

茨城県北部の古第三系下部漸新統白水層群石城層から 浅貝層にかけての堆積相と古地理的意義

上田庸平*・安藤寿男**・篠崎将俊*

(2003年2月19日受理)

Depositional Facies and Their Paleogeographic Implications of the Oligocene Iwaki to Asagai Formations, Shiramizu Group in Northern Ibaraki Prefecture

Youhei UEDA*, Hisao ANDO** and Masatoshi SHINOZAKI*

(Accepted February 19, 2003)

Abstract

Fourteen depositional facies and five facies associations are recognized in the Iwaki and Asagai Formations, Shiramizu Group from Sekimoto to Isohara, Kitaibaraki City, Ibaraki Prefecture. Judging from their distribution and successions, the following sedimentary environments are inferred: estuary with marsh to inner bay and sandy river for the Iwaki Formation, and upper to lower shoreface and inner shelf for the Asagai Formation. The Iwaki Formation forms two cycles composed of estuary to inner bay facies and sandy fluvial facies in upward sequence. The Asagai Formation shows a transgressive trend from lower shoreface to inner shelf facies. The Iwaki Formation in the Kitaibaraki area seems to have been formed by two transgressive-regressive cycles reflecting two relative sea-level changes on a bay-like depression separated by two topographic heights of the northern and southern ends of the area. Afterward the Asagai Formation was widely deposited by a transgression associated with a large-scale relative sea-level rise.

Key words: Shiramizu Group, Iwaki Formation, Asagai Formation, depositional facies, relative sea-level change, Oligocene.

はじめに

阿武隈山塊東縁にあたる福島県南部から茨城県北部にかけての太平洋岸地域は常磐地域と呼ばれ、上部白亜系から新第三系が南北走向東緩傾斜で南北に幅広く分布する。下部漸新統白水層群石城層からは石炭が産出するため古くから探鉱地質調査がなされ、それに伴

い多くの研究が行なわれている (Hatai and Kamada, 1950; 須貝ほか, 1957; 柳沢ほか, 1989; 安藤, 2002; 久保ほか, 2002 など参照)。そして最近の研究動向については安藤 (2002) によってレビューされている。しかし、堆積相解析による堆積環境やそれに基づく地史の復元は、上部白亜系双葉層群 (安藤ほか, 1995) や第三系の一部 (矢部ほか, 1995) を除けばなされて

* 茨城大学大学院理工学研究科 〒310-8512 水戸市文京2-1-1 (Graduate School of Science and Technology, Ibaraki University, Mito 310-8512, Japan).

** 茨城大学理学部地球生命環境科学科 〒310-8512 水戸市文京2-1-1 (Department of Environmental Sciences, Faculty of Science, Ibaraki University, Mito 310-8512, Japan).

著者は当館の第2-3次総合調査の調査員である。

おらず、研究の余地が残されていた。

そこで本研究では、茨城県北茨城市の関本-磯原地域において古第三系漸新統白水層群の石城層～浅貝層を対象として堆積相解析を行った。しかし、炭鉱があった1960年代以前に比べ、その後の都市化や露頭の風化などによって露頭条件は極めて悪くなっており、露頭自体も失われている場所が多い。こうした点を克服するために、筆者らが作成した地質柱状と江口・庄司(1954)に記載されている華川-関本間の7本の試錐柱状との比較を行った。この試錐柱状には堆積相を特定できる程の詳細な記載はないが、粒度変化や産出化石などの特徴から、筆者らが野外調査に基づいて認定した堆積相との比較はある程度可能である。その結果、関本-磯原地域の石城層は塩水湿地相の発達する内湾-エスチュアリー相から河川相への堆積相変化を2回繰り返しており、浅貝層では上部外浜相から下部外浜～内側陸棚相からなることが確認された。そしてそれらの分布や累重様式から、石城層は2回の相対的海水準変動サイクルにより形成され、浅貝層はその後の大規模な相対的海水準上昇に伴う海進により形成された堆積物であることが明らかになった。

地質概説

常磐地域南部、茨城県北部の北茨城市関本から磯原では、前期白亜紀以前の古期岩類である阿武隈変成岩類、阿武隈花崗岩類を基盤岩として無整合に覆って第三系が分布している(図1)。全体的に北北東-南南西走向東緩傾斜を示し、下位より古第三系白水層群石城層、浅貝層、白坂層が整合的に重なり、上位に新第三系の湯長谷層群、高久層群、多賀層群がそれぞれ不整合で重なっている。

本研究で対象としたのは、茨城県北茨城市関本から磯原にかけての南北に約6 km、東西に約5 kmの地域に分布する、白水層群石城層と浅貝層である(図1)。石城層は、基盤岩を無整合で覆う主に中粒から細粒砂岩からなり、薄い石炭層を含む層厚数m程度の炭質シルト岩を複数枚挟在する。また*Crassostrea*の密集層や*Cyclocardia*、*Turritella*などの軟体動物化石を散在的に泥質細粒砂岩中に含む。浅貝層は、石城層に整合に重なる主に分級のよい細粒から極細粒の砂岩からなり、*Cyclocardia*や*Turritella*などの軟体動物化石を極細粒砂岩中に散在し、一部密集層を形成する。

石城層の堆積年代は哺乳類動物化石(Tomida, 1986)や鳥類化石群(いわき市教育文化事業団, 1991)から前期漸新世とされている。また石城層上部の貝類化石殻を用いたストロンチウム同位体年代として、39.1-41.2 Maの年代が得られている(小笠原ほか, 2001)。しかし、花粉化石(佐藤, 1989)や貝類化石群集(根本・大原, 2001)では、石城層上部の中部に急速に冷涼化した層準があることが報告されている。久保ほか(2002)ではこれを、始新世から前期漸新世初頭にかけてのTerminal Eocene Event(Wolfe, 1978)に対比し、暫定的に後期始新世から前期漸新世に位置づけている。

浅貝層の堆積年代は、産出する浅貝型軟体動物群から前期漸新世と考えられている(Kamada, 1960)。また近年の微化石層序によれば、浅貝層中上部から産出する渦鞭毛藻化石から、石灰質ナノ化石帯区分CP16帯(約32.5 Ma～34 Ma)にかかる石狩炭田の紅葉山層に対比され、浅貝層もCP16帯に対比される可能性が高いとされる。先述のように浅貝層下位に位置する石城層の上部が前期漸新世を示すことから、浅貝層は前期漸新世となる(久保ほか, 2002)。なお、浅貝層の貝類化石のストロンチウム年代として、37.8 Maと37.9 Maが得られている(小笠原ほか, 2001)。浅貝層に整合で重なる白坂層は、産出する珪質鞭毛藻化石から前期漸新世初期の地層とされる(柳沢・鈴木, 1987; 柳沢ほか, 1989)。また、木村(1988)からは、29.1 Maのフィッシュントラック(FT)の年代が報告されている。

堆積相および堆積組相

茨城県北茨城市関本から磯原における白水層群石城層および浅貝層について、粒度、分級度、堆積構造などから14の堆積相を識別した。そしてこれら堆積相の特徴や随伴関係から、5の堆積組相(A～E)を認定した(図2, 3)。

1. 堆積相

堆積相 1: 炭質頁岩, 石炭

黒色を示す炭質頁岩、もしくは石炭で、炭化植物片を含むことがある。本相の層厚は数10 cm以下で石城層に見られ、石城層下部では堆積相2, 3に累重し、上位に堆積相7, 8が重なる。石城層上部では堆積相2,

