

島根半島中新世古浦層・成相寺層境界部泥岩の有機炭素・
硫黄濃度からみた日本海海進

古金典隆*・今岡裕作**・上田康博***・三瓶良和*・鈴木徳行****

**Transgression of the Japan Sea in the Middle Miocene as shown
by stratigraphic variations of total organic carbon and sulfur
concentrations of mudstones near the boundary of Koura and
Josoji Formations, eastern Shimane Peninsula, Japan.**

Noritaka Kogane, Yusaku Imaoka, Yasuhiro Ueda, Yoshikazu Sampei
and Noriyuki Suzuki

Abstract

Total organic carbon (TOC) and total sulfur concentrations of 147 mudstones adjacent to the boundary of the Koura and Josoji (K/J) Formations (16 to 16.5Ma) have been analyzed in order to reveal the characteristics of the Japan Sea transgression in the Middle Miocene. The samples were collected at Kitaura and Houda, eastern Shimane Peninsula, where the K/J boundary section is well exposed.

TOC concentrations of mudstones from the lower to middle Koura Formation are generally less than 0.3%, and their TOC to total sulfur (C/S) ratios are more than 5. The upper Koura mudstones (Shichirui Member) have comparatively high sulfur concentrations of about 1% and low C/S ratios of less than 5, which show a significant variation. These results indicate that most of the Koura Formation was deposited in freshwater, but the depositional environment of the upper Koura Formation fluctuated between fresh to brackish and marine conditions.

The lowermost Josoji mudstones close to the K/J boundary are characterized by higher sulfur concentrations of more than 4%. However, the sulfur concentrations of Josoji mudstones stratigraphically higher than 100m above the K/J boundary drastically decrease to about 1% which is similar to the average sulfur concentration of open marine mudstones. This suggests that the depositional environment of the lower Josoji Formation was highly reducing, due to the abrupt invasion of sea water into the terrestrial environment where the ferric iron is abundant. An open marine environment was subsequently formed in a geologically short time due to the rapid transgression of the Japan Sea. The Middle Miocene transgression in this area is not only due to eustatic sea level rise, but is also controlled by regional tectonic subsidence of the basement.

Key words : Josoji Formation, Koura Formation, Middle Miocene, Shimane Peninsula, total organic carbon, total sulfur, transgression of the Japan Sea,

はじめに

島根半島には、中新世の前期から中期にかけて堆積した古浦層・成相寺層が広く露出している。両層の堆積環境は、遍在する生物遺骸化石を基に、これまで主に古生物学的見地から検討されてきた。総じて、古浦層は淡水の湖沼成層、成相寺層は海成層と考えられている（多

* 島根大学地質学教室
Department of Geology, Faculty of Science, Shimane
University, Matsue, Shimane 690, Japan
** 島建地質調査株式会社
*** シンワ技研コンサルタント株式会社
**** 島根大学地質学教室 (1994年10月より北海道大学理学研究科)

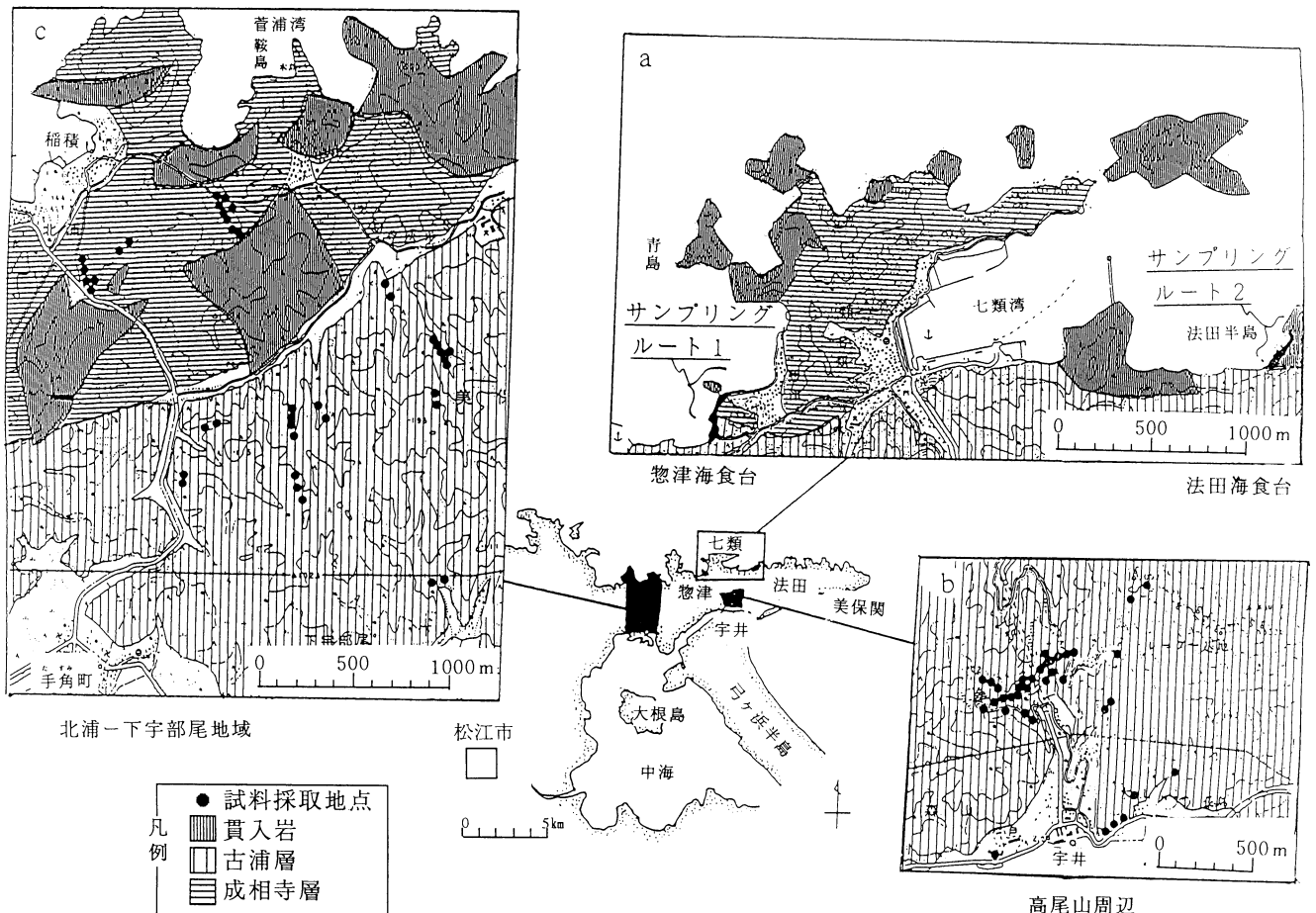
井, 1952; 高安ほか, 1992). 一方, 古浦期末期の堆積層には汽水生生物化石が見いだされており, 古浦期末期には淡水成環境へ海水が進入してきたことが示唆されている(山内ほか, 1980). 古浦層・成相寺層境界部の堆積年代は16~16.5Maにあたり(高安ほか, 1992), 中新世におけるいわゆる日本海海進の開始時期と接近している. しかしながら, 本地域における海進が汎日本海的に生じた海水準の上昇によるものなのか, 地域的なあるいは広域的な構造運動に伴うものであるのか, 今のところ明らかではない. 幸い, 島根半島東部に古浦層・成相寺層の境界部が明瞭に露出している地域が発見されている(山内ほか, 1980). このような境界部での堆積環境変遷を詳しく検討することによって, 古浦層・成相寺層境界の持つ地質学的意味がさらに明確になることが期待される.

