し, 世界第2位の土砂供給量



第1図 BC2278年から現在までの黄河の河道変遷図. Shen (1979), 成(1991), ほかをもとに作成.

1) 地質調査所 海洋地質部
2) 名古屋大学大気水圏科学研究所
3) 青島海洋大学河口海岸帯研究所

キーワード: 黄河, 東シナ海, 堆積物収支, 物質循環, 地球環境, 縁辺海

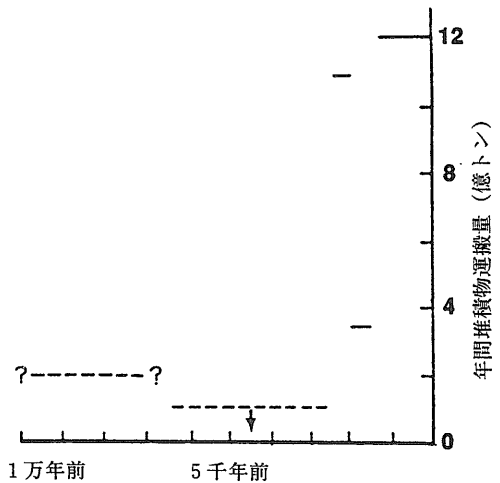
を誇っている。年間の運搬量は、年によって変動が激しく、1950年から1989年までの40年間の最低で 1×10^8 トン、最高で 21×10^8 トンと約20倍もの差がある。しかし、堆積物の運搬はほぼ毎年7月から10月に最高値を示し、7月から10月の間に年間総量の約85%を運搬している。40年間の月毎の平均では1月が最低で、8月が最高となり、両者は約85倍の開きがある(斎藤・楊, 1994)。

黄河の堆積物運搬量は、過去1万年を通じて現在の規模で安定していたわけではない。紀元前200年には黄河は大河(Dahe)と呼ばれ、水清き河で下流域でも洪水が少なかったとされている。堆積物の運搬量も現在の1/10の 1×10^8 トン程度であったことが過去1万年間に堆積した堆積物の総量から推量されている(第2図; Milliman et al., 1987)。現在黄河は多量の堆積物を運搬しているが、その大半は黄土地帯からもたらされている。黄土地帯は紀元前200年以前には自然の植生の森林を伴う草原(wooded steppe)であった(Ren and Shi, 1986では紀元前8世紀以前)が、農地化によって土砂流出と侵食がおこなわれるようになり、黄河の堆積物運搬量が増加したと推定されている。現在の約80%にまで急増したのは、紀元前200年から西暦60年の間と推定されている。黄土地帯は西暦60年頃一時的に、北からの遊牧民(匈奴)の侵入によって牧畜に適するように再度草原化し、黄河も水清くなるが、西暦600年以降は農地化され、土砂運搬量は再度増加し、現在とほぼ同水準になった。この間に森林・牧草地帯は53%から3%にまで減少している(Wang and Aubrey, 1987)。現在黄河は世界の河川が運搬する浮遊堆積物総量の約8%を占めているが、2-3千年以前は、1%にも及ばない河川であった。この変化が黄土地帯の農地化によるものであり、人為的な結果であることは興味深い。

4. 東シナ海への堆積物供給量

4.1 河川

現在、東シナ海へは黄河や揚子江(Yangtze)などの大河川から大量の堆積物が流入している。第1表に最新のデータを基にした東シナ海へ流入するおもな河川の堆積物の運搬量を示す(斎藤・楊, 1993)。縁辺海としての東シナ海は、北側より山東



第2図 黄河の過去1万年間の堆積物運搬量。Milliman et al. (1987)による。

半島と遼東半島(Liaodong Pen.)間の渤海海峡より奥の渤海、揚子江河口と済州島(Cheju Is.)を結ぶ線までの黄海、それと台湾、南西諸島、薩南諸島までの東シナ海に分けられる。全体で面積は、 $1.249 \times 10^6 \text{ km}^2$ 、体積は $0.235 \times 10^6 \text{ km}^3$ 、最大水深2719 m、平均水深188 mである(平成5年度理科年表による)。

流入する河川からの水量は年間 $1.3 \times 10^3 \text{ km}^3$ 、浮遊堆積物量は 1.7×10^9 トンである。世界の陸域から河川を通じて海洋に運ばれる浮遊堆積物総量が、 13.5×10^9 トン(Milliman and Meade, 1983)または 20×10^9 トン(Milliman and Syvitski, 1992)であることから、流入する堆積物量は世界全体の8.5-12.5%、または約1割にあたる。

4.2 大気

東シナ海へはこの他に大気を通じて主に黄砂が供給されている。渤海へは $2.9-19 \times 10^6$ トン、黄海へは $3.6-33 \times 10^6$ トン、東シナ海(狭義)へは $5.6-85 \times 10^6$ トンと推量されている(Gao et al., 1992)。合計すると $12-137 \times 10^6$ トンとなり、河川からの供給量の0.7-8%にあたる。なおこの見積りは、長崎での年間降水量(4トン/ km^2 ; 金森ほか, 1991)を東シナ海全域にあてはめた量 5×10^6 トンよりかなり多い。