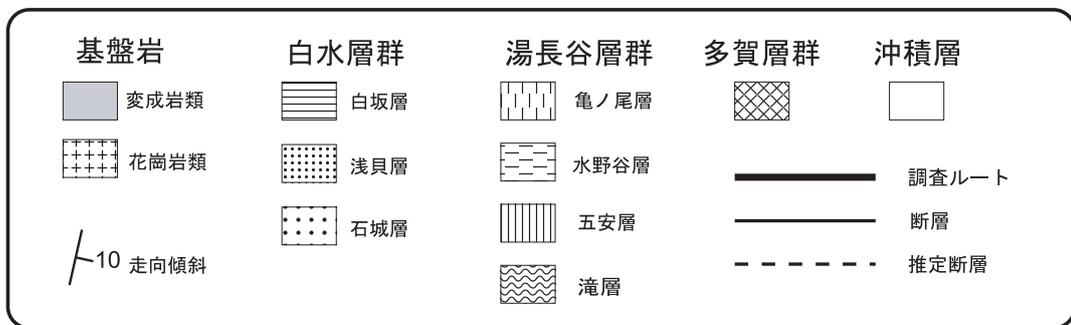
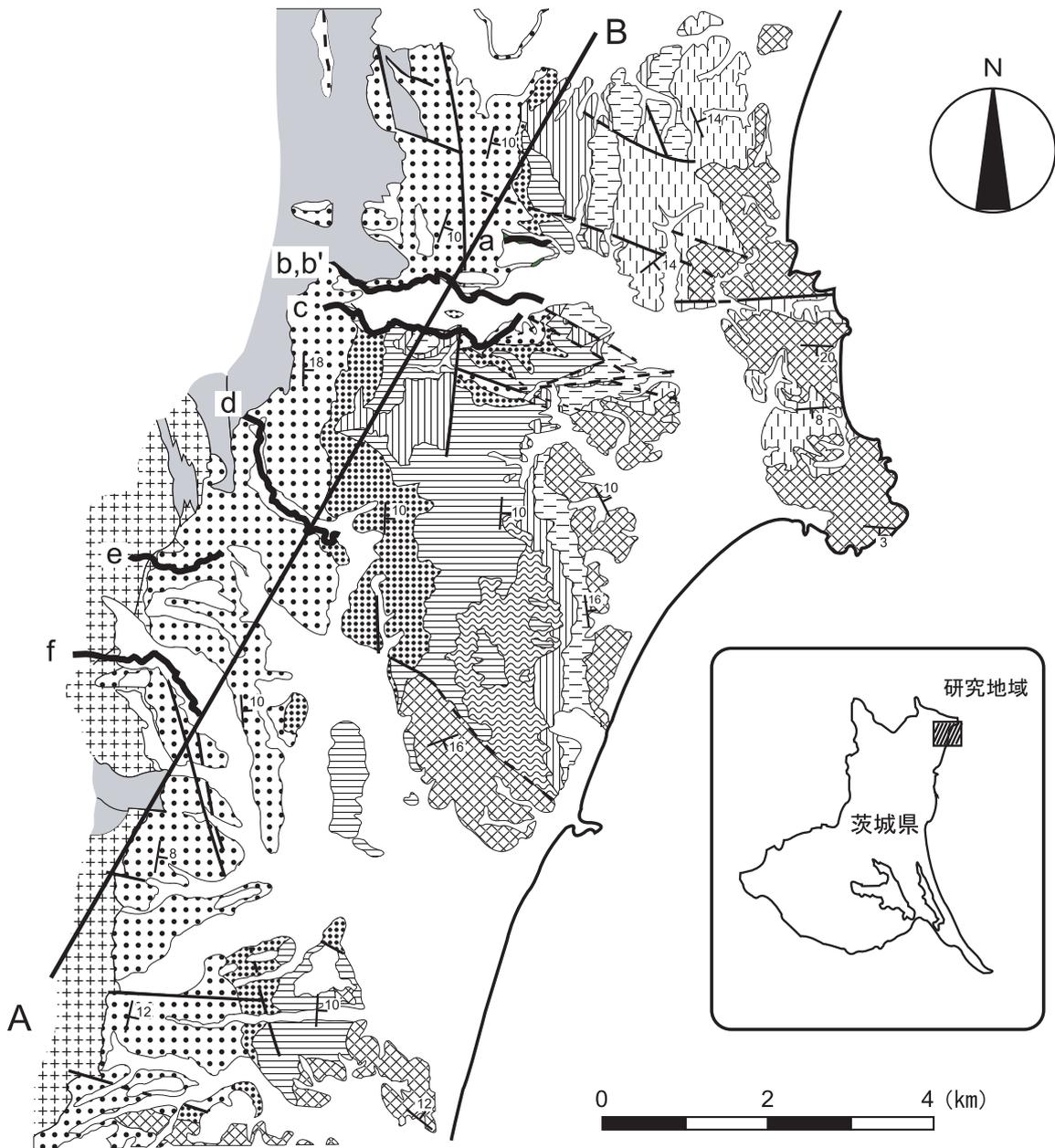


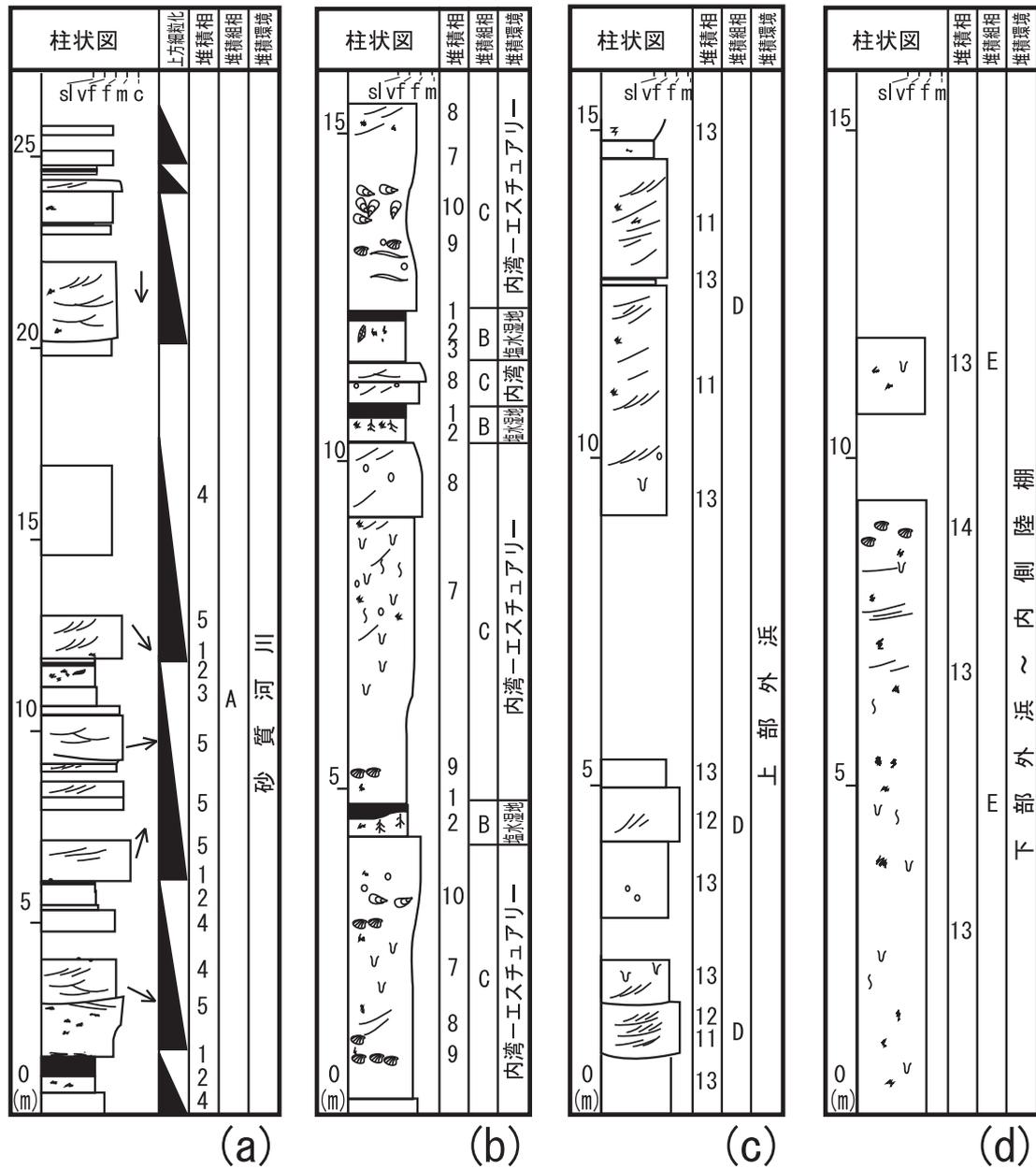
図1. 北茨城地域の地質図および調査ルート位置図。地質図は須貝ほか（1957）を一部改変。a～f: 調査ルート。A-B: 図4, 5, 7の基盤断面図の断面線位置。

Fig. 1. Geological map and study routes of the Kitaibaraki area. The basic geological map is modified from Sugai *et al.* (1957). a-f: study routes. A-B: location of the cross section in Figs. 4, 5 and 7.

堆積相	柱状	岩相	堆積構造と記載	堆積相環境
1		炭質頁岩～石炭	炭化植物片を含む。 堆積相2,3,7,8と累重関係を持つ。	川 A: 河 B: 塩水湿地 C: 内湾—エスチュアリー D: 上部外浜 E: 下部外浜～内側陸棚
2		有機質シルト岩	炭質物（根痕など）を非常に多く含む。稀に砂質になり、砂が葉理をなす。堆積相3や4,7,8に累重し、堆積相1が上位に重なることが多い。	
3		非有機質シルト岩	白灰色～青灰色を示す。 稀に微小な炭化植物片を含む。 堆積相4,7に累重し、堆積相1,2が上位に重なる。	
4		斜交層理 極細～細粒砂岩	斜交葉理が良く発達する。炭質物を多く含み、炭質葉理が見られる。分級はあまり良くない。 堆積相5の上位に位置することが多い。	
5		トラフ型斜交層理 中粒～粗粒砂岩	トラフ型斜交層理が発達する。トラフ内に正級化が見られ、トラフ底に小礫が配列することがある。炭質物を多く含む。分級は非常に悪い。 下位の層を深く削り込んで発達する。	
6		斜交層理礫岩	主に花崗岩からなる中礫～大礫の垂円礫。トラフ型斜交層理がよく発達する。層理に沿って礫が配列し、正級化する。下位の層を深く削り込む。	
7		生物擾乱 砂質 シルト～細粒砂岩	塊状で生物擾乱が激しい。管状生痕の密集が見られる。炭質物を含む。分級は並程度である。 堆積相1,2,3,8,9,10が本相に挟在する。	
8		泥質細粒～中粒砂岩	斜交層理が良く発達する。炭質物を多く含み、炭質葉理が多く見られる。マッドレイプを多く含む。分級はあまり良くない。	
9		含貝化石 泥質細粒砂岩	浅海生の貝化石を散在的に含み、破片や離弁のものが多い。炭質物が含まれる。分級は並程度である。 堆積相10の下位に位置することが多い。	
10		含カキ化石 極細粒～細粒砂岩	<i>Crassostrea</i> の密集層を産出する。一部は生息姿勢を保つが、カキ礁は大分崩されている。炭質物を含む。分級は並である。堆積相7,9と累重関係を持つ。	
11		平板型斜交層理 中粒砂岩	平板型斜交層理やトラフ型斜交葉理が発達する。炭化植物片や炭化木片を含み、稀に砂管が見られる。分級は並である。堆積相7,8,13と累重関係を持つ。	
12		斜交層理 細粒～中粒砂岩	トラフ型斜交層理が発達する。炭質物を含む。管状生痕が見られることがある。分級は並である。 堆積相11,13と累重関係を持つ。	
13		塊状 極細粒～細粒砂岩	激しい生物擾乱を受け塊状を示すが、稀に葉理が見られることがある。浅海層下部ではウェーブリップが見られた。炭質物を含む。分級は良い。	
14		含貝化石 極細粒～細粒砂岩	生物擾乱が激しく、浅海生の貝化石を散在的に多く含む。合弁のものも多く、一部では密集層を形成する。分級は良い。堆積相13に挟まれる。	

図2. 北茨城地域の白水層群石城層と浅貝層の堆積相および堆積相区分。

Fig. 2. Characteristics of depositional facies and facies associations of the Iwaki and Asagai Formations, Shiramizu Group in the Kitaibaraki area.



