八木下晃司*・中里裕臣**・五十嵐千秋*・平 朝彦*: 水槽実験により作られた反砂堆の粒子配列について

Koji YAGISHITA*, Hirooomi NAKAZATO**, Chiaki IGARASHI* and Asahiko TAIRA*:
 Grain fabric of a laboratory antidune

はじめに

いわゆる反砂堆(antidune)は, SIMON *et al.* (1965), MIDDLETON (1965), JOPLING & RICHARDSON (1966), ALLEN (1968), HAND (1974) などによる数多くの水槽実験によって観察されているが, これらの反砂堆が実験後, 保存された例は非常に少ない。また, 野外においても堆積構造として地層中に残されている例もまれである。これは Fig. 1 に見られるように, 反砂堆は流れの強さでは高い領域でつくられる堆積構造であり, 水槽や河川でせっかくできた反砂堆も, 流水の速度が一旦弱まればただちに砂漣や平滑床などの流れの強さのより低い領域のもとでつくられる堆積構造にその姿を変えてしまうからである。しかし, このような保存されにくい性質にもかかわらず, 地層中にこの堆積構造を認めたという幾つかの報告はある(PANIN & PANIN, 1967; SKIPPER, 1971; SKIPPER & BHATTACHARJEE, 1978)。例えば, PANIN & PANIN (1967) は大波がバーム(汀段)に打ち寄せて, 逆走斜面(あるいは上流斜面)側に緩く傾斜する層理, いわゆるバックセットベッディング(backset bedding)を観察している。また SKIPPER (1971) は, カナダ, ケベック州のオルドビス系の底痕を伴う級化層の底層部から反砂堆を報告している。さて, 筆者らは水槽実験において反砂堆を作りながら, 流速の速い水流をほぼ瞬間的に止めてしまい, その構造を取り出すことに成功した。そして, こうして得られた反砂堆の粒子配列を測定した結果, 興味ある結果を得たので, とりあえずその骨子を報告したい。

実験および結果

東京大学海洋研究所に 1986 年 3 月より設置された水槽実験装置(機械研究(株)製)は, 長さ 700 cm, 幅 15

cm, 深さ 50 cm の開水路で, あらかじめ砂粒堆積物を置き, これに適量の水を流して堆積実験を行うものである。流量は 2 つのバルブ, また流速を水槽を傾ける(最大傾斜 1/30)ことにより調節できる。

中粒砂を主とする堆積物による実験では, 傾斜 1/30, 流量平均 0.17 m³/min., 流速 90—99 cm/sec, 水深 2.5—3.0 cm の条件で反砂堆が形成される。反砂堆の床面よりの高さ(波高)は 1.3—1.6 cm, 半波長は約 30 cm で対称形であり, 反砂堆の傾斜は最大 8° 以下である(Plate I-A)。そのクレストは見かけ上, 上流方向に 1—2 cm/sec の速さで移動する。今回つくられた反砂堆は, いわゆる定常波の砕け波を起こさずに形成されるタイプのものであり, 砂の粒子配列を調べるのに適している。

反砂堆を覆うラミナには 3 つのタイプが挙げられる(REINECK & SINGH, 1980; ALLEN, 1982)。すなわち,

Fig. 1. Relation of stream power and mean diameter to bed forms. Combined data from SIMON *et al.* (1965) and ALLEN (1968).

1987 年 8 月 17 日受付, 1987 年 11 月 18 日受理。

* 東京大学海洋研究所, Ocean Research Institute, University of Tokyo, 1-15 Minamidai, Nakano-ku, Tokyo, 164 Japan.