泥岩中に含まれる有機炭素及びイオウ濃度は堆積環境を特徴づける重要な地球化学的指標である. 地質学的・古生物学的資料に加え, 有機炭素濃度・イオウ濃度を測定することにより, 堆積環境の古塩分の変化を詳しく検討することができる(Berner, 1979; 狛, 1992). 本研究

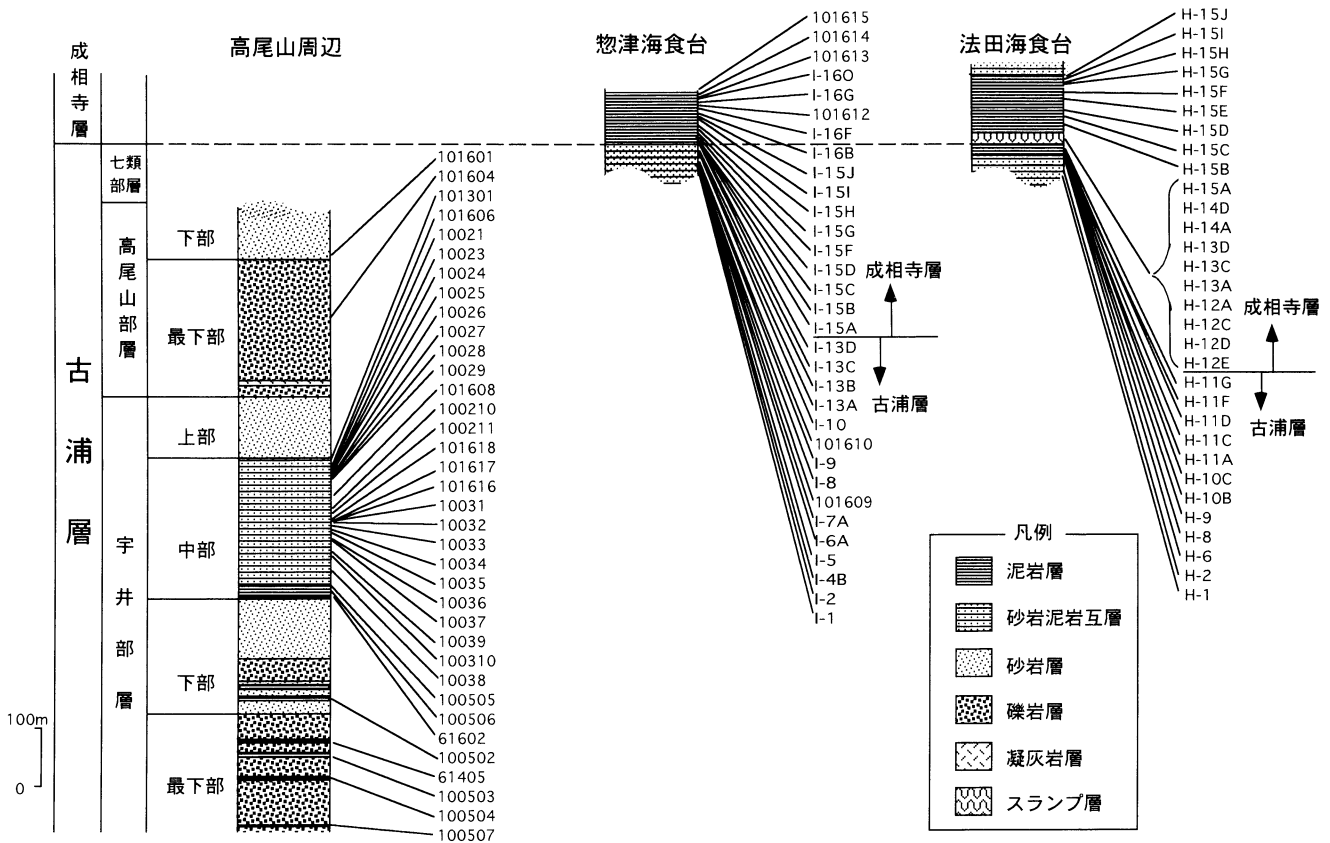
では, 島根半島東部における中新世の日本海海進を検討するため, 古浦層・成相寺層境界部泥岩147試料の有機炭素濃度・全イオウ濃度を測定している. その結果, 新しい知見を得ることができたので以下に報告する.

試料採取位置

島根半島東部七類湾周辺では古浦層最上部とその上位層である成相寺層の境界部が観察できる(山内ほか, 1980). とくに惣津および法田の海岸では両層の境界部が連続的に露出している. 試料は七類湾西方の惣津の海食台および七類湾を挟み東側の法田海食台から泥岩を連続的に採取した(第1図a). また高尾山周辺(第1図b), 北浦一下宇部尾地域(第1図c), 平田市伊野地域からも試料を採取している. また, 採取した試料の層位的な位置を第2図の柱状図に示した. 試料は, 古浦層から94個, 成相寺層から53個採取した.