- 凡 例
- トラフ型斜交層理
 - 平板型斜交層理
 - ≡ 平行層理
 - ∪ ∪ 生痕化石
 - ∪ ∪ 生物擾乱
 - ☪ Crassostrea
 - ☪ 海生軟体動物化石
 - 炭質物
 - 根痕化石
 - 細礫
 - ↑ 古流向
 - ▲ 河川成
 - ▲ 上方細粒化ユニット

図 3. 白水層群石城層と浅貝層に見られる堆積相と堆積組相の代表的な累重様式を示した地質柱状図。(a): 石城層上部 (図 5: (a)) に見られる堆積組相 A。(b): 石城層中部 (図 5: (b)) に見られる堆積組相 B, C。(c): 浅貝層下部 (図 5: (c)) に見られる堆積組相 D。(d): 浅貝層下部 (図 5: (d)) に見られる堆積組相 E。

Fig. 3. Representative columnar sections of the Iwaki and Asagai Formations, Shiramizu Group in the Kitaibaraki area, showing facies, facies associations and facies successions. (a): Facies association A in the upper part of the Iwaki Formation (Fig. 5: (a)), (b): Facies associations B and C in the middle part of the Iwaki Formation (Fig. 5: (b)), (c): Facies association D in the lower part of the Asagai Formation (Fig. 5: (c)), (d): Facies association E in the lower part of the Asagai Formation (Fig. 5: (d)).

3に累重し、堆積相5が上位に重なることが多い。

堆積相 2: 有機質シルト岩

茶色～暗灰色を示す有機質の塊状シルト岩で、炭化植物片、特に根痕化石が特徴的に含まれる。稀に砂質となり、砂が葉理をなすことがある。本相は層厚数m～数10cmで石城層に見られ、石城層下部では堆積相3, 7に累重し、堆積相1が上位に重なる。石城層上部では堆積相3, 4に累重し、堆積相1が上位に重なることが多い。根痕化石の存在から植生のある堆積環境が示唆される。

堆積相 3: 非有機質シルト岩

白灰色～青灰色を示す塊状のシルト岩で、稀に微小な炭化植物片を含む。石城層に見られ、石城層下部では堆積相7に累重し、上部では堆積相4に累重する。両者とも上位に堆積相1が重なるか堆積相2に漸移する。本相の分布範囲は狭く、層厚も数10cm以下である。

堆積相 4: 斜交層理極細粒～細粒砂岩

分級度のあまり良くない極細粒～細粒砂岩で、低角斜交層理や平板型斜交層理が発達する。炭化植物片を多く含み、炭質葉理が発達する。シルト岩の偽礫(1～2cm)が層理に沿って配列する。本相は層厚数m～数10mで石城層中上部に多く見られ、堆積相5に累重し、上位に堆積相1, 2, 3が重なることが多い。堆積相3との関係は漸移的である。

堆積相 5: トラフ型斜交層理中粒～粗粒砂岩

トラフ型斜交層理(幅約1m以上)の発達する分級が悪い中粒～粗粒砂岩で、炭化植物片を多く含み、薄い炭質葉理が見られる。マッドドレイブも一部では頻繁に見られる。最大層厚約30cmの分級度のあまり良くない細粒砂岩をレンズ状に挟むことがある。しばしばトラフ底に細礫(シルト岩の偽礫も含まれる)が配列し正級化を示す。本相は層厚約50cm～数mで石城層中上部に多く見られ、堆積相1, 2, 3, 4を削り込んで累重し、上位に堆積相4が重なる。堆積相4との関係は漸移を示す。

堆積相 6: 斜交層理礫岩

トラフ型斜交層理が発達する主に中礫～大礫の亜円

礫からなる礫支持礫岩で、礫種は大部分が花崗岩からなる。本相はトラフセット内に正級化が見られるが、インプリケーションはほとんど見られない。最大層厚約30cmで分級の悪い粗粒～細粒砂岩をレンズ状に挟む。本相は層厚約2.5mで下位の層を深く削りこんで累重し、堆積相5に漸移する。本相の分布は狭く、フルートの石城層最下部のみで確認された。

堆積相 7: 生物擾乱砂質シルト～泥質細粒砂岩

激しい生物擾乱を受け、分級度は普通程度の砂質シルト～泥質細粒砂岩で、炭化植物片を多く含む。垂直性の管状生痕(直径1～2cm)が頻繁に見られ、一部で密集する。全体的に塊状を呈するが、一部では炭質葉理や細粒砂が形成する葉理が見られ、稀にウェーブリップルが観察される。本相は石城層下部に分布し、層厚約15m以下と厚く発達しており、堆積相1, 2, 3, 8, 9, 10が挟在する。堆積相8, 9, 10との関係は漸移的なことが多い。

堆積相 8: 泥質細粒～中粒砂岩

斜交層理の発達する分級度のあまり良くない泥質極細粒～細粒砂岩で、微小な炭化植物片を多く含み、炭質葉理が多く見られる。マッドドレイブを頻繁に含む。礫径2～3cm程のシルト岩の偽礫が層理に沿って配列することがある。稀に垂直性の管状生痕(直径1～2cm)が点在する。本相は石城層中下部に多く分布し、層厚約15m以下と厚く発達する。本相に堆積相1, 2, 3が挟在するが、堆積相2, 3との関係は漸移的である。

堆積相 9: 含貝化石泥質細粒砂岩

生物擾乱を受け、分級度は普通程度の泥質細粒砂岩で、海生軟体動物化石(*Cyclocardia* sp., *Turritella* sp.)を合弁や離弁、破片の状態で散在する。しかし、風化が激しくその保存状態は悪い。垂直性の管状生痕(直径1～2cm)が点在する。微小な炭化植物片を多く含む。本相は層厚約1m以下で石城層下部に多く分布しており、堆積相7に累重し、上位に堆積相7, 10が重なることが多い。各堆積相との関係は漸移的である。

堆積相 10: 含カキ化石極細粒～細粒砂岩

微小な炭化植物片を含む、分級度は普通程度の泥質極細粒～細粒砂岩で、汽水域の潮間帯を示す示相化石

である *Crassostrea* sp. の密集層を含む。泥質部に発達したカキ密集層は、一部は生息姿勢を保つが大半は接合面が層理に平行に倒れており、潮汐流のような営力で軽微な移動を受けたと思われる。本相は層厚約 1 m 以下で石城層下部に分布しており、堆積相 7, 9 に累重し、上位に堆積相 7 が重なる。各堆積相との関係は漸移的である。

堆積相 11: 平板型斜交層理中粒砂岩

平板型斜交層理が発達する分級度は普通程度の中粒砂岩で、炭化木片や炭化植物片などを含み、薄い炭質葉理も頻繁に見られる。細礫層が層厚約 20 cm 程度でレンズ状に挟在する。最上部に垂直性の管状生痕（直径 1～3 cm）が点在する。本相は層厚約 2～3 m で石城層中部、浅貝層下部に分布し、石城層中部では堆積相 7, 8 に、浅貝層下部では堆積相 13 に挟在する。

堆積相 12: 斜交層理細粒～中粒砂岩

トラフ型斜交層理（波長数 10 cm 以下）が発達する分級度が並～悪の中粒砂岩で、炭化植物片などを含み薄い炭質葉理が多く見られる。トラフ底に粗粒砂が配列し、トラフセット内で正級化する。稀に垂直性の管状生痕（直径 1～2 cm）が見られる。本相は層厚約 2～3 m 以下で浅貝層下部に分布し、堆積相 13 に挟在する。また本相は下位の堆積相 13 を深く削りこんで累重する。

堆積相 13: 塊状極細粒～細粒砂岩

激しい生物擾乱を受け、分級度が良い極細粒～細粒砂岩で、微少な炭質物を散在する。生物擾乱に乱され塊状を呈するが、浅貝層下部ではウェーブリップルを確認できた。本相は浅貝層全体に分布し、浅貝層下部では堆積相 11, 12 を、上部では堆積相 14 を挟在する。堆積相 14 との関係は漸移的である。層厚約数 10 m と厚く発達する。

堆積相 14: 含貝化石極細粒～細粒砂岩

激しい生物擾乱を受けている、分級度が良い極細粒～細粒砂岩で、海生軟体動物化石が大部分合弁の状態に散在し、稀に一部で密集層を形成する。垂直性の管状生痕（直径約 1.5 cm）の密集も観察される。本相は、堆積相 9 と比べると炭化植物片などを含まない。また岩相がかなり均一で海生軟体動物化石も合弁が多いこ

とから堆積相 9 よりも潮汐流や波浪の影響が少ない安定した砂底環境における堆積物であることが考えられる。本相は層厚約 1～2 m で浅貝層中上部に分布し、堆積相 13 に挟在する。またその関係は漸移的である。

