

8. 底層流による海底地震計周囲の渦の 発生の実験的観察

地震研究所 { 笠原 順 三
南 雲 昭 三 郎
是 沢 定 之
大 工 原 保
東大工学部船舶工学科 宮 田 秀 明

(昭和 55 年 2 月 22 日受理)

1. はじめに

地震研究所では群列観測などの多点観測を目的とした自己浮上式海底地震計 (ERIP-79) を開発した (笠原他, 1979)。

現在海底地震計には大別して2種ある。1つはアンカード・ブイ方式であり、他の1つは自由落下・自己浮上方式である。前者は一般に海底地震計耐圧容器の重量も重く海底とのマッチングも良い。後者は取扱いが前者にくらべて非常に簡便であるけれども、自己浮上させるためには浮力体を用いなければならず、それを海底に垂りて繋ぎ止めるので、一種の振子となり固有振動をする危険性がある。他の特長、欠点は笠原 (1978) 等にまともられている。

実際の自己浮上方式海底地震計による観測の結果、海底で発生する雑音振幅が数百倍も変化し、約 3.3 Hz の共振的な振動を示すことがわかった (KASAHARA and HARVEY, 1976)。BRADNER 等 (1965) は、彼等の海底地震計の記録にみられる 2~4 Hz のスペクトル・ピークはアンテナ周囲のカルマン渦 (Kármán Vortex) によって発生したものだと考えた。KASAHARA and HARVEY (1976) は、雑音レベルの変化が潮汐の持つ 12 時間や 24 時間周期とも一致せず、人工衛星で見た海面の気象状況とも相関を見出せなかった。

海底での雑音は海底地震計の S/N を著しく悪くし感度を低く抑えねばならなくする。自己浮上式海底地震計にとって雑音の発生原因とそれに対する対策は非常に重要な問題である。

深海底の流速の測定はそれほど多くない。しかし数少ない測定結果は 6,000 m 以上の大洋底でも流速は数カ月の周期で 5 cm/s~40 cm/s ほどに変化する (平, 寺本, 1979; HARVEY, 私信)。フィリピン海溝 9,605~9,806 m の海底では流速は 4.9, 11.8, 31.7 cm/s と場所によって変化した (HESSLER *et al.*, 1978)。北緯 30°, 東経 144~145° の 5,850 m の海底での流速は異った期間と異った地点での観測にもかかわらず、最低約 5 cm/s, 最高 25 cm/s, 90 日間の平均値 10 cm/s を記録した (平, 寺本, 1979)。また北海道沖の海底地震計 (KASAHARA and HARVEY, 1976) や、東太平洋の浮上式海底地震計も速度振幅 10⁻⁴ cm/s を超す雑音を記録し、海面の流速と無関係に深海底の流速が大きく変化する

ことを暗示させた。

笠原他 (1979) は、地震研究所 P-79 型自己浮上式海底地震計が深海底の流れの中にあつたとき、地震計周囲に発生するカルマン渦の振動を考察した。それによれば、流速が 10 cm/s から 50 cm/s のとき、自己浮上式海底地震計の発見・回収に必要なラジオ・トランスミッターのアンテナ周囲が 3.2 Hz~16 Hz の振動を発生する。この振動は海底地震計の記録帯域内である。またトランスミッターと同様発見に用いるフラッシャーの耐圧容器は流速が 50 cm/s もあると 2.6 Hz となり、これも雑音源となる可能性がある。一方、17 インチ耐圧ガラス球を収納するハード・ハットは形状も大きく、そのカルマン渦による振動は非常に低周波 (0.004~0.02 Hz) であり、それによる共振はあまり問題にしないで良いであろう。

この論文は、以上の推論を実験的に確かめること、渦が発生するのであればそれに対して有効な対策を抗じること、底層流による振動雑音のできるだけ少ない海底地震計を作ること、について報告する。

2. 実験方法

東大工学部の船型試験水槽において実際の P-79 型海底地震計を用い、被実験体を水中で速度 10 cm/sec から 50 cm/sec の範囲内で移動させ、海底地震計後部に発生する渦を物体と同じ速度で移動するカメラで撮影した。水面には写真撮影を容易にするためにアルミ粉末を散布した。低速度であるので自由表面の影響は小さいと考え、被実験体各断面の造渦特性を自由表面において観察した。流速の下限 (10 cm/sec) は実験装置上の制約によるものであり、上限 (50 cm/sec) は 1 で述べたように流速上限を 50 cm/sec 程度と考え

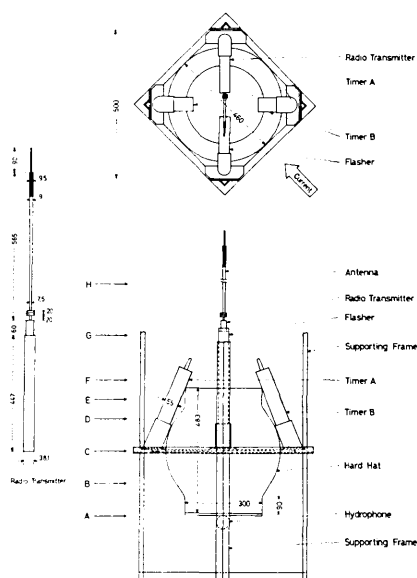


Fig. 1 Positions at experiment. Top-right: top view of of OBS; bottom-right: side view; left: antenna (RA-model). Numbers show size in mm.