第1図 古浦層及び成相寺層の試料採取位置と北浦一下宇部尾地域, 惣津-法田地域および高尾山周辺の地質概略図



第2図 古浦層及び成相寺層の模式柱状図と採取試料の層位関係

試料採取地域の地質概要

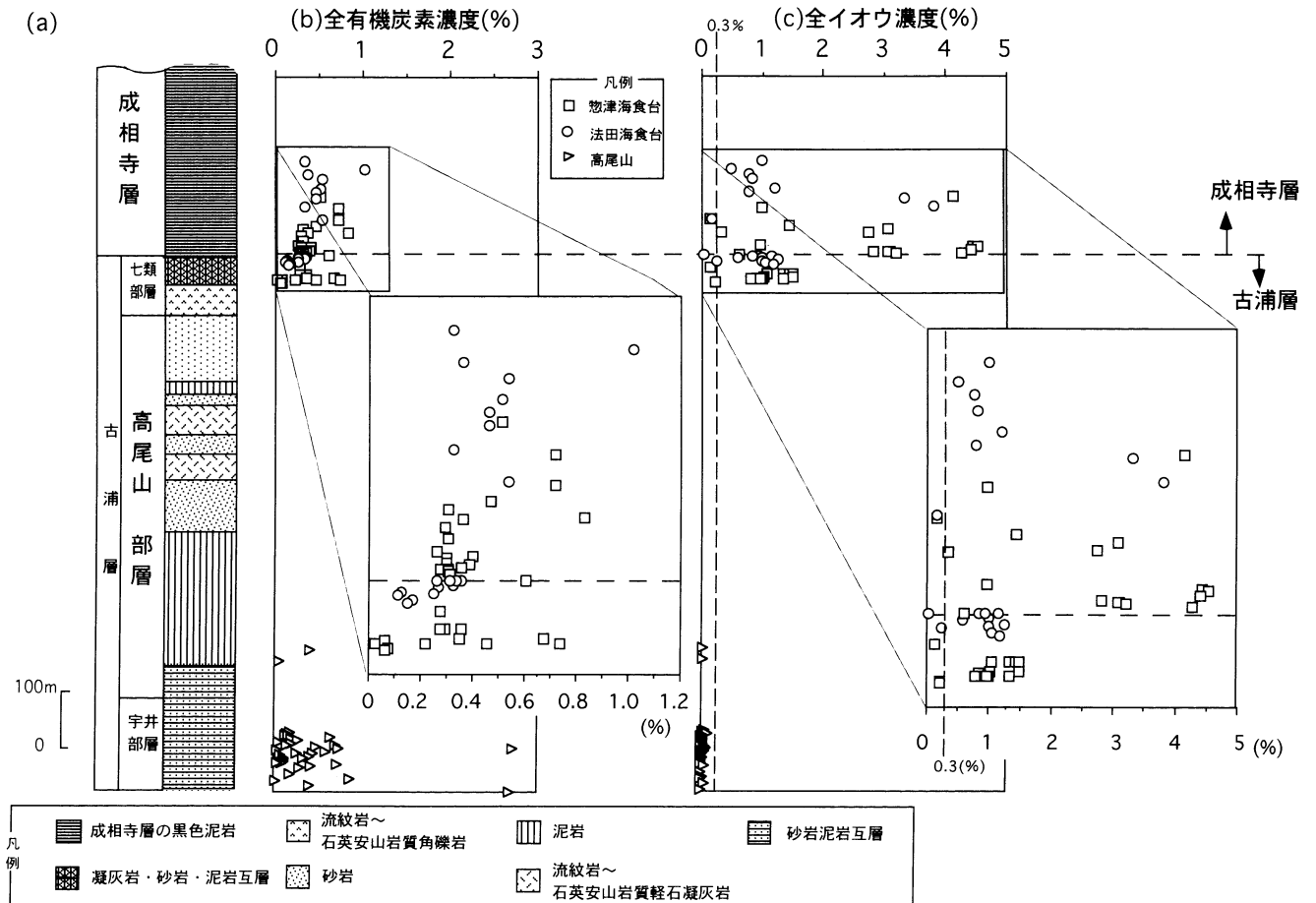
島根半島東部には新第三系中新世の堆積岩および火成岩類が主として分布している。島根半島の中新統についての地質学的調査はこれまで数多く行われている(富田・酒井, 1938; 多井, 1952, 1953, 1955; 西山, 1962; 通商産業省, 1967, 1969, 1970; 加藤, 1969; 山内ほか, 1979, 1980; 鹿野・吉田, 1984, 1985; 野村, 1986)。島根半島東部では古浦層は日本海沿岸と中海沿岸に露出しており波多期(16.5~22 Ma)および川合期(16~16.5 Ma)の前期にあたり(高安ほか, 1992), 淡水成の堆積物と考えられている(山内ほか, 1980; 高安ほか, 1992)。古浦層は淡水生貝化石を産出し, 凝灰質の堆積物に富んでいることから中性~酸性の活発な火山活動の場に近い湖沼成環境で形成されたと考えられる。

山内ほか(1979, 1980)は古浦層を4つの部層に細分しており, 下位から宇井部層・高尾山部層・七類部層・腕山部層と呼んでいる。今回は腕山部層をのぞく3部層から試料を採取した。古浦層は主に非海成層と考えられているが, 美保関町法田に露出している同層上部の七類部層からは *Corbicula* sp., *Ostrea* sp. が産出しており, その一部は汽水成層とされている(山内ほか, 1980)。山

