

漸新統芦屋層群に見られるハンモック状斜交層理砂岩の堆積相・粒径・ 波長の関係と、白亜系銚子層群、中新統三崎層群との比較

The relationship between sedimentary facies, grain size, and wavelength
of hummocky cross-stratified sandstone in Oligocene Ashiya,
Miocene Misaki, and Cretaceous Choshi groups

隈 隆成 (KUMA Ryusei)¹⁾・長谷川 精 (HASEGAWA Hitoshi)²⁾・
坂井 卓 (SAKAI Takashi)³⁾

1) 名古屋大学大学院環境学研究科地球環境科学専攻

Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601, Japan

2) 高知大学理工学部地球環境防災学科

Faculty of Science and Technology, Kochi University, Akebono-cho 2-5-1, Kochi 780-8520, Japan

3) 九州大学理学研究院地球惑星科学部門

Faculty of Sciences, Kyushu University, Motoooka 744, Nishi-ku, Fukuoka 819-0395, Japan

*Corresponding author: kuma.ryusei@i.mbox.nagoya-u.ac.jp (R. Kuma)

要旨

九州北部に分布する芦屋層群は漸新世中頃の浅海性堆積物からなり、ハンモック状斜交層理砂岩 (hummocky cross-stratified sandstone : HCS 砂岩) を多数介在する。HCS 砂岩は暴風雨時に形成されると考えられ、その波長は嵐強度を反映している可能性が指摘されている。しかし、異なる時代のHCS 砂岩の波長から過去の嵐強度の変遷を復元するにあたり、その形成水深を規定するのが困難という問題点があった。そこで本研究では、芦屋層群の堆積相とHCS 砂岩の波長、粒径の関係を調べ、形成水深との関係性を検討した。芦屋層群に見られる癒着HCS 砂岩と単層HCS 砂岩の粒径・波長を比べると、癒着HCS 砂岩の方が単層HCS 砂岩よりも粒径が大きく、波長も大きいという特徴があった。これは芦屋層群のHCS 砂岩の波長の大きさは、形成水深に関係する堆積相や粒径と相関することを示唆している。そこで、癒着HCS 砂岩のみに対して、芦屋層群と他地域のHCS 砂岩(白亜系銚子層群と中新統三崎層群)の粒径と波長とを比較検討した。その結果、癒着HCS 砂岩で比較すると粒径はおおよそ同じ(150–200 μm)であるにも関わらず、波長は白亜系銚子層群が有意に大きいことが明らかになった。このように、同じ堆積相で同程度の粒径を示すにも関わらずHCS 砂岩の波長に明確な違いが見られることは、中新世・漸新世・白亜紀当時の嵐強度の違いを反映している可能性が示唆される。

Abstract

Ashiya Group distributed in North Kyushu consists entirely of mid-Oligocene shallow marine sediments with intercalation of hummocky cross-stratified sandstone (HCS sandstone). Previous studies suggested that HCS sandstone formed during storm dominant conditions and HCS wavelength reflects the storm intensity. However, relationship between sedimentary facies, grain size, and wavelength of HCS sandstone are not clarified yet. We examined sedimentary facies, wavelength, amplitude, and grain size characteristics of HCS sandstone in the Ashiya Group. Three types of sedimentary facies in the HCS sandstones, such that amalgamated, partly-amalgamated, and non-amalgamated types, were observed in the Ashiya Group. Amalgamated HCS sandstone shows larger in wavelength, amplitude, and grain size than partly-

amalgamated and non-amalgamated HCS sandstones. This observation suggests wavelength of HCS sandstone are influenced by sedimentary facies and grain size, which are possibly related to the formation depth of HCS sandstone. In addition, we compared the wavelength and grain size of amalgamated HCS sandstone in between the Lower Cretaceous Choshi Group, the mid-Oligocene Ashiya Group, and the mid-Miocene Misaki Group. Although grain sizes of the amalgamated HCS sandstone in three groups show similar size (150–200 μm), wavelengths of three groups are different markedly; i.e., longer in the Cretaceous Choshi Group and shorter in the Miocene Misaki Group. Thus, we suggest that different wavelength of HCS sandstone in between the Miocene, the Oligocene, and the Cretaceous strata can be reflected to the different storm intensity at that time.

はじめに

近年の世界の平均気温の上昇に伴って、強大なハリケーンや台風の発生頻度が増大している可能性が指摘されており（例えば Emanuel, 2005；Bender *et al.*, 2010；Knutson *et al.*, 2010）、地球温暖化といった気候変動に伴う嵐の頻度や強度の応答様式を理解する必要性が高まっている。しかし、観測記録のある過去100年以前の嵐強度の復元は困難であり、気候変動に対する嵐強度の応答は不明な点が多い。特に、現在よりも二酸化炭素濃度の高い過去の地質時代の嵐強度の記録を復元することが出来れば、温暖化進行後の嵐強度を予測する上で重要な示唆を与えることが可能である。

過去の地質時代の嵐強度を検討するためにハンモック状斜交層理構造（hummocky cross-stratification：HCS構造）を用いた研究例がある（石垣・伊藤, 2000；Ito *et al.*, 2001）。HCS構造とは、浅海のストーム堆積物の内部構造で、葉理が緩くうねった構造で特徴付けられる（Harms *et al.*, 1975）。このHCS砂岩中のHCS構造の波長や波高は、堆積当時の波浪強度を反映している可能性がIto *et al.* (2001)により指摘された。Ito *et al.* (2001)は、千葉県に分布する白亜系銚子層群の堆積相毎のHCS砂岩中の波状構造の波長を計測し、堆積相と波長の関係性を示すと共に、他地域・他時代のHCS砂岩の波長と比較した。その結果、同一堆積相（内側陸棚）のHCS砂岩の波長で比較すると、白亜紀のように大気二酸化炭素濃度が高い時代においてHCS砂岩の波長が有意に大きいことを見出し、白亜紀には嵐の強度が大きく、嵐の強度は大気二酸化炭素濃度の増大と共に大きくなると解釈した。しかし、Ito *et al.* (2001)で比較対象として示されているHCS砂岩には北欧の極域低気圧の影響下で形成されたものも含まれ、温暖化に対する台風やハリケーン強度変動の復元として解釈出来るかについては疑問がある。さらに、Ito *et al.* (2001)でも示されているように、堆積相から推定される形成水深が深くなるにつれてHCS砂岩の波長が小さくなるという特徴を考慮すると、Ito *et al.* (2001)のように同一の堆積相で比較するだけで、HCS砂岩の波長から嵐強度を推定できているかどうかについては、検討が必要であると考えられる。