4.3 その他

黄河の河口が山東半島の南から北へ1855年に変わったことは先に述べたが、旧黄河河口は現在活発な海岸侵食にさらされている。海岸線は1855年以降

第1表 東シナ海への河川流量と堆積物流入量。斎藤・楊(1993)による。個々の文献は同論文を参照。

渤海	流域面積 10 ⁶ km ²		河川流量 10 ⁹ m ³				浮遊堆積物運搬量 10 ⁶ tons				
	M/M	C/Z	M/M	C/Z	W/A	S/Y	M/M	C/Z	W/A	S/Y	
文献											
黄河	0.77	0.75	49	43	49	40	1080	1115	1200	998	
遼河	0.17	0.16	6	8.7	6		41	19	41		
欒河		0.05		4.9	4.6			23	24		
大凌河	0.02	*	1	*	1		36	*	36		
海河***	0.05	*	2	*	2		81	*	81		
その他		0.38		23.5				53			
合計		1.34		80.1				1209			

黄海	流域面積 10 ⁶ km ²		河川流量 10 ⁹ m ³			浮遊堆積物運搬量 10 ⁶ tons			
	Sch.		W/A	C/K	Sch.	C/Z	W/A	C/K	Sch.
文献									
鴨緑江	0.061		28		35	25	4.8		2.0
南漢江	0.026			19	25				
錦江	0.010			7	5			5.6	1.3
その他						31**			
合計						56**			

東シナ海	流域面積 10 ⁶ km ²		河川流量 10 ⁹ m ³				浮遊堆積物運搬量 10 ⁶ tons				
	M/M	C/Z	M/M	W/A	C/Z	X/L	M/M	W/A	C/Z	Cai	X/L
文献											
揚子江	1.94	1.81	900	930	932	924	478	490	461	480	468
錢塘江		0.04			34	*			4	*	*
みん江		0.06			62	*			8	*	*
その他		0.13			142	187			158	20	35
合計		2.04			1170	1111			631	500	503

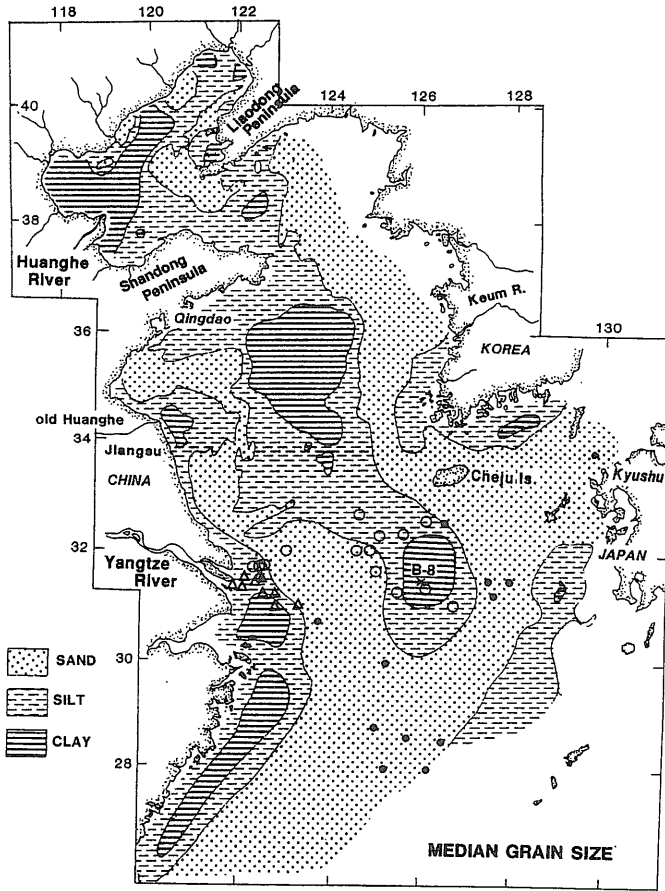
C/K: Chough & Kim(1981), Cai: Cai(1982), M/M: Milliman & Meade(1983), Sch.: Schubel et al.(1984), C/Z: Chen & Zhao(1985), W/A: Wang & Aubrey(1987), X/L: Xie & Li(1987), S/Y: Saito & Yang(1993)

注: *その他に含まれる。 **朝鮮半島からの河川の流量は含まない。

***1958年に天津の港に堆積する土砂を防ぐために河口にダムが建設され、このダムによって、現在は海河からの供給は全くない。

最大で約10 km 後退し、1400 km² の陸域が侵食消失している(Wang and Aubrey, 1987)。海岸線の平均後退速度は年80 m に達する(林, 1989)。1855年から1962年までの約100年間に4.4×10¹⁰ m³ の旧黄河三角州堆積物が洗掘侵食されている(虞ほか, 1986)。年平均にすると4.4×10⁸ m³, 約5×10⁸ トンの堆積物が侵食され再移動していることになる。侵食によって生成したこれらの堆積物は沿岸流によって北の海州湾沿岸や南部の江蘇沿岸へ運ばれている。特に南方への運搬が顕著で南部では1855年以降海岸線が大きく前進している。張(1984)による海岸線の変遷図ではその面積は1890年から1980年の90年間に南部の如東(Rudong)までで約840 km²