2. 堆積組相

堆積組相 A: 砂質河川

トラフ型斜交層理の発達する堆積相 4, 5, 6 から非有機質および有機質シルト岩と石炭層からなる堆積相 1, 2, 3 へと上方細粒化するユニット（層厚約 5～10 m）が複数累重する組相である（図 3）。このユニットでは、基底の堆積相 5, 6 が、下位ユニット上限の堆積相 1, 2 を深く削りこんでいる。またその基底部では荷重痕がしばしば見られる。全体的に炭化植物片が非常に多く含まれており、薄い炭質葉理が頻繁に見られる。堆積相 6 の礫岩層はフルートでの 1 カ所ではしか観察されていない。c ルートの石城層上部に分布する本組相の堆積相 4, 5 で観察されたフォーセット斜交層理の傾斜方向から主に北東～南東方向の古流向が得られた（図 3）。

こうした分級度の悪い粗～細粒砂岩から有機質シルト岩が上方細粒化ユニットを示して累重する堆積組相は河川成堆積物の典型である（Miall, 1992）。トラフ型斜交層理を呈する中粒砂岩はチャンネル底堆積物、細粒砂岩はチャンネル埋積堆積物、石炭を有する有機質シルト岩は氾濫原あるいは湿地堆積物と考えられる。特に堆積相 4, 5 が卓越することから砂質河川の堆積相であると解釈できる。

堆積組相 B: 塩水湿地

主に堆積相 2 の有機質なシルト岩から構成され、最上部には層厚数 10 cm になる堆積相 1 の石炭層が重なることが多い（図 3）。非有機質シルト岩の堆積相 3 は最下部に位置し、層厚数 10 cm 程度で堆積相 2 へ漸移する。堆積相 2 に炭化植物片（根痕、葉化石）が多く見られることから堆積時には植生のある環境であったことが示唆される。堆積組相 A を構成する堆積相 1, 2, 3 とは異なり、本組相は数 m 程度の厚さに発達し、後に述べる内湾環境を示し厚さ 10 数 m 以上になる堆積組相 C に挟まれる（図 3）。この累重関係から本組相は海水の影響を受けた堆積環境と推定され、堆積組相 B を塩水湿地相と解釈した。

堆積組相 C: 内湾—エスチュアリー

主に生物擾乱を受けた泥質な極細粒～細粒砂岩からなる堆積相 7 と斜交層理の発達する堆積相 8 から構成される (図 3)。堆積相 7 は、層厚約 1 m になる *Crassostrea* sp. を産出する堆積相 10 や、海生軟体動物化石を産出する堆積相 9 を挟在し、堆積相 8 は、層厚数 10 cm ～ 2 m の分級度の悪い中粒砂岩からなる堆積相 11 を挟在する。堆積相 7 で見られるウェーブリップルや、堆積相 9 から産出する海生の軟体動物化石から、波浪の影響を受ける環境での海成堆積物であることが考えられる。さらに堆積相 10 から産出する *Crassostrea* sp. の密集層は、汽水域の潮間帯を示す示相化石であることから、河川の流入により一部汽水域となるような内湾環境が推定できる。また、本組相に多く含まれる炭化植物片も河川の流入によってもたらされたと考えられる。よって、堆積組相 C を内湾—エスチュアリー相と解釈した。

堆積組相 D: 上部外浜

生物擾乱を受けた極細粒～細粒砂岩からなる堆積相 13 と斜交層理の発達した分級度の普通～悪い中粒砂岩からなる堆積相 11, 12 が細粒砂岩優勢で互層する (図 3)。

堆積相 13 に見られたウェーブリップルから、暴浪時波浪限界水深で浅い堆積環境が考えられる。また齊藤 (1989) を参考にすると、堆積相 11, 12 の斜交層理が発達する中粒砂岩は、沿岸州の移動や離岸流や沿江流のチャネル堆積物と考えられる。よって堆積組相 D を上部外浜相と解釈した。

堆積組相 E: 下部外浜～内側陸棚

主に分級度の良い塊状極細粒～細粒砂岩からなる堆積相 13 で構成され、海生軟体動物化石を散在する層厚約 1 ～ 2 m の堆積相 14 が挟在する (図 3)。生物擾乱が顕著で管状生痕の密集部が多く見られる岩相が均一に連続し、また海生二枚貝化石が合弁で散在することから、波浪の影響の少ない底生生物の活動が活発な堆積環境が考えられる。齊藤 (1989) を参考にすると本相は下部外浜から内側陸棚にかけての堆積環境と考えられる。

3. 堆積相, 堆積組相分布

本地域では、江口・庄司 (1955) によって、石炭の

探鉱に伴う試錐データから基盤岩の等深線図が作成されている (図 4)。実際の石城層堆積当時の古地形は、現在の白水層群の一般傾斜がほぼ東へ 10 ～ 15° であることから、図の基盤等深図を西へ 10 ～ 15° 傾けるように補正したものになると推定される。これによると、図北部の地域に高さ 250 m におよぶ岬状、または島状の潜丘が認められ、その南部にも同様な基盤の高まりが認められる。したがって、これら南北 2 つの高まりによって区切られた、内湾状の地形の存在が確認できる。こうした基盤の形態が、当時の堆積環境や堆積様式に大きく影響したことが予想される。

次に堆積相, 堆積組相の分布を示すために、対比基準線を石城層と浅貝層の境界にして調査ルート (a ～ f) の地質柱状対比図を作成した (図 5)。図には上述した予測される基盤地形を柱状の下位に投影した。石城層の見られた b ～ f のルートのうち、b, b', c, d の 4 本は内湾状の凹地内に位置し、e, f の 2 本は内湾状の凹地から南西へ外れた場所にあたる。

石城層は、堆積組相 A, B, C からなっている。ルート b, b', c, d では石城層中下部に層厚約 150 m に達する C が見られ、上部に層厚約 20 ～ 50 m の A が重なる。また、石城層中下部に発達する C には、層厚約 2 ～ 3 m の A を、柱状図 b と d に 1 枚ずつと、層厚約数 m の B を複数枚挟在している。調査地域南西部 (ルート e, f) では、石城層下部で A が約 20 m の厚さで見られ、その上位に約 10 m の C とさらに上位に約数 m の A が卓越する。

浅貝層では D, E が観察された。浅貝層下部では層厚約数 m ～ 50 m の D が見られ、その上位に層厚約 20 m ～ 60 m の E が重なる。

しかし露頭条件の悪さから、特に石城層中下部については好露出ルートがないため、堆積組相の連続性を確認することができない。

炭鉱試錐柱状との比較による石城層の堆積組相分布

1. 石城層で見られる堆積輪廻層の意味

先述したように、本研究地域は石炭の探鉱に伴い多くの研究がされてきた。その 1 つとして石城層の堆積輪廻層についての江口元起らによる一連の研究がある (江口・庄司, 1953; 江口ほか, 1953; 江口・鈴木, 1953 など)。江口・庄司 (1953) では、一般に夾炭層に見られる連続的でしかも周期的に観察できる上方細粒化を

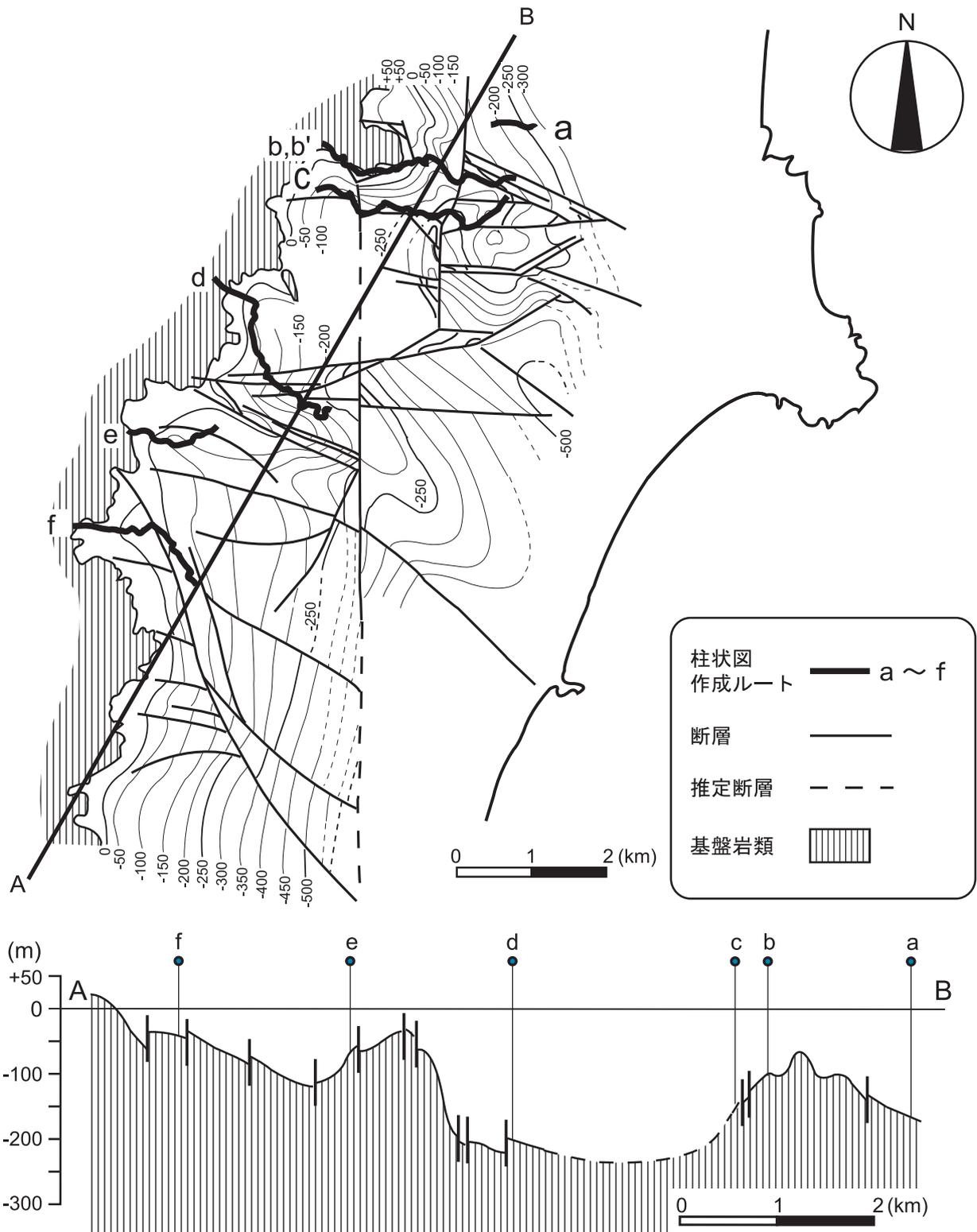


図4. 茨城県北茨城市関本から磯原の基盤等深線図および断面図。江口・庄司（1955）を一部改変。a～f: 柱状図作成ルート。

Fig. 4. Depth contour map of the basement for the Iwaki Formation, Shiramizu Group from Sekimoto to Isohara, Kitaibaraki City, Ibaraki Prefecture. Modified from Eguchi and Shoji (1955). a-f: study routes for columnar sections.