るのがもっともらしいためである。またこの速度を超すと水面上には自由表面の波が大きくなり渦の観察を困難にする。

海底地震計を幅 3 cm の L 型アングルで作った一辺 46 cm の正方形フレームに組込み、Fig. 1 右下に示した A~G の 8 断面に沿った渦を観察した。フレームの L 型アングルは海底地震計架台アングルと同幅寸法のものを用い、これによって架台の影響を調べることを目的とした。G の断面として、フラッシュャーとラジオ・トランスミッターの耐圧容器部、H の断面としてトランスミッターのアンテナ部を地震計本体と独立に試験した。アンテナには小型加速度計 (モデル JA-32, 日本航空電子製) を付け、進行方向に直角な水平加速度を計測した。被実験体を水中で曳航するための模型船曳引車が大きな振幅の高周波 (数 10 Hz 以上) の振動を発生するので、またアンテナの固有振動がそれよりずっと低周波域 (約 3~4 Hz) であったので、8 Hz の低域通過フィルターを用いた。使用したアンテナは 2 種 (OAR 製モデル ST 206-100 RA と ST-206-100) ある。RA 型のアンテナ直径は一定でなく先端で 9 mm, 下部で 7.5 mm と変化している (Fig. 1 左図)。またアンテナ基部に直径約 5 cm のコイルを持ち、長さも 65.5 cm と後者の 118 cm に較べると短い。後者はコイル状のものはなく 1 本の棒状になっている。

3. 結 果

3-1 写真に現われた渦

a. 断面 A (Fig. 2)

海底地震計底面を切る流れであり、流速が 10 cm/s のとき流線はそれほど乱されていない。流速 20 cm/s より後部に渦ができるが、40~50/s では自由表面の波が大きく発生し、渦の観察を困難にしている。

b. 断面 B (Fig. 3)

流速 10 cm/s から後部に非対称な渦が見られる。この渦は時間と共にパターンが変化するカルマン渦である。このカルマン渦は流速 30 cm/s までは明瞭であるが、40~50 cm/s では前の a の場合同様、自由表面波に攪乱されて明瞭ではない。

c. 断面 C (Fig. 4)

この断面では、海底地震計支持フレームの影響が大きく出ている。流速 10~20 cm/s では、後部に多数の複雑な渦ができ、単純なカルマン渦にはならない。流速 30 cm/s を超すと、渦相互が著しく干渉し合う。流れの方向が 45° 変ると、渦発生のパターンは大きく変化するであろう。

d. 断面 D (Fig. 5)

幅 3 cm の L 型支柱によって発生する渦が著しくなった。L 型支柱後部には明瞭なカルマン渦が発生し、流速 30 cm/s では約 1 秒の周期で左右の渦が交代で発生する。実際の海底地震計架台には同一幅の L 型支柱を用いているので、実際の海底でもこの種の渦の発生が予測できる。タイマー耐圧容器 (直径 55 cm), フラッシュャー, トランスミッター周囲には顕著な渦は見られなかった。片方の L 型支柱に太さ 5 mm のロープを巻きつけたが、交番渦の発生は抑制できなかった。流速 20 cm/s を超え 30 cm/s に達すると渦の発生域はより広い範囲となり、40 cm/s では一層領域が拡大する。50 cm/s では渦度は

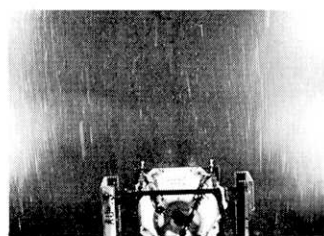
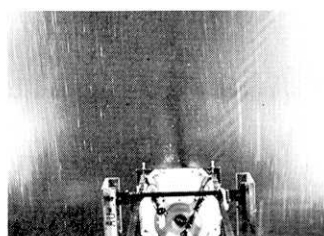
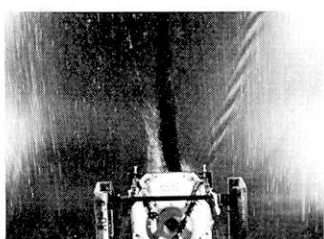


Fig. 2 Vortexes at cross section A. U in Photograph: current speed in m/sec. Figs. 3-9 use the same U as that in Fig. 2.