に達しており、年平均で約10 km² の増加となる(同様に Liu and Xia (1986)では、年間約20 km² となる)。堆積層の厚さを15 m とすると年間1.5-3.0×10⁸ m³(1.8-3.6×10⁸ トン)の堆積量となる。沿岸侵食された堆積物の36%から72%、約半分が沿岸域に再度堆積している。これらの堆積物は更に南方の揚子江の沖合まで沿岸域に沿って運搬されていることが、堆積物の鉱物組成から確認されている。黄河系の堆積物は方解石を含むことから識別が可能である(Milliman et al., 1985a)。揚子江河口域の年間堆積量は4.6×10⁸ トンでその内8%、0.37×10⁸ トンが旧黄河三角州起源と推定されている(林, 1989)。以上を総計すると旧黄河三角州の侵食によって生成



第3図 東シナ海の底質図. 中央粒径値による区分.
斎藤・楊(1993)による. ●印は黄海から東シナ海において採取した柱状試料のうち1m以内の深度で1万年以上の年代値が得られている地点. ○と△は, 方解石の含有の有無から識別された黄河系(○)と揚子江系(△)の堆積物の区別(Milliman et al., 1985aによる).

した堆積物のうち, 沿岸流によって岸沿いに運ばれ堆積している量は, $2.2\text{--}4.0 \times 10^8$ トンとなる(第2表). さて残りの $1.0\text{--}2.8 \times 10^8$ トンはどこへ運ばれたのだろうか. 沿岸域の次は, 沖合の東シナ海海域の堆積物を見てみよう.

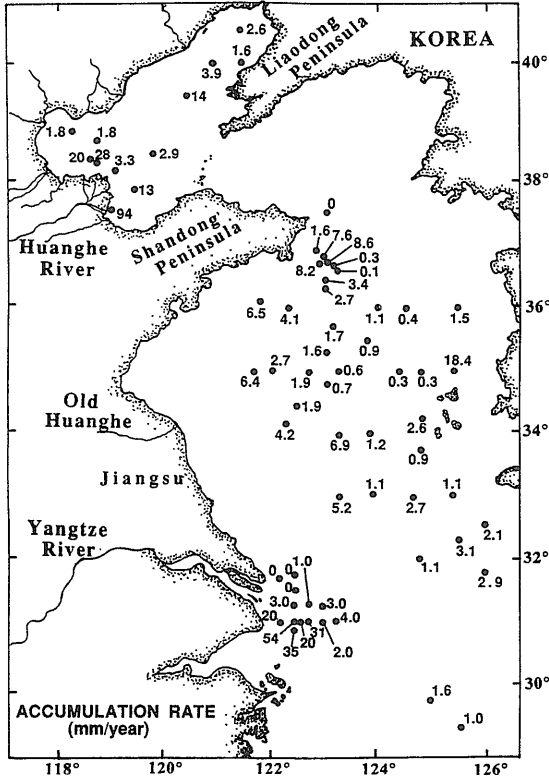
5. 東シナ海の堆積物

5.1 底質分布

第3図に東シナ海の堆積物の中央粒径値による区分の底質図を示す. 黄河や揚子江など現在流入している河川からは多量の細粒浮遊堆積物が供給されている. 流入する浮遊堆積物の河口での平均粒径は, 黄河が $20\text{--}40 \mu\text{m}$, 揚子江が $2\text{--}16 \mu\text{m}$, 朝鮮半島の錦江(Keum River)が $2 \mu\text{m}$ と, シルトから粘土サイズである(Schubel et al., 1984). 運ばれる堆積物全体でみると揚子江の方が黄河よりも粗い. 粗粒なベッドロードによって運ばれる粒子は, 河口・沿

岸域にほとんど堆積してしまうので, 沖合に運搬される粒子は細粒な浮遊堆積物となる. 現在河川からもたらされるこれらの浮遊堆積物は東シナ海の底質分布からもその移動経路を読み取ることができる. 黄河から供給される細粒堆積物は, 渤海を経て, 山東半島を取り巻くように東に運搬され, 山東半島を越えたところで黄海に水中三角州を形成しつつ南下し, 済州島(Cheju Is.)の南方域にまで達している(Milliman et al., 1987; Alexander et al., 1991). 朝鮮半島に由来する堆積物は, 河口にそのほとんどが堆積し, 一部は黄海に張り出しが認められる. 揚子江起源の堆積物は海岸線に沿って南下し, 沿岸域に帯状の分布域を形成している. これらの堆積物の違いは, 鉱物組成から, 黄河系は方解石を含有すること(Milliman et al., 1985a)から, 朝鮮半島系はスメクタイトの含有量が少ないこと(Park and Khim, 1992)から識別されている.