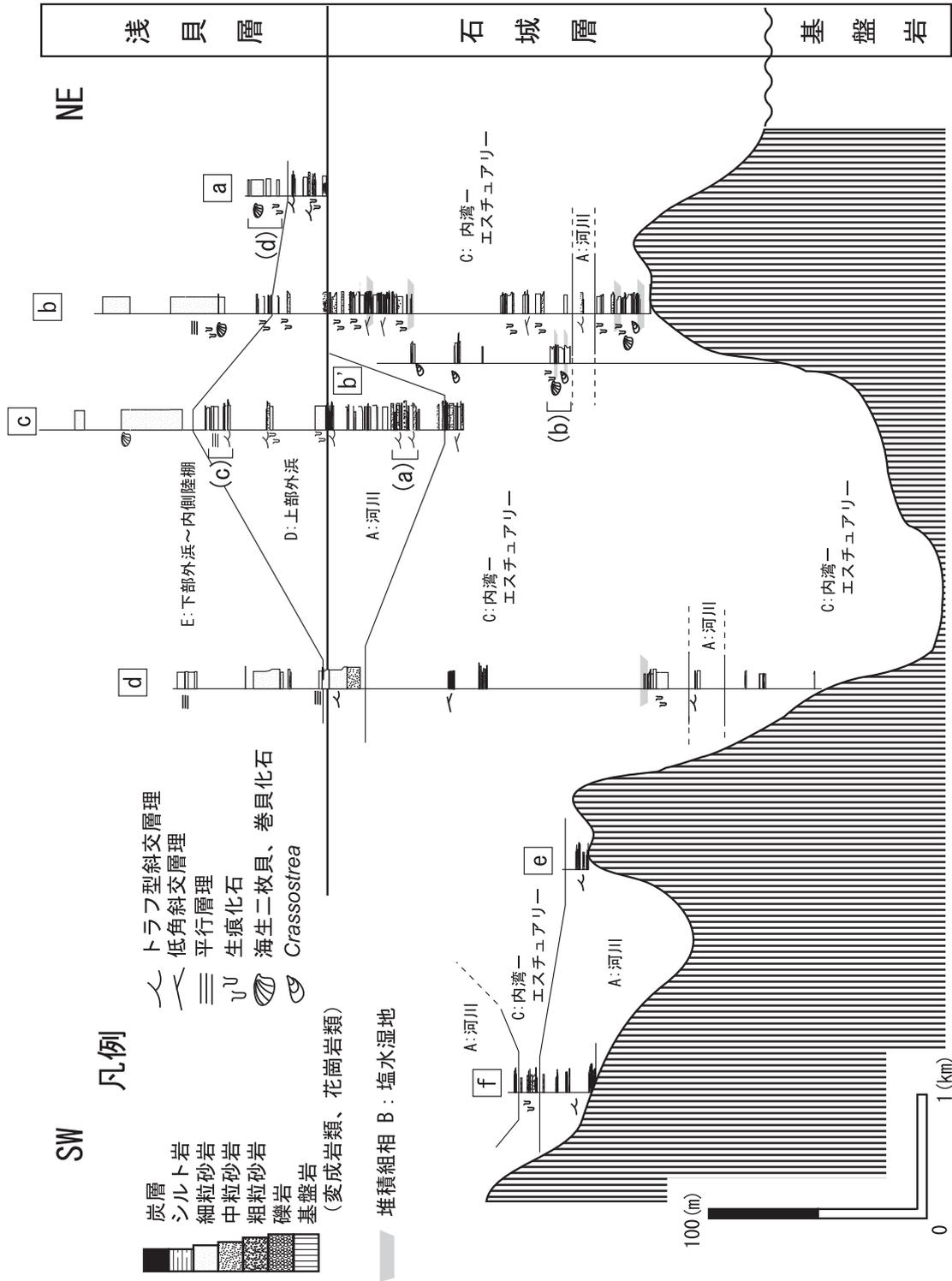


図 5. 茨城県北茨城市関本から磯原周辺における地質柱状対比図。基盤の形状は江口・庄司 (1955) を参考にした。(a)~(d): 図 3 の代表的地質柱状図の作成位置。
 Fig. 5. Correlation of geological columnar sections from Sekimoto to Isohara, Kitabaraki City, Ibaraki Prefecture. The upper surface configuration of basement rocks is taken from Eguchi and Shoji (1955). (a)-(d): representative columnar sections shown in Fig. 3.

示す岩相を輪廻層と呼んでいる。すなわち下部より斜交層理の発達した礫岩および粗粒～細粒砂岩、砂質頁岩、石炭または炭質頁岩に漸移して、最上部にシルト岩または砂質頁岩がのる岩相である。また個々の輪廻層の岩相や累重様式の特徴から輪廻層群を識別している。

江口・庄司（1954）でも指摘しているように、こうした堆積輪廻層には変異があり、不完全な輪廻層を示す場合もある。江口らはこれらについて明確な記載はしていないが、不完全な輪廻層には、礫岩卓越型、細粒砂岩卓越型、シルト岩卓越型がある。堆積学的に見ると、完全な輪廻層の場合は、上方細粒化する岩相の累重から河川成層の河道－氾濫原サイクルを表すと考えられる（Miall, 1992）。礫岩卓越型も、おそらく泥質氾濫原の発達しない礫質河川相と考えるのが妥当である。細粒砂岩やシルト岩卓越型に関しては、本地域の地上地層での堆積相解析から、内湾－エスチュアリー環境における堆積物と考えるのが妥当と判断されよう。

2. 炭鋳試錐柱状の再解釈

江口・庄司（1954）では、関本－華川地域において石城層を掘削した七本の試錐柱状から、厚さ約 0.2～20 m におよぶ 19 の輪廻層（I～XIX）と 10 の輪廻層群（小豆畑輪廻層群－関屋輪廻層群）を識別している（図 6）。ただし、試錐の掘削位置やその位置関係については、当時各炭鋳が稼業中であるため詳細な記述はなく、その地名が記されているのみである。

石城層最下部から引取沢輪廻層群および下部山下輪廻層群までは、石炭層を含む層厚約数 m～数 10 m におよぶ泥岩と層厚約数 m の細粒砂岩が主体となっている。また車置輪廻層群では *Crassostrea* sp. の産出が報告されている。引取沢輪廻層群および下部山下輪廻層群より上位では、層厚約数 m～数 10 m の斜交層理の見られる粗粒～中粒砂岩が発達し、シルト岩の層厚は約数 m 以下と下位に比べ薄くなる。また上部山下廻層群上部からも *Crassostrea* sp. が産出する。

このような岩相および産出化石などの特徴を、筆者らの野外調査により認定した堆積相と比較すると、石城層下部に見られる泥岩および細粒砂岩の発達する岩相は、堆積組相 C と類似する。*Crassostrea* sp. の産出から、汽水～内湾成の堆積物の存在は確実である。

石城層上部には、斜交層理の見られる粗粒～中粒砂

岩からシルト岩へ上方細粒化する層厚約数～30 m のユニットが複数枚存在し、これは堆積組相 A に類似する。しかし、上部山下廻層群の XII では上下位の輪廻層に比べ泥岩が厚く発達し、*Crassostrea* sp. の産出が報告されている。したがって、堆積組相 A 中に汽水～内湾成の堆積物が含まれていることは確実であることから、XII は堆積組相 C に相当すると考えられる。

3. 炭鋳試錐と陸上地層における堆積相分布

試錐柱状で推定した堆積組相と、陸上地層における堆積組相分布との対応を見るために、地上地層での地質柱状対比（図 5）に江口・庄司（1954）の試錐柱状対比（図 6）を合成したものが図 7 である。華川－関本間での露頭不足を補い堆積相や堆積組相の分布をより詳細に示している。石城層下部には堆積組相 C、石城層上部に堆積組相 A が卓越しており、よく対応している。

石城層内では下位より、層厚約数 m になる堆積組相 B を複数枚挟在する C、その上位に最大層厚約 50 m におよぶ A が累重する。さらに上位には、層厚約 150 m になる C が厚さ数 m の B を数枚挟在して重なり、これを深く削りこんで、最大層厚約 150 m におよぶ A が累重する。また、石城層最上部にあたる A は、北東方向へと尖滅し、C へと側方変化していると考えられる。

今回相対的海水準変動に伴う 2 度の海水の差し込み marine incursion (Shanley and McCabe, 1994) が確認された。このような事例は最近ではいくつか報告され研究も進んでいる（高野ほか, 1998 など）。また、海水の差し込みによる厚く発達した内湾成堆積物の存在は、先述した江口・庄司（1955）の基盤等深線図に認められた湾状の地形と対応する。