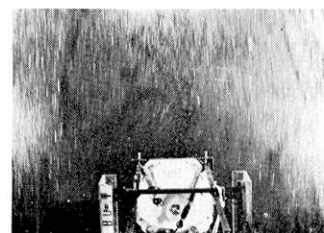
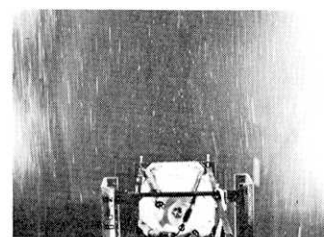
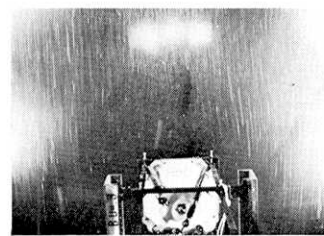
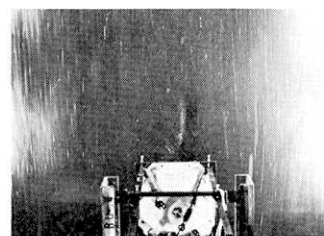
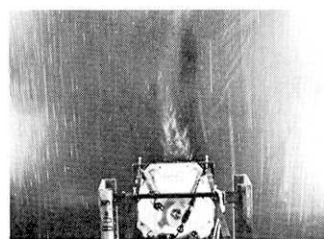


Fig. 3 Vortexes at cross section B.

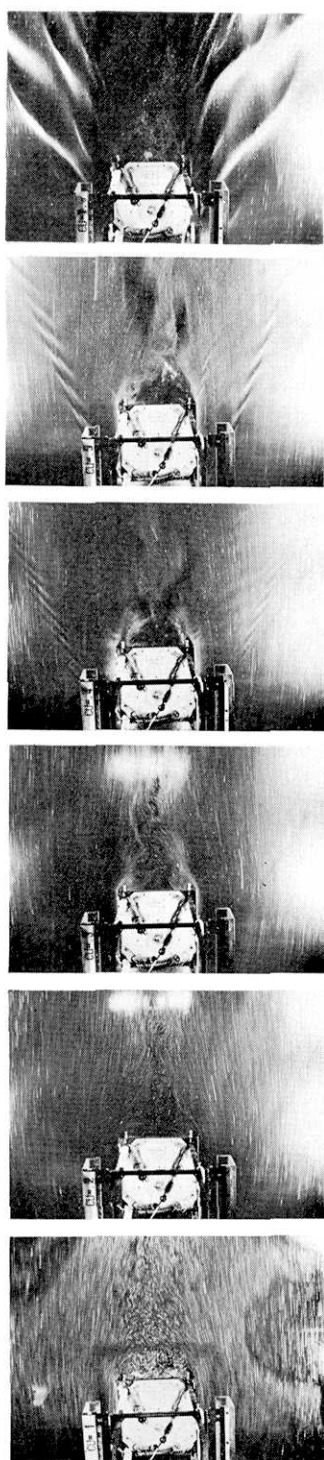


Fig. 4 Vortices at cross section C.



Fig. 5 Vortices at cross section D.

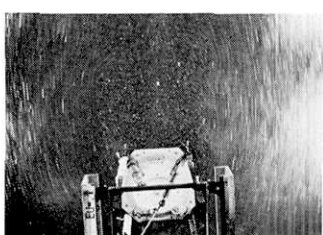
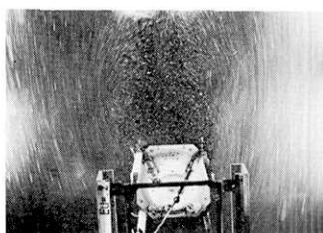
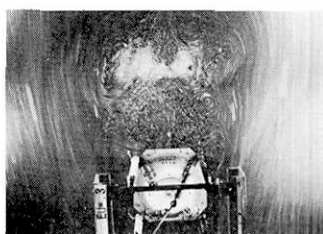
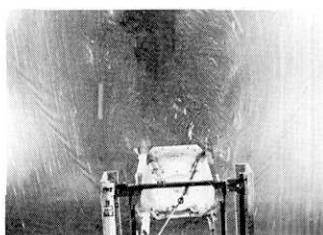
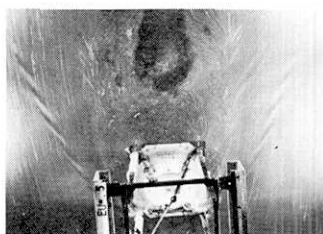


Fig. 6 Vortexes at cross section E.

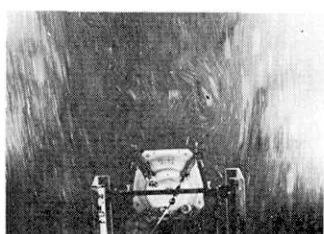
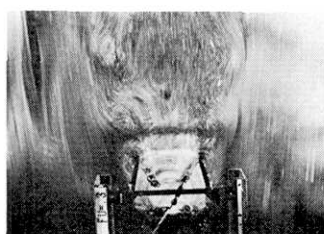
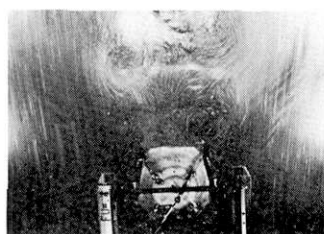
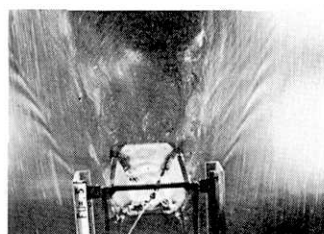


Fig. 7 Vortexes at cross section F.