揚子江河口と済州島の間の内側陸棚では, 潮流の



第4図 渤海, 黄海, 東シナ海の堆積速度図。DeMaster et al. (1985), 杜ほか(1990), 李ほか(1991), Alexander et al. (1991)から作成。堆積速度は mm/yr. 齋藤・楊(1994)より。

影響が底質に及んでおり、メガリップルやサンドウェーブが認められる砂質な堆積物となっている (Butenko et al., 1985)。揚子江沖の内側陸棚から東シナ海の中南部に広がる砂質堆積物の分布域では、表層から1 m 以内で1 万年以上前の年代を示す貝が採取されており(第3図の●; たとえば沈, 1985), 最終氷期の低海水準期に堆積した(Niino and Emery, 1961; 沈, 1985) またはその後の海水準上昇期に堆積した(Suk, 1989) 堆積物と推定されている。

5.2 堆積速度と堆積量

第4図に鉛210法などによって測定された過去約100年間の黄海と東シナ海の堆積速度分布図を示す(齋藤・楊, 1994)。鉛210法などによる測定が可能な堆積速度が年0.数 mm 以上の地域は、ほぼ泥質堆積物の分布域(第3図参照)と一致している。完新世の堆積物の層厚分布図でもこれらの堆積域は、沿岸域では数10 m, 中部から外側陸棚では最大で

第2表 黄河と旧黄河河口域江蘇地区から供給される堆積物の堆積域と堆積量。

黄河(利律における堆積物運搬量: 年間10億トン)

1. 陸域部分(利律から河口まで)	2-3億トン
2. 沿岸域(海岸線から30 km 以内)	4-5億トン
3. 沖合	3億トン
渤海	1.3億トン
黄海	1.7億トン
東シナ海	0.1億トン以下

江蘇地区の沿岸侵食(年間5億トン)

1. 沿岸域	2.2-4.0億トン
江蘇地区沿岸域	1.8-3.6億トン
揚子江河口域	0.37億トン
2. 沖合	1.8億トン+x
黄海中部	1.3億トン
東シナ海(陸棚域)	0.5億トン
東シナ海(斜面/沖繩トラフ)	?

も数m程度の堆積量となっている(Milliman et al., 1987; 齋藤・池原, 1992を参照)。

黄河が運ぶ浮遊堆積物 10×10^8 トン/年のうち、その70-80%が三角州地帯から沿岸域で堆積する(たとえば, Bornhold et al., 1986; Pang and Si, 1980; 齋藤・楊, 1994)。さらに渤海内で10-15%が堆積し、残りの15-20%が黄海・東シナ海へ運ばれる量である(齋藤・楊, 1994; 第2表)。

第4図に示した山東半島の南から済州島の南に延びる黄河起源と推定される堆積物の総量は、 3.4×10^8 トンとなり、現在の黄河から供給される量よりも多い。黄海の堆積速度分布を詳細に見ると、西側に堆積速度の大きい地域があり南東方向に減少している。このことから黄海の西側からの堆積物供給が予想され、旧黄河河口域の江蘇地区からの堆積物供給が推定される。一方、山東半島先端部から南方へ延びる水中三角州の底置面では堆積速度は0.3 mm/y と小さくなっていることから、現在の黄河起源の堆積物の影響はかなり小さいことが予想される。底置面における堆積速度のうち旧黄河河口からの影響の少ない地点の堆積速度を用いて、山東半島の南方に分布する現在の黄河から直接由来すると考えられる堆積物の総量を計算すると、 1.6×10^8 トンとなり(Alexander et al., 1991), 渤海, 黄海北部の

堆積量とあわせると約 3×10^8 トンとなる。この量が沿岸域を越えて沖合に運搬される量とほぼ一致する(斎藤・楊, 1994)ことから、黄河起源の堆積物は黄海から東シナ海の陸棚上に泥質堆積物として沈積し、陸棚外縁を越えてはほとんど運搬されていないことが予想される。

この地域の堆積総量からこの量を差し引いた 1.8×10^8 トンは、旧黄河河口域において侵食によって生じる堆積物の量のうち沿岸域に堆積した量を差し引いた残りの $1.0-2.8 \times 10^8$ トンの範囲内であり、これらの堆積物が旧黄河河口域から供給されていることと矛盾しない。

済州島南部に分布する泥質堆積物については、泥質堆積物分布域の中央での堆積速度が 2.9 mm/yr 、現在の黄河に由来する堆積物の堆積速度を山東半島南部の水中三角州の底置面南部の値の 0.3 mm/yr ($0.02 \text{ g/cm}^2/\text{yr}$)とすると、約9割が旧黄河河口域に由来する堆積物と推定される。黄河の影響は黄海中北部までは強く及んでいるが、黄海南部から東シナ海(狭義)では、旧黄河河口域の海岸・沿岸侵食によって生産される堆積物が最も影響を及ぼしているようだ。その一部は陸棚を越えてより沖合に運搬されているかもしれない。