内ほか(1980)は, 本地域における成相寺層と古浦層の関係を不整合としているが, 鹿野・吉田(1984)は両者の関係を整合としている。鹿野・吉田(1984)による古浦層上部と成相寺層下部のフィッシュントラック年代にはほとんど差がなく, 層序関係は別として両者の境界部付近にはほとんど時間間隙がないと考えられる。成相寺層は美保関町法田から島根町千酌までの海岸沿いに, 下部から上部までが比較的よく露出しており, 下位から厚い安山岩溶岩を伴う黒色泥岩・黒色泥岩・一部に安山岩質火山岩類を含む酸性火山岩類・酸性火砕岩類を伴う黒色泥岩の順で重なる。惣津海岸及び法田海岸地域では古浦層(七類部層)をおおうように成相寺層下部の黒色泥岩が分布している。成相寺層からは半深海の環境を示す軟体動物化石や有孔虫化石が産出している(山内ほか, 1980; 野村ほか, 1984)

分析 方法

採取した泥岩試料を乾燥させグラインダーで表面を削り, 水洗・乾燥させた後, ジョークラッシャー・メノウ乳鉢で粉末化した。粉末試料を均質を2分割した。分割された一方の試料は秤量後 1 N-HCl 溶液を滴下し炭酸塩を除去し, 表面温度を120℃にしたホットプレート上



第3図 古浦層及び成相寺層から採取した泥岩試料（惣津，法田，高尾山）の有機炭素濃度と全イオウ濃度の層位学的分布

で5～10分間放置し乾固させ、CHNコーダーを用いて炭素，窒素濃度を測定した。他方の試料の一部は秤量した後，空気燃焼法（三瓶ほか，1991）による全イオウ濃度の測定に用いた。

分析結果

有機炭素濃度と全イオウ濃度の分析結果を第1表に示した。古浦層の有機炭素濃度は0.01～2.70%の値を示しており平均値は0.32% ($\sigma=0.39$)である。成相寺層の有機炭素濃度は0.14～1.44%の値を示し平均値は0.51% ($\sigma=0.24$)で，総じて古浦層よりも高い。古浦層から成相寺層までの有機炭素濃度の変化を第3図bに示した。古浦層の最下部層である宇井部層の一部で2%を超える試料が認められたが古浦層・成相寺層ともにほとんどが1%以下であった。

古浦層中・下部層の全イオウ濃度は検出限界以下～0.19%の値を示しており平均値は0.03% ($\sigma=0.04$)で，古浦層最上部層の全イオウ濃度は0.14～1.49%の値を示しており平均値は0.90% ($\sigma=0.42$)である。成相寺層

の全イオウ濃度は北浦地域が0.03～1.19%の値を示しており平均値は0.29% ($\sigma=0.37$)で，その他の成相寺層の全イオウ濃度はスランプ層を除くと0.15%～6.82%の値を示しており平均値は2.69% ($\sigma=1.97$)である。法田海食台の成相寺層最下部のスランプ堆積物の全イオウ濃度は検出限界以下～0.34%の値を示しており平均値は0.04% ($\sigma=0.10$)である。

古浦層から成相寺層までの全イオウ濃度の変化を第3図cに示した。古浦層中・下部は0.3%未満で，成相寺層との境界部付近で1%付近に上昇する。成相寺層になるとさらに急上昇してほとんどが2%を越え，境界部から離れるに従って低下し1%程度になる。

採取した試料は，黒色泥岩，青灰色泥岩，スランプ堆積物であるが，スランプ堆積物の黒色泥岩では全イオウ濃度が検出限界以下～0.34%と他の成相寺層黒色泥岩と比較して著しく低濃度であった。

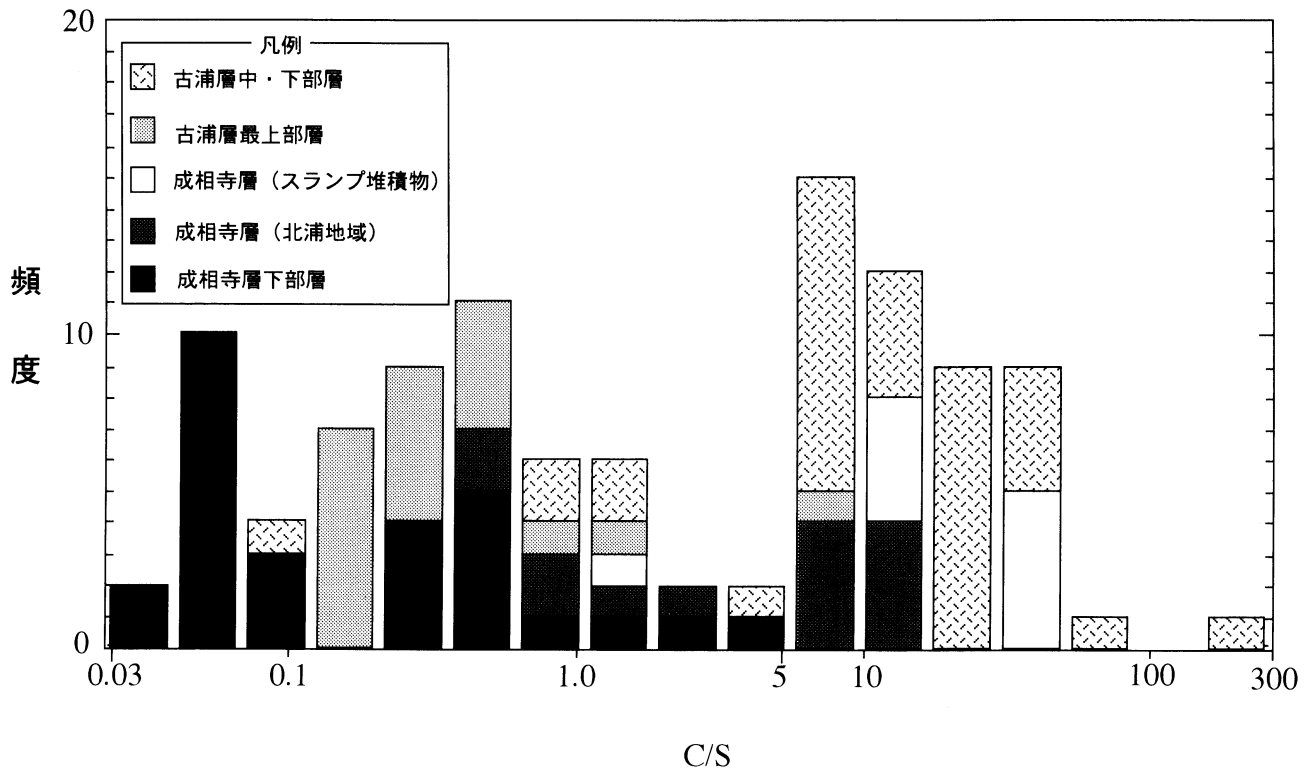
第1表 島根半島東部の北浦一下宇部地域, 高尾山周辺, 七類周辺, 島根半島中部の伊野地域より採取した試料の層準(採取地点については第1図を参照, 層準については第2図を参照)と分析結果(【-】は検出されず, 【*】はスランブ堆積物, 【*】は炭素もしくはイオウ濃度が0.2%以下のため算出せず)