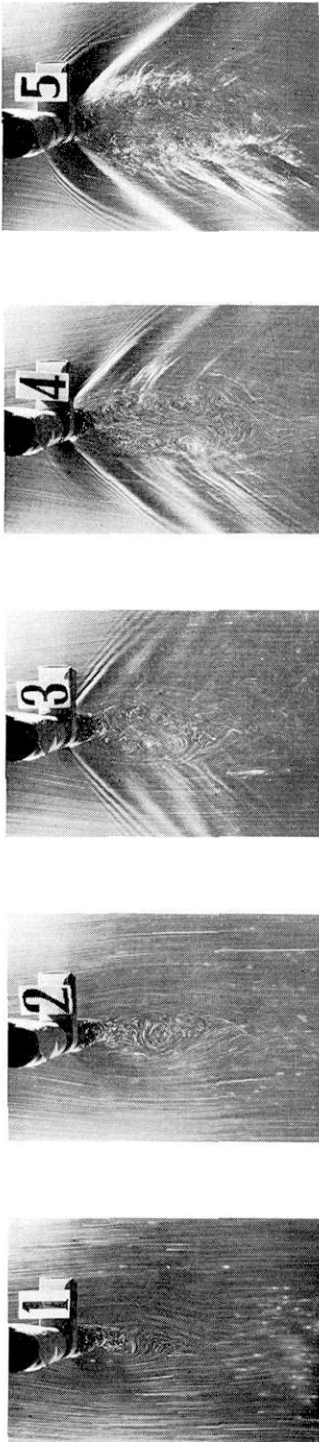


Fig. 8 Vortices about pressure case of flasher or radio transmitter. Numbers show current speed in $\times 10$ cm/sec. Fig. 9 and Figs. 11-13 also use the same unit of current speed as that in Fig. 8.

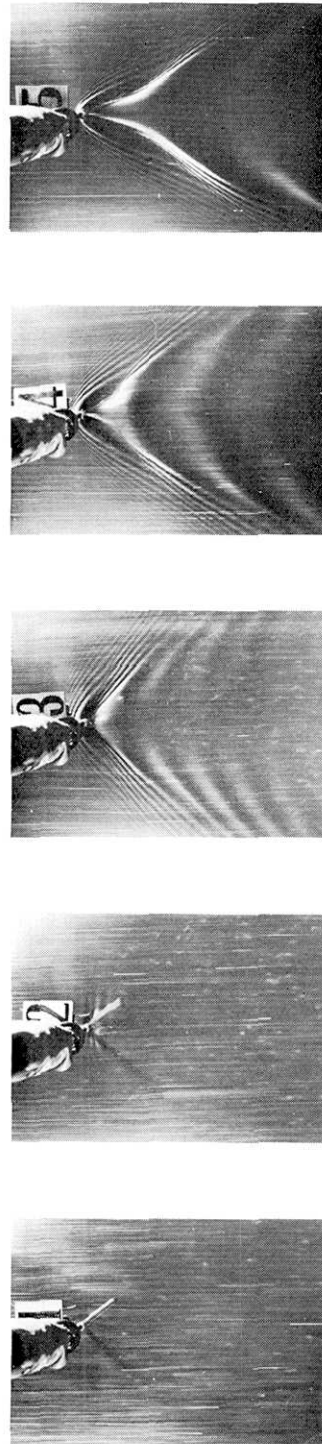


Fig. 9 Vortices about RA-model antenna of radio transmitter. Case of 20 cm/sec shows oscillation perpendicular to direction of current.

大きく、全体が渦相互の干渉から成っており、単純なカルマン渦は見られない。

e. 断面 E (Fig. 6)

前の断面 D より渦のパターンは単純であり、10 cm/s では顕著な渦は少く、ほとんど流の乱れだけといってよい。20 cm/s では非対称の大きなカルマン渦ができる。30 cm/s ではその数が多くなり、40 cm/s では渦パターンは複雑化する。

f. 断面 F (Fig. 7)

支柱の渦は流速 10 cm/s から顕著であり、20 cm/s ではカルマン渦になる。30 cm ではタイマー耐圧容器と支柱、トランスミッターと支柱が干渉し非対称型渦を作る。40~50 cm/s では渦の領域は更に広がる。

g. フラッシャー、トランスミッターの耐圧容器 (Fig. 8)