各堆積相の形成には、波浪強度とともにその形成水深が大きく寄与することが知られている。例えば Clifton (2006)は、北米大陸の数か所の沿岸堆積物に対して水深や堆積相、粒径を比較し、各堆積相の形成水深は波浪強度や堆積物粒径に依存していることを示している。HCS砂岩も形成水深と関係しており、HCSの一種で下に凸の構造が卓越するスウェール状斜交層理（swaley cross-stratification：SCS）は海浜堆積物に直接覆われて存在するという特徴から、SCS砂岩は静穏時波浪限界水深より浅い環境で、上に凸の構造を持つHCS砂岩はより深い環境で形成されたと推定されている（Leckie and Walker, 1982）。また、Eoff (2014)は米国ウィスコンシン州とミネソタ州に分布するカンブリア紀のHCS砂岩を調査し、その堆積相と粒径との関係を示した。その結果、癒着HCS砂岩は波長が大きく、平均粒径が2.5 ϕ （中粒砂）からなり、その形成水深は静穏時波浪限界水深付近であると推定している。癒着HCS砂岩とは、HCS構造が侵食と堆積を繰り返して重なり合っているHCS砂岩のことである。一方で単層HCS砂岩は波長が小さく、粒径が2.5–3.5 ϕ と細粒砂からなり、介在する生痕化石から、その形成水深は癒着HCS砂岩より深い環境であると見積もっている（Eoff, 2014）。しかし、同一水深であっても水理環境に

より、同じ粒径・同じ堆積相になるとは限らないことも報告されている (Clifton, 2006)。このように、HCS砂岩の波長や粒径、堆積相から形成水深との関係性を規定できるかは不明な点も多く、HCS砂岩の波長から過去の波浪強度の復元が可能かどうかについては議論が続いている。HCS砂岩の堆積相や波長・粒径と、その形成水深を議論するための基礎データが十分に報告されていないのが現状である。

本研究は、漸新世中頃の浅海性堆積物である芦屋層群を対象とし、HCS砂岩およびその上下層の堆積相の観察と、HCS構造の波長の計測、そして採取したHCS砂岩試料の粒度分析を行うことにより、HCS砂岩の堆積相と粒径、波長との関係性を示した。そして同一の堆積相、同程度の粒径という条件で、漸新統芦屋層群と白亜系銑子層群犬吠埼層、中新統三崎層群竜串層のHCS砂岩の波長の大きさを比較し、過去の波浪強度推定の可否について議論した。

地質背景

九州北部に分布する芦屋層群は (Fig. 1A), 古第三紀漸新世の浅海性堆積物からなり、中新世の日本海拡大に先駆けて生じた海成の背弧盆にあたる。温暖な外洋の生物相を特徴付ける芦屋フォーンを多産することから、芦屋層群は化石群集の研究が古くから行われてきた (例えば、長尾, 1925; 長尾, 1927; 水野, 1963; Shuto and Shiraishi, 1979など)。その後芦屋層群は先行研究により何度も層序区分の改訂が行われてきたが、本研究では、シーケンス層序に基づき、下位から山鹿層、^{やまが}則松層、^{のりまつ}陣原層、^{じんのはる}逆

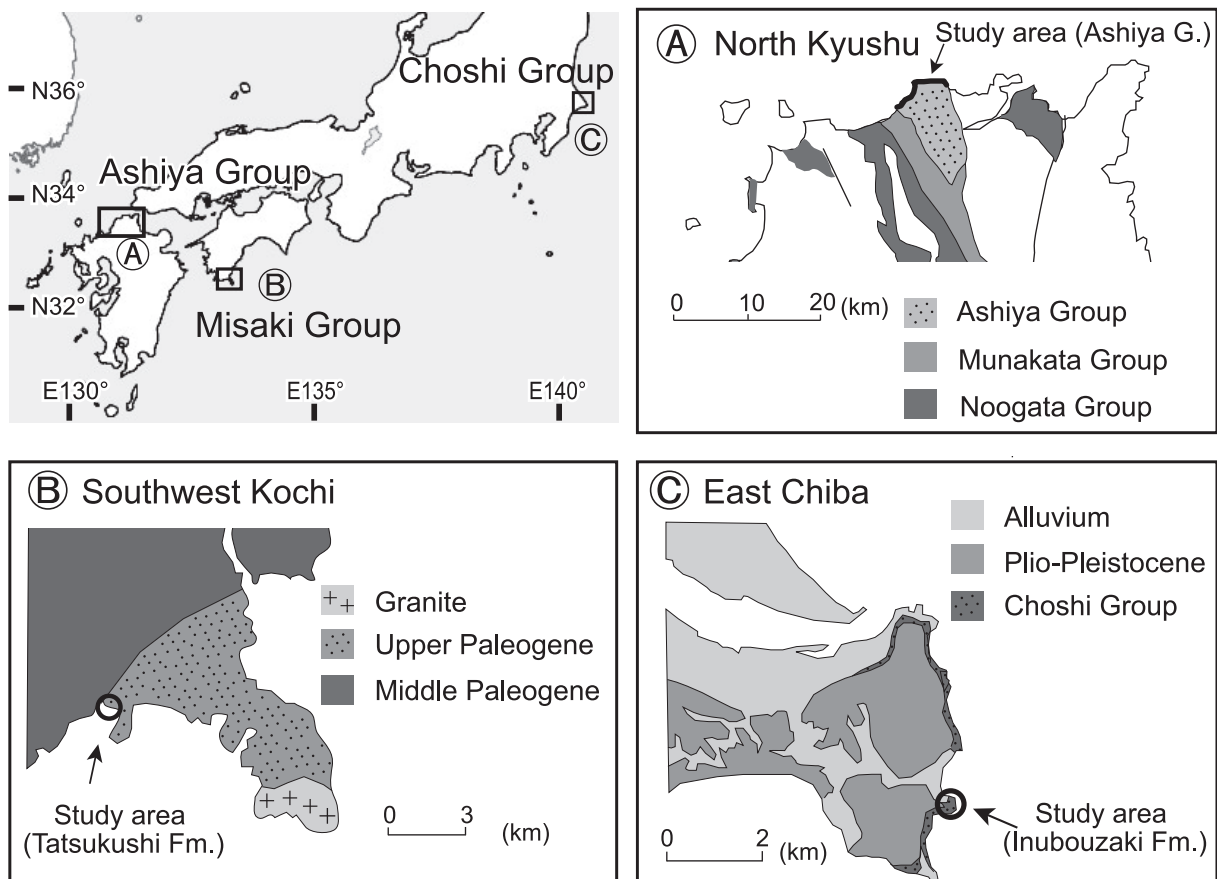


Fig. 1 Map showing the locations of the Ashiya Group, the Choshi Group, and the Misaki Group. (A) Geologic map of the Ashiya Group underlying Munakata and Noogata groups at north Kyushu (modified after Ozaki and Hamasaki, 1991). (B) Geologic map of the Misaki Group and the location of the Tatsukushi Formation at southwest Kochi (modified after Teraoka and Kuriomoto, 1989; Arita and Sutou, 2006). (C) Geologic map of the Choshi Group and the location of the Inubouzaki Formation at east Chiba (modified after Takahashi, 1990; Tazawa and Hasegawa, 2007).