** 千葉大学理学部地学教室, 現在, 農林水産省, Ministry of Agriculture, Forestry & Fisheries, Kasumigaseki, Chiyoda-ku, Tokyo.

1) 反砂堆の順走斜面(あるいは下流斜面)側にのみ発達するもの, 2) ドレープ状に全体を覆うように発達するもの, そして3) 逆走斜面側に流れの向きとは反対方向に傾斜するものの3つで, このうち第3のものが最もつくられ易い。そこで筆者らは, 染色した少量の砂を用いてラミナをつくったところ, 前述の流速, 傾斜の条件のもとでつくられた反砂堆は第3のタイプであることが判明した。すなわちラミナは逆走斜面側のみに発達し, 上流側に $2^{\circ}\sim 3^{\circ}$ 緩く傾斜をなすものである(Plate I-B)。

また, 反砂堆が形成されると同時に各反砂堆は上流側へ移動を開始するが, 今回の実験ではこの時点から1~2分後に, 水槽への流入口を流入口と同形の発泡スチロールを用いて水流を一気に遮断し, 反砂堆を保存した。このような水流停止の方法は, 水槽自体が比較的小型であったので可能であった。

こうして得られた反砂堆を合成樹脂を使い固化し, その後, 流路に平行な断面で切り, 薄片を作製した。粒子配列は顕微鏡下で, 各粒子の外形の長軸: 短軸の比の値が1.5以上のものを選び, その伸長方向を測定した。その結果得られた粒子配列をFig. 2に示す。この粒子配列によれば, クレスト付近で上流から下流にかけて粒子の伸長方向はいずれも $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 上流側に傾斜するインブリケーション(覆瓦構造)を示しているのが分かる。つまり, この反砂堆では床面に対する粒子の傾斜はラミナや反砂堆全体の波形の傾斜よりもはるかに高角のインブリケーションを示していることになる。

考 察

反砂堆がつくられる際の堆積表面と, 水表面のそれぞれの断面形態は調和的であり(位相が合っており), 水深が最も深くなるのはクレストの部分である(MIDDLETON, 1965)。GILBERT(1914)によって名づけられたこの堆積構造は, 一般的にはクレストが上流側へ向かって見かけ上移動する状況のもとでできる。これは流れが減速される逆走斜面側で堆積が, また流れが加速される順走斜面側で侵食が起こるためである。フルード数は次式で与えられるが,

$$F = u/(gh)^{1/2}$$

(ここで, u は流速, g は重力加速度, h は水深), この F の値は1に近いが, それより大きい条件のもとで形成されるといわれる($0.844 \leq F \leq 1.77$, ALLEN, 1982)。今回の実験条件におけるフルード数は約1.75である。流れの強さの高い領域でできる反砂堆の流速条件は野外の河川, あるいは堆積物重力流の起こる海底などでも発生するはずであるが, 前述したように流速が弱まればもっ

Fig. 2. Preferred orientation of long-axes of grains in the vertical plane along the flow-direction. Note that all sections show a high angle imbrication. Numbers are counted grains for orientation measurement, and the maximum percentage of orientation is marked in each circular histogram.

と低い領域のもとで形成される堆積構造に直ちにならなくなってしまいうため, なかなか保存されにくい。火山砕屑層であるサージの底部にできる反砂堆は比較的良く保存される例といえるが(例, CROWE & FISHER, 1973), 水成層ではないので, ここでは議論の対象外としたい。

筆者らが観察した高角度のインブリケーションをなす粒子配列は, 流れの高い領域のもとで各堆積粒子が逆走斜面上に発生した大きい底面摩擦力によって形成されたものであろう。このインブリケーションは平滑床(平行葉理)におけるそれより高角であり, またクレスト, 順走斜面, 逆走斜面のいずれにおいても, ラミナや反砂堆の波形の傾斜角より高角度を示す。筆者らが得た以上の結果は, 波長が50—60 cmから露頭規模に及ぶ反砂堆については, おそらく初めて確認された事実であるが, TAIRA(1976 MS)はすでに, 波長がこれより非常に短い(最大8 cm)インフェイズ波(in-phase wave)の堆積構造において同様の結果を得ている。このような反砂堆の粒

Fig. 3. Schematic models for grain deposition in the case of a dune (A) and of an antidune (B). Note that grain deposition on the lee face of the dune makes grain orientation almost horizontal. Thus, the detrital grains lying in the foresets show a much lower inclination than the depositional surface.

