

II-229 定常二層流中の海山による内部波の形成実験

九州大学大学院 学生員 杉岡伸一
九州大学 正会員 金子 新

1. はじめに

強い潮流の存在する大陸棚上や内湾で、海底地形(海山、陸棚縁など)の作用によって形成された内部孤立波が数多く報告されている¹⁾。第二著者等も対馬海峡東水道の海山(七里が曾根)の上流側で潮流の作用で誘起された内部波列を観測している²⁾。これらの内部波列の特性は、主として、内部フルード数や海山の高さや水深の比によって大きく影響されることがわかっている。実際の海洋観測から、内部波の詳細な形成機構を明らかにすることは困難である。本研究では、二層の定常流の下で、海山のモデルを用いて行った内部波の形成実験の結果を報告する。

2. 実験装置と方法

実験は図1に示すような矩形水槽(長さ300cm*幅25cm*深さ30cm)を用いて行った。二層の成層流体は、あらかじめ淡水を水槽にためておき、水槽底から塩水をゆっくり注入する方法でつくった。下層は内部界面の観察を可能にするためコン

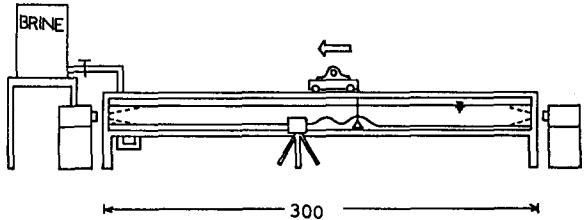


図1 実験装置

デンスミルクで着色した。海山のモデルとしては、断面が直角二等辺三角形(底辺4.3cm, 高さ2.1cm)で長さが25cmの三角柱を使用した。実験では、この三角柱を側壁に垂直な方向に水平に保持し、水槽底に沿って一定の速度で動かした。内部界面の様子は、透明な側壁を通して35mmカメラによって撮影し、実験条件は表1に示している。形成された内部波の形状や速度は、写真から読みとった。

3. 実験結果と考察

以下の議論で、使用する記号とパラメータを図2のように定義する。

図3は内部波の形成領域を議論するためにデータを($Fi, h/h_2$)平面上にプロットしたものである。ここに、 $Fi = U/C_0$ で、 C_0 は内部波界面に発生する長波の波速で、

$$C_0 = \sqrt{\frac{4P}{\rho_2} \cdot g \cdot \frac{h_1 \cdot h_2}{h_1 + h_2}}$$

のように表される。海山の上流側に内部波が、形成される領域は、ほぼ $0.5 < Fi < 1.0$ となっている。

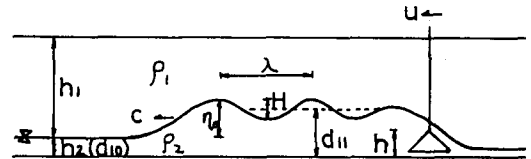


図2 記号の定義

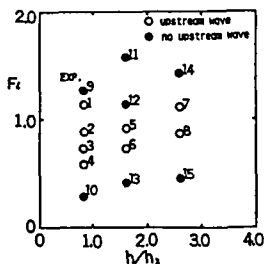


図3 内部波の形成領域

EXP.	h_1 (cm)	h_2 (cm)	h/h_2	$\Delta\rho$ (g/cm ³)	C_0 (cm/s)	U (cm/s)	F	C (cm/s)	η (cm)	λ (cm)	wave
1	20.0	3.2	0.81	0.0015	2.01	2.15	1.07	2.51	2.67	—	U.W
2	20.0	3.2	0.81	0.0015	2.01	1.76	0.88	2.71	2.35	45.35	U.W
3	20.0	3.2	0.81	0.0022	2.43	1.78	0.73	2.63	1.84	44.85	U.W
4	20.0	3.2	0.81	0.0015	2.01	1.17	0.58	2.40	1.21	44.83	U.W
5	10.0	1.6	1.63	0.0023	1.76	1.62	0.92	1.88	3.06	28.90	U.W
6	10.0	1.6	1.63	0.0019	1.60	1.16	0.73	1.63	1.47	25.36	U.W
7	6.25	1.0	2.60	0.0015	1.13	1.27	1.12	1.43	1.98	17.41	U.W
8	6.25	1.0	2.60	0.0020	1.30	1.13	0.87	1.43	1.48	12.70	U.W
9	20.0	3.2	0.81	0.0023	2.49	3.15	1.27	—	—	—	—
10	20.0	3.2	0.81	0.0015	2.01	0.59	0.29	0.09	1.64	2.69	D.W
11	10.0	1.6	1.63	0.0016	1.47	2.31	1.57	—	—	—	—
12	10.0	1.6	1.63	0.0021	1.69	1.92	1.14	—	—	—	—
13	—	1.6	1.63	0.0016	1.47	0.61	0.42	—	1.89	6.40	D.W
14	6.25	1.0	2.60	0.0016	1.16	1.66	1.43	—	—	—	—
15	6.25	1.0	2.60	0.0023	1.39	0.62	0.45	—	—	—	F.W