試料	地 層 名	岩 相	C%	S%	C/S	採取地点
H-15J	成相寺層〈法田海食台〉	黒色泥岩	0.33	0.99	0.33	第1図aルート2
H-15I	〃	〃	1.02	0.49	2.09	〃
H-15H	〃	〃	0.37	0.76	0.48	〃
H-15G	〃	〃	0.54	0.81	0.66	〃
H-15F	〃	〃	0.51	1.21	0.43	〃
H-15E	〃	〃	0.46	0.78	0.59	〃
101615	成相寺層〈高尾山周辺〉	〃	0.51	4.14	0.12	第1図b
H-15D	成相寺層〈法田海食台〉	〃	0.46	3.31	0.14	第1図aルート2
H-15C	〃	〃	0.33	3.81	0.09	〃
101614	成相寺層〈高尾山周辺〉	〃	0.72	0.98	0.74	第1図b
H-15B	成相寺層〈法田海食台〉	〃	0.54	0.17	3.19	第1図aルート2
101613	成相寺層〈高尾山周辺〉	〃	0.72	0.15	4.95	第1図b
I-16O	成相寺層〈惣津海食台〉	〃	0.47	1.42	0.33	第1図bルート1
I-16G	〃	〃	0.31	3.07	0.10	〃
101612	成相寺層〈高尾山周辺〉	〃	0.83	2.73	0.30	第1図b
I-16F	成相寺層〈惣津海食台〉	〃	0.37	0.33	1.12	第1図bルート1
I-16B	〃	〃	0.26	3.97	0.27	〃
I-15J	〃	〃	0.40	4.44	0.09	〃
I-15I	〃	〃	0.30	4.53	0.07	〃
I-15H	〃	〃	0.30	4.40	0.07	〃
I-15G	〃	〃	0.39	5.02	0.08	〃
I-15F	〃	〃	0.36	2.82	0.13	〃
I-15D	〃	〃	0.27	3.09	0.09	〃
I-15C	〃	〃	0.31	3.07	0.10	〃
I-15B	〃	〃	0.31	3.20	0.10	〃
I-15A	〃	〃	0.31	4.26	0.07	〃
H-11G	古浦層(七類部層)〈法田梅食台〉	〃	0.32	0.04	8.90	第1図aルート2
H-11F	〃	〃	0.36	0.93	0.38	〃
H-11D	〃	〃	0.34	1.15	0.29	〃
H-11C	〃	〃	0.31	1.15	0.27	〃
H-11A	〃	〃	0.26	0.83	0.31	〃
H-10C	〃	〃	0.33	0.99	0.33	〃
H-10B	〃	〃	0.27	0.58	0.46	〃
H-9	〃	黒色シルト岩	0.13	1.24	*	〃
H-8	〃	黒色泥岩	0.25	0.98	0.26	〃
H-6	古浦層(七類部層)〈法田海食台〉	黒色泥岩	0.11	0.24	*	第1図aルート2
H-2	〃	緑色泥岩	0.17	1.04	*	〃
H-1	〃	〃	0.15	1.18	*	〃
I-13D	古浦層(七類部層)〈法田海食台〉	黒色泥岩	0.36	1.34	0.27	第1図aルート1
I-13C	〃	〃	0.29	1.44	0.20	〃
I-13B	〃	〃	0.36	1.49	0.24	〃
I-13A	〃	〃	0.28	1.05	0.26	〃
I-10	〃	緑色泥岩	0.35	1.48	0.24	〃
101610	古海層(七類部層)〈高尾山周辺〉	暗緑色泥岩	0.61	0.60	1.01	第1図b
I-9	古海層(七類部層)〈法田海食台〉	黒色泥岩	0.68	1.00	0.67	第1図aルート1

試料	地 層 名	岩 相	C%	S%	C/S	採取地点
I-8	古海層（七類部層）〈法田海食台〉	緑色泥岩	0.07	0.84	*	第1図aルート1
101609	古海層（七類部層）〈高尾山周辺〉	黒色泥岩	0.28	0.14	1.96	第1図b
I-7A	古海層（七類部層）〈法田海食台〉	緑色泥岩	0.03	0.79	*	第1図aルート1
I-6A	"	黒色泥岩	0.22	0.99	0.22	"
I-5	"	黒色泥岩	0.45	0.97	0.47	"
I-4	"	黒色泥岩	0.45	0.97	0.47	"
I-2	"	シルト質泥岩	0.07	0.20	*	"
I-1	"	"	0.06	0.22	*	"
101601	古浦層〔高尾山部層（最下部）〕〈高尾山周辺〉	泥岩	0.39	0.02	16.74	第1図b
101604	"	"	0.04	0.03	*	"
101301	古浦層〔字井部層（中部）〕〈高尾山周辺〉	青灰色泥岩	0.16	0.05	*	"
101606	"	"	0.13	0.03	*	"
10021	"	"	0.11	0.03	*	"
10022	"	"	0.15	0.11	*	"
10023	"	"	0.63	0.02	35.06	"
10024	"	"	0.19	0.01	*	"
10025	"	"	0.26	0.03	10.08	"
10026	"	"	0.26	0.03	9.85	"
10027	"	"	0.03	0.02	*	"
10028	"	"	0.19	0.03	*	"
10029	"	"	0.68	0.02	33.85	"
101608	"	"	0.13	0.03	*	"
100210	"	"	0.47	0.01	33.36	"
100211	"	"	2.70	—	—	"
101618	"	"	0.73	0.06	12.08	"
101617	"	"	0.01	0.09	*	"
101616	"	"	0.58	0.04	14.53	"
10031	"	"	0.43	0.05	8.71	"
10032	"	"	0.25	0.02	10.33	第1図b
10033	"	"	0.06	0.04	*	"
10034	"	"	0.39	0.01	32.17	"
10035	"	"	0.10	—	—	"
10036	"	"	0.32	0.02	28.82	"
10037	"	"	0.10	0.02	*	"
10039	"	"	0.10	0.01	*	"
100310	"	"	0.07	—	—	"
10038	"	"	0.03	—	—	"
100505	"	"	0.70	0.01	100.00	"
100506	"	"	0.41	0.01	68.67	"
61602	"	"	0.27	0.04	6.43	"
100502	古浦層〔字井部層（下部）〕〈高尾山周辺〉	泥岩	0.17	—	—	"
61405	古浦層〔字井部層（最下部）〕〈高尾山周辺〉	"	0.85	0.04	21.77	"
100503	"	"	0.01	—	—	"
100504	"	"	0.39	0.06	6.43	"
100507	"	"	2.67	—	—	"
No. 1	成相寺層〈北浦地域〉	"	0.84	0.05	16.19	第1図c
No. 2	"	"	0.51	0.21	2.36	"

