



Online ISSN : 2186-490X
Print ISSN : 1346-4272

地質調査研究報告

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 75 No. 3 2024



 **産総研** 地質調査総合センター 

令和6年

論文

広島湾におけるアサリ浮遊幼生輸送の季節変動

高橋 暁 83

概報

P波反射法測線に加えた3成分地震計1個でのS波速度の簡易推定

——埼玉県鴻巣市での探査例——

大滝壽樹 93

表紙の写真

呉に在った瀬戸内海大型水理模型

かつて広島県呉市に在った瀬戸内海大型水理模型は、高度経済成長に伴い汚染の進んだ瀬戸内海の環境再生を目指して建設された。水平縮尺 2,000 分の 1、実スケールにして約 200 m × 100 m の世界最大級の模型であり、2 m の潮差を 1.26 cm、1 年を 55 時間で再現した。写真は大阪側(手前)から九州側(奥)を写したもので、右側が本州、左側が四国である。瀬戸内海の海水交換時間算出や地形改変による海水交換促進技術開発のために使用された。

(写真：山崎宗広・文：高橋 暁)

Cover Photograph

Large-scale hydraulic model of the Seto Inland Sea, Kure City

A large-scale hydraulic model of the Seto Inland Sea was constructed in Kure City, Hiroshima Prefecture, in 1973 to recreate the environment of the Seto Inland Sea, which has become severely polluted as a result of rapid economic growth. This was one of the world's largest hydraulic models (~200 × 100 m in size), with a horizontal scale of 1:2000, and it was deconstructed in 2010. A real-world tidal difference of 2 m was represented as 1.26 cm in the model, and 1 year of real-world time by 55 h. The photograph was taken from 'Osaka' looking towards 'Kyushu', with 'Honshu' on the right and 'Shikoku' on the left. The model was used to calculate the rate of water exchange and to develop techniques to facilitate water exchange by modifying the topography.

(Photograph by YAMASAKI Munehiro, Caption by TAKAHASHI Satoru)

広島湾におけるアサリ浮遊幼生輸送の季節変動

高橋 暁^{1,*}

TAKAHASHI Satoru (2024) Seasonal Variation of Transportation of Manila (Asari) Clam Larvae in Hiroshima Bay. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 75 (3), p. 83–91, 11 figs and 2 tables.

Abstract: Hiroshima Bay in Japan is an enclosed bay with high biological productivity. In recent years, the population of Manila (Asari) clams in the bay has decreased rapidly, and the clams are now limited to the northern part of the bay. Various efforts to restore the clam population have had little success. In this study, I examined the dynamics of Manila clams in the planktonic larval stage by comparing field data with the results of a numerical model that tracks the larvae. Manila clam larvae are produced in spring and autumn each year. The model results show that the larvae produced in spring at the head of the bay (i.e., the northern part of the bay) are transported to the southern part of the bay, whereas the larvae produced in autumn remain in the northern part of the bay. These results are in good agreement with field data (e.g., the results of molecular analysis). In recent years, field observations have indicated small numbers of Manila clam larvae in the bay during spring. The small number of larvae transported southward during spring might explain why the clam habitat is limited to the northern part of the bay.

Keywords: Manila (Asari) clam, decrease in landing amount of clam, transportation of larvae, habitat connectivity, numerical model experiment.

要 旨

瀬戸内海の西部に位置する広島湾は、かつてはアサリの高い生産性を誇っていたが、近年、アサリの水揚げ量は急激に減少し、アサリの生息地は湾奥の太田川河口付近から大野瀬戸周辺で確認されるだけとなった。アサリは浮遊幼生期を持っているため、アサリ資源量回復には、アサリの生息域間の連結性(connectivity)を明らかにすることが重要である。そこで本研究では、広島湾におけるアサリ幼生の輸送過程を、数値モデル実験により解明することを試みた結果、6月には幼生は広島湾の西半分を通過して南下したが、11月では幼生の分布は湾北部のみに限定されることが明らかとなった。一方で、瀬戸内海では年2回、春と秋にアサリの産卵期があるが、近年の広島湾では秋に比べ春の幼生密度が非常に低いことが解ってきた。つまり、南下できる春に幼生密度が低くなったことが、アサリの生息域が湾北部に限られるようになった原因であると類推される。

量は1986年に最高となり、日本全体の約1/3に達したが、その後急速に減少し、1990年代には最盛期の20分の1程度まで激減した(第1図)。瀬戸内海西部に位置し、呉・広島・岩国・屋代島に囲まれた広島湾でもアサリが生産性が高かったが、瀬戸内海全体と同様に水揚げ量が急激に減少し、生息域も第2図の楕円で囲んだ湾北部周辺海域に限定されるようになった。このような状況下で、これまでにアサリ資源回復を目指した様々な試みがなされてきたが、未だ大きな成果はあがっていない。

ここで、アサリは3週間程度の浮遊幼生期間を持っており、この期間中に20 km ~ 30 kmの範囲に分散すると考えられている(浜口, 2017)。つまり、持続可能な生産を実現するためには、アサリの生息域間の親子関係等の連結性(connectivity)を明らかにすることが重要である。そこで本研究では、アサリの生息域間の連結性を解明する第一歩として、広島湾におけるアサリ浮遊幼生の輸送過程を数値モデル実験により明らかにすることを試みる。

1. はじめに

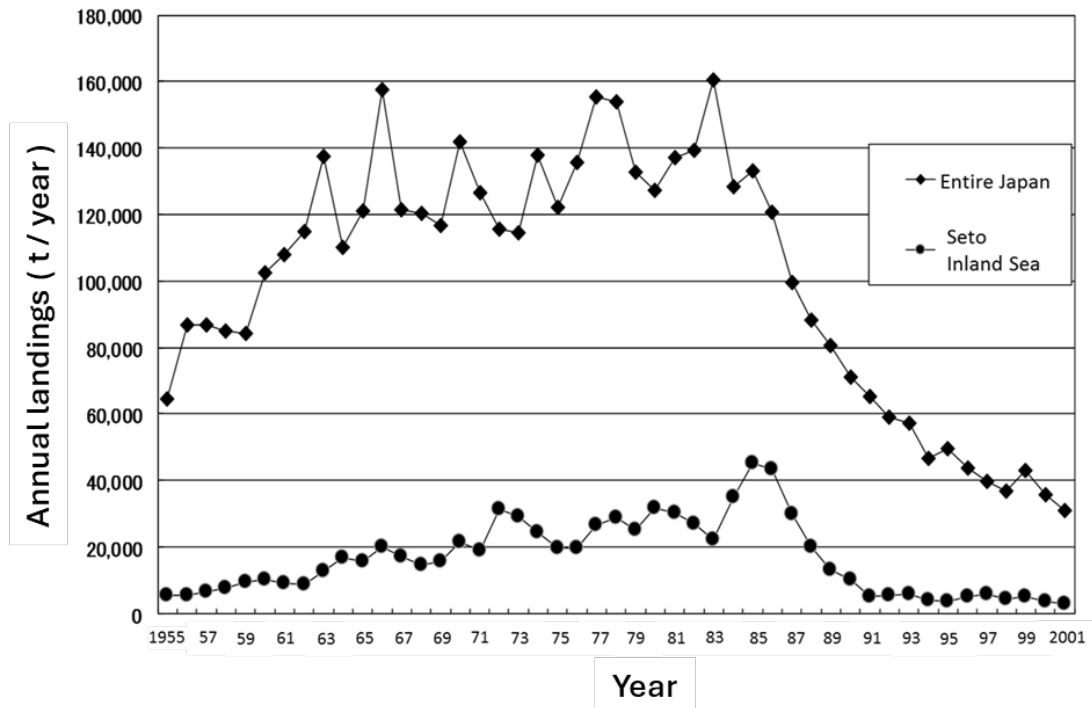
瀬戸内海は日本の西部に位置する干潟が発達した半閉鎖的な内海である。瀬戸内海におけるアサリの水揚げ

2. 数値モデルの概要

モデルの計算領域を第2図に示す。モデルレベルモデル(Z-モデル)であり、水平グリッドサイズは500 m ×

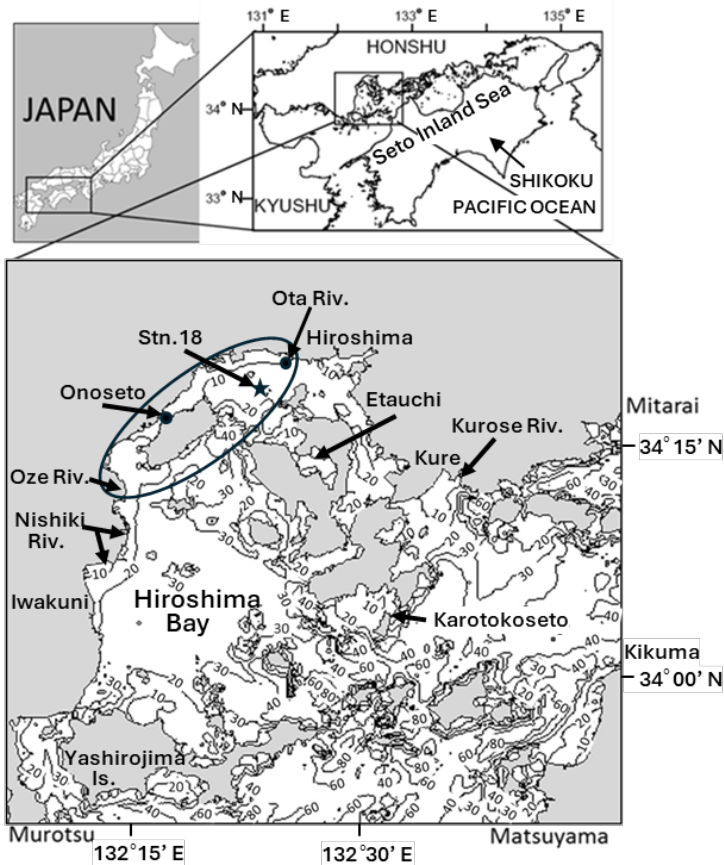
¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

* Corresponding author: TAKAHASHI, S, AIST Tsukuba Headquarters, 1-1-1 Umezono, Tsukuba, Ibaraki 305-8560Japan, Email: s-takahashi@aist.go.jp



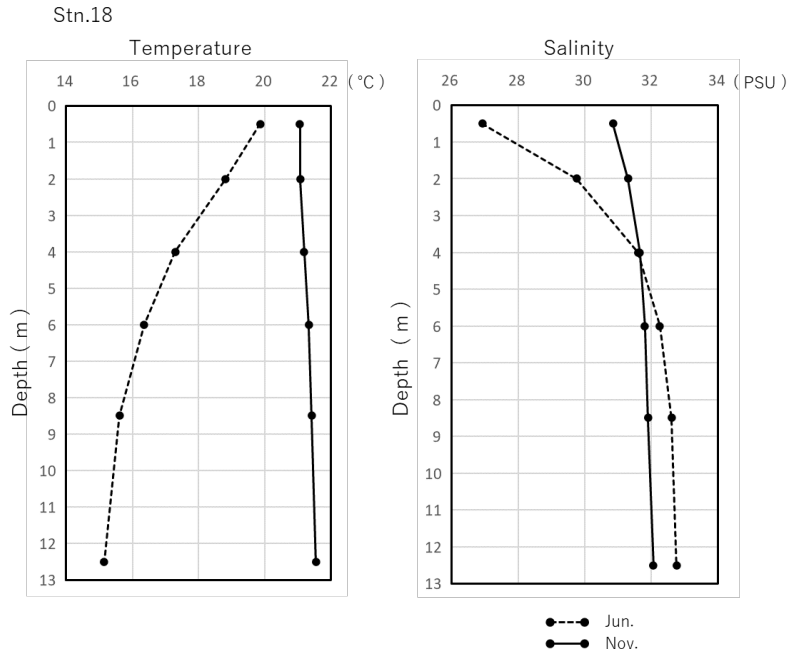
第1図 日本全国及び瀬戸内海のアサリ水揚げ量の変遷。
縦軸は水揚げ量，横軸は年を示す。

Fig.1 Time series of landings of Manila clam.
The vertical axis shows Manila clam landings, and the horizontal.