一方、2大河川のひとつの揚子江はどうだろうか。揚子江が東シナ海へ運搬する浮遊堆積物総量は、 $4.6-4.8 \times 10^8$ トン/年に達するが、そのほとんどが河口・沿岸域から南方の沿岸域に堆積しており、東シナ海中央への供給はかなり少ない。揚子江が運搬する浮遊堆積物は、河口・沿岸域に 2.0×10^8 トン、河口前面の泥質堆積物分布域に 1.5×10^8 トン、南方の沿岸域に 1.5×10^8 トン(Milliman et al., 1985b)、また、河口沿岸域に 4.3×10^8 トン(林, 1989)と推定されている。南方の沿岸に沿う泥質堆積物については、主たる起源は揚子江ではなくこの地域の小河川に由来する(蔡, 1982)とする考え方もある。東シナ海中央部への揚子江起源の堆積物の影響は小さいようだ。

6. 堆積物に記録された黄河の河口変遷と人為的影響

以上見てきたように現在の東シナ海中央部にもっとも影響を与えているのは、1855年の河道変化に

よって現在侵食が盛んな旧黄河河口域からの堆積物であることがわかった。それでは過去の東シナ海はどうだったのだろうか。黄河の堆積物運搬量は2000-2500年前に急増したが、それ以前の東シナ海はどういう状況だったのだろうか。過去に遡ってみよう。

過去の記録は、現在供給される泥質堆積物が陸棚上や沖縄トラフに堆積しているように、過去に堆積した堆積物を調べることによってわかるはずである。

1993年10月25日から11月3日にかけて海洋科学技術センターの調査船「かいよう」による東シナ海での調査航海が行われた。航海は科学技術振興調整費の課題「縁辺海における物質循環機構の解明に関する国際共同研究(MASFLEX計画)」の第2次航海第3レグで、参画している国立研、海洋科学技術センター、大学などの共同調査航海として実施された。

採取した堆積物のなかで済州島南方の泥質堆積物の分布域のほぼ中央のB-8地点(第3図; 北緯 $31^{\circ}30'$ 東経 $126^{\circ}00'$ 、水深70m)で採取した柱状試料には1855年に起こった黄河河道の南から北へ変化が記録されていた。採取した柱状試料231cmは、約40cmの深度を境に上部は細かくシルト質粘土で、下部は粗く粘土質シルトからなり、両者の境界は明瞭であった。色調は、両者とも灰オリーブ色だが、上部の方が明るく褐色がかっており、堆積物湿潤密度が小さい。同地点の近傍($31^{\circ}45'N$, $126^{\circ}00'E$, 73m)の堆積速度 2.9 mm/yr (DeMaster et al., 1985; 第4図)を用いると40cmの深度の境界は138年前となる。1993年の138年前は何と1855年、河道が変化した年と一致する。

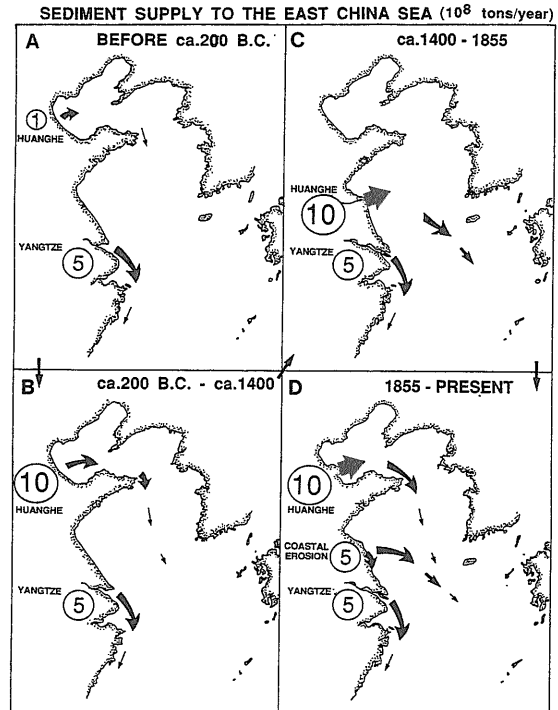
1128年から1855年まで黄河河口は、主として山東半島の南の江蘇に位置していた。現在の海洋環境で済州島の南方へ最も影響を与えているのが旧黄河河口の江蘇であるならば、1855年以前は江蘇に河口をもつ黄河の影響は現在よりも大きかったはずである。現在旧黄河河口域で生産される堆積物の量は 5×10^8 トン/年、1855年以前に江蘇に黄河河口があればその約2倍の 10×10^8 トン/年の堆積物が黄河からここに供給されることになる(第5図C)。第5図は過去約4千年間の黄河と揚子江に起因する東シナ海への堆積物流入に関して、供給源の位置と量