今回露頭の不足から堆積相の分布を明らかにできなかった華川以南の地域（ルート e, f）では、華川以北と異なり石城層下部で堆積組相 A が発達していた。これも、基盤等深線図に描かれる湾から南西側に外れていることと対応する。つまり、石城層堆積初期の華川以南では海水の差し込み marine incursion による影響を受けずに、河川成堆積物が堆積したものと考えられる。

堆積史の復元

上述の白水層群石城層および浅貝層における堆積相、堆積組相の分布から、推定される堆積環境の変遷を概念的に描くことができる（図 8）。石城層および浅

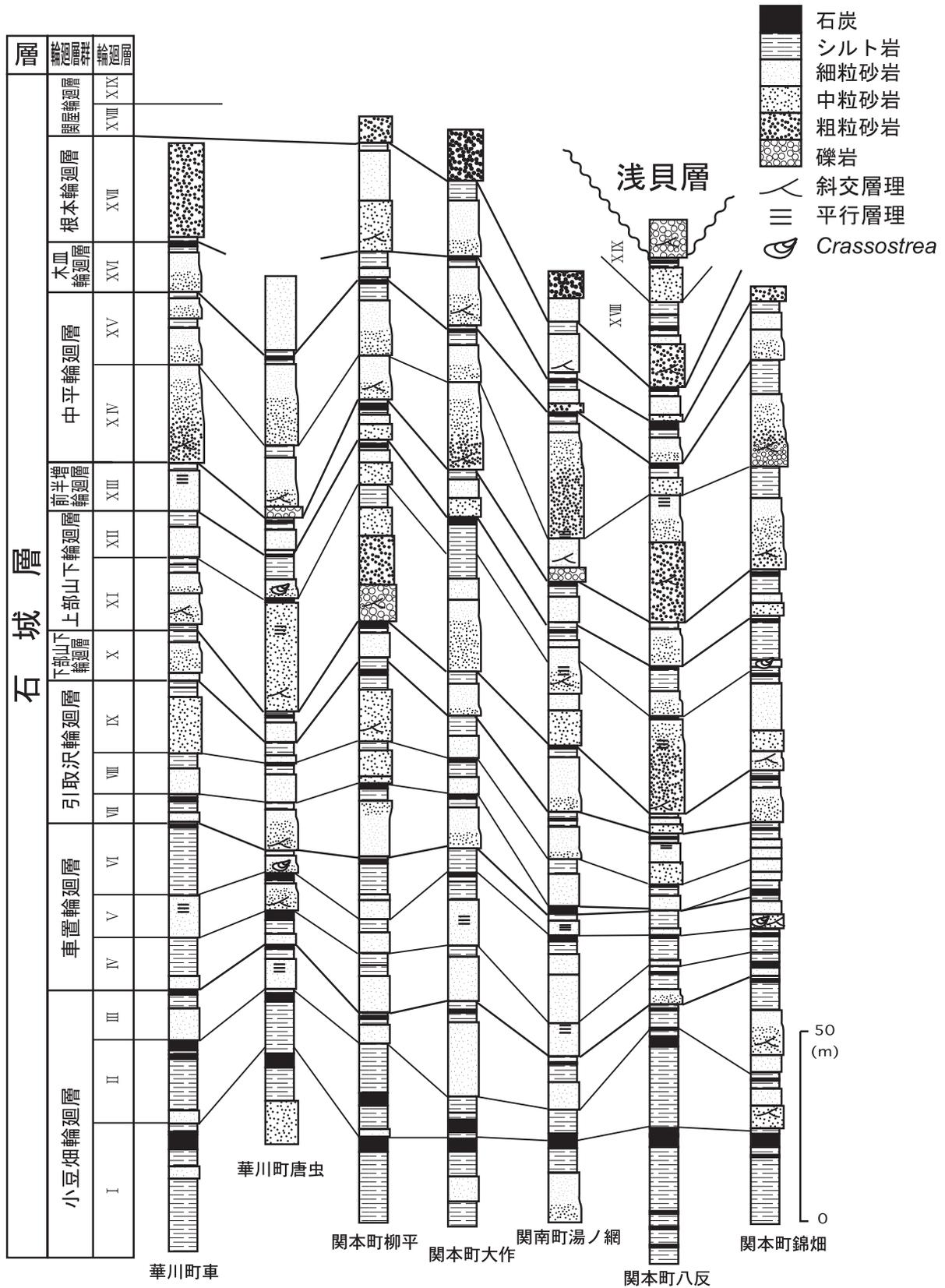


図 6. 茨城県北茨城市関本から華川における探鉱試錐地質柱状対比図。江口・庄司 (1954) を一部改変。

Fig. 6. Correlated geological columnar sections of seven drilled holes from Sekimoto to Hanakawa, Kitaibaraki City, Ibaraki Prefecture. Modified from Eguchi and Shoji (1954).

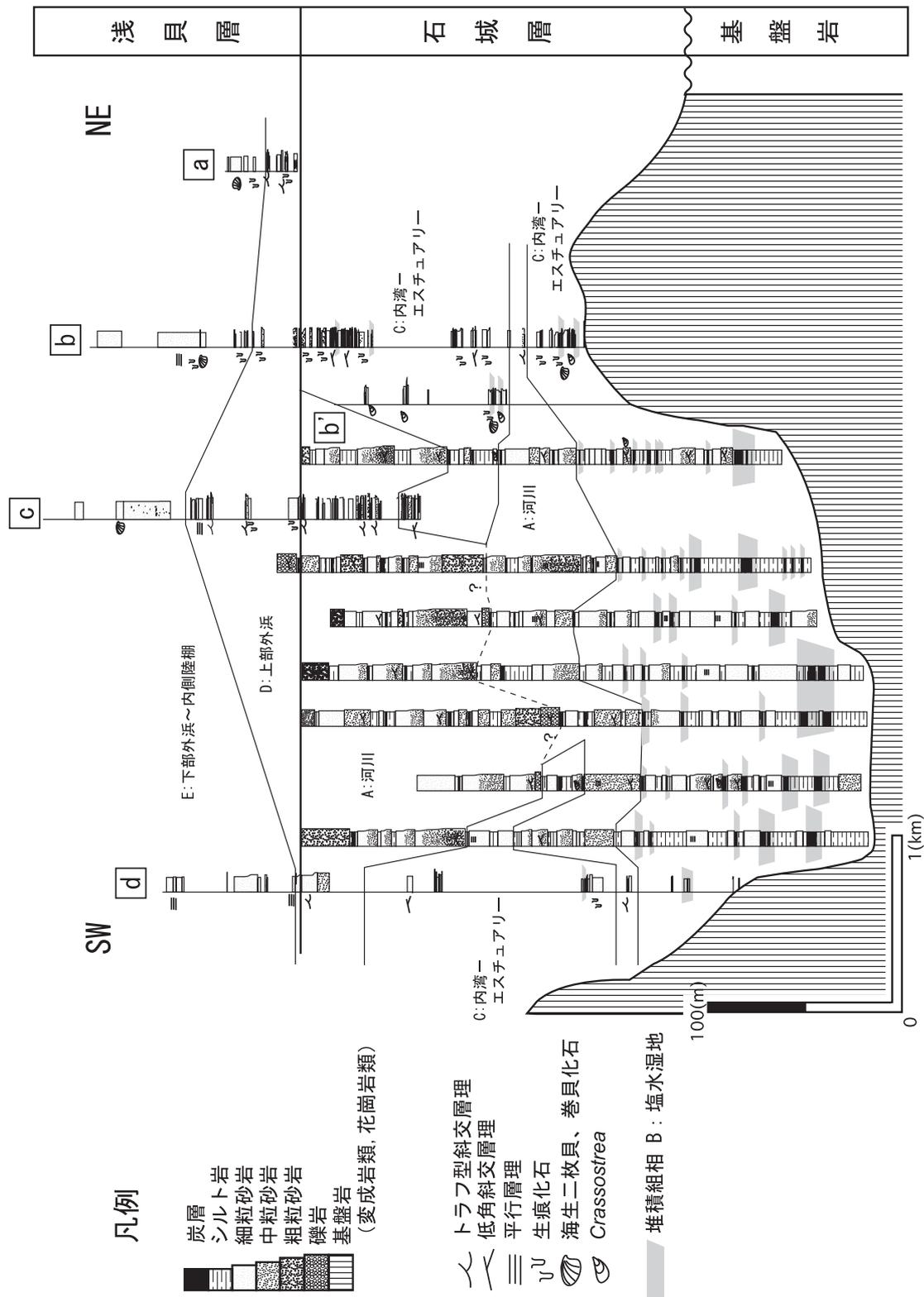


図 7. 茨城県北茨城市関本から華川における陸上地質柱状と探鉱試錐地質柱状 (図 6, 江口・庄司, 1954) とを総合した対比図。
 Fig. 7. Integrated correlation of geological columns between surface sections and drilled holes. Geological columns of drilled holes (Eguchi and Shoji, 1954) are shown in Fig. 6.