両者の耐圧容器の直径は共に 3.81 cm である。この場合は単純な円筒による渦の発生の実験に相当する。流速 10 cm/s から典型的なカルマン渦が発生している。流速 30 cm/s になると渦領域が拡大し、40 cm/s では領域が更に広がる。しかし、40 cm/s 以上では自由表面の影響が大きい。

h. トランスミッター・アンテナ部 (ST-206 RA 型) (Fig. 9)

このアンテナの全長は 70 cm であり、ST-206-100 型の 1.2 m にくらべ短い。流速 10 cm/s では層流に近いが、20 cm/s では Fig. 9f に見られるように、アンテナは流れの方向に対して直角に激しく振動した。これは典型的なカルマン渦による振動と考えられる。カルマン渦では交番して発生する渦により、渦発生体は流れと直交する方向に渦交番周期で振動する。後述するように、観測された振動数は約 3.5 Hz であった。30 cm/s を超えると横振動は急激に小さくなった。渦の直径が小さいために、Fig. 9f からは渦のパターンは判然としない。

ST-206-100 型もほとんど同じ結果を示した。

3-2. アンテナの振動

RA 型アンテナ基部 (Fig. 1 左図参照) に加速度計 (感度 3 V/G) を付け、振動周波数の流速依存性を調べた。加速度計の出力はチャートレコーダーに記録した。

Fig. 10 にその結果を示した。加速度振幅は流速 22 cm/s で最大加速度 7.3×10^4 mgal であった。一方、振動周波数は流速 18 cm/s のとき最小値 3.02 Hz となり、他の速度では 3.70 Hz まで変化した。最大加速度を示す流速では、振動周波数は 3.51 Hz であった。これは 3.32 cm/s (Kine) の速度振幅に相当する。変位に直すと、アンテナの基部でさえ 1.5 mm も変位があることになる。肉眼による観察でも、アンテナの先端は約 10 cm の全振幅で振動をしていた。

実際の海底での観測に際しては、この種の振動はガラス球内部の地震計へ伝わる途中である程度減衰されて小さくなることが期待されるが、絶対振幅自体非常に大きいので、この振動現象が海底で起れば、アンテナの振動以外何も地震計に記録されないと推定される。因みに、増幅器への最大入力値は、アンプゲインが 80 dB のとき、入力最大速度振幅は 2×10^{-4} cm/s であり、上述した速度振幅はこの値より約 1 万倍大きい。

アンテナを空中で自由振動させたところ、固有振動数は 2 種のアンテナとも約 3 Hz であり、カルマン渦による振動周波数とほぼ一致している。

海底地震計 P-79 型はセンサーとして地震計ばかりでなくハイドロフォンも持っている。ハイドロフォンは圧力型であるので、アンテナの振動には感じないと考えられる。実際の P-79 型の海底観測においても、地震計が 3 Hz の振動で飽和しているときでもハイドロフォンは 3 Hz の振動を記録しなかった。

3-3. アンテナ・フィンの効果

カルマン渦を起こさせないため、アンテナ (RA 型) にフィンを付けた。フィンの横幅を変え、カルマン渦抑制に最適フィン幅を調べた。フィンとしては、厚さ 0.1 mm のビニール製、長さ 50 cm のものを用いた。フィンは流れの方向に応じ、アンテナを中心として回転可能にした。

a. フィン幅 9 cm の場合 (Fig. 11)

この場合、流速 20 cm/s 付近で顕著に見られた横振動はチャートレコーダーの検出能力 (3.3×10^3 mgal 以上) 以下にすることができた。しかし、フィン幅が 9 cm と大きく、フィン厚が厚すぎ、フィンは流線に完全に従えずそれによる渦の発生がみられた。また 50 cm/s では、周期約 1.5 秒のフラッター現象が発生した。

b. フィン幅 6 cm の場合 (Fig. 12)

これも a の場合と同様であり、カルマン渦による振動を抑動することができる。50 cm/s でのフラッター現象は 9 cm の場合同様存在するが、その周期は約 2.5 秒と a より長く、また a の場合より発生しにくい。OBS 中の地震計に対しては、周期の長い速度振動の方が出力が小さい。

c. フィン幅 3 cm の場合 (Fig. 13)

流速 20 cm/s のとき、振動の発生は不安定であり、ときに振動を起す。Fig. 13 b は振動を起した場合である。カルマン振動はフィンの回転がアンテナと回転スリーブとの摩擦力によって抑制されることがあったが、振動した場合ではその振幅はフィンを付けない場合より 1.5~2 倍大きかった。フラッター現象は観察されなかった。

4. 考 察

海底地震計は複雑な形状をしているので、海底に設置された状態では本体各部から各種の渦が発生し何らかの起振力を及ぼしていると考えられるが、今回は各断面における造渦特性を 2 次元的に調べ考察を進めた。このような単純化は充分容認されるであろう。

実際の浮上式海底地震計の流水中での渦の発生を 8 水平断面について調べた結果、近地地震観測周波数帯域の共振現象という面で特に次の 3 ケ所が重要であった。(1) 架台 L 型アングル、(2) フラッシャーとラジオ・トランスミッターの耐圧容器、(3) アンテナである。