とを模式的に示したものである。矢印の太さは影響力の大きさを示し、○の中の数字は海域に供給する堆積物量を示す(単位は億トン/年)。

黄河河口が江蘇にあった時、三角州から沿岸域に堆積していた量はどの程度だったのだろうか。1500-1600年以降、三角州は急速に陸域を拡大していたことが古地理図から解析されており、年間の陸域の拡大速度は、15 km²(張, 1984)から24 km²(李, 1991)であった。張の古地理図から筆者が計算した結果では、25 km²となった。黄河三角州堆積物は水深約20 mにまで及んでいるので、厚さを20 m、密度を1.2 t/m³とすると年間の堆積量は、3.6-6.0×10⁸トンとなる。つまりこの時期、黄河の運搬量のうち、36-60%が沿岸域に堆積し、沖合への輸送量は4.0-6.4×10⁸トンとなる。現在この地域から沖合に輸送される量1.0-2.8×10⁸トンの約2-4倍になる。

1128年から1500-1600年間についての江蘇地区の海岸線の前進速度は遅く、3-5 km²/年(張, 1984; 李, 1991)である。しかし、1128年以前の前進速度1km²/年(張, 1984)よりも数倍大きいことから、黄河はこの間にも当地域に流入していたようである。李(1991)の1578-1855年間の平均陸域拡大速度を用いて黄河の江蘇地区への流入を陸域面積から遡ると、1483年となる。また張(1984)の古地理図からだとも1385-1424年となる。黄河は、1546年以降は当地域に流入していたことは確かだが、1128-1546年間については、河道が確定せず、黄海、黄海と渤海の両方に流入していたと推定されている。堆積量から見積る限り、この間の419年間のうち、江蘇地区へは60-160年分程度は間違いなく同地区に流入していたようだ。

1855年以前の黄河の変遷は海域で採取した堆積物に記録されているのだろうか。B-8で採取した柱状試料の下部は上部に比べて粒度が粗いことから、現在よりも黄河の影響を強く受けていたことがわかる。また柱状試料の最下部231 cmまで、堆積相の変化が無かったことから、黄河が江蘇地区に流入していた時期の堆積物と考えられる。安定して江蘇地区へ流入し始めた年代を最も古く見積もって1385年とすると、この間の堆積速度は4.1 mm/yrとなる。また1546年だと6.2 mm/yrとなる。堆積相の変化する層準はさらに深いことが予想され、ま



第5図 東シナ海への堆積物供給の変遷図。矢印の太さは運搬量の相対的な量を示す。○の中の数字は堆積物の供給量を示す。単位は億トン/年。

た堆積期間は最大で見積もっていることから、実際の堆積速度はさらに大きくなることになる。1855年以降の現在までの堆積速度が2.9 mm/yrであることから、約1400年から1855年間の堆積速度は、その約1.5-2倍以上となる(第5図C)。この推量は、沖合への堆積物供給量が約2-4倍になっていることとも矛盾しない。

次に黄河が江蘇地区へ流入する以前は、どうだったのだろうか。江蘇地区へ流入する以前は、第5図のA, Bの時期である。

現在の黄河から東シナ海(狭義)へ流入する堆積物量は、旧黄河地域の侵食によって供給される堆積物よりもかなり少ないことを示した。その量は済州島の南部の泥質堆積物分布域では、堆積物の約1/10である。黄河が江蘇地区へ流入する以前は、江蘇地区の海岸線の変化はわずかに前進がみとめられる程度である。このことから紀元前200年から1400年までの時期の東シナ海への堆積物流入は、渤海に流入する黄河が中心で、済州島南部ではその量は上述したように現在の堆積速度の1/10の最大で0.3 mm/

yr 程度が予想される(第5図B)。この値を用いると、紀元前200年から1400年までの堆積量は最大で約50 cmとなる。また更に古く遡って、黄河の堆積物運搬量が現在の1/10の時の紀元前200年以前は、さらにその1/10、現在の1/100の0.03 mm/yrであったことが予想される(第5図A)。現在の海況が形成された6000年前から紀元前200年前までに堆積する量は、最大で11 cmとなる。

黄河が江蘇地区に流入していた時期の堆積速度を現在の2倍として、過去6000年間の堆積量を見積ると、現在から1855年までが40 cm、1855年から1400年が264 cm、1400年から紀元前200年が46 cm、紀元前200年から6000年前が11 cmとなる。層厚で361 cmとなり、それぞれに占める割合は、11%、73%、13%、3%となる。

