

瀬戸内海の海釜地形に関する研究[†]

八島 邦夫*

A GEOMORPHOLOGICAL STUDY OF THE CALDRONS IN THE SETO INLAND SEA [†]

Kunio YASHIMA*

Abstract

Introduction

Caldrons develop at the bottom of certain sea areas with rapid tidal currents such as Seto Inland Sea. They have attracted the attention of many researchers because of their peculiar configuration. Their origins, period of formation, etc. have not yet been clarified, although various ideas have been proposed. Moreover, the erosivity of the tidal currents, which seem to play an important role in the formation of caldrons, have been left unknown.

Although caldrons are specific submarine topography, their origins and period of formation are closely related to general geomorphological problems, for instance the evolution of the Seto Inland Sea and the formation of the Tsugaru land bridge as well as paleoenvironment of the Japan Sea.

Therefore, the study of caldrons has a significance in revealing the geomorphic evolution and environmental change in both land and sea areas along coast.

This thesis, first describes the morphometric characteristics of caldrons in each sea area of the Seto Inland Sea. And subsequently investigates the relation among topography, geology and tidal currents etc., which are integrated to the discussion on the formative process of major caldrons. Finally, erosivity of tidal currents, origins and period of formation of caldrons, and geomorphological evolution of the Seto Inland Sea are discussed through the analysis of caldron formation.

Data used for this study

The data used for this study were principally accumulated in the works of the Hydrographic Department, Maritime Safety Agency: 1:50,000 "Basic Map of the Sea Coastal series", acoustic profile record (Sonoprobe, Sparker), bottom quality, tide and tidal current data, etc.

Morphometry of the caldrons

[†] Received 13th January 1994

* 沿岸調査課領海確定調査室 Territorial Sea Baselines research Office, Coastal Surveys and Cartography Division

The author defines caldrons as significant sea bottom depressions having major axes longer than 1km and describes the characteristics of caldrons for each sea area (Nada, Bay, Channel) based on the results of morphometry using 1:50,000 "Basic Map of the Sea Coastal series". The Seto Inland Sea is divided into the following eleven sea areas: Kii Channel, Osaka Bay, Harima Nada, Bisan Channel, Hiuchi Nada, Bingo Nada, Aki Nada, Hiroshima Bay, Iyo Nada, Suo Nada, and Bungo Channel.

Main results of morphometric analysis are as follows:

- 1) The total number of caldrons found in the Seto Inland Sea reaches about 250, and a large number of caldrons are mainly found in sea areas such as Aki Nada and Bisan Channel, where many islands and islets are situated.
- 2) Caldrons found in the Seto Inland Sea are in general located in and around straits (channels), but some of them are located in certain areas off islands in Nada (open sea basin).
- 3) Caldrons in the Seto Inland Sea are classified into the following four types based on their geomorphic location and morphology.
 - Stait single type--lying at a length along the axis of the strait (channels) (ex. Yura Channel, Akashi Strait)
 - Strait twin type--having two depressions on both sides of the narrowest part of the strait (ex. Naruto Strait, Hayasui Channel)
 - Strait cape type--lying off islands or capes around the strait (ex. Cape Jizou, Cape Tsurumi)
 - Nada cape type--lying off islands in Nada (ex. Shisaka Island, Hime Island)
- 4) Caldron found in the Hayasui Channel, where the maximum depth attains 460m (about 300m below the surrounding floor), is the largest not only in the Japanese coastal waters but also in the world.

Outline and formation process of the major caldrons

Topography, bottom material and tidal currents, were described and acoustic profile record were analyzed in order to discuss the formation process of the following major caldrons: Yura Channel, Akashi Strait, Naruto Strait, Bisan Channel, Shisaka Island, Hakata Channel, Kurushima Strait, Nuwashima Strait, Hayasui Channel, Kanmon Strait and others.

Formative process of the twin type caldron in Naruto Strait were discussed in detail in view of the condition both tide and tidal current, and topography and geology.

Discussion

1) Erosivity of tidal currents

The results of the cross-sectional current measurement in several sea areas in and around the caldrons show that the vertical shear of velocity is relatively weak and strong current exists even in the bottom layer in the strait. Tidal currents can thus erode not only sediments, but also bedrocks. Actually, caldrons are formed by erosion of bedrock in the sea area where current velocity exceeds 5~6 knots, while caldrons are formed by the prevention of sedimentation and erosion of surface sediment in the sea area where current velocity is less than 2 knots.