注) U.W (upstream wave) D.W (downstream wave) F.W (forward wave)

表1 実験条件

図4に、 $Fi=0.9, h/h_2=1.63$ のもとで海山の上流側に形成された典型的な内部波の発達過程(EXP.7)を示す。(a)は、実験開始後 $t=39$ 秒後の様子で、海山の上で隆起した界面が、海山の上流側に移動しはじめている。(b),(c),(d)は、それぞれ $t=55, 92, 133$ 秒後の界面の様子を示している。海山の上流側に移動した界面の隆起は、内部波列を形成しながら、海山より速く進んでいく。また、形状は、boreというよりもむしろ、クノイド波のように見える。

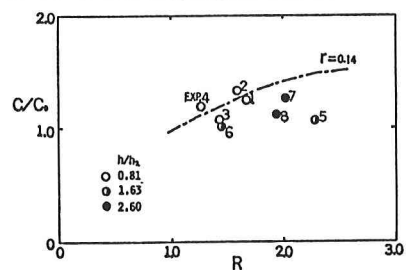
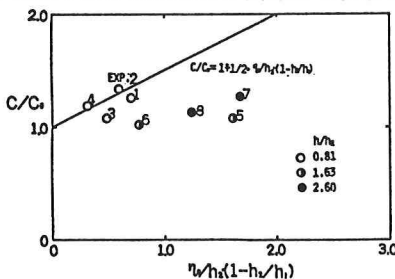
次に、内部波の特性値を議論する。図5(a)に、海山の上流側に形成された内部波の波速 C を $K-dV$ ソリトンの理論値と比較した。波速は、 h/h_2 が小さいときは、理論値とよく一致しているが、 h/h_2 が増大しても波速はほとんど変化せず、長波の波速 C に近い値になっている。また、図5(b)には、Bainesのboreの理論値³⁾との比較を示している。この場合も、 h/h_2 が小さいときだけ波速は理論値と一致している。 h/h_2 が小さいときだけに形成された内部波は、波高変化がほとんどないことから、undular bore というよりもむしろ、内部クノイド波と考えたほうがよいかもしれない。

4. あとがき

海山の上流側に形成される内部波について、本研究で得られた主要な結果を以下に示す。

- 1) 内部波の形成領域はほぼ、 $0.5 < Fi < 1.0$ の範囲にある。
- 2) 内部波の波速は、 h/h_2 が大きくなると $K-dV$ ソリトンとBainesのboreの理論式のいずれによっても説明できなくなる。
- 3) 内部波の波形はboreというよりクノイド波に近い。

他に、Forward wakeやLee waveなどの興味ある現象も得られていることを付け加えておく。



5. 参考文献

図5 波速 (a) $K-dV$ ソリトンと比較 (b) BainesのBoreと比較($R=d11/d10$)

- 1) Osborne, A.R. and Burch, T.L.: Internal solitons in the Andaman Sea, Science. 208(1980) 451
- 2) Kaneko, A., Honji, H., Kawatate, K., Mizuno, S., Masuda, A. and Miita, T.: A note on internal wavetrains and the associated undulation of the sea surface observed upstream of seamounts, J. Oceanogr. Soc. Japan 42(1986) 75
- 3) Baines, P.G.: A unified description of two-layer flow over topography, J. Fluid. Mech. 146(1984) 127