第2図 モデル領域。数値は水深(m)，楕円はアサリの主な生息地，2つの黒丸点は粒子(幼生)の放出点を示す。

Fig.2 Depth distribution of model domain. The numeral shows depth in meter. Area enclosed with the ellipse is main production area of Manila clam. Two black circles are release points of the larva particle.



第3図 広島県浅海定線データ測点18の6月(破線)と11月(実線)の水温と塩分鉛直分布。2003～2012年の10年間月平均値。

Fig.3 Vertical distribution of temperature and salinity in Jun. (broken line) and Nov. (solid line) at Hiroshima prefecture Senkaiteisen data stn.18. 10-year monthly average from 2003 to 2012.

500 m, 鉛直方向には12層(層厚は表層から：1 m, 2 m, 2 m, 2 m, 3 m, 5 m, 5 m, 10 m, 10 m, 20 m, 20 m, 20 m)に分割した。ブジネスク近似, 静水圧近似, 直角座標系(東向き：x軸正方向, 北向き：y軸正方向)の下, モデルの支配方程式は次の(1)～(6)式のように示される：

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + (U \cdot \nabla_H)u + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv \\ = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + [\nabla_H \cdot (A_H \nabla_H)]U + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_V \frac{\partial u}{\partial z} \right), \quad (1) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + (U \cdot \nabla_H)v + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu \\ = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + [\nabla_H \cdot (A_H \nabla_H)]U + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_V \frac{\partial v}{\partial z} \right), \quad (2) \end{aligned}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g, \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + (U \cdot \nabla_H)T + w \frac{\partial T}{\partial z} = [\nabla_H \cdot (K_H \nabla_H)]T + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_V \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + (U \cdot \nabla_H)S + w \frac{\partial S}{\partial z} = [\nabla_H \cdot (K_H \nabla_H)]S + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_V \frac{\partial S}{\partial z} \right), \quad (6)$$

ここで, t は時間, ∇_H 水平勾配, U は x と y 方向の流速(u, v), w は z 方向の鉛直流速, f はコリオリパラメーター($2\omega \sin \varphi$; ω は地球の角速度, φ は緯度(34°N)), P は圧力, ρ は海水密度, ρ_0 は参照密度, g は重力加速度(9.8 m sec^{-2}), A_H と A_V は水平と鉛直の渦動粘性係数, K_H と K_V は水平と鉛直の渦動拡散係数(the Smagorinsky viscosity and diffusivity)を採用; Mellor, 1998), T は水温, S は塩分である。

松山, 室津, 御手洗, 菊間の検潮所における4潮汐成分(M_2, S_2, K_1, O_1)の調和定数(海上保安庁：1992)を用いて開境界で潮汐を与えた。また, 水温と塩分の開境界条件と初期条件に関しては広島県と愛媛県による浅海定線データを使用し, 与えた。風応力と海面熱収支に関しては広島気象台の観測データを, 河川流入に関しては太田川, 黒瀬川, 尾瀬川, 錦川の流量データを用いてモデルに与えた。なお, 2003年から2012年の10年間の月平均データをモデルに適用し, 平均的な流動場の再現を行った。ここで, 広島湾では主に6月と11月にアサリ幼生の発生が見られる(浜口, 2017)。第3図に示した太田川河口近くの測点18(第2図の星印)の水温塩分の鉛直分布を見ると, 梅雨で昇温期である6月は水温・塩分ともに成層が発達し, 少雨で降温期の11月は成層が発達していないことが解る。この6月と11月を対象とし, 数値モデル実験を行った。モデルで用いた各河川の流量と風向風速については第1表と第2表に示したとおりである。

モデルの再現性検証のために, 計算結果と観測された

第1表 10年平均河川流量 ($\text{m}^3 \text{sec}^{-1}$)
Table1 10-year average river discharge ($\text{m}^3 \text{sec}^{-1}$)

	Oota Riv.	Kurose Riv	Oze Riv.	Nishiki Riv.
Jun.	87.57	7.01	17.02	45.94
Nov.	46.47	3.72	7.62	20.58

第2表 10年平均風のx, y成分 (m sec^{-1})
Table2 x and y components of 10-year average wind (m sec^{-1})

	X direction	Y direction
Jun.	0.249	-0.778
Nov.	-0.600	-2.915

水位、温度、塩分がそれぞれ比較された。第4図に示したのは、計算領域内にある検潮所のうちの6ヶ所(岩国、大野瀬戸、広島、江田内、呉、鹿老渡小瀬戸)における、水位の観測値(破線)と計算値(実線)の時系列である。計算開始2潮汐周期(スピニアップ期間)の後、水位の位相と振幅の計算値は、観測されたそれらをほぼ再現していることが解る。図は省略するが、計算された水温分布は6月の湾奥表層で観測値に比べ計算値の方が若干高い値を示したが、6月と11月ともに計算された全体的な水温分布は観測値を良く再現していた。塩分分布に関しても6月の湾奥表層で計算値の方が観測値より若干低い値を示したが、6月と11月ともに全体的に観測値とほぼ一致していた。これらの結果は、モデルの再現性が良好であることを示唆している。

3. アサリ幼生追跡実験

数値モデルにより計算された6月と11月の流動場において、幼生に見立てた粒子をEuler Lagrange法を用い、海底に接地した場合はスリップするとして追跡することでアサリ幼生追跡実験を行った。幼生は母貝が生息する太田川河口域と大野瀬戸から、分散が大きく幼生が拡がりやすい大潮の引き潮時(6時間)に、1時間毎に放流した。また、広島湾では、トロコフォア幼生等の発生初期の幼生は表層付近で、発生から数日経過したサイズのD型幼生は水深5m程度で多く採取される(浜口, 2013)ことから、広島湾ではアサリの浮遊幼生は、発生後数日は表層を、その後は水深5m程度を浮遊していると考えられる。そこで、次の3つの計算ケースを設定した。

Case1: 幼生は表層(水深2m)のみを浮遊する。

Case2: 幼生は発生後の3日間は水深2mを、その後は水深5mを浮遊する。

Case3: 幼生は発生後の5日間は水深2mを、その後は水

深5mを浮遊する。

アサリ幼生は長くて3週間程度浮遊するので、幼生の追跡は少し長めの30日間行った。

4. 実験結果

4.1 6月の実験結果

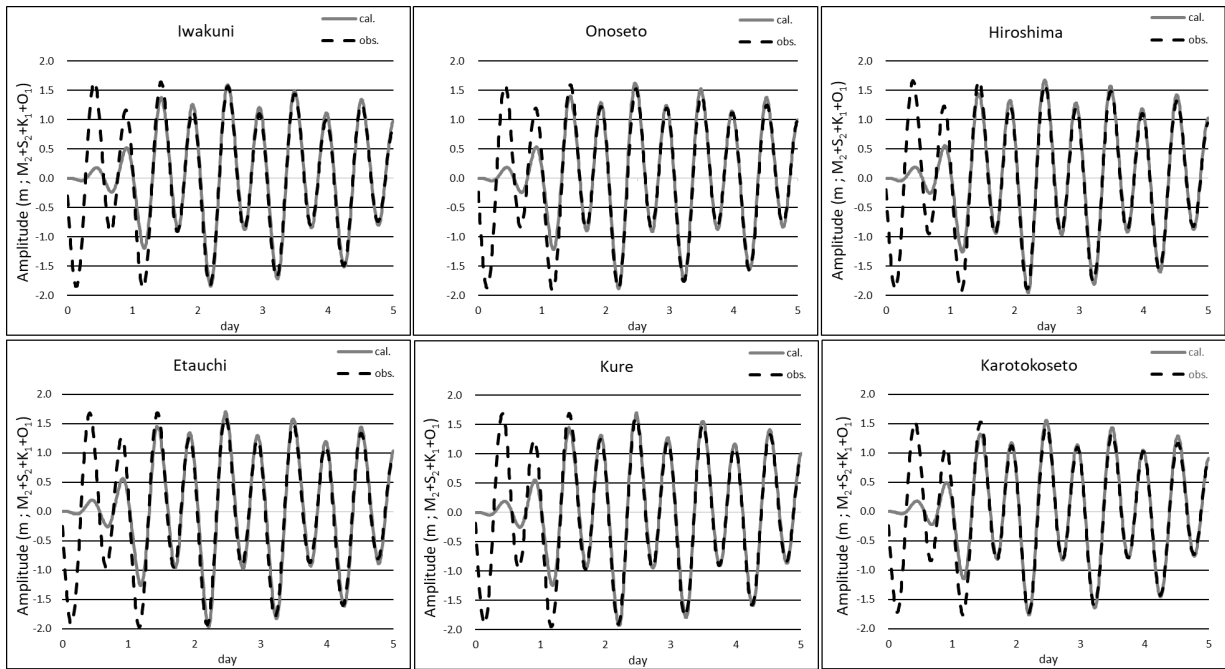
6月の水深2mと5mにおける残差流分布を第5図に、Case1・Case2・Case3の30日間の幼生の軌跡を第6図に示す。6月は昇温期であり梅雨で多雨でもあるため、成層が発達し、大田川からの河川流入によって多量の淡水が湾北部に供給されることにより、密度流が発達し、湾西岸に沿った南下流が発生している。また、太田川河口域では表層を外向き、下層で河口向きのエスチャリー循環が発生している様子がうかがえる(第5図)。第6図にCase1, Case2, Case3の6月における浮遊幼生の軌跡を示す。Case1では、表層の南下流により、ほとんどの浮遊幼生が南に輸送されている。Case2では、発生後3日で水深5mまで沈降するため、大野瀬戸から出発した幼生は南に輸送されるものの、太田川河口から出発した幼生はエスチャリー循環により太田川河口に向かって輸送され、ほとんどの幼生は湾奥に留まっている。Case3では、ほとんどの幼生が表層にいる間(発生後5日間)にエスチャリー循環の外側に到達するため、多くの幼生が南へ輸送されている。

4.2 11月の実験結果

11月の水深2mと5mにおける残差流分布を第7図に、Case1とCase3の30日間の幼生の軌跡を第8図に示す。11月は少雨期で降温期であるため、鉛直混合が発達し、密度流は発達しておらず、エスチャリー循環も見られない。水深2mと水深5mの流向はほぼ一致しているが、水深5mの流速は水深2mの流速よりも遅くなっている(第7図)。これらの事実は11月の広島湾では潮汐残差流が支配的であることを示唆している。また、図は省略するが計算結果の全層で確認した結果、湾中央部では全層を通して西向きの流れが発達しており、Case1, Case2(図は省略), Case3の全Caseでこの流れにより幼生は西へ運ばれ、南へは拡がらない様子がうかがえる(第8図)。11月は全層を通して流向がほぼ同じあるため、Caseの違いによる幼生輸送の差異は小さいことが明らかである。