2) Origin and period of formation of the caldrons

Although some caldrons were formed as by river valleys in the time of low sea level during the last glacial stage and left unburied due to rapid tidal currents, most of the caldrons were created by tidal erosion. Especially, large-sized ones lying between Nadas are considered to have been eroded deeply by strong tidal currents, because such caldrons are too deep as compared with the estimated base of the sediment.

Although most of the caldrons are thus being eroded at present, the beginning of their formation goes back to the period of the formation of the strait concerned, and the period differs depending upon the submergence process of the Seto Inland Sea since the last glacial maximum.

3) Geomorphological evolution and submergence history of the Seto Inland Sea

Since the last glacial maximum, when the whole areas of the Seto Inland Sea were terrestrial, the sea area transgressed landward through each strait according to the rise of sea-level. And finally, the present Inland Sea was formed by the submergence of Bisan Channel and Kanmon Strait, which had been watersheds during the glacial stage. In the submergence process, formation of major caldrons began and have continued to the present.

The analysis of the caldrion formation in each sea area has enabled to reconstruct the history of submergence of each strait. Thus the evolution of the Seto Inland Sea has revealed as follows:

sea-level (age)	strait formed and caldrion started formation	sea area started submergence and remarks
—80m	Hayasui Chan.	Iyo Nada
—60m (13,000y. B.P.)	Tomogashima Chan.	Osaka Bay
—50m	Moroshima and Tsurushima Chan.	Aki Nada, Hiroshima Bay
—40m	Naruto Str.* Kurushima Str.	Harima Nada Hiuchi Nada
—30m (10,000y. B.P.)	Akashi Str.**	Connection with Osaka Bay and Harima Nada
—20m (8,000y. B.P.)	Bisan Chan.	Connection with western and eastern Inland Sea
—10m (7,000y. B.P.)	Kanmon Chan.	Formation of the present Seto Inland Sea

* Active erosion started at the time of sea-level of —30m.

* * Active erosion started at the time of sea-level of —20m.

1. はじめに

潮流の卓越する海域に特徴的に発達する海釜は、その特異な形状のために、古くから注目され、Yamasaki(1902), 矢部・田山(1934), 吉川(1953), 桑代(1959, 1972), 星野・岩淵(1963), 茂木(1963)を初め報告は少なくない。しかし、報告の多くは、個々の海釜の形態やその成因等を主として海図等の資料を用いて断片的に取り扱ったものである。このためか海釜の全体像が明らかでなく、成因についても河谷の埋め残し説、潮流侵食説、構造運動説などがあり、形成時期についても現成とするもの、過去の遺物(化石地形)とするものなど多様で、未解決のままである。また従来は海釜の成因等に深い関係を有する潮流について、十分な考慮が払われておらず、潮流の諸性質やその侵食能力等も不明のままとなっている。

海釜は平凡社地学事典(1970)によると、円形・楕円形または三日月形をした海底の凹地、二宮書店地形学辞典(1981)では、円形・楕円形・三日月形あるいはこれらに類似した平面形を有する海底の小さな凹地とあり、米国地質学会(American Geological Institute)発行のGLOSSARY OF GEOLOGY(1987)では、海釜(caldron, scour hollow)は急な斜面を持つポット状をした海底の小さな凹地とある。

海釜はこのような特殊な海底地形ではあるが、後述するように、海水準変化との関連で瀬戸内海などでは海域の地形発達史に、津軽海峡では陸橋問題や日本海の高環境問題に、それぞれ海釜の成因や形成時期が深く関わっている。すなわち、瀬戸内海の海底地形は、最終氷期の陸上地形がその後の海水準上昇に伴い、紀伊・豊後両水道より各海峡を経由して順次、内陸側に沈水していったものであるが、瀬戸内海の海釜の形成は、海釜周辺の海峡の成立に密接に関わっているので、海釜の成因・形成時期等が解明されれば、その成果を応用して瀬戸内海の地形発達史を明らかにすることができる。また、津軽海峡西口では最終氷期最盛期に陸橋が成立していたとき

れていたが、西口の海釜の形状は、-120~-140m前後の低海水準期に現在の海流とは逆向きの強い西向きの海流が存在し、これらの海潮流の侵食によって改変された地形であることを強く示唆している。このことは、当時、津軽海峡を通して親潮が日本海に流入していた可能性があることを意味するので、最終氷期最盛期の海水準が何mであったのかと絡んで、海釜の形成時期や形成時の海水準は陸橋成立の有無や日本海の高環境変遷史を解くうえできわめて重要な鍵を握っている。