水層, 脇田層に区分した坂井ほか (2014) の層序区分を踏襲する (Fig. 2A). 芦屋層群の年代は, 介在する凝灰質堆積物中のジルコンのフィッション・トラック年代により最下部の山鹿層からは 31.7 ± 2.2 Maの年代値 (尾崎・濱崎, 1991) が, ウラン-鉛放射年代により陣原層基底部から 28.9 ± 0.2 Maの年代値 (坂井ほか, 2014) が報告されている (Fig. 2). この年代値から, 本研究で対象とするHCS砂岩を介在する陣原層と脇田層は, 共に漸新世中頃に当たると考えられる.

陣原層は基底に著しい海退によるシーケンス境界を持ち, 3回の浅海化パラシーケンスからなる. その浅海化パラシーケンス中で癒着したHCS砂岩が介在する. この癒着HCS砂岩は, 層間に泥岩をほとんど挟まず, 層厚10mほどのHCS砂岩のサクセッションを示す (Fig. 2B). 一方で, 脇田層は海進面を伴った複数回の上方粗粒化・浅海化サイクルの繰り返しからなる. 脇田層では最大海氾濫面から浅海化する過程で, 沖浜相である泥岩層と潮間帯の堆積相である砂岩層の間に, 単層のHCS砂岩と, 部分的に癒着したHCS砂岩が多数狭在している (Fig. 2B). 本研究では上述した陣原層の癒着HCS砂岩と, 脇田層の部分的に癒着したHCS砂岩, 単層のHCS砂岩を対象とし, 波長や粒径の関係性を検討した.

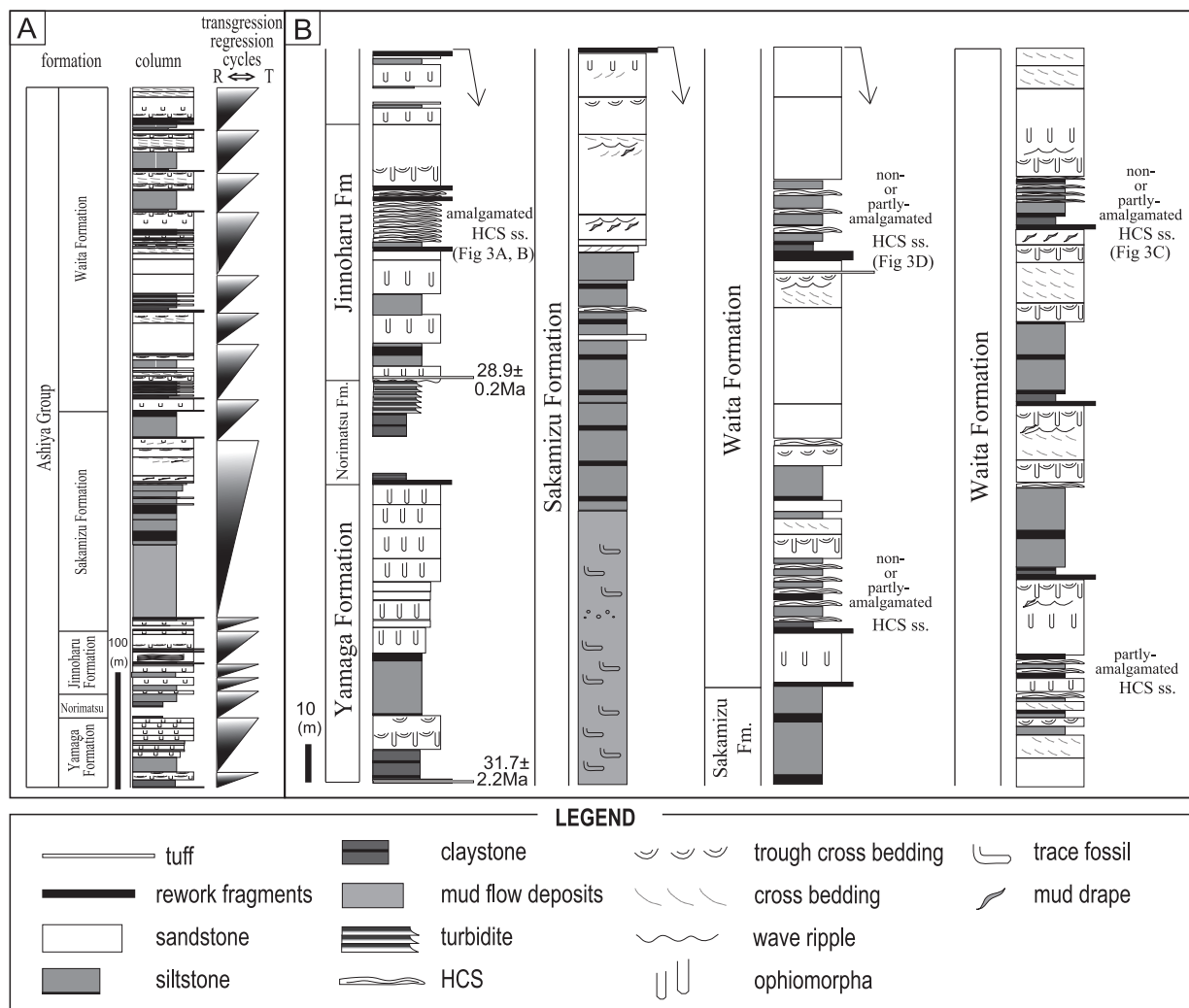


Fig. 2 (A) Stratigraphic column of the Ashiya Group with transgression/regression cycle; T, transgression; R, regression, and (B) with sedimentary facies and horizon of studied HCS sandstone. Obtained SHRIMP 206Pb/238U age (Sakai *et al.*, 2014) and fission track dating age (Ozaki and Hamasaki, 1991) of horizontal tuff layer are also shown. The stratigraphic classification and the age model are followed after Sakai *et al.* (2014). HCS, hummocky cross stratification; HCS ss., hummocky cross-stratified sandstone.