試料	地層名	岩相	C%	S%	C/S	採取地点
No. 3	成相寺層〈北浦地域〉	泥岩	0.57	0.49	1.10	第1図c
No. 4	"	"	0.67	0.63	1.07	"
No. 5	"	"	0.60	0.04	15.00	"
No. 6	"	"	0.92	0.11	8.63	"
No. 7	"	"	1.44	0.08	17.50	"
No. 8	"	"	0.61	0.18	3.30	"
No. 9	"	"	0.43	0.05	8.58	"
No.10	"	"	0.68	0.04	15.74	"
No.11	"	"	0.68	0.07	9.94	"
No.12	"	"	0.54	0.06	8.63	"
No.13	"	"	0.14	0.03	*	"
No.14	"	"	0.49	1.06	0.46	"
No.15	"	"	0.58	1.19	0.48	"
No.16	古浦層〈下字部地域〉	シルト質泥岩	0.21	0.19	1.12	"
No.17	"	"	0.12	0.07	*	"
No.18	"	"	0.05	0.02	*	"
No.19	"	"	0.21	0.10	2.06	"
No.20	"	"	0.34	0.05	6.59	"
No.21	"	"	0.37	0.02	16.13	"
No.22	"	"	0.36	0.01	59.50	"
No.23	"	"	0.47	0.04	10.70	"
No.24	"	"	0.35	0.16	2.25	"
No.25	"	"	0.10	0.05	*	"
No.26	"	"	0.07	0.04	*	"
No.27	"	"	0.40	—	—	"
No.28	"	"	0.35	0.03	10.88	"
No.29	"	"	0.12	—	—	"
No.30	"	"	0.52	—	—	"
No.31	"	"	0.20	—	—	"
No.32	"	"	0.31	—	—	"
No.33	"	"	0.06	—	—	"
No.34	"	"	0.19	—	—	"
No.35	"	"	0.13	0.14	*	"
No.36	"	"	0.14	—	—	"
No.37	"	"	0.14	—	—	"
No.38	"	"	0.22	—	—	"
No.39	"	"	0.10	—	—	"
No.40	"	"	0.08	—	—	"
No.51	古浦層〈伊野地域〉	"	0.21	0.13	1.53	平田市伊野
No.52	"	"	0.19	—	—	"
No.53	"	"	0.19	—	—	"
No.54	"	"	0.23	—	—	"
No.55	"	"	0.32	0.06	5.40	"
H-15A	成相寺層〈法田海食台〉*	黒色泥岩	0.57	0.34	1.65	第1図a ルート2
H-14D	"	"	0.52	0.04	13.99	"
H-14A	"	"	1.24	0.02	56.01	"
H-13D	"	"	0.53	—	—	"

試料	地層名	岩相	C%	S%	C/S	採取地点
H-13C	成相寺層〈法田海食台〉*	黒色泥岩	0.32	0.02	13.95	第1図aルート2
H-13A	"	"	0.42	—	—	"
H-12A	"	"	0.38	0.02	21.36	"
H-12C	"	"	0.46	—	—	"
H-12D	"	"	0.28	—	—	"
H-12E	"	"	0.42	—	—	"



第4図 古浦層及び成相寺層から採取した泥岩試料（惣津，法田，高尾山）の全イオウ濃度に対する有機炭素濃度の重量比の頻度分布

考 察

1. イオウ濃度と堆積環境

泥質岩中の全イオウ濃度は海成の場合で0.3%～3.0%，淡水成では0.3%以下であることが多いことが明らかにされている（狛，1974，1978，1992；狛ほか，1983；伊藤ほか，1977；寺島ほか，1981；Berner，1984）。このようなことから全イオウ濃度は海成・淡水成泥質堆積物の判定指標に用いられているが，海成泥質堆積物の場合でも，酸化還元環境の違いによって含有量が異なっている。水圏ではイオウは主に SO_4^{2-} として存在しているが，淡水と比較して海水は多量の SO_4^{2-} を含んでいる。より還元的な堆積物中ほど，多くの SO_4^{2-} が硫酸還元バクテリアの活動により還元され，多量の H_2S が生成される。 H_2S は Fe と容易に結びつき鉄硫化物

が形成され，海水中のイオウは堆積物中に固定される。従って，淡水成環境よりも海成環境，同じ海成環境でもより還元的で鉄イオンに富む環境ほど堆積物のイオウ濃度は高くなる（Berner，1970，1984；狛，1992）。

これらのことを成相寺層・古浦層にあてはめると古浦層中・下部層では全イオウ濃度は0.3%未満であり淡水成環境と判断できる。しかし古浦層最上部層では全イオウ濃度はほとんどが0.3%を越えており海成または汽水成層とみることができ，すでに古浦層最上部では海水の進入があったと考えられる。成相寺層では北浦地域の泥岩及び法田地域のスランプ堆積物以外は海成，それもかなり還元的な環境下で形成された堆積物であると考えられる。高安ほか（1992）によると古浦層は波多期（湖沼期）～川合期（海進期）前期の堆積層である。美保関町法田の古浦層の最上部から *Corbicula* sp., *Ostrea* sp. が