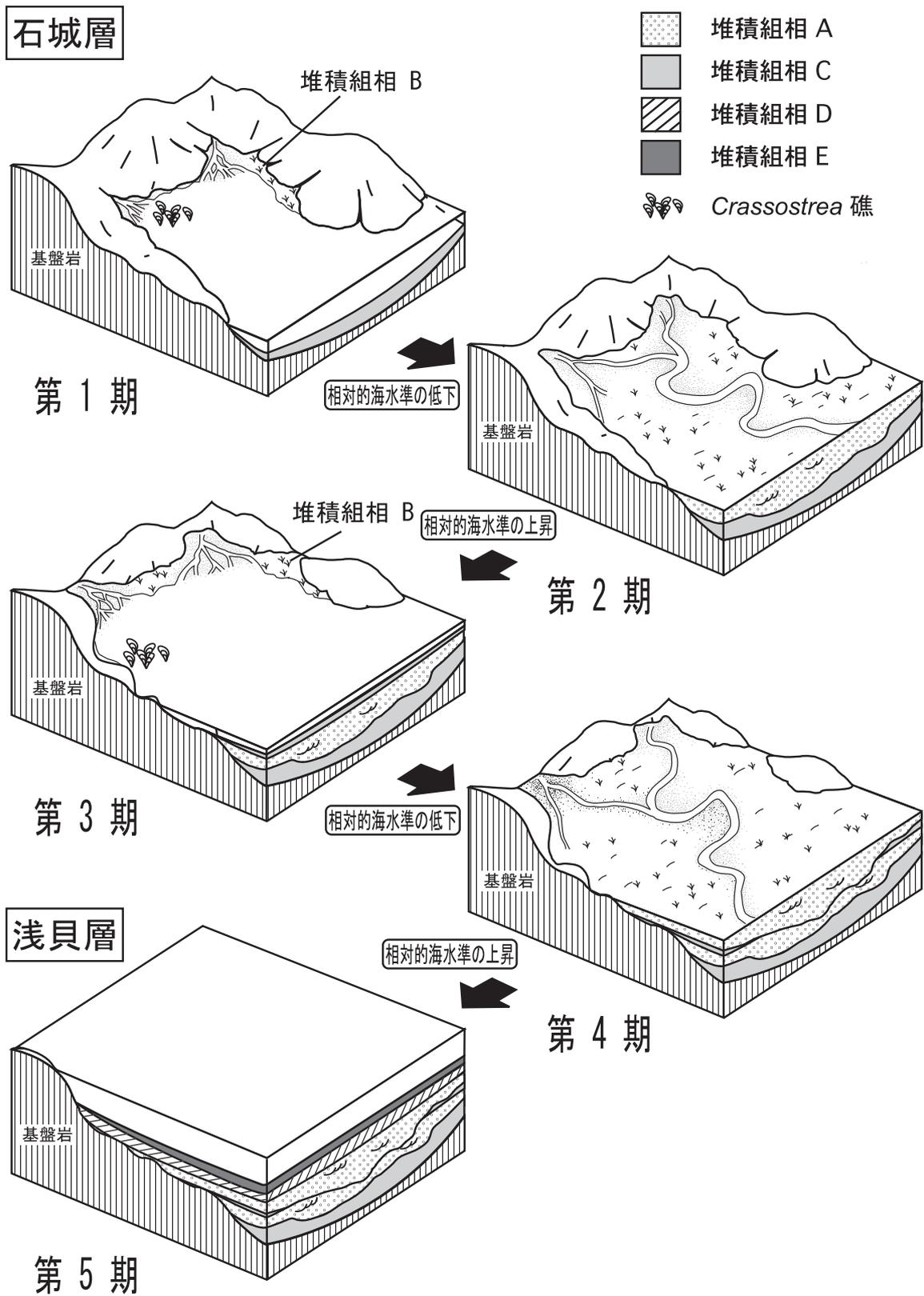


図 8. 茨城県北茨城市関本から磯原付近での白水層群石城層および浅貝層の堆積史。第 1～4 期は石城層，第 5 期は浅貝層の堆積環境をあらわす。

Fig. 8. Sedimentary history of the Iwaki to Asagai Formations, Shiramizu Group from Sekimoto to Isohara, Kitaibaraki City, Ibaraki Prefecture. Stages 1-4: Iwaki Formation. Stage 5: Asagai Formation.

貝層の堆積期を、堆積組相の垂直分布と相対的海水準の変動をふまえて5期(第1～5期)に分け、推定される堆積史について説明する。

石城層

第1期：内湾－エスチュアリー

相対的海水準の上昇に伴う海進により、白水層群堆積以前の削剥により形成された湾状の地形に海水が入り込み、内湾環境が広がった。この湾は図3に示されるような高まりに囲まれており閉鎖的であったと思われる。江口・庄司(1955)の試錐柱状からは層厚約数mになる堆積組相Bが認められることから、湾奥のエスチュアリーには塩水湿地が発達していたことが分かる。また、湾奥の汽水域では*Crassostrea* sp. がカキ礁を形成していたが、潮流などの営力により礁が軽微な破壊を受けて、カキの密集層が堆積した。

第2期：砂質河川

相対的海水準の低下に伴う海退により、陸上に露出した堆積盆に河川平野が広がり砂質河川が発達した。河川成の上方細粒化ユニットが、関本－華川中央部では3～4層累重しているのに対し、縁辺部(柱状図b, d)では2層のみが累重している。全体の層厚も中央部にかけて厚くなる傾向が読み取れる。これは河川平野システムの発達が発達湾状地形に支配されていたために、中央部では河道のシフトが多くなり、それが地層中に保存されたためと考えられる。

第3期：内湾－エスチュアリー

相対的海水準の上昇に伴う海進により、再び内湾環境が広がった。第1期のような厚い塩水湿地相は陸上地層、試錐柱状共に見られず、塩水湿地の発達は小規模であったと推測される。湾縁辺部でも内湾－エスチュアリー成堆積物の層厚の減少はあまり見られないことから、第1, 2期の湾状地形が埋積されたことによって第1期より開放的な、あるいは大きな内湾環境が広がっていたことが考えられる。そのため、本堆積期での内湾－エスチュアリー成堆積物は分布は広いが、厚くは堆積しなかつたと思われる。

第4期：砂質河川

相対的海水準の低下に伴う海退により河川の下刻作用がおこり、湾状地形中央部では第2期の河川成堆積

物にまで侵食がおよんだ。その後再び河川平野が広がり、層厚約100mにおよぶ河川相が発達したが、層厚変化が大きく湾状地形縁辺部へ薄層化し、北東部(柱状図b)では尖滅する。これは河川平野の発達が基盤形態により制限されていたことによるものと考えられる。

浅貝層

第5期：上部外浜，下部外浜～内側陸棚

大規模な相対的海水準の上昇に伴う海進により、上部外浜、続いて下部外浜～内側陸棚の環境が広がり、浅貝層が堆積した。上部外浜相は関本－華川中央部で厚く、北東、南西方向へと層厚が減少することから、湾状地形の中央に近いところが厚くなっているように見える。その後は海進に伴い公海性の下部外浜～内側陸棚環境が広がり、浅海成堆積物が厚く堆積していったことが推測される。

まとめ

1. 常磐地域南部の北茨城市関本から磯原にかけて地質調査を行い、白水層群石城層および浅貝層から14の堆積相とそれらの特徴的な随伴関係から5の堆積組相(A～E)を認定し、それぞれの堆積環境を次のように推定した。堆積組相A: 砂質河川相, B: 塩水湿地相, C: 内湾－エスチュアリー相, D: 上部外浜相, E: 下部外浜～内側陸棚相。
2. 石城層には堆積組相A, B, Cが分布し、浅貝層には堆積組相D, Eが分布する。これらの累重関係から、相対的海水準変動を考慮した5つの堆積期(第1～5期)に分けられる。(第1期): 相対的海水準上昇による内湾－エスチュアリー相。塩水湿地が発達する。(2): 相対的海水準低下による砂質河川相。(3): 相対的海水準上昇による、1より多少開放的な内湾－エスチュアリー相。(4): 相対的海水準低下による砂質河川相。(5): 大規模な相対的海水準の上昇による、上部外浜相, 下部外浜～内側陸棚相。第1～4期は石城層、第5期は浅貝層の堆積史である。
3. 関本から華川地域では、江口・庄司(1954)に記載される2つの基盤の高まりが存在し、石城層堆積時には内湾や河川平野の発達に強く影響を与えていたことが考えられる。また、浅貝層下部に発達

する上部外浜相にも多少の影響があったと思われる。

4. 関本～華川に分布する石城層は、基盤の形態に依存する当時の古地形を強く反映しながら、2回の相対的海水準変動サイクルにより形成された、河川～内湾～エスチュアリー成堆積物である。浅貝層は、その後の大規模な相対的海水準の上昇により形成された、浅海陸棚成堆積物である。

謝 辞

本研究を行なうにあたり、茨城大学理学部地球生命環境科学科地質学ゼミでは、天野一男教授、岡田 誠助教授に有用な討論をして頂いた。調査費用の一部は文部科学省科学研究費基盤C(2)（代表者：安藤寿男、課題番号10640446）を使用した。また小論の投稿に際し、ミュージアムパーク茨城県自然博物館の小池 涉、池澤広美氏には大変お世話になった。以上の方々、関係当局に厚く御礼申し上げます。

引用文献

- 安藤寿男. 2002. 茨城県北部～福島県南部太平洋岸地域における常磐堆積盆の地質学的研究—文献リストと研究概観. 茨城県自然博物館研究報告, (5): 81-97.
- 安藤寿男・勢司理生・大島光春・松九哲也. 1995. 上部白亜系双葉層群の河川成～浅海成堆積システム—堆積相と堆積シーケンス—. 地学雑誌, **104**: 284-303.
- 江口元起・庄司力偉. 1953. 常磐炭田における炭層堆積の研究(その1)—茨城県磯原町付近—. 地質雑, **59**: 99-109.
- 江口元起・庄司力偉. 1954. 常磐炭鉞神之山鉞付近における地質層序と炭層堆積状態について. 常磐技報, **7**: 1-12.
- 江口元起・庄司力偉. 1955. 常磐炭田に於ける基盤の形態と炭層の発達状態との関係について. 地質雑, **61**: 19-29.
- 江口元起・庄司力偉・鈴木舜一. 1953. 常磐炭田における炭層堆積状態の研究(その2)—福島県双葉郡広野町付近—. 地質雑, **59**: 544-551.
- 江口元起・鈴木舜一. 1953. 常磐炭田における炭層堆積状態の研究(その3)—常磐炭田南部茨城県小木津付近の地質構造—. 岩鉞学会誌, **37**: 65-75.
- Hatai, K. and Y. Kamada. 1950. Fossil evidence for the geological age of Uchigo Group, Joban Coal-field. *Short Papers IGPS*, (2): 58-74.
- いわき市教育文化事業団. 1991. 石城層動物化石発掘調査報