架台の L 型アングルは典型的な交番するカルマン渦を発生した。幅 3 cm のアングルの場合その周波数は (Lamb, 1932)

$$f = \frac{St \cdot V}{d} = \frac{V}{d} \times 0.195 \left(1 - \frac{20.1}{Re} \right) \quad (1)$$

f : カルマン渦による横振動周波数 (Hz), St : ストローハル数, V : 流速 (cm/sec), d : 代表的直径, Re : レイノルズ数,

によれば、流速 10 cm/sec では 0.64 Hz, 50 cm/sec では 3.24 Hz となり流速が大きくなるほど海底地震計の周波数帯域に入ってくる。しかし L 型アングルの剛性は大きく、この帯域での共振現象は見られなかった。しかし L 型アングルよりもより造渦量の小さな形状（例えば円筒）を選ぶ方が良いであろう。

フラッシャー、ラジオ・トランスミッター耐圧容器（直径 3.81 cm）も流速 10~30 cm/sec でカルマン渦を発生する。この直径に対するカルマン渦振動は 10 cm/sec と 50 cm/sec でそれぞれ 0.52 Hz と 2.60 Hz と推定され、やはり流速の大きな所で影響がありそうである。直径を大きくすることは効果的であろう。L 型アングル同様共振現象は見られなかった。

アンテナは一番流れの影響が大きく、流速 20 cm/sec 付近で共振を示した。しかしフィンを付けた効果は大きく、幅 6 cm と 9 cm のフィンは左右のカルマン渦を分離して共振を抑制することができた。幅 9 cm の場合はフィンのフラッターリングが現われた。幅 3 cm ではカルマン振動を抑制できなかった。棒状アンテナを持つ RA 型の代りにコイル状アンテナ（ロー・プロファイル型）を用いることは効果的であろうが、この種のアンテナは電波到達距離が著しく短く（約 1 マイル）難点がある。

RA 型のアンテナ直径は Fig. 1 左に示したように先端から下部まで一様ではない。直径 0.9 cm を d としたとき、(1) によって求めた周波数は Fig. 10 のようになり、流速 16 cm/sec では観測値と一致するが、それより流速が大きくなると実測周波数は期待値より小さくなる。流速 22 cm/sec における最大振幅では、理論値 4.88 Hz に対し観測値 3.51 Hz である。直径 $d=0.7$ cm をとれば 6.29 Hz となり、観測値の 2 倍よりやや小さい。これらのことから、流速 18 cm/sec 以下では、カルマン渦自体の発生が弱く、22 cm/sec 付近で著しく、30 cm/sec 以上では共振点から離れるために振動が小さくなったと考えられる。

フラッシャー耐圧容器の直径以上の大きな物体では、レイノルズ数 Re

$$Re = Vd/\nu \quad (2)$$

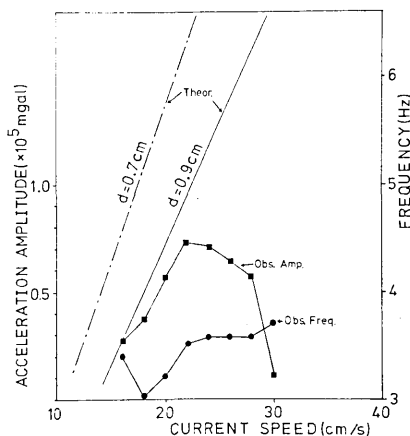


Fig. 10 Oscillation of antenna (RA-model).

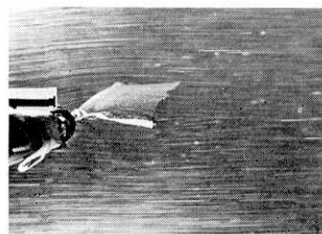
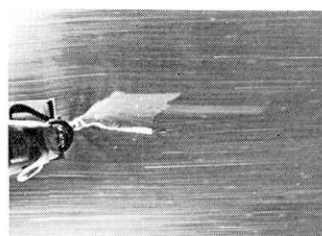
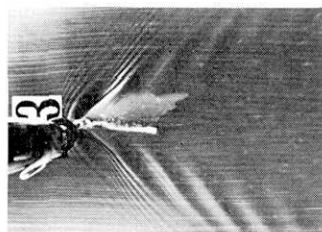
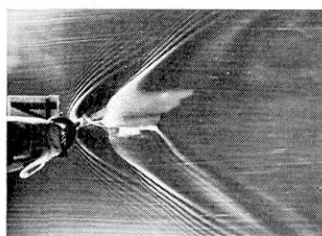
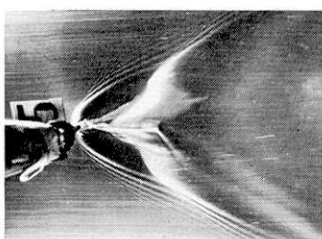


Fig. 11 Effect of fin. Fin Width is 9 cm. No oscillation at 20 cm/sec. High current speed shows fluttering of fin.