さらに、地形学の主要課題の一つである海底での侵食プロセスの解明に海釜形成の研究を通じてアプローチできる。すなわち、海底の侵食において、主要な営力である波浪と潮流のうち、波浪による侵食プロセスについては、かなりの知見が得られているが、潮流による侵食プロセスは研究も少なく不明な点が多い。しかし、潮流の営力により形成される海釜の研究を通じて、潮流による侵食プロセスの解明にアプローチできるからである。このように陸域や沿岸海域の地形形成過程、及び高環境変遷史を解明する上で、海釜に関する調査研究の意義は決して小さくない。

日本沿岸では、津軽海峡、伊勢湾湾口、瀬戸内海、九州北岸、有明海等で海釜地形がみられるが、その数や規模、形態の多様性などの点で瀬戸内海が突出している。とくに、近年、水路部、本州四国連絡橋公団、建設省国土地理院等の調査により、海底地形・地質、潮汐・潮流等のデータの集積が急速に進み、海釜を内海全域に亘って総合的に考察することが可能となってきた。1976年度に作成に着手した水路部の5万分の1「沿岸の海の基本図」瀬戸内海シリーズは、計画の8割近くが完成し、同一基準に基づく地形計測等が可能となった(Fig. 1)。また音波探査も主要な海釜が分布する海域ではほとんど実施され、堆積物の詳細な堆積過程や堆積層基底¹⁾の深度、基底より下位の地層や基盤をなす岩石の侵食状況等の把握も可能となった(Fig. 2)。さらに潮汐・潮流についても内海全域に亘ってデータが集積され、一

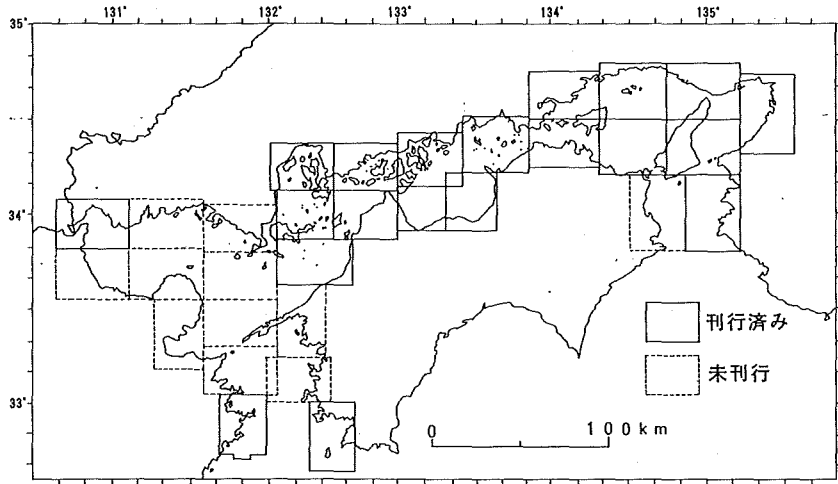


Fig. 1 Publication plan of 1:50,000 Basic Map of the Sea "Coastal series" in the Seto Inland Sea

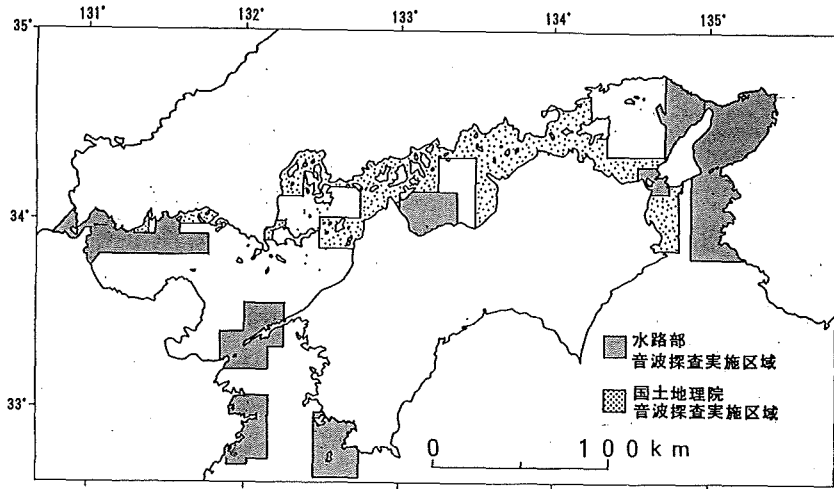


Fig. 2 Index map of the acoustic survey areas

部海域では超音波流速計やリモートセンシング手法による観測によって、流況の詳細な水平分布のほか、鉛直構造等のデータの集積も進んでいる。

このように瀬戸内海は、海釜を含む海底地形や海象データの集積が最も進んでおり、海釜地形の研究に最も適した海域である。

本論は、瀬戸内海の家釜について、形態や分布の特色を明らかにして海釜の分類を試み、その成因・形成時期及び、瀬戸内海の家峡・海釜を中心とする地形発達史及び沈水過程の解明を目的とするもので