過去6000年間のこのような変遷も堆積物に記録されているはずである。6000年前の堆積物にまで達する長い柱状試料は今のところ採取できていないが、堆積層の厚さからある程度は推定することができる。済州島南部の泥質堆積物は、同地域に見られる環流(井上, 1975; Hu, 1984; Zhu et al., 1990)に起因すると考えられている。この付近の陸棚ではこの泥層の下位に砂質な堆積物が分布しており(王・汪, 1980)、泥質な堆積物はこの上に地形的な高まりをつくっている。地形的な高まりは環流の中心で高く、この地形変化から読み取れる堆積層の厚さは最大で260-300 cmであり(Sun and Zhang, 1983; Zhu et al., 1990)、泥質堆積物の中心部において290 cmで砂質堆積物に達している(Sun and Zhang, 1983)。また、過去1万年間の地層の厚さとしては音波探査によって泥質堆積物の中心で2-5 mとなっている(東経126°線上; Milliman et al., 1987)。これらの値は上記の推定値とほぼ同程度の層厚となっていることから、済州島の南部に泥質堆積物が厚く堆積し始めたのは、黄河が江蘇地区に流入して以降であり、黄河の流路変遷や堆積物運搬量の変化が泥質堆積物に記録されている可能性は高い。

7. おわりに

黄河の流路変更や運搬堆積物量の変化は東シナ海の物質収支に大きな影響を及ぼしている。この影響は陸棚だけではなく、当然陸棚縁を越えて沖縄トラ

フにまで及んでいる可能性がある。沖縄トラフの堆積速度としては、6300年前に降灰したアカホヤ火山灰層を用いて、この間の平均堆積速度として、数cmから50 cmが報告されている(斎藤・池原, 1992; 斎藤・楊, 1993)が、完新世を通じて中部から北部の沖縄トラフでは黄河の影響を強く受けていることが予想される。沖縄トラフでの堆積量は6000年間の平均堆積速度を用いれば、現在の東シナ海の物質収支では1%程度しか寄与しない(斎藤・楊, 1993)。しかし現在の堆積速度と6000年間の平均堆積速度では済州島の南部の陸棚点では5倍もの開きがあることから、現在の堆積速度をもとに再検討する必要があるだろう。また逆に沖縄トラフにおいて詳細な堆積速度変化史が明らかになれば、黄河の河道変遷や運搬堆積物量の変化を読み取ることも可能である。大河、黄河の歴史が沖縄トラフの堆積物に記録されている可能性は高い。

謝辞:「縁辺海における物質循環機構の解明に関する国際共同研究」の第2次航海(K93-05-III)では、海洋科学技術センターの田中武男氏を代表とする乗船研究者の方々、また兵頭 博船長をはじめとする「かいよう」の乗組員の方々にはお世話になった。以上の方々に記してお礼申し上げる。本研究の黄河の概説については日中共同研究計画「東海における物質循環機構の解明に関する共同調査計画」の中で行われた。

文 献

- Alexander, C. R., DeMaster, D. J. and Nittrouer, C. A. (1991): Sediment accumulation in a modern epicontinental-shelf setting: the Yellow Sea. *Mar. Geol.*, **98**, 51-72.
- Bornhold, B. D., Yang, Z.-S., Keller, G. H., Prior, D. B., Wiseman, W. J., Jr., Wang, Q., Wright, L. D., Xu, W. D. and Zhuang, Z. Y. (1986): Sedimentary framework of the modern Huanghe (Yellow River) Delta. *Geo-Mar. Lett.*, **6**, 77-83.
- Butenko, J., Milliman, J. D. and Ye, Y. (1985): Geomorphology, shallow structure, and geological hazards in the East China Sea. *Cont. Shelf Res.*, **4**, 121-141.
- 蔡 愛智(1982): 長江入海泥沙的拡散. *海洋学報*, **4**, 78-88.
- 沈 華悌(1985): 東海陸架残留沈積時代和成因模式. *海洋学報*, **7**, 67-77.
- 成 国棟, 編(1991): 黄河三角洲: 現代沈積作用及模式. 地質出版社, 110p.
- DeMaster, D. J., McKee, B. A., Nittrouer, C. A., Qian, J. and Cheng, G. (1985): Rates of sediment accumulation and particle reworking based on radiochemical measurements from con-