産出することにより最上部付近は多少の海水の進入があったものと推定されている（山内ほか，1980）．上位層である成相寺層は川合期後期～久利期（海進期）の堆積層で，上部～中部半深海の環境を示す軟体動物化石（*Portlandia* sp., *Acesta* など）や有孔虫化石が産出している（山内ほか，1980；野村ほか，1984）．野村ほか（1984）は淡水成環境から海成環境への変化は急激で，古浦層との間にも不整合は認められないとして，規模の大きな盆地の淡水塊が急速に海水と入れ替わったのではないかと述べている．

2. C/S比による堆積環境の検討

海成堆積物はC/S比（重量比）が5より小さく，淡水成堆積物はC/S比が5より大きい傾向がある（Bernier, 1984）．第4図にC/S比（重量比）の頻度分布を表した．C/S比を横軸に，試料の頻度を縦軸にとってある．ただし，有機炭素濃度とイオウ濃度が著しく低い場合には，測定誤差がC/S比の値に大きく影響するので，本研究では，炭素濃度が0.2%以上のものについてのみC/S比を求めた．古浦層中・下部層はその大半が5より高い値をとっている．同じ古浦層でも成相寺層との境界部付近の七類部層より試料は1試料を除いて5より低い値をとっている．この試料は成相寺層スランプ層の直下の黒色部より採取したものである．このようにほとんどの古浦層泥岩は，明瞭に淡水成の領域に分布するが，一部は海成の値を示している．また，その上部，とくに成相寺層との境界付近では，海成の値を示すものがほとんどである．成相寺層はその大半が5未満の値をとるが北浦地域で採取されたものと法田地域で採取されたスランプ層堆積物（黒色泥岩）は5より高い値を示した．スランプ層の全イオウ濃度が検出限界以下～0.34%と低いことから，この堆積物は，あまり還元的でない浅海から移動したためと今のところ考えている．また，このスランプ層にはクラックが多数確認され，試料はこのクラックに沿って1～数cm大の塊状に容易にくずれるものが多かった．従って，地表に露出後，硫化物が酸化され溶脱してイオウ濃度が減少した可能性も考えられる．

C/S比とイオウ濃度の鉛直変化と比較してみると，古浦層中・下部層ではイオウ濃度は0.3%未満であり淡水成環境を示しているが，全有機炭素濃度も低いため，その中の一部はC/S比でみると海成を示して一致していないものもある．しかしながら古浦層最上部層ではイオウ濃度はほとんどが0.3%を越えており，またC/S比もほとんどが5以上である．このことは古浦期末期（層序的には成相寺層との境界部）には堆積層が塩分の高い環境下で形成されたことを示している．北浦地域及び法田地域のスランプ堆積物を除くと成相寺層泥岩は全イオ

ウ濃度が0.15～7.50%と非常に高く，またC/S比も5未満であり，非常に還元的な海成環境下で形成されたことを示している．しかし，北浦地域では，全イオウ濃度は0.03～1.19%，C/S比は0.46～17.50と大きな幅で変動しており（第1表-試料No.1～No.15），成相寺層下部に淡水成環境を示唆するものが認められた．従って同時期の北浦地域では淡水成から海成，あるいはその逆の変化が頻繁に起きていた可能性もある．これは，海域に対してあまり開かれていない地域で堆積したためか，あるいは，地域的な差別的構造運動が環境変化に関与していたことを示唆している．

なお，スランプ堆積物は，全て黒色泥岩で，その他の成相寺層と同じ岩相であったにも関わらず，全有機炭素濃度・全イオウ濃度ともそれぞれ0.28～1.24%（平均値は0.51%）・検出感度以下～0.34%（平均値は0.04%）と低い．これは，前述したようにスランプ堆積物が，浅海のあまり還元的でない場所から移動してきたものである可能性があるが，この層が黒色である理由は，現在明らかではない．

3. 古浦層・成相寺層境界部付近での全有機炭素・全イオウ濃度変化の特徴

古浦期末期の泥岩では全有機炭素と全イオウ濃度とが大きく変動しており，古浦期末期の七類部層は海水～汽水期と淡水期が頻繁に繰り返す堆積環境で形成されたものと考えられることを述べた．その後，古浦層・成相寺層境界を境に，成相寺層へかけて泥質岩中の全イオウ濃度は急増している（第3図C）．成相寺層最下部付近の黒色泥岩はイオウ濃度4%以上を示し，7%に及ぶイオウ濃度を示すものもみられた．一般的な海成泥質岩のイオウ濃度が通常3%以下であること（狛，1992）を考えると成相寺層最下部泥岩のイオウ濃度は著しく高い．泥質岩中のイオウは主としてFeS₂などの硫化物として存在している（Bernier, 1970）．酸化的な陸成環境は一般に3価の鉄イオンに富んでいることが知られている．このような鉄に富む陸成環境に海水が急速に進入し還元的になったと考えると，硫酸還元細菌の活動に伴い多量の鉄硫化物が形成されることが予想される．成相寺層最下部の全イオウ濃度の急増はこの時期に陸成環境に海水が急速に進入したことを強く示唆する．両層の境界部から100mほど上位の成相寺層泥岩では，イオウ濃度は1%前後を示し外洋環境で形成された海成泥岩の平均的な全イオウ濃度（例えば，狛，1992）と大差ない．これは，同地域が比較的短期間に陸域の影響をあまり受けない外洋環境へと変化したことを示唆している．