本研究ではまた、異なった時代のHCS 砂岩の特徴を比較するため、中新統三崎層群と白亜系銚子層群の調査も行った。三崎層群は高知県南西部に分布し (Fig. 1B), 下位より^{ようろう}養老層, ^{はまますの}浜益野層, ^{たつくし}竜串層からなる (甲藤・平, 1979)。地質時代は浮遊性有孔虫化石から、前期中新世後期であると報告されている (木村, 1985)。三崎層群は下位より上位へと、沖合の泥・ストーム堆積物, 海底砂洲群堆積物, 河口付近のチャンネルコンプレックスの順で変化しており, 全体としてプログラデーションにより形成されたと考えられている (甲藤・平, 1979)。竜串層下部は砂岩泥岩互層と厚層砂岩が何度も繰り返して

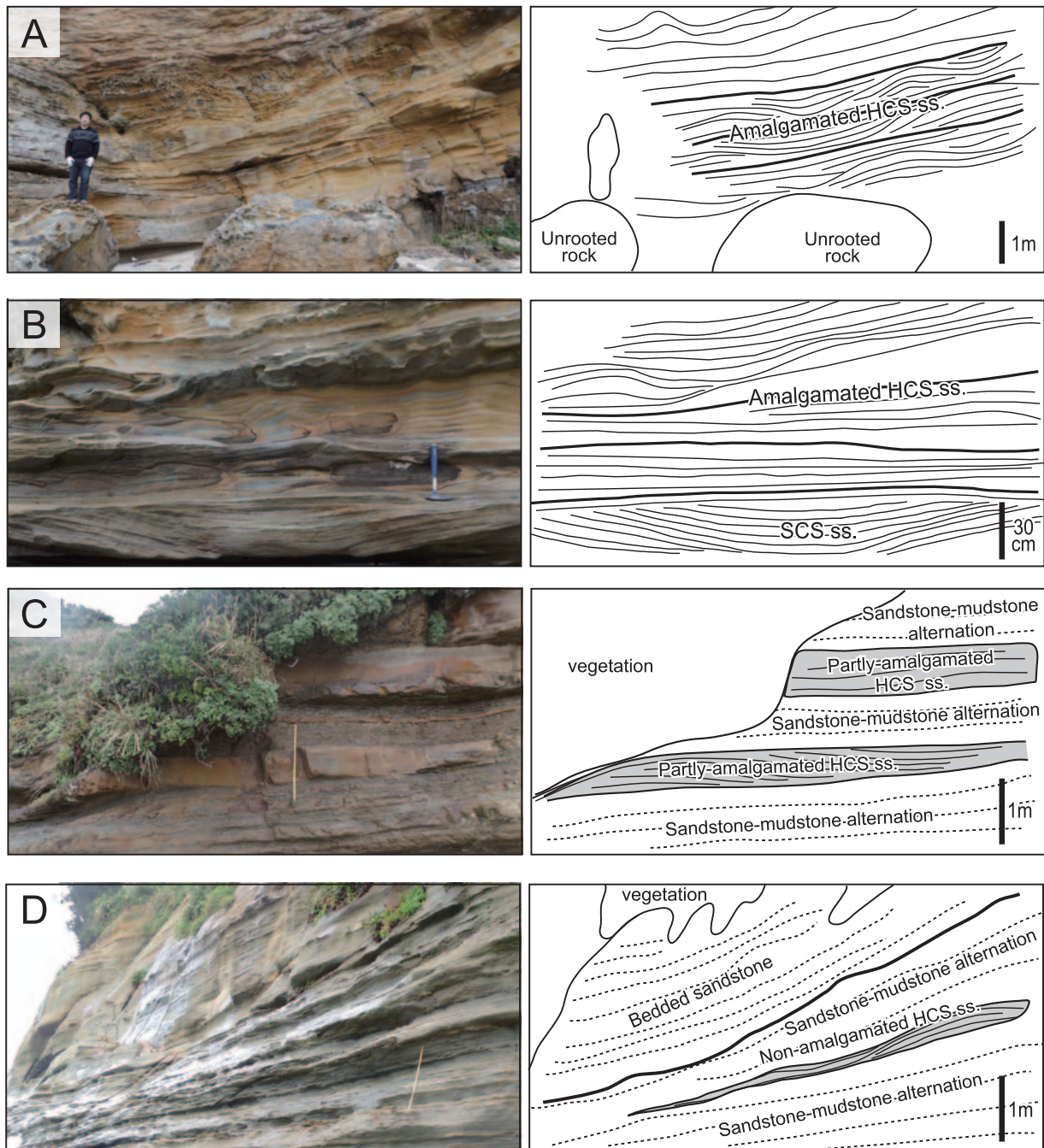


Fig. 3 (A, B) Amalgamated HCS sandstone of the middle part of the Jinoharu Formation. (C) Partly-amalgamated HCS sandstone of the upper part of the Waita Formation. (D) Non-amalgamated HCS sandstone of the middle part of the Waita Formation. See Fig. 2B for the stratigraphic positions. HCS ss., hummocky cross-stratified sandstone; SCS ss., swaley cross-stratified sandstone.

重なっており、砂岩層部にHCS砂岩を介在する。竜串層下部は井上ほか（2000）によって詳細柱状図、HCS砂岩の波長や層厚のデータが報告されており、癒着HCS砂岩は砂洲の堆積環境を示すとしている。

銚子層群は千葉県東部に分布し（Fig. 1C）、下位より海鹿島層、^{あしかじま}君ヶ浜層、^{きみがはま}君ヶ浜層、^{いぬぼうぎき}犬吠埼層、^{とりあけうら}西明浦層、^{ながさきはな}長崎鼻層からなり、それぞれの時代は生層序学的時代推定により海鹿島層と君ヶ浜層はバレミアン前期、犬吠埼層はアプチアン前期、西明浦層はアプチアン前期末から後期、長崎鼻層はアプチアン後期と推定されている（Obata *et al.*, 1982）。特に犬吠埼層には、海進・海退サイクル中の下部外浜から内側陸棚環境下で癒着HCS砂岩と単層HCS砂岩が介在し、HCS砂岩の波長や層厚のデータが報告されている（石垣・伊藤, 2000；Ito *et al.*, 2001）。これらの先行研究を基にすると、銚子層群犬吠埼層・三崎層群竜串層ともに下部外浜の堆積環境下に癒着HCS砂岩が介在する。

研究方法

芦屋層群陣原層と脇田層では癒着HCS砂岩と単層HCS砂岩に着目し、これらの上下の堆積相の特徴やセクションを通じた堆積相解析から堆積環境を推定した（Figs. 2, 3）。また、癒着HCS砂岩と単層HCS砂岩それぞれの波長や振幅、層厚の計測を行ったのに加え、堆積相や波長と粒径の関係性を検討するため、HCS砂岩の試料を採取して粒度分析を行った。銚子層群犬吠埼層と三崎層群竜串層に関しては、癒着HCS砂岩のみに着目して計測と粒度分析を行った。HCS砂岩の波長は、HCS構造の最凸部