- 告. いわき市教育委員会, 17 pp.
- Kamada, Y. 1960. On the associated occurrence of *Vicarya* and *Vicaryella* in the Japanese Tertiary with the first description of a Paleogene species of *Vicarya* from Japan. *Sci. Rep., Tohoku Univ., 2nd. Ser. (Geol.)*, **4**: 281-295.
- 木村勝弘. 1988. 油田地域における基盤の地史的な構造変化の研究. 石油公団石油開発技術センター年報. 14-17.
- 久保和也・柳沢幸夫・利光誠一・坂野靖行・兼子尚知・吉岡敏和・高木哲一. 2002. 地域地質研究報告(5万分の1の地質図幅)川前及び井出地域の地質. 136 pp., 産総研地質調査総合センター.
- Miall, A. D. 1992. Alluvial models. In: Walker, R. G. and N. P. James, (eds.), *Facies Models-Response to Sea Level Change*, pp. 119-142, Geol. Assoc. Canada.
- 根本修行・大原 隆. 2001. 常磐地方北部地域の白水層群に見られる貝化石群集と堆積環境. 平地学同好会会報, **23**: 21-51.
- 小笠原憲四郎・久田健一郎・中野孝教・植村和彦. 2001. 貝殻を用いたSr同位体年代の評価. 本州下部中新統の堆積環境復元(平成11年度～12年度科学研究費補助金研究成果報告書), pp. 27-29.
- 齊藤文紀. 1989. 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. 地質雑, **98**: 350-365.
- 佐藤誠司. 1989. 常磐炭田第三系の花粉化石層序学的研究. 地質雑, **95**: 171-187.
- Shanley, K. W. and P. J. McCabe, 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **78**: 544-568.
- 須貝貫二・松井 寛・佐藤 茂・喜多河庸二・佐々木実・宮下美智夫・河内英幸. 1957. 日本炭田地質Ⅰ, 常磐炭田地質図及び説明書. 143 pp., 地質調査所.
- 高野 修・早稲田周・西田英毅・一ノ関鉄郎・横井研一. 1998. 北海道始新統石狩層群の河川～内湾システムと堆積シーケンス. 堆積学研究, (47): 33-53.
- Tomida, Y. 1986. Recognition of the genus *Entelodon* (*Artiodactyla*, *Mammalia*) from Joban Coalfield, Japan, and age of the Iwaki Formation. *Bull. Nat. Sci. Mus., Tokyo, Ser. C*, **12**: 165-170.
- 柳沢幸夫・鈴木祐一郎. 1987. 常磐炭田漸新統白坂層の珪藻及び珪質鞭毛藻化石. 地調月報, **38**: 81-89.
- 柳沢幸夫・中村光一・鈴木祐一郎・沢村孝之助・吉田史郎・田中裕一郎・本田 裕・棚橋 学. 1989. 常磐炭田北部双葉地域に分布する第三系の生層序と地下地質. 地調月報, **40**: 405-467.
- Wolfe, J. A. 1978. A paleobotanical interpretation of Tertiary climates in the Northern Hemisphere. *Amer. Sci.*, **66**: 694-703.
- 矢部 淳・小笠原憲四郎・植村和彦. 1995. いわき市遠野町付近の古第三系と新第三系の層序関係. 国立科博専報, **28**: 32-46.

(要 旨)

上田庸平・安藤寿男・篠崎将俊. 茨城県北部の古第三系下部漸新統白水層群石城層から浅貝層にかけての堆積相と古地理的意義. 茨城県自然博物館研究報告 第6号 (2003) pp. 1-17, pl. 1.

茨城県北茨城市関本から磯原周辺に分布する古第三系下部漸新統白水層群石城層および浅貝層で、14の堆積相と5の堆積組相が識別できた。それらの累重関係や分布から、石城層は湿地の卓越するエスチュアリー～内湾および砂質河川、浅貝層では上部外浜および下部外浜～内側陸棚の堆積環境が推定された。石城層内では内湾相→河川相が2回繰り返しており、浅貝層では上部外浜相→下部外浜～内側陸棚相が累重する。北茨城地域の石城層は、関本北部と華川北部にあった基盤の高まりに挟まれた内湾地形の発達する場で、2回の相対的海水準変動を反映した海進海退により形成された。そして、その後の大規模な相対的海水準の上昇に伴う海進で浅貝層が形成されたものと推定される。

(キーワード): 白水層群, 石城層, 浅貝層, 堆積相, 相対的海水準変動, 漸新世.

図版と説明

(1 図版)

Plate and Explanation

(1 plate)

図版 1 (Plate 1)

- a. 石城層下部で観察された有機質シルト岩 (堆積相 2) と石炭 (堆積相 1) からなる塩水湿地組相とその上位に重なる内湾-エスチュアリー組相の細粒砂岩 (堆積相 7). 石城層下部では堆積組相 C 中に B が挟在することが多い. 北茨城市関本町富士ヶ丘 (ルート b).
- a. Salt marsh facies association composed of carbonaceous siltstone (facies 2: F2) and coal (F1), and inner bay to estuary facies association composed of fine sandstone (F7), the lower part of the Iwaki Formation. Facies association C is often included within facies association B. Fujigaoka, Sekimoto, Kitaibaraki City (route b).
- b. 石城層上部で観察された砂質河川組相の細粒砂岩 (堆積相 4). 炭化植物片などの炭質物が層理を形成し, フォーセットをなしている. 石城層全体でこのような炭質な層理, 葉理が非常に多く見られる. 北茨城市関本町富士ヶ丘 (ルート c).
- b. Fine sandstone of sandy fluvial facies association observed in the upper part of the Iwaki Formation (Facies 4). Coaly plant remains form forset lamina often observed in the Iwaki Formation. Fujigaoka, Sekimoto, Kitaibaraki City (route c).
- c. 石城層上部で観察された内湾-エスチュアリー組相の泥質細粒砂岩 (堆積相 8). 有機質なシルト岩がマッドドレイブをなす. 北茨城市華川町上小津田 (ルート d).
- c. Muddy fine sandstone of inner bay to estuary facies association observed in the upper part of the Iwaki Formation. Carbonaceous siltstone lamina form mud drapes. Kamiotsuda, Hanakawa, Kitaibaraki City (route d).
- d. 石城層中部で観察された砂質河川組相の中粒砂岩 (堆積相 5). トラフ型斜交層理 (幅約 1 m) が発達する. 北茨城市関本町富士ヶ丘 (ルート c).
- d. Medium sandstone of sandy fluvial facies (facies 5) observed in the middle parts of the Iwaki Formation. Trough cross-stratification 1 m in wave length is developed. Fujigaoka, Sekimoto, Kitaibaraki City (route c).
- e. 石城層中部で観察された内湾-エスチュアリー相の *Crassostrea* sp. 密集層 (堆積相 10). 合弁の個体が多く一部は生息姿勢を保っているように見えるが, そのほかの個体は層理面に平行に倒れており, カキ礁自体はだいたい崩されているようである. 層理面斜め上からの撮影. 北茨城市関本町富士ヶ丘 (ルート b').
- e. *Crassostrea* shell beds (facies 10) observed in the inner bay to estuary facies association, the middle part of the Iwaki Formation. Some articulated individuals show living position, but others are accumulated parallel to the bedding plane, suggesting some breakage by tidal currents. Oblique view of the bedding plane. Fujigaoka, Sekimoto, Kitaibaraki City (route b').
- f. 石城層下部で観察された内湾-エスチュアリー組相の泥細粒砂岩 (堆積相 7). 泥の壁を持つ管状生痕が点在している. 内湾-エスチュアリー成堆積物中にはこのような管状生痕が多く見られる. 層理面ほぼ直上からの撮影. 北茨城市関本町関本上 (ルート b).
- f. Muddy fine sandstone (facies 7) of inner bay to estuary facies association observed in the lower part of the Iwaki Formation. Burrows with mud lining are scattered on a bedding plane. This type of burrow is common in this facies association. Overhead view of the bedding plane. Sekimoto-kami, Sekimoto, Kitaibaraki City (route b).
- g. 浅貝層下部で観察された上部外浜相の中粒砂岩 (堆積相 12). 管状生痕 (直径 2 cm, 長さ 15 cm 以上) が点在する. 写真すぐ下位ではトラフ型斜交層理 (波長数 10 cm) が発達する. 層理面横からの撮影. 北茨城市関本町関本上 (ルート a).
- g. Medium sandstone (facies 12) of upper shoreface facies association in the lower part of the Asagai Formation. Vertical burrows 2 cm in diameter and more than 15 cm in length are scattered. Trough cross-stratification 10 cm in wave length is developed below this horizon. Cross view of the bedding plane. Sekimoto-kami, Sekimoto, Kitaibaraki City (route a).
- h. 浅貝層下部で観察された上部外浜相の極細粒砂岩 (堆積相 13). 激しい生物擾乱とウェーブリップルが見える. 北茨城市関本町福田 (ルート b).
- h. Very fine sandstone (facies 13) of upper shoreface facies association observed in the lower Asagai Formation. Conspicuous bioturbation and wave ripples are observable. Fukuda, Sekimoto, Kitaibaraki City (route b).