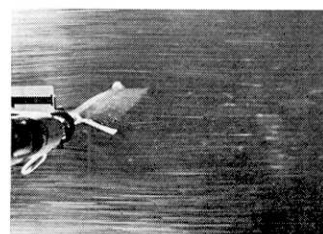
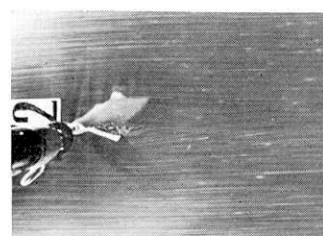
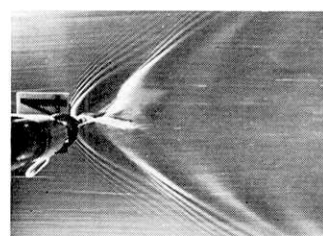
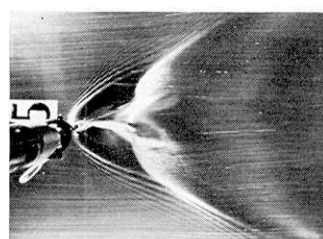


Fig. 12 Effect of fin. Fin width is 6 cm. No oscillation at 20 cm/sec.

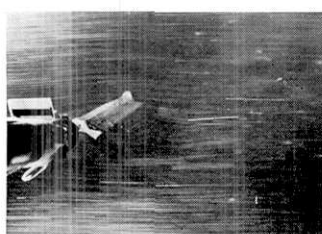
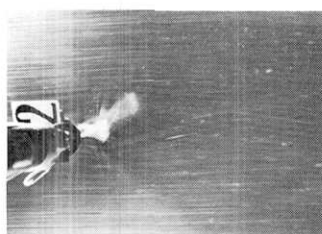
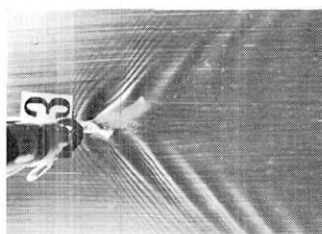
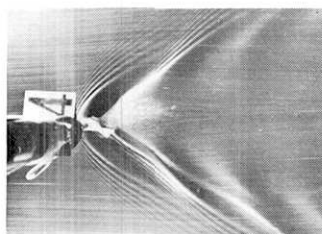
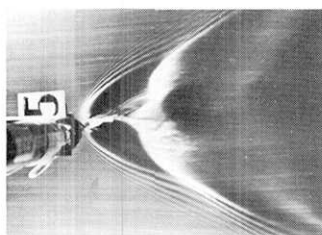


Fig. 13 Effect of fin. Fin width is 3 cm. Case of 20 cm/sec shows oscillation.

(ν: 動粘性係数)

は大きく、小さな流速からカルマン渦が現われる。しかし、カルマン渦による振動周波数は低く*海底地震計にとって問題が少いかも知れない。一方、運動エネルギー(動圧)は $1/2 \rho V^2$ (ρ : 密度) で表されるので、流速が大きくなると底層流の持つ運動エネルギーは自乗で大きくなる。水中の 17 cm/sec は、風速 5 m/sec に相当する (NAGUMO *et al.*, 1968)。流速が 10 cm/sec から 50 cm/sec へ変化すると、動圧は 25 倍になり、地震計は流れによる力を受けることになる。例えば、流速 50 cm/sec のときの抗力は約 30 kg である。アンカーはこれより大きなものを用いる必要がある。この種の力によって、より広いスペクトルのノイズは当然増加するであろう。

KASAHARA and HARVEY (1976) は浮上式海底地震計で、時間と共に振幅が変動する 3.3 Hz の正弦波的雑音を観測した。雑音振幅は小さなときには 10^{-5} cm/sec 程度であるが、大きくなると 10^{-3} cm/sec 以上にもなった。3.3 Hz は、すでに述べたアンテナ周囲のカルマン渦による横振動と一致している。このときの地震計は RA 型アンテナを用いていた。またこの振動は地震波によっても励起されているので、非常に共振し易かったと考えられる。この海底地震計が設置された千島海溝付近 5,500 m の海底では流速は少くとも 20 cm に達したのであろう。この値は他の場所での海洋学的測定結果 (HESSLER *et al.*, 1978, 平, 寺本, 1979; HARVEY, 私信;) と一致している。

海底の雑音スペクトルについていくつかの報告が出ている (例えば, BRADNER, 1964; SCHNEIDER and BACKUS, 1964; LATHAM and SUTTON, 1966; LATHAM and NOWROOZI, 1968; SUTTON *et al.*, 1970; ASADA and SHIMAMURA, 1976; BLANKINTON and ODEGARD, 1977)。これらはアンカード・ブイ方式, ポップ・アップ式, ケーブル方式等多様である。また扱われた周波数も必ずしも一様でない。今後、海底雑微動スペクトルを議論するときには、底層流により誘起される振動による影響に注意する必要があるであろう。