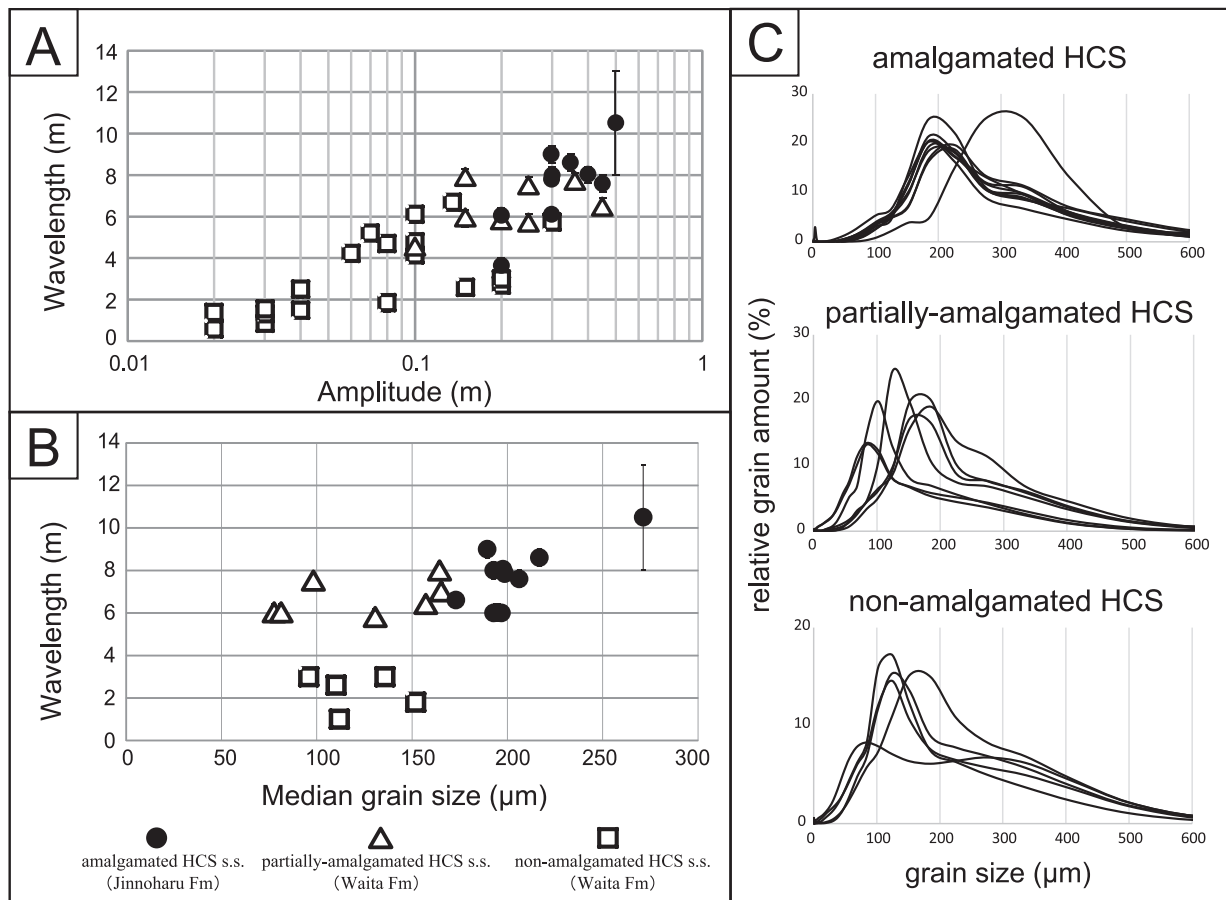


Fig. 4 (A) Relationship between amplitude and wavelength, and (B) median grain size and wavelength of hummocky cross-stratified (HCS) sandstone in the Jinnoharu Formation (solid circle) and Waita Formation (white open triangle and square). (C) Distribution of grain size divided in amalgamated HCS, partly-amalgamated HCS, and non-amalgamated HCS. HCS, hummocky cross stratification; HCS ss., hummocky cross-stratified sandstone.

Table 1 Summary of wavelength, amplitude, and median grain size of HCS sandstone appeared in the Ashiya Group, the Choshi Group, and the Misaki Group. Thickness of HCS in Ashiya Group are shown in the table as reference records. Fm., Formation; J, Jinnoharu Formation in Ashiya Group; W, Waita Formation in Ashiya Group; C, Choshi Group; M, Misaki Group. Numbers are assigned in ascending stratigraphic order.

Formation (HCS type)		Wave-length (m)	Amplitude (m)	Median grain size (mm)	Thickness (m)	Formation (HCS type)		Wave-length (m)	Amplitude (m)	Median grain size (mm)	
Ashiya Group: Jinnoharu Fm. (amalgamated HCS)	J1	6	0.3	195.2	0.5	Choshi Group: Inubouzaki Fm. (amalgamated HCS)	C1	10	0.5	184.7	
	J2	9	0.3	189.4	0.9		C2	13	0.4	180.4	
	J3	7.6	0.45	206.2	0.65		C3	13	0.3	177.9	
	J4	8	0.3	192.9	0.5		C4	9	0.7	168.1	
	J5	6	0.2	193.8	0.5		C5	9	0.7	208.2	
	J6	8.6	0.35	216.8	0.5		C6	10	0.6	158.5	
	J7	6	0.3	173	1.8		C7	8	0.5	160.2	
	J8	8	0.4	197.9	0.9		C8	12	0.8	172	
	J9	7.9	0.3	198.4	1		Choshi Group: Inubouzaki Fm. (partly-amalgamated HCS)	C9	8	0.5	186.7
	J10	3.6	0.2	/	0.5			C10	8	0.4	144.9
	J11	10.5	0.5	271.3	1.8	Misaki Group: Tatsukushi Fm. (amalgamated HCS)	M1	3.8	0.2	209.5	
Ashiya Group: Waita Fm. (partly-amalgamated HCS)	W1	7.7	0.36	/	1.4		M2	3.5	0.2	197.3	
	W2	6.5	0.45	/	1.1		M3	4	0.15	188.5	
	W3	5.9	0.15	/	0.4		M4	3.7	0.2	160.2	
	W4	7.5	0.25	98.2	0.3		M5	5.6	0.4	155.1	
	W5	5.8	0.2	130.6	0.25		M6	5	0.25	181.8	
	W6	7.9	0.15	164.3	0.4		M7	5.6	0.3	141.7	
	W7	5.7	0.25	165.4	0.63		M8	4.5	0.35	180.3	
	W8	6.4	/	157.3	/		M9	4	0.3	199.7	
Ashiya Group: Waita Fm. (non-amalgamated HCS)	W9	4.2	0.1	/	0.2		M10	4	0.3	172.3	
	W10	4.4	0.1	/	0.2		M11	6	0.3	184.6	
	W11	3	/	95.8	/		M12	5.6	0.2	163.6	
	W12	6	/	81.3	/		M13	6	/	181.5	
	W13	1.3	0.03	/	0.07		M14	3.2	0.25	174.8	
	W14	5.2	0.07	/	0.14						
	W15	1.3	0.02	/	0.04						
	W16	1.5	0.04	/	0.1						
	W17	1.15	0.03	/	0.06						
	W18	0.5	0.02	/	0.04						
	W19	1.28	0.03	/	0.07						
	W20	6	/	77.4	/						
	W21	6.1	0.1	/	0.2						
	W22	4.7	0.1	/	0.2						
	W23	6.7	0.135	/	0.27						
	W24	5.8	0.3	/	0.7						
	W25	5.8	0.3	/	0.6						
	W26	4.2	0.06	/	0.26						
	W27	3	0.2	135.8	0.2						
	W28	2.6	0.15	151.9	0.15						
	W29	1	0.03	110.2	0.08						
	W30	2.5	0.04	111.9	0.07						
	W31	1.5	0.03	/	0.08						
	W32	1.8	0.08	/	0.08						
	W33	4.7	0.08	/	0.18						
	W34	2.8	0.2	/	0.2						