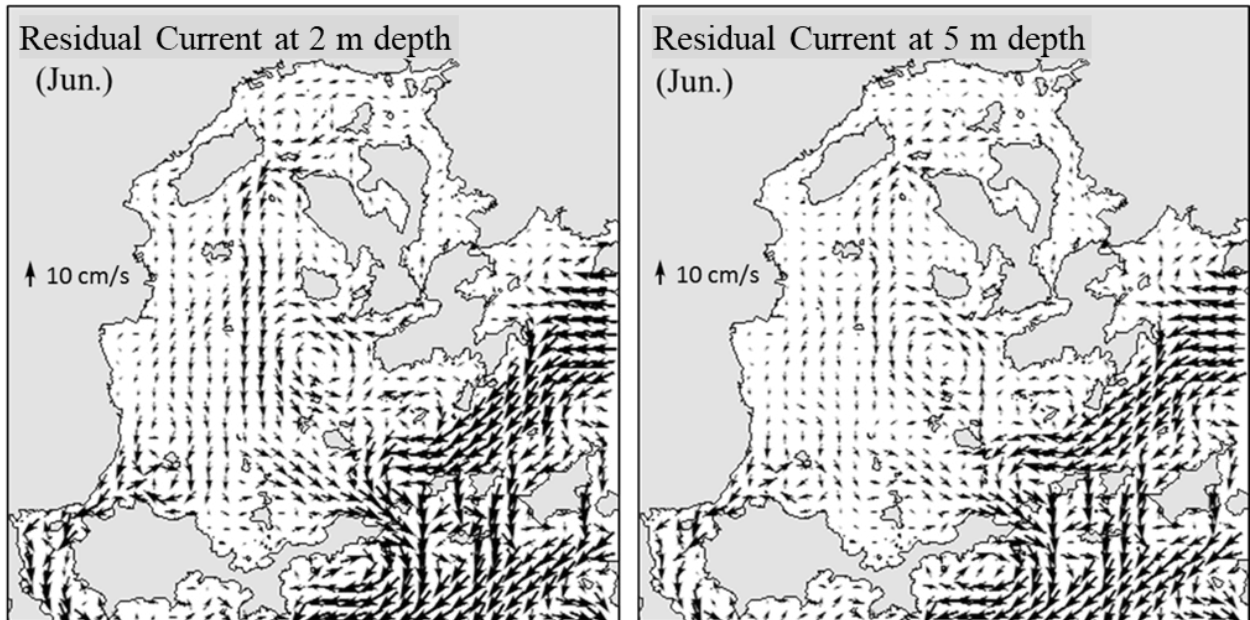
4.3 現地観測結果との比較

第9図は、浜口(2013)による、広島湾内の干潟や漁場でこれまでに採取されたアサリを用いて分子解析法により推定した、生息域間の連結性を示している。矢印線の太さは関係性の強さを示している。広島湾の西半分海域では生息地間の関係性が強いことが解る。また、浜口(2013)は、アサリ幼生が海流によって西側の生息地に運ばれたと結論付けている。これらの事実は、6月及び11



第4図 観測された水位(破線)と計算された水位(実線)の比較.

Fig.4 Time series of the observed water level (broken line) and calculated one (solid line).

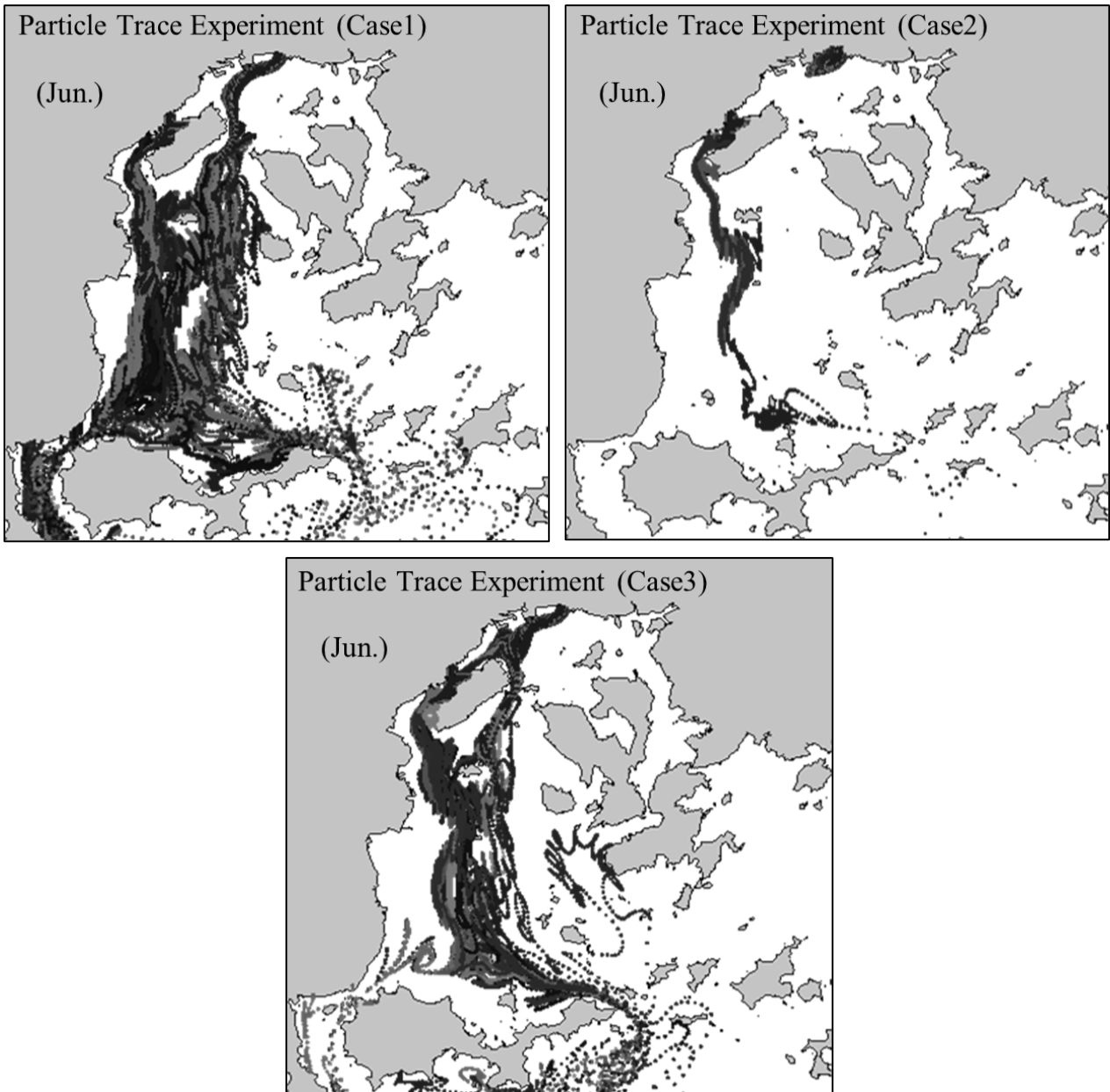


第5図 水深2m(左図)と5m(右図)における6月の残差流分布.

水深5mの流れは第3層と第4層の値から算出.

Fig.5 Distribution of residual current at 2 m depth and at 5 m depth in June.

Residual flow at 5 m depth is calculated from the values of the 3rd and 4th levels.



第6図 Case1 (左上)・Case2 (右上)・Case3 (中央下)の6月におけるアサリ浮遊幼生の軌跡.

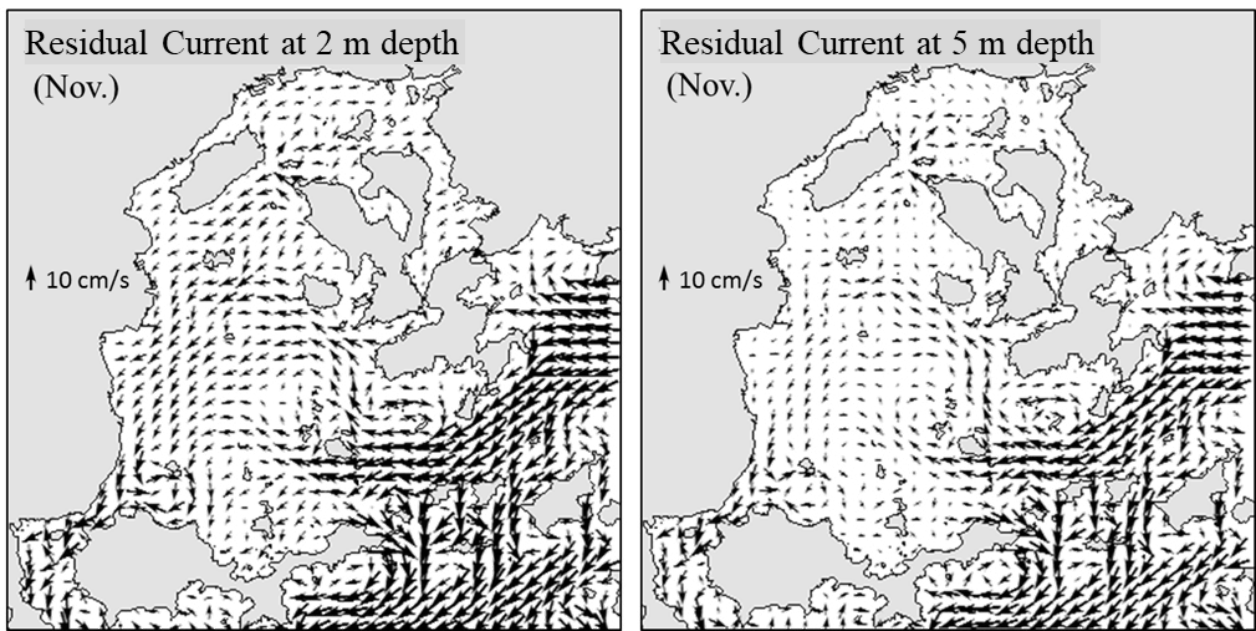
Fig. 6 Tracks of Manila clam larva of Case1, Case2 and Case3 in June.

月のアサリ浮遊幼生追跡実験結果(第6図, 第8図)と合致している。また, 6月は広島湾西部海域では幼生が南へ運ばれてはいるものの, 屋代島の海岸との種の関係性は高くない。この事実は屋代島に幼生が接岸しない6月のCase3の結果(第6図中央下図)と一致する。第10図は2012年11月に観測されたアサリ浮遊幼生の分布を示す(浜口, 2013)。円の大きさは幼生の量を示している。第10図によると, 成貝の多い湾北部で幼生が多く分布しているが, この結果は11月の幼生追跡結果と一致している(第8図)。11月は上下層での流れに差異が小さいため,

Caseによる違いはほぼ無いが, 6月の幼生の拡がり具合と種の関係性から, Case3の計算条件が観測事実を説明できる条件であり, 実際的な結果を示していると考えられる。