謝 辞

実験に際して船型試験水槽の使用を許可していただいた東大工学部船舶工学科乾崇夫教授、実験に際して御協力下さった同学科久住昇三助手、土井康明助手、地震研究所松本滋夫技官に感謝いたします。また有益な助言を下された同研究所梶浦欣二郎教授に感謝いたします。

文 献

- ASADA, T. and H. SHIMAMURA, 1976, Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the western Pacific; Structure of oceanic lithosphere revealed by longshot experiment, in "The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin", edited by G. H. Sutton *et al.*, AGU Monograph 19, 135-153, American Geophysical Union, Washington D. C.
- BLANKINTON, J. G. and M. E. ODEGARD, 1977, An ocean bottom bottom seismograph using digital telemetry and floating point conversion, *IEEE Trans. Geoscience Electronics*, GE-15, 74-82.
- BRADNER, H., 1964, Seismic measurements on the ocean bottom, *Science*, 146, 208-216.

* ハットの直径に近い 50 cm の物体では、流速 50 cm/sec のときでも 0.2 Hz である。このとき、 $Re=1.5 \times 10^3$ 。

- BRADNER, H., J. DODDS and R. FOULKS, 1965, Coherence measurements with time sampling ocean-bottom seismometers, *Proc. IEEE*, **53**, 1906-1908.
- HESSLER, R. R., C. L. INGRAM, A. A. YAYANOS and B. R. BURNETT, 1978, Scavenging amphipods from the floor of the Philippine Trench, *Deep Sea Res.*, **25**, 1029-1047.
- KASAHARA, J. and R. R. HARVEY, 1976, Ocean bottom seismometer study of the Kuril trench area, *HIG Report* 76-9, 1-64.
- 笠原順三, 1978, 変動期を迎えた海底地震学, 自然, 9月号, 60-70.
- 笠原順三・是沢定之・南雲昭三郎・大工原保・原智美・安藤誠一, 1979, 自己浮上式海底地震計 (ERI 型 P-79), 地震研究所彙報, 515-530.
- LAMB, H., 1932, Hydrodynamics, 6th edition, Cambridge Univ. Press., p. 680-681.
- LATHAM, G. V. and G. SUTTON, 1966, Seismic measurements on the ocean floor, *J. Geophys. Res.*, **71**, 2545-2573.
- LATHAM, G. V. and A. A. NOWROOZI, 1968, Waves, weather, and ocean bottom microseisms, *J. Geophys. Res.*, **73**, 3945-3956.
- NAGUMO, S., H. KOBAYASHI and S. KORESAWA, 1968, Sea-bottom observation at Sagami Bay, (1) Seismic activity, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **46**, 877-888.
- SCHNEIDER, W. and M. BACKUS, 1964, Ocean bottom seismic measurements of the California coast, *J. Geophys. Res.*, **69**, 1134-1143.
- 平啓介・寺本俊彦, 1979, 伊豆小笠原海溝東方の底層ジェット流, 日本海洋学会秋季大会講演予稿集.
- SUTTON, G. H., M. E. ODEGARD, N. MARK and N. J. LETOURNEAU, 1970, Research in seismology related to the Columbia ocean-bottom seismograph, *HIG Report* 70-12, 1-66.

8. *Experimental Results of Vortex Generation around Ocean-Bottom Seismograph due to Bottom Current.*

By Junzo KASAHARA, Shozaburo NAGUMO, Sadayuki KORESAWA, Tamotsu DAIKUHARA,
Earthquake Research Institute,

Hideaki MIYATA

Department of Naval Architecture, University of Tokyo.

Oscillational noise has frequently been observed by pop-up ocean bottom seismometers (OBS). The major cause of the noise is supposed to be bottom currents. When the relationship between current speed and shape of the OBS was examined experimentally, Kármán vortexes were found to develop about the L-shaped frames, the pressure case of the radio transmitter and the antenna of the transmitter when the current exceeded 20 cm/sec. The Kármán vortexes which formed about the antenna were found to be the most undesirable. The frequency of the antenna oscillation was from 3.20 to 3.70 Hz for current speeds of 18 cm/sec and 30 cm/sec, and the amplitude was large enough to saturate the seismometers in the OBS. The frequency was nearly equal to the resonance frequency of the antenna in air and half of the excitation frequency of the Kármán vortex. This suggests that the oscillation is the result of resonance in the antenna due to an external force. The use of a fin was effective in reducing the oscillation.

The frequency of the antenna oscillation was nearly the same as that of the oscillational noise observed in actual OBS experiments and suggests that the cause of noise is oscillation of the antenna by bottom currents. The present results and previous OBS field observations also suggest that bottom currents frequently exceed a speed of 20 cm/sec, while the value of 20 cm/sec is in agreement with several measurements of bottom current speed.