から最凸部の全波長，もしくは最凸部から最凹部の半波長を計測した。全波長を計測するのが困難な HCS 砂岩は半波長を2倍して全波長の値を評価した。また，波長の計測において露頭状況により，波長の大きさが不鮮明なもの（芦屋層群の最大波長を示す1データ）に関しては，目視で確認する最低値から最高値の値をデータの範囲として表記し，その平均値を波長の大きさとした (Figs. 4A, B)。振幅は波長を測定した箇所の最大振幅を計測した。層厚は癒着した HCS 砂岩では下位の地層を侵食した面から次の HCS 砂岩に侵食された面までを計測した (Table 1)。

粒径の解析には、HCS砂岩の最粗粒部分に当たる基底部の粒子を用いた。一般的に、砂岩の粒度測定は顕微鏡観察下で行われるが、本研究ではフリーズソー法によって砂岩を粒子に分けた。フリーズソー法とは、水が凍結した際の体積膨張を利用した砕屑岩の粒子分離方法であり、次の手順で処理を行った。(1) 砕屑岩とともに水を真空引きすることによって、砕屑岩に水を浸透させる。(2) 液体窒素により砕屑岩及び水を凍らせる。(3) 凍結した砕屑岩を超音波洗浄機で解凍する。(1)–(3)の操作を30–50回程繰り返すことにより、砕屑岩が徐々に柔らかくなり、最終的には粒子に分離することができた。これらの粒子分離した試料を、レーザー粒度分析計 (SHIMADZU SALD-3000J) によって粒度分析を行った。

結果・議論

1. 芦屋層群陣原層と脇田層の堆積相の特徴

芦屋層群は海進と海退の繰り返しによって、上方粗粒化・浅海化のサイクルが認められ、内側陸棚を示す泥質の堆積相から上部外浜を示す砂質の堆積相へと浅海化している過程でHCS砂岩が保存されている (Fig. 2)。その中でも特に、陣原層中部には厚く癒着したHCS砂岩のサクセッションが出現する。陣原層中部は基底に海進面を伴い、砂岩・泥岩互層から厚層理砂岩、そしてトラフ型斜交層理砂岩、オフイオモルファ砂岩へと上方粗粒化・浅海化を示す。この中–上部の厚層理砂岩は、HCS・SCS構造、準平行葉理、綫化葉層の発達が顕著で、全体が癒着した10mほどのHCS砂岩からなり、間に泥岩をほとんど挟んでいない (Fig. 3A)。層厚は数10cmから1m程度であり、HCS・SCSの1波長のセットが明瞭に確認できる (Fig. 3A)。Fig. 3Bの露頭では明瞭なSCSが確認できる。細粒砂からなる癒着した厚いHCS砂岩の下位には砂岩泥岩互層、上位にはトラフ型斜交層理砂岩、オフイオモルファ砂岩の堆積相を伴う。以上の堆積相から、陣原層のHCS砂岩サクセッションの堆積環境は下部外浜であると推定した。

一方、脇田層中のHCS砂岩は泥岩と互層しており、癒着HCS砂岩と部分的に癒着したHCS砂岩、単層HCS砂岩が挟在している (Fig. 3C, D)。脇田層の上方粗粒化・浅海化サイクルの中に単層HCS砂岩は約3–7枚セットで発達しており、上位に行くほど癒着HCS砂岩が卓越するという傾向がある。脇田層には層厚数cmの単層HCS砂岩 (Fig. 3D) から層厚1m程度の癒着HCS砂岩までであった。脇田層のHCS砂岩は上下層が泥岩であり、パラシーケンスの海退サイクルの中でウェーブリップルとマッドドレープが見られ、上位にオフイオモルファ砂岩の堆積相を伴う。以上の堆積相から、脇田層で見られる癒着HCS砂岩と単層HCS砂岩は内側陸棚–下部外浜の環境で形成されたと推定した。

陣原層に多く見られる癒着HCS砂岩は、HCS構造が侵食と堆積を繰り返して重なり合っていることから複数回の嵐で形成されたと考えられる。一方で、脇田層に多く見られる単層HCS砂岩は一回の嵐で形成されたと考えられる。陣原層の癒着HCS砂岩はSCS構造も伴うが、脇田層の癒着HCS砂岩と単層HCS砂岩はSCS構造をほとんど含まないという特徴も見られた。Dumas and Arnott (2006)は全長15m、幅1.2m、深さ0.65mの閉鎖管を用いて一方向流・振動流・複合流の水槽実験を行い、流速や堆積速度を変化させてHCS構造を再現した。その結果、海岸に近い浅海域ではSCS構造が多く存在し、沖合ほどHCS構造の割合が増加することを示唆している。従って、陣原層と脇田層に見られる癒着HCS砂岩と単層HCS砂岩という堆積相は、形成水深の違いの影響を受けていることが示唆された。

2. 芦屋層群のHCS砂岩の堆積相と波長・粒径との関係性

陣原層には癒着HCS砂岩が多数介在しており、そのうち10層準で波長と振幅を測定した (Table 1)。平均波長は約7.4m (最小波長6.0m, 最大波長10.5m)、平均振幅は約0.3m (最小振幅0.2m, 最大振幅0.5m)であった。脇田層には部分的に癒着したHCS砂岩と単層HCS砂岩が介在する。このうち、部分的に癒着したHCS砂岩8層準、単層HCS砂岩26層準で波長と振幅を測定した。部分的に癒着したHCS砂岩の

平均波長は約6.7m（最小波長5.7m，最大波長7.9m），平均振幅は約0.3m（最小振幅0.15m，最大振幅0.45m）であり，単層HCS砂岩の平均波長は約3.2m（最小波長0.5m，最大波長6.7m），平均振幅は約0.1m（最小振幅0.02m，最大振幅0.2m）であった（Table 1）．層厚は，HCS砂岩が下位の地層を侵食した面から次のHCS砂岩に侵食された面までを計測しており，堆積時の層厚を測定できてはいない可能性が高いが，参考としてTable 1に示した．陣原層の癒着HCS砂岩，脇田層の部分的に癒着したHCS砂岩，単層HCS砂岩という順に波長が小さく，振幅も小さい傾向があった．また波長と振幅の大きさは指数関数的に比例関係を示した（Fig. 4A）．