子配列の特徴は、他の見間違え易い堆積構造、例えば砂堆や巨大砂漣との識別に役立つ。なぜなら、砂堆や巨大砂漣では、逆走斜面では上流側にやや低角度で傾斜するインブリケーションをつくるが、順走斜面に形成される前置層においては、クレストを越えて雪崩現象で落ちてくる粒子は床面にほぼ平行で、斜交層理面よりもはるかに緩傾斜の角度で堆積する (Fig. 3A, このような雪崩現象による緩傾斜堆積の実例は YAGISHITA & JOPLING (1983) の Fig. 7 を参照)。一方、これに対して反砂堆では、順走、逆走いずれの斜面においても、粒子は上流側に向かってかなりの傾斜角度をもってインブリケーションをなすので、どの斜面においてもラミナの面より高角をなす粒子配列をつくることになる (Fig. 3B)。

以上のような粒子配列の相違を問題としながら、PICKERING & HISCOTT (1985) は TAIRA (1976 MS) の粒子配列のデータをもとに SKIPPER (1971) が主張したオルドビス系の“反砂堆”に対して別の解釈をあたえた。すなわち PICKERING & HISCOTT (1985) によれば、SKIPPER (1971) が唱えた反砂堆の“逆走斜面”の粒子配列は、砂堆の前置層に対応するフェブリックを示すという。つまり、SKIPPER (1971) の反砂堆の逆走斜面上の粒子配列は、ラミナの傾斜よりも低角度をなしており、このことは単なる巨大砂漣における順走斜面 (前置層) を見ているに過ぎず、したがって、古流向は正反対の向きということになる。

今回の実験結果は、波長の大きな反砂堆のクレスト付近における粒子配列の構造を初めて明らかにしたもので、今後、野外での反砂堆の認定に役立つ基礎データとなるものである。なお、反砂堆のトラフ部を含めたさらに広い範囲にわたっての粒子配列についても、筆者らは研究を続行している。

文 献

- ALLEN, J. R. L., 1968 : *Current ripples*. 433p., North-Holland Pub. Co., Amsterdam.
- , 1982 : *Sedimentary structures : Their character and physical basis*. v.1, 593p., Elsevier, Amsterdam.
- CROWE, B. M. and FISHER, R. V., 1973 : Sedimentary structures in base-surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubehebe Craters, Death Valley, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 663–682.
- GILBERT, G. K., 1914 : The transportation of debris by running water. *U. S. G. S. Profess. Papers*, **86**, 30–34.
- HAND, B. M., 1974 : Supercritical flow in density currents. *Jour. Sed. Petrology*, **44**, 637–648.
- JOPLING, A. V. and RICHARDSON, E. V., 1966 : Backset bedding developed in shooting flow in laboratory experiments. *Ibid.*, **36**, 821–825.
- MIDDLETON, G. V., 1965 : Antidune cross-bedding in a large flume. *Ibid.*, **35**, 922–927.
- PANIN, N. and PANIN, St., 1967 : Regressive sand waves on the Black Sea shore. *Marine Geology*, **5**, 221–226.
- PICKERING, K. T. and HISCOTT, R. N., 1985 : Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada. *Sedimentology*, **32**, 373–394.
- REINECK, H. E. and SINGH, I. B., 1980 : *Depositional sedimentary environments*. 2nd ed., 549p., Springer Verlag, Berlin.
- SIMON, D. B., RICHARDSON, E. V. and NORDIN, Jr. C. F., 1965 : Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. *SEPM Spec. Publ.*, **12**, 34–52.
- SKIPPER, K., 1971 : Antidune cross-stratification in a turbidite sequence, Cloridorme Formation, Gaspé, Quebec. *Sedimentology*, **17**, 51–68.
- and BHATTACHARJEE, S. B., 1978 : Backset bedding in turbidites : A further example from the Cloridorme Formation (Middle Ordovician), Gaspé, Quebec. *Jour. Sed. Petrology*, **48**, 193–202.
- TAIRA, A., 1976 MS : *Grain orientation and depositional processes—fabric analyses of modern and laboratory flume deposits*. Ph. D. thesis, University of Texas (Dallas), p. 234–309.
- YAGISHITA, K. and JOPLING, A. V., 1983 : Grain fabric of planar cross-bedding formed by lateral accretion, Caledon Outwash, Canada. *Jour. Geology*, **91**, 599–606.