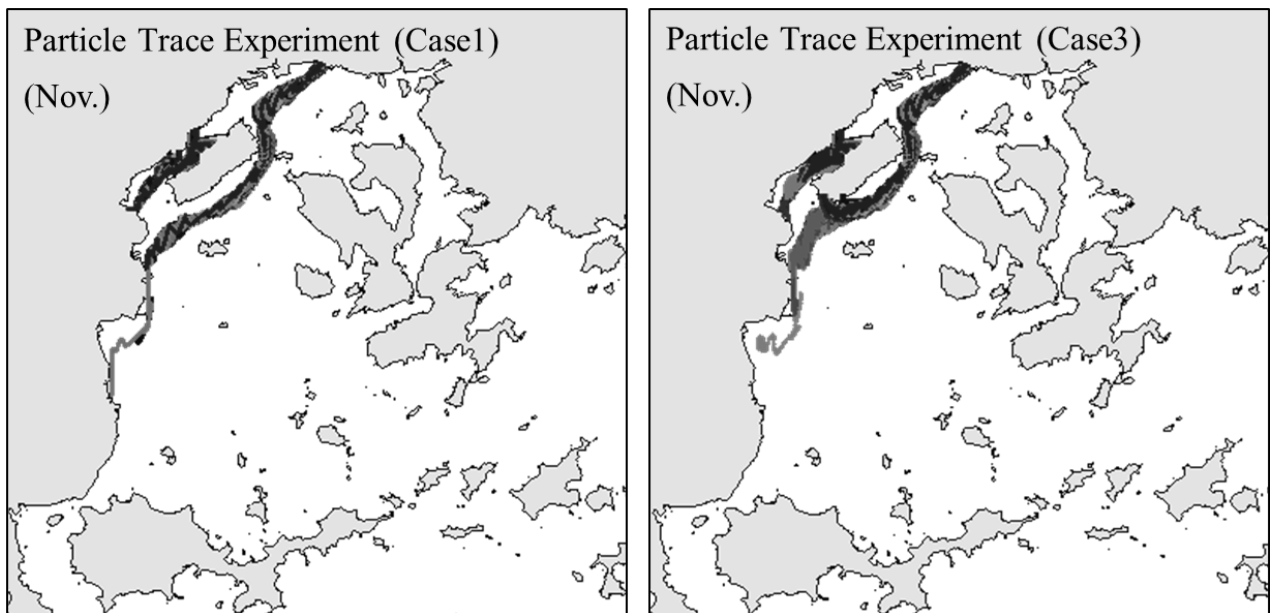
5. 考察

ここでは, なぜアサリの生息地が広島湾北部に限定されているのかについての考察を行う。広島湾で行ったアサリ浮遊幼生追跡実験の結果, 6月に幼生は密度流により湾西部を南下し, 湾南部まで輸送されたが, 11月で



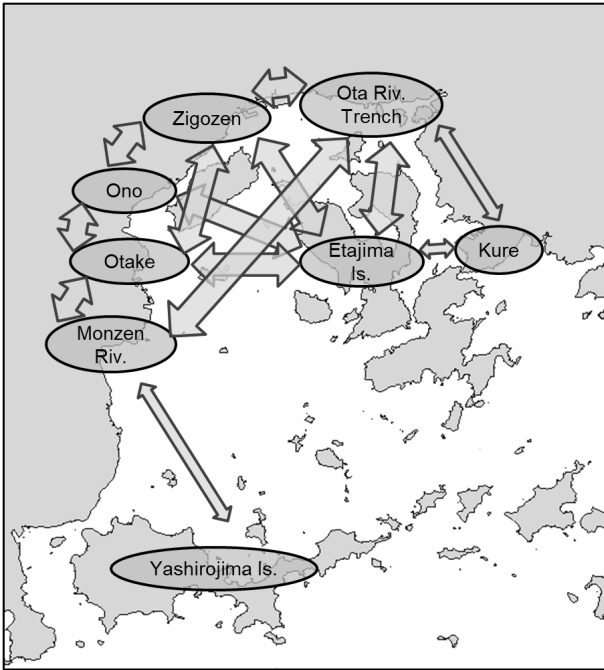
第7図 水深2 m (左図) と5 m (右図) における11月の残差流分布.
水深5 mの流れは第3層と第4層の値から算出.

Fig. 7 Distribution of residual current at 2 m depth and at 5 m depth in November.
Residual flow at 5 m depth is calculated from the values of the 3rd and 4th levels.

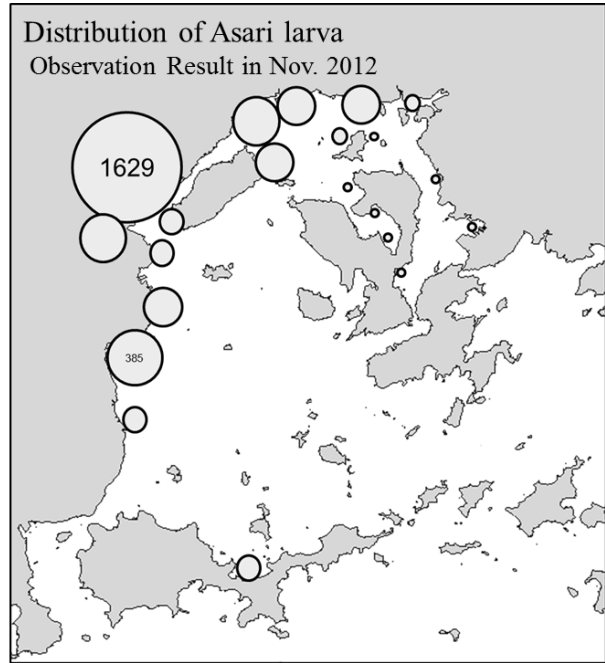


第8図 Case1 (左図)とCase3 (右図)の11月におけるアサリ浮遊幼生の軌跡.

Fig. 8 Tracks of Manila clam larva of Case1 and of Case3 in November.



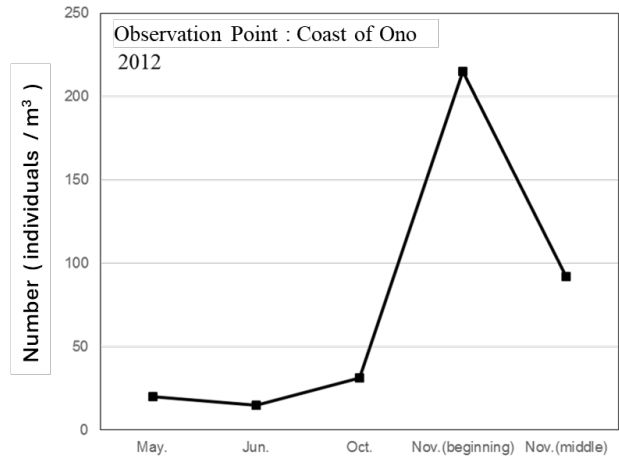
第9図 広島湾のアサリのコネクティビティ。矢印の太さは採取地点間の関係性の強さを示す。浜口(2013)より。
 Fig. 9 Close relative relation of Manila clam in Hiroshima Bay. The thickness of the arrow indicates the strength of the relationship between sampling points. (after Hamaguchi, 2013)



第10図 2012年11月に観測されたアサリ浮遊幼生の分布。図中の数字と丸の大きさは幼生数を示す。浜口(2013)より。
 Fig. 10 Distribution of Manila clam larva in November 2012. The size of the circle represents the number of larvae. (after Hamaguchi, 2013)

は幼生は西に運ばれ湾北部にのみ分布することが示された。第11図は、浜口(2013)が観測した2012年の大野海岸における春と秋の幼生密度を示しており、6月の幼生密度が11月の密度に比べ非常に低いことが解る。このことから、広島湾では11月に幼生の発生はあるものの、6月にはあまり発生していないと類推される。したがって、近年の広島湾で同様の現象が繰り返されているとすると、幼生が湾南部にまで到達できる6月の幼生発生量が少ないことが、アサリの生産が広島湾北部に限られるようになった原因ではないかと類推できる。なお、6月の幼生密度が低い原因については、温暖化や栄養塩不足等が予想されているが、未だ明らかではなく、今後の課題となっている。

浜口ほか(2005)は、数値モデル実験と分子解析法の両方による幼生動態の把握から導き出される生息地間の連結性を解明することが、持続可能な漁業生産や海洋生態系の保全に非常に重要な役割を果たすことを示唆している。浮遊幼生の数値モデル実験と海洋動物の生物学的サンプリング分析(浮遊性幼生の野外調査と高分解能分子解析の組み合わせ等)との比較研究であるこの論文の手法は、将来の生物生態系の管理を考えていく上で重要な手法となると考えている。



第11図 2012年の大野瀬戸におけるアサリ浮遊幼生密度。浜口(2013)より。
 Fig. 11 Density of Manila clam larva at coast of Onoseto in 2012. (after Hamaguchi, 2013)

謝辞：本研究を実施するに当たり、多くの助言をいただいた水産研究・教育機構の浜口昌巳博士（現福井県立大学）および伊藤 篤博士に、また、データを提供して頂いた広島県・愛媛県・気象庁・国土交通省に心よりの謝意を表します。なお、本研究は農林水産技術会議プロジェクト研究「生態ネットワーク修復による持続的な沿岸漁業生産技術の開発」の一部であることを付記します。

文 献

浜口昌巳(2013) 生態ネットワーク修復による持続的な沿岸漁業生産技術の開発. 2013年度農林水産技術会議事業報告書.

浜口昌巳(2017)広島湾のアサリ資源再生のための浮遊幼生調査. 瀬戸内通信, no. 26, 国立研究開発法人水産研究・教育機構, 4-5.

浜口昌巳・長井 敏・安田仁奈(2005) 新しい手法開発によるメタ個体群動態解明. 月刊海洋, **37**, 125-132.

海上保安庁(1992) 日本沿岸潮汐調和定数表.

Mellor, G. L. (1998) Users Guide for A Three-Dimensional, Primitive Equation, Numerical Ocean Model, Program in Atmospheric and Ocean Sciences, Princeton University.

(受 付 : 2023年11月16日 ; 受 理 : 2024年7月31日)

P 波反射法測線に加えた 3 成分地震計 1 個での S 波速度の簡易推定 ——埼玉県鴻巣市での探査例——

大滝 壽樹^{1,*}

OHTAKI Toshiki (2024) Simple estimation of an S-wave velocity profile by adding one three-component geophone to a P-wave reflection survey line — Example of an exploration in Konosu City, Saitama Prefecture, Japan —. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 75 (3), p. 93–101, 8 figs.

Abstract: In 2011 we proposed a new method to determine the S-wave velocity structure by combining P-wave reflection profiling with P–SV reflection waves observed with a three-component geophone. In that study, we applied this method to waveforms observed at a single geophone in a P–SV reflection survey line and obtained the S-wave velocity structure to a depth of 2 km below the surface. The result was in good agreement with those obtained both by the survey and vertical seismic profiling conducted near the geophone. In 2006, we conducted an experiment to obtain the S-wave velocity structure by using a three-component geophone combined with a P-wave reflection survey with vertical geophones in Konosu City, Saitama Prefecture. In the present paper, we provide the results of the experiment and the S-wave velocity profile obtained using the records of the three-component geophone. The P-wave reflection survey employed 192 vertical receivers, and the survey line was ~10 km long. Of the five locations where three-component receivers were installed along the survey line, only one provided sufficient data for analysis. Several P–SV reflected wave groups are observed in the receiver gather acquired by the three-component geophone, and the S-wave velocity structure below the receiver is obtained from the ground surface to a depth of 500 m.