次にFig. 4Bに陣原層の癒着HCS砂岩，脇田層の部分的に癒着したHCS砂岩，単層HCS砂岩で採取した試料の粒度分析結果と波長を比較した図を，また各HCS砂岩の粒径分布をFig. 4Cに示す．中央粒径を比較すると，陣原層の癒着HCS砂岩の粒径は脇田層の部分的に癒着したHCS砂岩や単層HCS砂岩の粒径より有意に大きく，波長の大きさも粒径と正相関していた．

ここで芦屋層群の癒着HCS砂岩の波長は大きく，単層HCS砂岩の波長は小さいという関係性を，先行研究の記録と比較する．石垣・伊藤（2000）やIto *et al.* (2001)は，白亜系銚子層群において，沖合の堆積相を示す層準に含まれるHCS砂岩の波長は小さく，相対的に浅い堆積相を示す層準に含まれるHCS砂岩の波長は大きいことを示した．Eoff (2014)も米国のカンブリア系の記録から，癒着HCS砂岩の波長は大きく，その形成水深は相対的に浅い静穏時波浪限界水深付近であると推定しており，単層HCS砂岩は癒着HCS砂岩よりも深い環境で形成され，その波長は小さいとしている．これらの先行研究は芦屋層群のHCS砂岩の波長の大きさが，形成水深に関係する堆積相と相関していることと整合的である．

3. 同一堆積相における芦屋層群，銚子層群，三崎層群の粒径と波長の比較

最後に，同一の堆積相で規定すれば，異なる地質時代における同程度の形成水深におけるHCS砂岩の波長を比べることが可能であるかを検討するため，同じ癒着HCS砂岩を対象として，芦屋層群と，白亜系銚子層群，中新統三崎層群のHCS砂岩の波長と粒径の関係を比較検討した（Fig. 5）．銚子層群犬吠埼層には癒着HCS砂岩と単層HCS砂岩が介在し，癒着HCS砂岩のうち10層準で波長と振幅を計測した（Table 1）．平均波長は約10.0m（最小波長8.0m，最大波長13.0m），平均振幅は約0.5m（最小振幅0.3m，最大振幅0.5m）であった．三崎層群竜串層には癒着HCS砂岩と単層HCS砂岩が介在し，このうち癒着

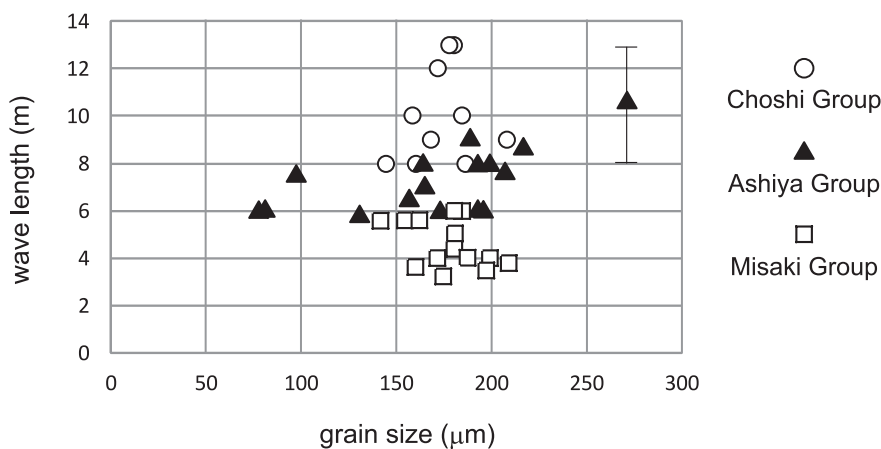


Fig. 5 Comparing wavelength and grain size of amalgamated hummocky cross-stratified sandstone among the Choshi Group (Cretaceous), the Ashiya Group (Oligocene), and the Misaki Group (Miocene).

HCS砂岩の14層準で波長と振幅を計測した。癒着HCS砂岩の平均波長は約4.6m（最小波長3.2m，最大波長6.0m），平均振幅は約0.3m（最小振幅0.15m，最大振幅0.4m）であった（Table 1）。また粒度分析の結果は，同一の堆積相（癒着HCS砂岩）では3地域ともほぼ同じ粒径（150–200 μm ; 2.3–2.7 ϕ ）を示した。一方で，同一の粒径を示すにも関わらず，三崎層群（平均波長4.6m），芦屋層群（平均波長7.4m），銚子層群（平均波長10m）と，癒着HCS砂岩の波長の大きさは明確に異なっていた（Table 1; Fig. 5）。

この結果を，HCS砂岩の堆積相や粒径との関係性を調べたTamura *et al.* (2008)の結果と比較検討する。Tamura *et al.* (2008)は九十九里平野と仙台平野の堆積相や粒径を比較し，同じような波浪強度でも九十九里平野と仙台平野の堆積物の粒径は異なることを指摘している。しかしながら，Tamura *et al.* (2008)で報告されている堆積物年代の結果も踏まえてデータを詳しく見てみると，九十九里平野のコア試料では，下部外浜の堆積物が溜まった際の古水深は8–18m程であることが読み取れる。また，仙台平野のコア試料でも下部外浜が溜まった際の古水深は8–20m程であることが読み取れ，両地域の下部外浜の推定水深はほぼ一致している。さらに，九十九里平野の低角斜交層理砂岩を介在する下部外浜の上部から中部にかけての粒径は約2.6–2.8 ϕ であるのに対して，仙台平野の低角斜交層理砂岩を介在する下部外浜の上部から中部にかけての粒径は約2.0–2.6 ϕ である。本研究で比較検討した芦屋層群，銚子層群，三崎層群の癒着HCS砂岩はいずれも下部外浜の堆積環境を示し，これらの粒径は約2.3–2.7 ϕ であり，Tamura *et al.* (2008)で示されている九十九里平野及び仙台平野における下部外浜の粒径とおおよそ一致する。しかしながら前述のように，HCS砂岩から波浪強度を復元するにあたり，同じ形成水深のHCS砂岩を比較する必要がある。HCS砂岩の形成水深は波浪強度のみならず，海底地形や湾形等の影響も大きく受けるため，現状ではHCS砂岩の形成水深を決定づけるのは困難である。

本研究で得られた，白亜系銚子層群（平均波長10m）・漸新統芦屋層群（平均波長7.4m）・中新統三崎層群（平均波長4.6m）で癒着HCS砂岩の波長の大きさが異なっていた結果は，大気二酸化炭素濃度と相関して嵐強度が高くなると指摘したIto *et al.* (2001)と整合的であった。Ito *et al.* (2001)は堆積相のみで規定してHCS砂岩の波長を比較しているのに対し，本研究では，同一堆積相と同一粒径という2つの条件でHCS砂岩の波長を比較している。ただ本研究のように堆積相と粒径で形成水深が規定できるかどうかは，上述の議論の通り現状では問題も残されている。その点を検証することが可能なHCS砂岩の堆積相と粒径・波長などの観測データの報告例は極めて少なく，地層に記録されたHCS砂岩の形成水深や嵐強度の復元は現時点では難しい。今後，第四紀層を含む現世のHCSデータが蓄積されていけば，形成水深を規定する問題についてより定量的に議論できると考えられ，地質時代における過去の嵐強度復元の議論も可能になると期待される。