Plate I

A. Antidunes and the associated stationary wave. Note that the water and sediment surfaces are in phase. An open arrow indicates the flow direction.

B. Upstream-dipping laminae (broken line segments) show a gentle angle of inclination (2° — 3°). A solid arrow shows the flow direction.

福富孝義*・磯崎行雄*：島根県西部のジュラ紀コンプレックス(鹿足層群)に
南接するペルム紀コンプレックスおよび結晶片岩類**

Takayoshi FUKUDOMI and Yukio ISOZAKI : Newly found Permian Complexes
and crystalline schists on the south of the Jurassic Complex
(Kanoashi Group), western Shimane Prefecture

島根県鹿足郡日原町・津和野町周辺には、泥岩、砂岩およびチャートを主体とする先白亜系鹿足層群(河野ほか, 1956)が広く分布する。近年、本層群が広く分布する日原地域において、微化石を用いた層序・年代の詳しい検討がなされた(村上, 1976; TOYOHARA, 1977; 田中, 1980; 早坂ほか, 1983)。その結果、本層群は石炭紀からジュラ紀にかけてのさまざまな年代の異地性岩体が泥岩基質中に混在するジュラ紀複合地質体(以下ジュラ紀コンプレックスと仮称する)として理解されるようになった。これらのことから、本層群は山口県東部の玖珂層群(高田・磯崎, 1986; 高田, 1987)などとともに、丹波帯の中生層の西方延長とみなされている(Fig. 1)。

今回筆者たちは、島根県鹿足郡日原地域の南方の津和野地域に分布し、河野ほか(1977)によって“鹿足層群下部層”とされた地層について、主に微化石に基づく検討を行った。その結果、従来知られていたジュラ紀コンプレックスのほかに、岩相・年代を異にする独立した3種類の地質体を新たに識別した。それらは、石炭紀からペルム紀にかけての種々の年代の岩体が、後述のように複雑に混在化した2種類のペルム紀複合地質体(以下ペル

ム紀コンプレックスユニットAおよびユニットBと仮称する)および結晶片岩類である。本稿では、本調査地域内の4種類の先白亜系地質体の特徴および各地質体間の構造的累重関係について略述する。詳細については稿をあらためて報告する予定である。

津和野地域に分布する、これら4種類の先白亜系は構造的な下位より、すなわち南側より、ペルム紀コンプレックスユニットA、同ユニットB、結晶片岩類、ジュラ紀コンプレックスの順で累重する(Fig. 2)。これらの地質体は一般に東西から北西-南東方向の走向を有し、北に40°~80°で傾斜する。隣接する4種類の地質体間の境界は、いずれも北傾斜の中~高角度断層であると推定される。次に各地質体の岩相および微化石年代の特徴について記述する。Fig. 3に各地質体の見掛けの累重関係を示す。

ペルム紀コンプレックスユニットA：砂岩を主体とし、泥岩、チャート、酸性凝灰岩、石灰岩および緑色岩類を含む地質体である。種々の年代・岩相の岩体が、数m~数km大のレンズ状およびシート状岩体として再配列した地質体であり、見掛けの層厚は4000m以上である。

Fig. 1. Index map and geotectonic subdivision of Chugoku district (slightly modified from HAYASAKA, 1987).

1987年9月18日受付。1987年11月18日受理。

* 山口大学理学部地質学鉱物科学教室。Department of Geology and Mineralogical Sciences, Faculty of Science, Yamaguchi University, Yamaguchi, 753 Japan.

** 日本地質学会第93年・第94年学術大会(1986, 山形; 1987, 大阪)にて一部講演。