Keywords: Reflection seismology, Shear-wave velocity, P-to-SV converted wave, Station gather, Three-component geophone, Konosu City in Saitama Prefecture

要 旨

2011年に発表した論文のなかで、我々はP波反射法測線に加えた3成分受振器1台で記録されたP–SV反射波を使い、その点下のS波速度構造を求める方法を開発した。そして、この方法をP–SV反射法探査の受振点一カ所に適用し、その点下の地下2 kmまでのS波速度構造を得られたこと、その結果がそのP–SV反射法探査やこの点近くの坑井内地震探査法(VSP)の結果とよく一致することを示した。今回の論文では、P波反射法探査時にP波反射法用の上下動成分受振器192台に3成分受振器1台を追加した際の運用調査を目的として、2006年に埼玉県鴻巣市で行った探査データを解析した結果を示す。探査測線中の5地点で3成分受振器設置を試みたが、そのうち1点でのみ解析に耐えうるデータが得られた。その受振点ギャザ上には複数のP–SV反射波が観測されており、その点下の地表から500 m深までのS波速度構造を求めることができた。

1. はじめに

弾性波による地下構造調査において、P波速度(V_P)構造と共にS波速度(V_S)構造も求めることは重要である。地震基盤までの V_S は地表の揺れやすさの評価上重要な基礎資料であり(例えばYamanaka *et al.*, 1989; 川瀬ほか, 1998), V_P と V_S との比(V_P/V_S)は構成岩石や空隙率の情報を与える(e.g., Pickett, 1963; Castagna *et al.*, 1985; Sheriff and Geldart, 1995)。

この V_S 構造を求める方法は微動探査法、SH波反射法、坑井内地震探査法(VSP)など既にいくつかあるが、それぞれ一長一短があることは、大滝ほか(2011)にて論じた。さらにP波がSV波に変換されて反射した波(P–SV反射波)を使った反射法(PS変換波反射法)(加野ほか, 2004)にも触れ、その利点・難点を論じた。その上で、P波とSV波の速度境界面が同じというP–SV反射波およびP–P反射波の反射係数式から考えて蓋然性の高い仮定を導入すれば、3成分受振器1点をP波反射法測線に加えること

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

* Corresponding author: OHTAKI, T, AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan, Email: t-ohtaki@aist.go.jp

によって、手間と費用をほとんど増やさずにS波速度を求められることを示した。そして、その方法をPS変換波反射法と区別して1点P-SV法と呼んだ。この方法ではその1点で観測されたP-SV反射波を解析して、S波速度を求める。後述するようにP-SV反射波の走時曲線の傾き(見かけ速度)は反射面の深さと V_p によって決まり、 V_s にはほとんどよらない。 V_p 構造(各層下面の深さとその層内 V_p)はP波反射法によって求まっているから、まずP-SV反射波の走時曲線の傾きからその波が反射した面の深さを求め、次に反射波の走時から V_s を求めることができる。このように、この方法では二つある未知数、反射面の深さと V_s とを分離して求めることができるため、解析が簡単になる。大滝ほか(2011)では、実際の探査記録への応用例として、東京都府中市で行った3成分受振器による探査記録(横倉ほか, 2003)から、横倉ほか(2003)でPS変換波反射法によって解析された点に近い1点を選び、解析した。その解析結果は、横倉ほか(2003)の結果や同じくごく近傍で行われたVSP探査の解析結果(井川ほか, 1992; 川崎市, 2000)とよい一致を示した。このため大滝ほか(2011)では、広く行われているP波反射法探査に1点3成分受振器を足すだけの本方法は簡便な V_s 探査方法として期待できようとして述べた。

このような考えをもとに、筆者らは、P波反射法探査の際に3成分受振器1点を追加した実運用の確認を行った。本論文では、埼玉県鴻巣市周辺でのP波反射法探査(横倉ほか, 2007)時の観測記録を大滝ほか(2011)の方法で解析して得られたS波速度構造を報告する。

2. P波反射法探査諸元

横倉ほか(2007)は2006年11月に埼玉県鴻巣市周辺でP波反射法探査(第1図)を行った。探査は深谷断層~綾瀬川断層の間隙部の詳細な構造を把握するため行われており、測線は鴻巣市関新田から南西方向に延びて吉見丘陵へと到る(横倉ほか, 2007)。

探査では、固有周波数10 Hzの上下動受振器192点を10 m間隔で展開し発震作業を行った(横倉ほか, 2007)。これらの上下動受振器にて得られた波形記録は乗用車内に設置したレコーダに記録された。以下、この乗用車を観測車と呼ぶ。受振器設置点(受振点)は観測車を中心として測線の震源に近づく方向および遠ざかる方向の両方向に伸びていた。震源として、測線中央部の民家密集地域は中型バイブレータ1台、それ以外は大型バイブレータ1台を使用した(横倉ほか, 2007)。発震位置は両端部および荒川近くを除いて受振測線(第1図)にほぼ重なる。震源のスweep波形との相関をとった後のデータ記録長は6 sである。一つの展開での観測終了後、観測車および受振器は測線上の隣接する場所に移動し、次の展開を開始する。展開は計5回実施され、測線長は計10 km弱となった。

探査記録は測線全体にわたり得られており、解析の結果得られた二次元深度断面は横倉ほか(2007)に示されている。

3. 3成分受振器1点による観測

本方法では設置点下の V_p 速度と層構造が必要なため、3成分受振器を設置する点はP波反射法の測線近傍が望ましい。また、解析の際には3成分受振器の記録と震源との同期も必要である。このため、本探査では、観測車から5~15 m程度離れた場所に置かれた上下動受振器のすぐ脇に3成分受振器(固有周波数10 Hz)を設置した(第2図)。このとき、3成分受振器の水平動2成分のうち片方を測線と平行に設置している。この成分がラディアル成分となる。観測車から少し離れたのは観測車起因のノイズの影響を小さくするためである。この受振器のデータはレコーダのAUXチャンネルを通して上下動受振器からの信号と同時に記録された。この探査では、レコーダを搭載した観測車の移動と共に3成分受振器も移動した。このため、観測車をおいた5地点近くにそれぞれ3成分受振器1点が設置されたこととなる(第1図)。

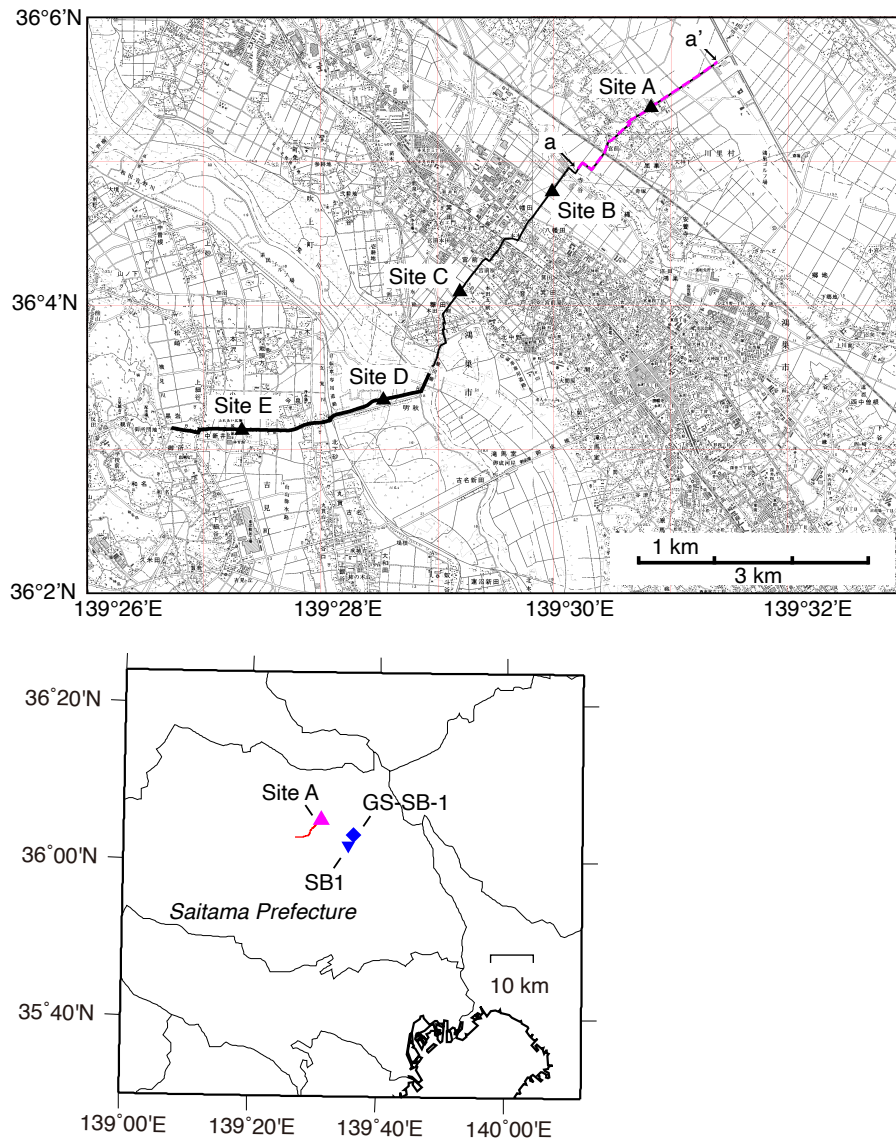
この5点での3成分受振器のラディアル成分の受振点ギャザ記録を第3図に示す。上下動受振器による観測とは異なり、3成分観測は欠測が多く、測線方向の二次元S波速度断面を求めることは難しい。そのため、データの欠測が少ないSite A(第1図)を選び、大滝ほか(2011)に従い解析を行い、1点のS波速度を求めることとした。この点は測線の北東部にあたる。横倉ほか(2007)はこの近傍でほぼ水平な反射面構造を求めているため、以下の解析では水平成層構造として扱う。

4. 1点P-SV法による解析

解析手順は大滝ほか(2011)に従い、以下のように行った。

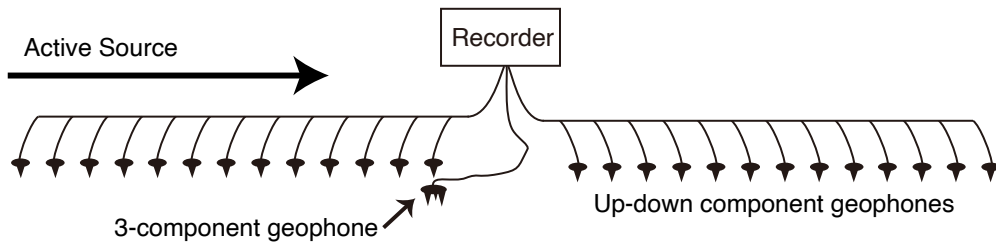
ラディアル成分記録にP波の発震点補正、S波の受振点補正を施し、受振点ギャザを作成した(第4図a)。発震点でのP波の静補正值は横倉ほか(2007)で得られた値を使った。受振点でのS波の静補正值は屈折S波から求めた(加野ほか, 2008)。得られたギャザ上には、同じ見かけ速度の多重反射波が重なって観測されている。P-SV反射波はこの多重反射波に隠れて見えにくくなっているが、ギャザ上での傾きがそれ以前とは異なる波に着目して、P-SV波の同定を行った(第4図)。ラディアル成分の受振点ギャザ上にはP-P反射波も観測されるが、P-SV反射波とP-P反射波は見かけ速度が異なるため、両者は区別が可能である。また両者の判別には、P-SV波の観測点での振動方向がほぼ水平となることを利用し、上下動成分の受振点ギャザ(第4図b)も参考にした(大滝ほか, 2022)。