- tinental shelf deposits in the East China Sea. *Cont. Shelf Res.*, **4**, 143-158.
- 杜 瑞芝・劉 国賢・楊 松林・周 義華・張 兵(1990): 渤海湾現代沈積速率和沈積過程. *海洋地質与第四紀地質*, **10**(3), 15-22.
- Gao, Y., Arimoto, R., Duce, R. A., Lee, D. S. and Zhou, M. Y. (1992): Input of atmospheric trace elements and mineral matter to the Yellow Sea during the spring of a low-dust year. *J. Geophys. Res.*, **97** D, 3767-3777.
- Hu, D. (1984): Upwelling and sedimentation dynamics. I. The role of upwelling in sedimentation in the Huanghai Sea and East China Sea — A description of general features. *Chin. J. Oceanol. Limnol.*, **2**, 12-19.
- 井上尚文(1975): 東シナ海大陸棚上の海底付近の流動. *海と空*, **51**, 5-12.
- 金森 悟・金森暢子・西川雅高・溝口次夫(1991): 化学物質としての黄砂. 名古屋大学水圏科学研究所編, *大気水圏の科学黄砂*, 古今書院, 124-156.
- 李 元芳(1991): 廢黄河三角洲的演變. *地理研究*, **10**(4), 29-38.
- 李 鳳業・袁 巍・Demaster, D. J.・Nittrouer, C. A. (1991): 南海, 南黄海, 渤海²¹⁰Pb 垂直分布模式. *海洋地質与第四紀地質*, **11**(3), 35-43.
- 林 承坤(1989): 長江口泥沙的来源分析与数量計算的研究. *地理学報*, **44**, 22-31.
- Liu, Z. and Xia, D. (1986): Submarine sand ridges. In Ren, M.-E., ed., *Modern Sedimentation in the Coastal Zones of China*, China Ocean Press, 379-410
- Milliman, J. D. and Meade, R. H. (1983): World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.*, **91**, 1-21.
- Milliman, J. D. and Syvitski, J. P. M. (1992): Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the oceans: the importance of small mountain rivers. *J. Geol.*, **100**, 525-544.
- Milliman, J. D., Beardsley, R. C., Yang, Z.-S., and Limeburner, R. (1985a): Modern Huanghe-derived muds on the outer shelf of the East China Sea: identification and potential transport mechanism. *Cont. Shelf Res.*, **4**, 175-188.
- Milliman, J. D., Shen, H.-T., Yang, Z.-S., and Meade, R. H. (1985b): Transport and deposition of river sediment in the Changjiang estuary and adjacent continental shelf. *Cont. Shelf Res.*, **4**, 37-45.
- Milliman, J. D., Qin, Y. S., Ren, M.-E., and Saito, Y. (1987): Man's influence on the erosion and transport of sediment by Asian rivers: the Yellow River (Huanghe) example. *J. Geol.*, **95**, 751-762.
- Niino, H. and Emery, K.O. (1961): Sediment of shallow portions of the East China Sea and South China Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **72**, 731-762.
- Pang, J. and Si, S. (1980): Fluvial processes of Huanghe River. II. Hydrographical character and the region of sediment silting. *Oceanol. limnol. Sinica*, **11**, 295-305. in Chinese)
- Park, Y. A. and Khim, B. K. (1992): Origin and dispersal of recent clay minerals in the Yellow Sea. *Mar. Geol.*, **104**, 205-213.
- Ren, M.-E. and Shi, T.-L. (1986): Sediment discharge of the Yellow River (China) and its effect on the sedimentation of the Bohai and the Yellow Sea. *Cont. Shelf Res.*, **6**, 785-810.
- 斎藤文紀・池原 研(1992): 河川から日本周辺海域への堆積物供給量と海域での堆積速度. *地質ニュース*, **452**, 59-64.
- 斎藤文紀・楊 作升(1993): 東シナ海の堆積物収支. 第3回環境地質学シンポジウム. 日本地質学会環境地質研究委員会, 123-128.
- 斎藤文紀・楊 作升(1994): 黄河: 河川流量, 浮遊堆積物運搬量と堆積物収支. *堆積学研究*, no. 40, 印刷中.
- Schubel, J. R., Shen, H.-T. and Park, M.-J. (1984): A comparison of some characteristic sedimentation processes of estuaries entering the Yellow Sea. *Proc. Korea-U. S. Seminar and Workshop. Marine Geology and Physical Processes of the Yellow Sea*, Korea Inst. Energy & Resour., 286-308.
- Shen, H. W. (1979): Some notes on the Yellow River. *EOS*, **60**, 545-547.
- Suk, B.-K. (1989): Sedimentology and history of sea level changes in the East China Sea and adjacent seas. In Taira, A. and Masuda, F., eds., *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, Terra Sci. Pub., Tokyo, 215-231.
- Sun, Y. and Zhang, Y. (1983): The bottom boundary and thickness of Holocene sediments in the east China Sea shelf. *Donghai Mar. Sci.*, **1**(3), 1-8. (in Chinese)
- 王 靖泰・汪 品先(1980): 中国東部晚更新世以来海面昇降与氣候變化的關係. *地理学報*, **35**, 299-311. (同日本語訳, 第四紀研究, 21, 101-114)
- Wang, Y. and Aubrey, D. G. (1987): The characteristics of the China coastline. *Cont. Shelf Res.*, **7**, 329-349.
- 虞 志英・金 鏐・陳 德昌(1986): 中国江蘇北部における旧黄河三角洲の侵食過程. *地形*, **7**, 245-255.
- 張 忍順(1984): 蘇北黄河三角洲及滨海平原的成陸過程. *地理学報*, **39**, 173-184.
- Zhu, E., Gao, W. and Wang, H. (1990): Dynamic sedimentary subdivision of the East China Sea continental shelf. *Proc. 1st Int. Conf. Asian Marine Geology*, China Ocean Press, 351-365.

SAITO Yoshiki, IKEHARA Ken, KATAYAMA Hajime, MATSUMOTO Eiji and YANG Zuosheng (1994): Course shift and sediment-discharge changes of the Huanghe recorded in sediments of the East China Sea.

〈受付: 1994年2月24日〉