まとめ

本研究では九州北部に分布する漸新統芦屋層群を対象とし，芦屋層群の堆積相とHCS砂岩の波長と粒径の関係を明らかにした。芦屋層群には相対的に浅い環境で形成される癒着HCS砂岩と相対的に深い環境で形成される単層HCS砂岩が介在している。癒着HCS砂岩は単層HCS砂岩より粒径が大きく，波長も大きい傾向があった。すなわち，芦屋層群におけるHCS砂岩の波長の大きさは堆積相や粒径と相関関係を示した。また，白亜系銚子層群，漸新統芦屋層群，中新統三崎層群中の癒着HCS砂岩の粒径と波長を比較すると，粒径は150–200 μm で同程度の値を示すにも関わらず，波長は明確に異なっており，白亜系銚子層群中の癒着HCS砂岩の波長が有意に大きいことが明らかとなった。これは，中新世・漸新世・白亜紀当時の嵐強度の違いが反映されている可能性を示唆する。

謝辞

今回の研究に当たり名古屋大学環境学研究科の方々には有益な助言を頂いた。特に、HCS砂岩の粒度分析の際は、名古屋大学環境学研究科の山本鋼志教授および堀和明准教授に分析方法などをご教示頂いた。芦屋層群、三崎層群、銚子層群の調査の際には、福岡県教育庁総務部文化財保護課文化財保護係、北九州市市民文化スポーツ局文化部文化企画課文化財係、環境省中国四国地方環境事務所土佐清水自然保護官事務所、並びに銚子ジオパークの各担当者の方々に試料採取の許可申請の手続き等で大変お世話になった。また、査読者である名古屋大学環境学研究科の竹内誠教授および名古屋大学博物館の吉田英一教授、編集者である藤原慎一博士には原稿の改善・完成にご助力頂いた。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

引用文献

- 有田正史・須藤定久 (2006) 砂と砂浜の地域誌 (5) 高知平野と高知海岸－津波と対峙する浜辺. *地質ニュース*, **617**, 46–56.
- Bender, M. A., Knutson, T. R., Tuleya, R. E., Sirutis, J. J., Vecchi, G. A., Garner, S. T., and Held, I. M. (2010) Modeled impact of anthropogenic warming on the frequency of intense Atlantic hurricanes. *Science*, **327**, 454–458.
- Clifton, H. E. (2006) A reexamination of facies models for clastic shorelines. *Facies Models Revisited, SEPM, Special Publication*, **84**, 293–337.
- Dumas, S. and Arnott, R. W. C. (2006) Origin of hummocky and swaley cross-stratification the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, **34**, 1073–1076.
- Emanuel, K. (2005) Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, **436**, 686–688.
- Eoff, J. D. (2014) Sedimentary facies of the upper Cambrian (Furongian; Jiangshanian and Sunwaptan) Tunnel City Group, Upper Mississippi Valley: new insight on the old stormy debate. *Sedimentary Geology*, **302**, 102–121.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R., and Walker, R. G. (1975) Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *SEPM, Short Course Notes*, **2**, 161 p.
- 井上基・中条武司・前島渉 (2000) 浅海域における砂の集積過程とストームによる再動作用. *堆積学研究*, **50**, 11–18.
- Ito, M., Ishigaki, A., Nishikawa, T., and Saito, T. (2001) Temporal variation in the wavelength of hummocky cross-stratification: implications for storm intensity through Mesozoic and Cenozoic. *Geology*, **29**, 87–89.
- 石垣朝子・伊藤慎 (2000) ハンモック状ベッドフォームのサイズ分布: 千葉県北東部, 下部白亜系銚子層群を例として. *地質学雑誌*, **106**, 472–481.
- 甲藤次郎・平朝彦 (1979) 四国南西部の三崎層群. *高知大学学術研究報告, 自然科学編*, **27**, 165–180.
- 木村公志 (1985) 四国南西部の第三系清水層および三崎層の層序および堆積相. *地質学雑誌*, **91**, 815–831.
- Knutson, T. R., McBride, J. L., Chan, J., Emanuel, K., Holland, G., Landsea, C., Held, I., Kossin J. P., Srivastava, A. K., and Sugi, M. (2010) Tropical cyclones and climate change. *Nature Geoscience*, **3**, 157–163.
- Leckie, D. A., and Walker, R. G. (1982) Storm-and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval–outcrop equivalents of Deep Basin gas trap in western Canada. *AAPG Bulletin*, **66**, 138–157.
- 水野篤行 (1963) 西日本地域における古第三系および下部新第三系の古生物年代学的研究 (第3報貝類化石群の層位的・地理的分布). *地質学雑誌*, **69**, 38–50.
- 長尾巧 (1925) 筑豊炭田第三紀層の層序. *筑豊石炭鉱業組合月報*, **21**, 1002–1012.
- 長尾巧 (1927) 九州古第三紀層々序 (其十七). *地質学雑誌*, **39**, 655–674.
- Obata, I., Maiya, S., Inoue, Y., and Matsukawa, M. (1982) Integrated mega-and micro-fossil biostratigraphy of the Lower Cretaceous Choshi Group, Japan. *Bulletin of the National Science Museum: Geology and Paleontology*, **8**, 145–179.
- 尾崎正紀・濱崎聡志 (1991) 福岡県北部に分布する古第三系のフィッシュン・トラック年代. *地質学雑誌*, **97**, 251–254.
- 坂井卓・堀江憲路・竹原真美 (2014) 夏井ヶ浜の不整合露頭. *芦屋町文化財調査報告書第16集*. 110 p.

- Shuto, S. and Shiraishi, S. (1979) A Lower Miocene Ichinofauna of the Middle Ashiya Group, North Kyushu –Ichinological study of the Ashiya Group. *Transactions and Proceedings of the Paleontological Society of Japan, New Series*, **115**, 109–134.
- 高橋直樹 (1990) 銚子半島先白亜系愛宕山層群の地質-岩相記載と形成過程に関する考察. 千葉県立中央博自然誌研報, **1**, 1–13.
- Tamura, T., Saito, Y., and Masuda, F. (2008) Variations in depositional architecture of Holocene to modern prograding shorefaces along the Pacific coast of eastern Japan. Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine Stratigraphy, *SEPM Special Publication*, **90**, 191–205.
- 田沢純一・長谷川美行 (2007) 千葉県銚子の愛宕山層産ペルム紀フズリナ類とその構造地質学的重要性. 地質学雑誌, **113**, 406–416.
- 寺岡易司・栗本史雄 (1989) 20万分の1地質図幅「宇和島」, 地質調査所.