一方，これらの試料の有機炭素濃度は0.5%以下を示すものがほとんどで，泥岩としては低い有機炭素濃度に

よって特徴づけられている(第3図b)。成相寺層最下部付近では粗粒な碎屑物がほとんど認められず、無機碎屑物の堆積速度が著しく速かったとは考えられない。無機物の希釈効果が顕著でなかったものとする、底質での微生物による有機物の分解が著しかったのか、あるいは、本地域では成相寺期初期の海進期の基礎生産性が比較的低下したことを示唆している。同時期の秋田、新潟、能登半島地域では、海進に伴い有機物に富む黒色泥岩が形成されている。同時期のほかの日本海地域と比較すると、海進期における有機物に乏しい泥岩の形成は本地域の大きな特徴である。今後、周辺地域における日本海海進期の有機物の保存性や基礎生産性を検討することにより、日本海西部地域における古日本海成長の特色がさらに明確になることが期待される。

ま と め

島根半島西部に分布する新第三紀中新世の古浦層と成相寺層の泥岩について、同時期の海進の特徴を明らかにするため全有機炭素濃度及び全イオウ濃度の分析を行った。その結果、古浦層中部層、下部層の泥岩は総じてイオウ濃度は0.3%以下で、また、C/S重量比は5以上の高い値を示した。しかしながら、古浦層最上部の七類部層の泥岩は1%前後の比較的高い全イオウ濃度と5以下の低いC/S重量比によって特徴づけられ、また、その変動も大きい。これは古浦層は総じて淡水成環境で形成されたが、末期には淡水成、汽水成～海成環境が頻りに繰り返していたことを示している。成相寺層最下部の泥岩では、4%を超える高い全イオウ濃度が測定された。これは、古浦期の陸成環境に海水が急速に進入し、還元的环境になったことを強く示唆する。また、両層の境界部より100mほど上位の成相寺層泥岩の全イオウ濃度は1%程度に急減しており、海成泥岩の平均的な値と大差ない。これらのことから、古浦期末期には比較的穏やかな海進があったが、引き続いて、成相寺層に入ると陸成環境に急速な水深の増加を伴う著しい海進があり、短期間に外洋環境へと変化したことが考えられる。法田地域と北浦地域では、有機炭素・全イオウ濃度の変化に若干の相違が認められ、海成環境への変化に際した地域的な相違も示唆された。しかしながら、両地域とも急速に外洋環境へと変化したこと、および、泥岩の全イオウ濃度が同一層準においても地域差を示すことなどを考えると、本地域における海進は広域的な海水準の上昇だけでなく、沈降運動を伴ったものと考えるのが妥当であろう。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、島根大学地質学教室の黒田

和男教授には、有益な議論をしていただき、終始激励していただいた。同山内靖喜教授には、島根半島東部地域の地質について教示いただき、本論文作成に際して有益なご意見をいただいた。同石賀裕明助教授には本論文の議論に際して有益なご意見をいただいた。また、本研究には、平成5年度島根大学学内特別研究費(代表坂本一光)の一部を使用させて頂いた。記して厚く御礼を申し上げます。

文 献

- Berner, R. A., 1970 : Sedimentary pyrite formation. *Am. J. Sci.*, 268, 1-23.
- Berner, R. A., 1984 : Sedimentary pyrite formation : An update. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 405-615.
- 伊藤 聡・狛 武・根本隆文・横田節哉・木村 亨, 1977 : 北海道北部地域における新第三系泥質岩の化学組成. *地調月報*, 28, 57-67.
- 鹿野和彦・吉田史朗, 1984 : 島根県中・東部新第三系の放射年代とその意義. *地調月報*, 35, 159-170.
- , 1985 : 境港地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 36P.
- 加藤穰司, 1969 : 島根半島中西部の層序. 九州大学理学部研究報告, 地質学, 10, 31-49.
- 狛 武, 1974 : 油田第三系における泥質岩の化学組成. *地調報告*, 250-2, 211-227.
- , 1978 : 第三紀堆積岩の硫黄含量と堆積環境北海道中央部芦別川流域. *石技誌*, 43, 128-136.
- , 1992 : 堆積岩の化学組成による堆積環境の研究—特に硫黄含有量による識別—. *地調月報*, 43-8, 473-548.
- ・坂本 亨・安藤 厚, 1983 : 茨城県中部地域における上部新生界堆積岩の全硫黄と堆積環境. *地調月報*. 34, 279-293.
- 西山省三, 1962 : 鰐淵鉦山の地質と鉦床. 地質巡検案内書, 鰐淵鉦山と出雲市新第三系, 8-12, 日本地質学会第69年年会準備委員会.
- 野村律夫, 1986 : 島根半島中央部中新統の地質—その1層序について—. *地質雑*, 92, 405-420.
- ・吉田史朗・鹿野和彦, 1984 : 島根半島東部新第三系からの有孔虫化石. *地調月報*, 35, 261-268.
- 三瓶良和・市場健二・鈴木徳行, 1991 : 空気燃焼によるケロジェンイオウ濃度の測定. 島根大学地質学研究報告, 10, 75-80.
- 多井義郎, 1952 : 島根半島中央地区の層序と構造—島根半島第三系の地質学的研究(その1)—. *地質雑*. 12, 573-583.
- , 1953 : 島根半島中央地区の層序と構造(続)

- 島根半島第三系の地質学的研究（その2）—。地質雑，59，407-420.
- ，1955：古江累層の微少古生物学的研究—島根半島第三系の地質学的研究（その3）—。地質雑，61，407-420.
- 高安克己・山崎博史・植田哲朗・赤木三郎・松本敏雄・野村律夫・岡田昭明・沢田順弘・山内靖喜・吉谷昭彦，1992：山陰地方の中新統層序と古地理。地質学論集，37，97-116.
- 寺島 滋・稲積章三・石原舜三，1981：中国・四国地方の泥質岩中の炭素と硫黄。地調月報，32，167-181.
- 富田 達・酒井栄吾，1938：松江市付近の中新統について。地質雑，45，529-532.
- 通商産業省，1967：昭和41年度広域調査報告書，北島根地域。26P .
- ，1969：昭和42年度広域調査報告書，北島根地域。23P.
- ，1970：昭和42年度広域調査報告書，北島根地域。29P.
- 山内靖喜・三梨 昂・山本洋一郎，1980：島根半島の中新統。日本地質学会第87年総会年會見学旅行案内書，1-39.
- ・山本洋一郎・内田澄夫，1979：島根半島東部の中新統の層序と構造。日本地質学会第86年学術大会講演要旨，133.