P-SV反射波とP-P反射波の見かけ速度が異なるのはS



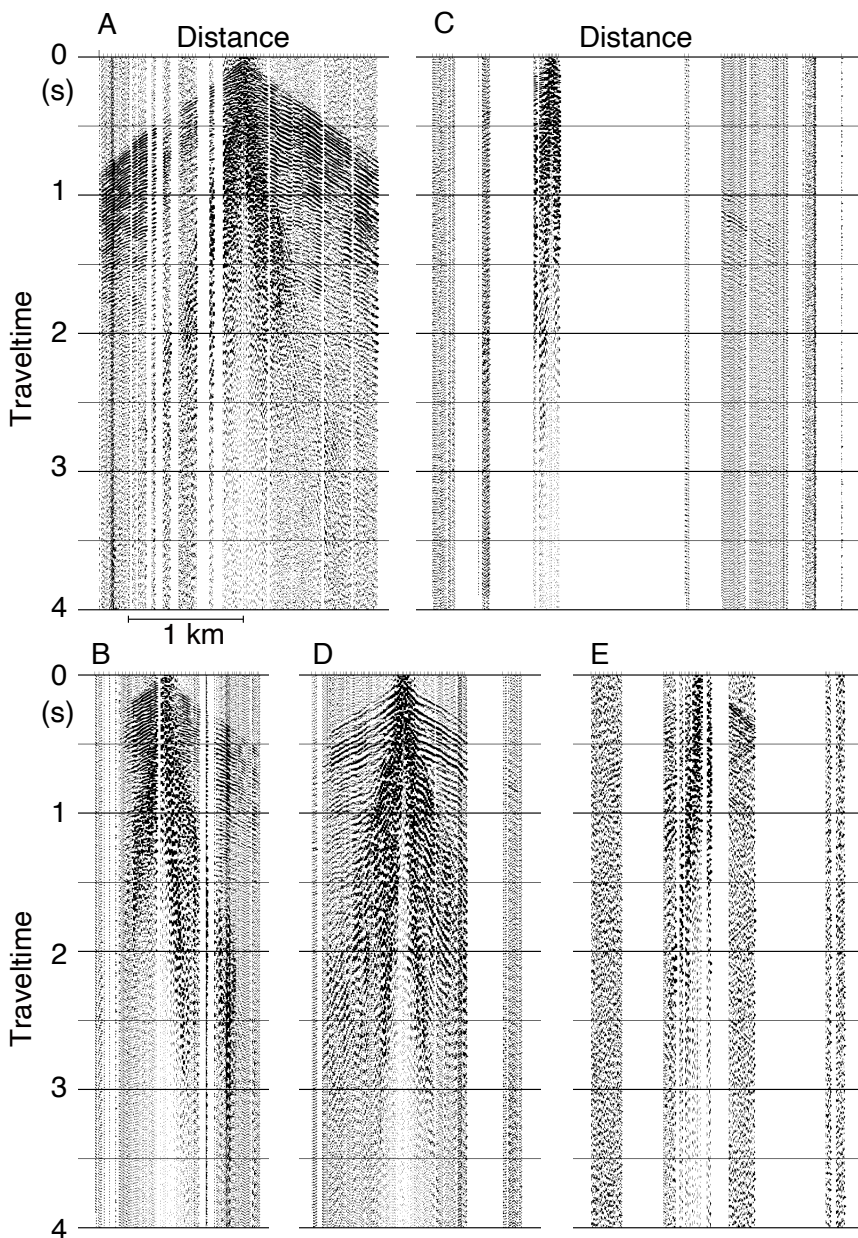
第1図 2006年に埼玉県鴻巣市周辺で行われたP波反射法探査(横倉ほか, 2007)の測線図. 黒の折れ線は上下動受振器のおかれた受振測線. P波反射法探査は北東から南西にかけて5回に分けて実施された. それに合わせ, 3成分受振器1点をSite AからE(三角)に順に設置した. 上下動受信器および3成分受振器の記録は3成分受振器の近くに置かれたレコーダに一括して記録した. 本論文では, このうち, Line a-a'で行われた発震(赤紫破線)を記録したSite Aでの観測を解析した. 下図に小縮尺図上での測線位置(赤線), Site A(紫三角)および本文中で言及した坑井GS-SB1(山口ほか, 2009)(青菱形)と微動探査点SB1(埼玉県環境科学国際センター(CESS), 2007)(青逆三角)を示す. 図の細線は県境である.

Fig. 1 Location map of the stations for the 2006 P-wave reflection survey in Konosu City, Saitama Prefecture (Yokokura *et al.*, 2007). The black broken line indicates the receiver line where up-down component geophones were installed. The P-wave reflection survey was divided into five parts from northeast to southwest. During each of the parts, a 3-component geophone was installed in order from Site A to E (triangle). The waveforms of the up-down component geophones and the three-component geophone were recorded together on a recording system near the 3-component geophone. In this paper, we analyzed the observations of the shots at the line a-a' (magenta dashed line) recorded at Site A. Below is a regional map showing the survey line (red line) and Site A (purple triangle) with the drilled well GS-SB-1 (Yamaguchi *et al.*, 2009) (blue diamond) and the microtremor survey site SB1 (Center for Environmental Science in Saitama (CESS), 2007) (blue inverted triangle) mentioned in the text. The thin lines in the figure are the prefectural borders.



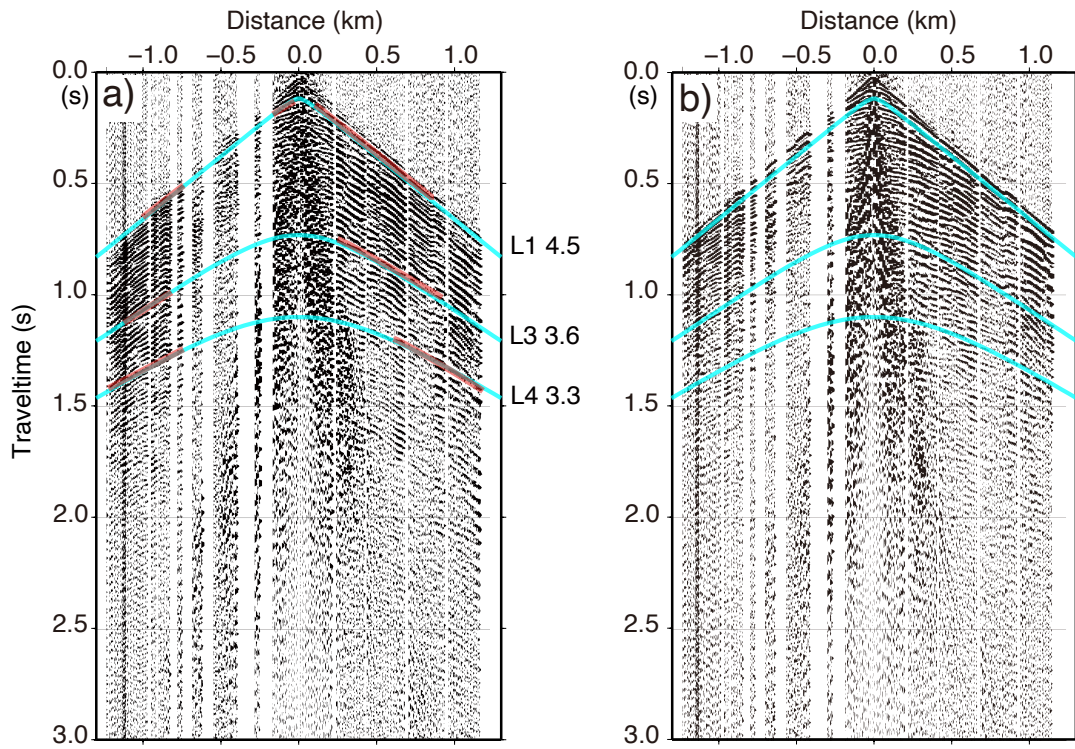
第2図 3成分受振器の設置模式図. 2次元のP波反射法探査では多数の上下動受振器を一本の線に沿って地表に設置する. 3成分受振器はその中の一つの受振器の脇に設置する. 震源はその測線およびその延長上を移動する.

Fig. 2 Schematic illustration of the installation of a 3-component geophone. In a two-dimensional P-wave reflection survey, many up-down component geophones are installed on the surface in a line. The 3-component geophone is placed near one of these up-down component geophones. P-wave seismic vibrators move along the line and its extensions.



第3図 Site A, C, B, D, Eに設置した3成分受振器のラディアル成分の受振点ギャザ. 受振点位置は第1図を参照. 横軸は距離, 縦軸は発震からの時間である.

Fig. 3 Radial-component receiver gathers for the 3-component geophones installed at sites A, C, B, D, and E. See Figure 1 for the site and shot locations. The horizontal axis is the distance, and the vertical axis is the time from the onset of the vibration.



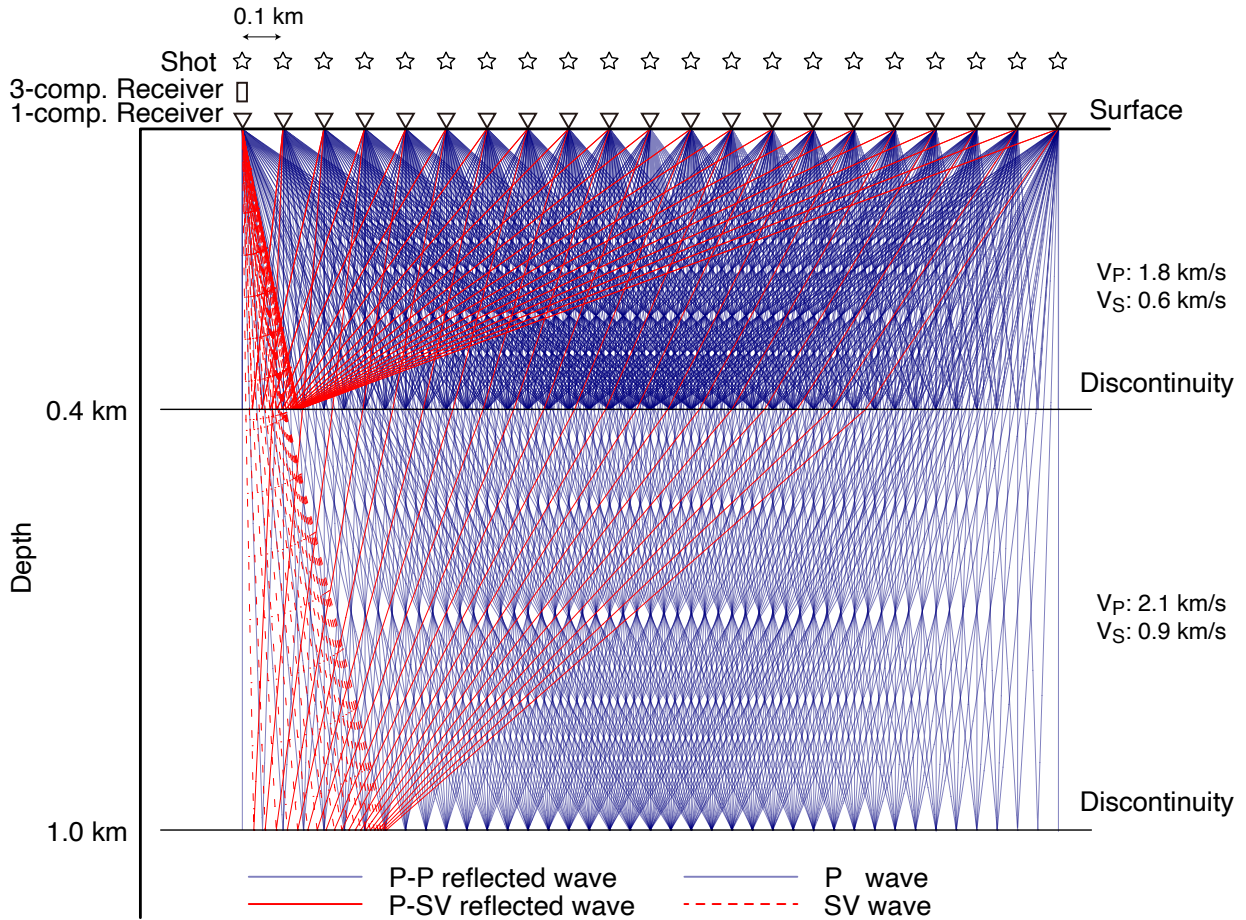
第4図 受振点Aに置いた3成分受振器のa) ラディアル成分とb) 上下動成分の受振点ギャザ。図左が南西，右が北東である。a)のギャザ上には確認したP-SV反射波(赤線)とその理論走時曲線(水色線)を，b)にはその理論走時曲線のみを合わせて示した。a)の右側にP-SV波が反射した層番号と平均 V_P/V_S を示す。横軸はSite Aからの距離，縦軸は発震からの時間である。

Fig. 4 Station gathers of a) the radial component and b) the up-down component of the 3-component geophone installed at Site A. Shots are taken from (left) the southwest to (right) the northeast direction. See Figure 1 for site and shot locations. In a), the identified P-SV reflected waves (red line) and their theoretical traveltime curves (light blue line) are shown on the gather. In b), the theoretical traveltime curves are shown on the gather. The layer number where the wave was reflected and the average V_P/V_S are shown on the right. The horizontal axis is the distance from the site A, and the vertical axis is the time from the onset of the vibration.

波速度がP波速度より遅いためである。スネルの法則によりP-SV反射波はP-P反射波より反射角が小さくなり，その反射点は3成分計の置かれた受振点近くとなる。この結果，表層の V_S が小さいことも相まって，横波であるP-SV反射波の受振点への入射角は小さくなり，その振動方向は(波線と垂直方向の)水平に近くなる。これは上下動方向の振動が大きいP-P反射波(縦波)との区別を可能にする。このような反射波の性質を概観するために，水平二層構造，層内速度一定の場合のP-SV反射波とP-P反射波の波線を例示した(第5図)。今回の解析と同じく，P波反射法探査に3成分受振器1点を加えた場合を想定している。この図からP-SV反射波の反射点が受振点近くにきていることがみてとれる。このP-SV反射波とP-P反射波の波線の違い，オフセット(発震点-受振点間距離)の増分に対する波線長の増分の違いが，見かけ速度の違いを生む。

同定したP-SV反射波の走時計算を波線追跡法

(Herrmann, 2002)により行った。波線追跡に使用するP波速度(V_P)と層構造はSite A下では求められていない。このため，横倉ほか(2007)がSite Aの両側250 mほどの地点でP波反射法を使い求めた V_P を内分した値(第6図)をSite Aでの値とした。走時計算時には，パラメータを減らすために地表から各層境界まで V_P/V_S 比が一定と仮定した。これは，前節で述べたようにS波波線が受振点近傍下を通るため， V_S は反射波の走時曲線の傾きにほぼ影響しないためである。この比を以下，平均 V_P/V_S と呼ぶ。観測された反射波の走時曲線を説明する計算走時曲線を第4図に示した。得られた観測を説明する計算走時のパラメータ(平均 V_P/V_S ，反射面の深さ)から，各層の V_S を求めた。平均 V_P/V_S は大滝ほか(2011)と同様に0.1刻みで求めている。計算走時が観測走時から多少ずれているのは，この刻みのためである。各層の V_P/V_S は表層から順次平均 V_P/V_S から求めた。方法の詳細およびP-SV反射波の性質については，大滝ほか(2011)を参照されたい。



第5図 水平方向均質な二層モデルでのP-SV反射波(赤線)とP-P反射波(青線)の波線の模式図。実線はP波を、点線はSV波を表す。3成分受振器(四角)を左端に、上下動受振器(三角)と震源(星)を測線全体に置いている。層内速度は図右に示した。

Fig. 5 Schematic illustration of raypaths of P-SV (red) and P-P (blue) reflected waves in a laterally homogeneous two-layer model. Solid lines are P waves, and dashed lines are SV waves. A three-component geophone (rectangle) is on the far left, and up-down component geophones (triangle) and sources (star) are along the entire survey line. The velocities within the layers are shown on the right.

5. 得られたS波速度構造

解析によって得られた各層の V_s 、 V_p/V_s を第7図に示す。今回の解析域から距離が比較的近い V_s の探査結果である、Site Aから9 km南東の微動探査結果(地点SB1)(埼玉県環境科学国際センター, 2007)および9 km東南東の菖蒲町坑井(GS-SB-1)の検層速度(山口ほか, 2009)を地層ごとに平均化した値も同時に表示した。この微動探査では深さ3 km程度まで、菖蒲町坑井では深さ350 mまでの V_p 、 V_s が得られている。ただし微動探査では深層ボーリング調査や人工地震探査等の資料を参考に V_p を与えている。今回の解析結果と、これらの結果の比較の詳細は後ほど述べる。

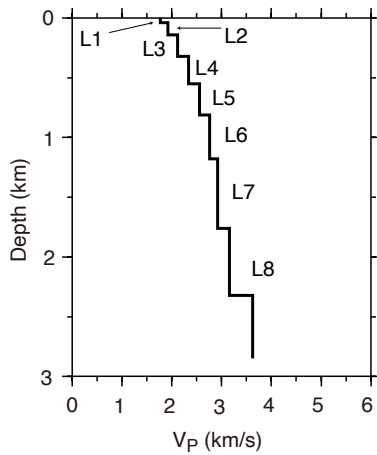
今回の解析で、P-SV反射波を確認することができたのは第1層(0-38 m深)、第3層(138-319 m深)、第4層(319-546 m深)の下面からの反射イベントのみであった。

より深部からの有意な反射波を確認することはできなかった。このため、 V_s が得られたのは深さ546 mまでであった。また今回の記録からは、横倉ほか(2007)で確認された第2層からの反射波を見つけることができなかった。このため、第2層の V_p/V_s は第3層と同一であると仮定している。

6. V_s の誤差評価

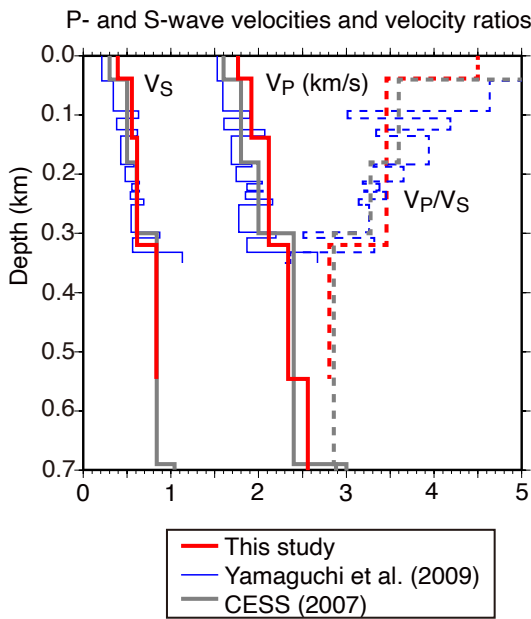
次に V_s 構造の誤差の評価を行った。誤差が生じる要因として、 V_p 構造(速度、反射面の深さ)の誤差およびP-SV反射波の同定の誤りによる走時の誤差の二つが考えられる。

P-P反射波の鉛直走時自体は不変であるため、反射面の深さの誤差はその面を下面とする層内の V_p の誤差とセットで現れ、両者はほぼ比例関係にある。そのため、P波反射法探査で得られた層のどれか一つに V_p と層厚に



第6図 解析に使用したSite AでのP波速度構造. 横倉ほか(2007)によって得られた値を内挿した. 層番号を合わせて示した.

Fig. 6 Velocity profile of P-wave at site A used in the analysis. The values are derived from the interpolation of the values obtained by Yokokura *et al.* (2007). Alphanumeric characters indicate the layer number.



第7図 今回の解析で得られたVsおよびP波反射法探査(横倉ほか, 2007)によるVp(赤太線). 埼玉県環境科学国際センター(2007)(灰色線)および山口ほか(2009)(青細線)の結果も合わせて示した. 点線はこれらの観測でのVp/Vs.

Fig. 7 S-wave velocity profile (V_s) obtained in this analysis at site A with the P-wave velocity profile (V_p) of Yokokura *et al.* (2007) (thick red line). The V_p and V_s profiles of the Center for Environmental Science in Saitama (2007) (CESS; gray line) and of Yamaguchi *et al.* (2009) (thin blue line) are also shown. Dashed lines indicate the V_p/V_s profiles of these surveys.

±5%の誤差がセットであった場合を層ごとに考え, その反射波理論走時を与える V_s を誤差とした(第8a図). この際, 誤差を与えた層以外の層への影響も計算している. 得られた V_s の誤差は第3層で最大2%, 他の層で最大5-6%と V_p の誤差と同程度である. また, V_p/V_s の誤差も第4層で最大6%となった他は第2, 3層で最大3%であった.

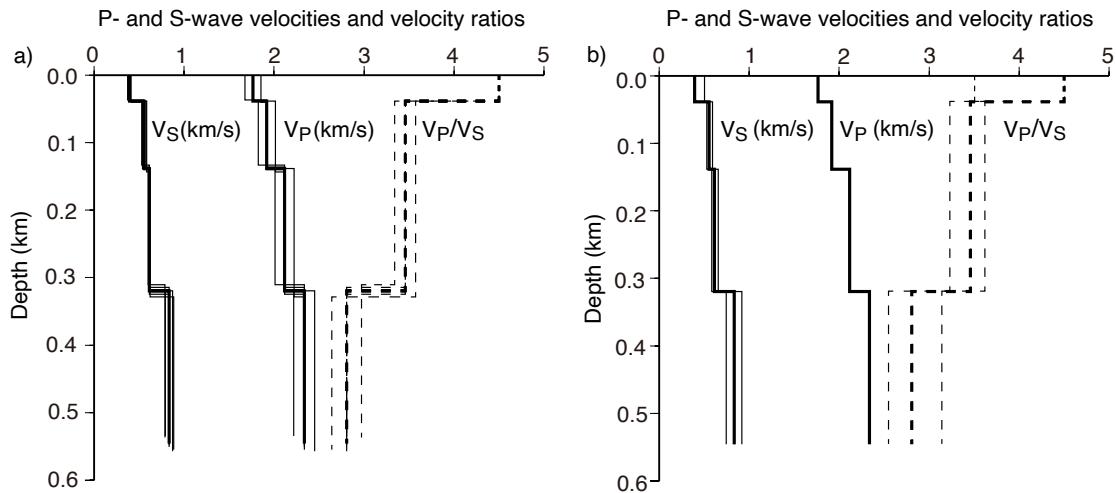
次にP-SV反射波の同定が誤っていた場合を考える. これは, 反射波の初動がその前の波によって見にくくなった等で第2動を初動と判断した場合を想定している. 受振点ギャザ上で初動の一波長後の波をP-SV反射波だと誤認した場合の平均 V_p/V_s をそれぞれの反射波に対して求め, その平均 V_p/V_s を説明する各層の V_s を誤差として求めた(第8b図). その値は, 第1層で30%近くと大きい他, 第2, 3層で7%, 第4層で10%となった. 第1層の誤差が大きいのは, V_s の変化による走時の変化分が小さいためである.

7. 議論

今回の結果と前述した既存の結果(埼玉県環境科学国際センター, 2007; 山口ほか, 2009)とを比較したところ(第7図), 今回得られた4層目までの V_s (図の太実線)はこれらの結果と近く, とくに微動探査の結果とよく一致する.

今回の解析での V_s 探査深度は550 mほどまでであった. 一方, 大滝ほか(2011)で解析した府中市での探査では深さ2 kmまで求められた. この差は, 一つには今回の調査の最大オフセットが府中市での探査の半分ほどであったためである. 最大オフセットが小さければ, より振幅の大きな表面波に深部からのP-SV反射波は隠されやすい. P-SV反射波はP-P反射波より走時が遅いためである. また, 同一オフセットでのP-SV反射波の反射面への入射角は反射面が深くなるほど小さくなって鉛直に近づいていき(第5図), 反射強度が小さくなることも最大オフセットが重要な要因である. もう一つには表層での多重反射の強弱によると思われる. 今回の探査では多重反射波がより大きかったために, 深部からの振幅の小さいP-SV反射波が隠れてしまい, このように可探深度が浅くなったのであろう. ただし, 菖蒲町坑井(GS-SB-1)の検層速度(山口ほか, 2009)で層内速度が求められたのは深さ350 mまでであるから, 本解析ではこのような条件下でも坑井検層より深部まで V_s を求めることができる. 一方, 微動探査(SB1)(埼玉県環境科学国際センター, 2007)では, 基盤上面である深さ2.7 kmまで求めている. これと比較すると, 今回のサイトのような条件下では, 本方法は微動探査に大きく及ばない探査深度となった.

この観測では, 3成分受振器はP波反射法の観測区分が移動するのと同時に同一区分へと移動したが, これは



第8図 V_S の誤差評価。 a) 第1層から第4層までの中でどれか1つの層の V_P と層厚に共に $\pm 5\%$ の誤差があった場合に得られる V_S の重ね合わせ(黒細線)。 b) 観測反射波が初動の一波長後の波であった場合の各層の V_S (黒細線)。 観測された3つの反射波に対して、それぞれ求めたものを重ね合わせた。 太線は第6図に示した今回の解析で得られた V_S およびP波反射法探査(横倉ほか, 2007)による V_P 。 点線は V_P/V_S 。

Fig. 8 Error evaluation of V_S . a) Superposition of V_S obtained when there is an error of $\pm 5\%$ in both the V_P and layer thickness of one of the layers from Layer 1 to Layer 4 so as not to change vertical traveltime (thin black line). b) V_S (thin black line) of each layer when a wave after one wavelength of the initial motion is misidentified as the initial wave. The thick lines are the V_S profile obtained in this analysis and the V_P profile of Yokokura *et al.* (2007) shown in Figure 6. Dashed lines indicate V_P/V_S profiles.

必須要件ではない。今回解析した探査では3成分受振器を観測車に搭載している探鉱器に入力し、設置作業は観測車のオペレータが行う事としたため、このような受振器移動の方法を取ることとなった。本方法による解析を行う場合には、震源と受振器のオフセットを大きくとることが重要である。そうすることにより深部までの探査が可能になるからだ。この当時の観測環境ではデータの同期およびその使いやすさの観点からP波反射法と同じレコーダで記録することが望ましいと考えたが、3成分受振器に独立したレコーダを用いることも選択肢だろう。独立したレコーダを用いた場合、P波反射法探査と独立して長時間同一箇所にて3成分受振器を設置することが可能となり、長大オフセットでのデータを取得することが可能である。

謝辞：本研究の実施にあたり、加野直巳氏(元地質情報研究部門)には3成分計観測の準備・実施およびデータ取り込み等でお世話になり、横倉隆伸氏(元地質情報研究部門)からは観測諸元・速度構造モデル、図に示した菖蒲町杭井の検層速度の提供を受けた。両氏には、反射法記録の見方、解析についても相談にのっていただいた。また、山口和雄氏(当時地質情報研究部門, 2019年より地圏資源環境研究部門)、伊藤 忍氏(地質情報研究部門)には3成分計での観測にご協力いただいた。査読者の地圏資源環境研究部門横田俊之氏からは有益なコメントを

いただいた。ここに記して深く感謝する。走時計算には“Computer Programs in Seismology”(Herrmann, 2002)のgeneralized ray theoryによるプログラム、図作成にはGMT(the Generic Mapping Tools; Wessel and Smith, 1998)、第1図の基図として国土地理院の数値地図25000宇都宮および基盤地図情報(数値標高モデル)を用いた。ここに記して感謝する。

文献

- Castagna, J. P., Batzle, M. L. and Eastwood, R.L. (1985) Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in elastic silicate rocks, *Geophysics*, **50**, 571–581.
- Herrmann, R. B. (2002) Computer Programs in Seismology, Manual for Version 3.30, <<http://www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/ComputerPrograms.html>>, last updated: December 16, 2004 (Accessed: 2023-08-10).
- 井川 猛・太田陽一・稲森隆穂・浅野周三・安井 譲・平間邦興・若松邦夫・桑原 徹・奥田 暁・鈴木宏芳・笠原敬司・山水史生(1992)府中地殻活動観測井におけるVSP調査。物理探査学会第86回学術講演会論文集, 241–245.
- 加野直巳・横倉隆伸・山口和雄・木口 努(2004) PS変換波を利用した反射法の基礎実験。物理探査, **57**, 285–296.

- 加野直巳・横倉隆伸・大滝壽樹(2008) PS変換波を用いたS波速度の推定, 最新の物理探査適用事例集. 物理探査学会, 219-226.
- 川崎市(2000) 関東平野(川崎市地域)の地下構造調査, 第1回堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集. 科学技術庁, 41-50.
- 川瀬 博・松島信一・Graves, R. W.・Somerville, P. G. (1998) 「エッジ効果」に着目した単純な二次元盆地構造の三次元波動場解析—兵庫県南部地震の際の震災帯の成因—. 地震第2輯, **50**, 431-449.
- 大滝壽樹・加野直巳・横倉隆伸(2011) P波反射法測線に加えた3成分地震計1個でのS波速度の簡易推定法. 地震第2輯, **63**, 107-121.
- 大滝壽樹・加野直巳・横倉隆伸(2022) 埼玉県江南町での反射法探査——反射面傾斜角の深さ依存性の検出——. 地質調査研究報告, **73**, 19-28.
- 埼玉県環境科学国際センター (2007) 埼玉県地質地盤資料集(ボーリング柱状図集, 深層S波速度構造データ集), 716p.
- Pickett, G. R. (1963) Acoustic character logs and their applications in formation evaluation. *Journal of Petroleum Technology*, **15**, 659-667.
- Sheriff, R. E. and Geldart, L. P. (1995) *Exploration seismology* 2nd ed., Cambridge University Press, New York, 592p.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of the Generic Mapping Tools released. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **79**, 579.
- 山口正秋・水野清秀・納谷友規・本郷美佐緒・中里裕臣・中澤 努(2009) 関東平野中央部, 埼玉県菖蒲町で掘削された 350m ボーリングコア(GS-SB-1)の層相と堆積物物性. 地質調査研究報告, **60**, 147-197.
- Yamanaka, H., Seo, K. and Samano, T. (1989) Effects of sedimentary layers on surface-wave propagation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **79**, 631-644.
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・衣笠善博(2003) S波速度構造の解析手法, 地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究. 平成14年度研究成果報告書, 141-148.
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・牧野雅彦・田中明子・大滝壽樹・伊藤 忍・住田達哉(2007) 鴻巣—吉見測線における反射法探査—綾瀬川断層周辺の地下構造—. 日本地震学会予稿集, P2-047.

(受 付 : 2024年2月29日 ; 受 理 : 2024年7月25日)

地質調査総合センター研究資料集

- 747 斜面災害リスク評価のための地質情報集 – その 1: 全国走向傾斜データ – 川畑 大作・阪口 圭一
- 748 斜面災害リスク評価のための地質情報集 – その 2: 九州地域の地質図データ等 – 宮地 良典・川畑 大作・星住 英夫・下司 信夫
- 749 伊豆大島火山の火口位置データおよび噴火イベント集 川辺 禎久
- 750 地質粒子画像分類を支援する深層学習を活用したソフトウェア 宮川 歩夢・松本 恵子・板木 拓也・下司 信夫
- 751 羊蹄火山の降下テフラ分布の GIS データ 米谷 珠萌・荻谷 恵美・宝田 晋治
- 752 湯沢地熱地域の酸性変質帯の土壤植生 佐々木 宗建
- 753 阿蘇・御嶽・箱根・萌消火山の噴火推移と大規模噴火の前駆活動 金田 泰明・宝田 晋治・河野 裕希
- 754 斜面災害リスク評価のための地質情報集 - その 3: NDVI, 磁気異常及び微動データ 宮地 良典・川畑 大作・松岡 萌・水落 裕樹・宮川 歩夢・大熊 茂雄・長 郁夫・米岡 佳弥
- 755 2002 年から 2023 年 8 月における硫黄島の噴出地点 関 晋・長井 雅史・及川 輝樹
- 756 5 万分の 1 地質図幅「高見山」に分布する秩父帯付加コンプレックス, 三波川-四万十変成付加コンプレックス及び領家深成岩類から得られたジルコン U-Pb 年代 竹内 誠・常盤 哲也・森 宏・志村 侑亮
- 757 九州南部地域の地下水・温泉水の化学・同位体組成 森川 徳敏・高橋 正明・稲村 明彦・高橋 浩・東郷 洋子・中村 仁美・北村 有迅・川端 訓代・風早 康平・安原 正也・佐藤 努・戸崎 裕貴・半田 宙子・仲間 純子・染谷 雅美・中村 有理・大和田 道子・浅井 和由・藪崎 志穂・鈴木 裕一・大丸 純・清水 日奈子

地質調査総合センターの最新出版物

5 万分の 1 地質図幅	伊予長浜 外山
20 万分の 1 地質図幅	広尾 (第 2 版修正版)
海洋地質図	No. 94 積丹半島付近海底地質図
火山地質図	No. 22 日光白根及び三岳火山地質図
海陸シームレス地質図	S-7 海陸シームレス地質情報集「相模湾沿岸域」
大規模火砕流分布図	No. 4 阿蘇カルデラ阿蘇 3 火砕流堆積物分布図
水文環境図	No. 14 越後平野 (信濃川流域)
重力図 (ブーゲー異常)	No. 36 甲府ー静岡地域重力図
土壌評価図	E-9 表層土壌評価基本図 ~九州・沖縄地方~
特殊地質図	Sr. 41 栃木県シームレス地質図 (第 2 版)
その他	東・東南アジア磁気異常図 改訂版 (第 3 版) 中部地方の地球化学図

地質調査研究報告編集委員会

委員長 鈴木 淳
副委員長 宮城 磯 治
委員 東郷 洋 子
丸山 正
藤井 孝 志
持丸 華 子
斎藤 健 志
大谷 竜 竜
長森 英 明
納谷 友 規
天野 敦 子
伊藤 剛
森尻 理 恵

Bulletin of the Geological Survey of Japan Editorial Board

Chief Editor: SUZUKI Atsushi
Deputy Chief Editor: MIYAGI Isoji
Editors: TOGO Yoko
MARUYAMA Tadashi
FUJII Takashi
MOCHIMARU Hanako
SAITO Takeshi
OHTANI Ryu
NAGAMORI Hideaki
NAYA Tomonori
AMANO Atsuko
ITO Tuyoshi
MORIJIRI Rie

事務局

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター
地質情報基盤センター 出版室
<https://www.gsj.jp/inquiries.html>

Secretariat Office

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology
Geological Survey of Japan
Geoinformation Service Center Publication Office
<https://www.gsj.jp/en/>

地質調査研究報告 第75巻 第3号
令和6年9月4日 発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒305-8567
茨城県つくば市東1-1-1 中央事業所7群

Bulletin of the Geological Survey of Japan
Vol. 75 No. 3 Issue September 4, 2024

Geological Survey of Japan, AIST

AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1, Higashi,
Tsukuba, Ibaraki 305-8567 Japan

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 75 No. 3 2024

CONTENTS

Seasonal Variation of Transportation of Manila (Asari) Clam Larvae in Hiroshima Bay TAKAHASHI Satoru	83
Simple estimation of an S-wave velocity profile by adding one three-component geophone to a P-wave reflection survey line — Example of an exploration in Konosu City, Saitama Prefecture, Japan — OHTAKI Toshiki	93