ある。

海釜の成因・形成時期等の解析には、音波探査データを初めて全面的に用い、また、視点を従来の地形・地質の特徴だけでなく、海釜形成の直接的営力である潮流にも置いて、瀬戸内海全域に亘る海釜地形を初めて総合的に議論するものである。とくに潮流の議論においては、潮流の侵食能力や後述する異なる2つのタイプの海釜形成に果たす潮流の役割を明らかにし、これらの役割や海釜の形成機構等をモデル的に表す工夫を行った。

まず、「沿岸の海の基本図」より瀬戸内海の内海釜の地形計測を行い、瀬戸内海全般や各海域ごとの海釜の形態や分布の特色を明らかにし、海釜の分類を試みる。続いて主要海釜について地形、底質、潮流、音波探査記録の解析結果等を記載し、これらの検討結果及びそれに加えて、潮流流速の鉛直構造や各海釜域の海底の侵食状況などの潮流の諸性質や侵食能力等の議論に基づいて、海釜の成因・形成時期について考察する。さらにそれらの結果等から、まだ明らかとはなっていない瀬戸内海の海峡・海釜地形発達史及び沈水過程について考察する。

2. 従来の海釜研究

わが国で海釜地形に初めて注目したのは比較的早く、Yamasaki(1902)に遡る。その後、矢部・田山(1934)は海釜の形態に着目して、深みが海峡の最狭部に細長く横たわる場合と最狭部を挟んでその両側に2つある場合の2つのタイプに区分し、この形態を支配する因子として潮流の速度、海峡の幅、海峡の最初の地形等を示唆した。

吉川(1953)は、上記の2つのタイプのうち前者は河谷の沈水した場合、後者は分水界の沈水した場合であるとした。つまり、潮流による海底侵食は基盤の原地形を破壊するまでには至らず、堆積の妨害が海釜の形成にあずかっていると考え、海峡地域の原初地形を重視したのである。

桑代(1959)は、最終氷期の沈水谷とその水系を初め瀬戸内海の海底地形について言及した数少ない論文の一つで、海釜についても分類、成因、形成時期、潮流の侵食能力等について総合的に考察し、わが国の海釜研究の進展に大きく貢献した。そこでは、矢部・田山(1934)の分類した2つのタイプの海釜について、前者を単成型、後者を双生型と呼んで、両者の区別は潮量に対する海峡の幅の大小によって決まるとし、後者は潮量に対し、海峡の幅が狭い場合に形成されるとした。そして海釜は現在の潮流侵食によって形成され、備讃瀬戸の例から、海底における潮流の流速が3ノット以上の時、海底の侵食が始ま

ることを説明した。しかし、潮流の侵食能力については、吉川(1953)同様、堆積面(堆積物?;著者注)に限られると考えたため、後者の場合、沈水した基盤の尾根を侵食することはできず、尾根の両側のルーズな堆積面に至って始めて侵食を始めるために最狭部を離れた両側に双生型の海釜が形成されると考えた。また、海釜には前述の2つのタイプのほかに岬や島の周辺で形成される岬型と呼ばれるものがあることを指摘し、海釜を3種類に区分した。1960年代に入ると、大阪湾周辺、備讃瀬戸海域で沿岸域開発、本州四国連絡橋建設計画等に伴う海域の調査が盛んに行われ、海釜の成因等についても活発な議論が行われた。

備讃瀬戸海域では、星野・岩淵(1963)は、潮流流速が3ノット以上の時、海底の侵食が始まるとの桑代(1959)の説明に対し、潮流の流速は海釜を含めた海底地形に支配されているので、海釜のあるところの観測結果をもって、ただちに海底が侵食されているとはいえないとして、これを批判し、備讃瀬戸西部の海釜は、最終氷期最盛期の河谷が潮流により埋め残されたものであるとした。同じ頃、茂木(1963)は備讃瀬戸東部において、更新統の青粘土が海釜の出口を塞いでいることを指摘し、本座ほか(1970)も、備讃瀬戸のほぼ全域における音波探査による調査の結果、海釜に接続する埋積された古水系を発見できなかったとして、潮流による河谷の埋め残し説を否定した。

明石海峡、友ヶ島水道の海釜についても、同じ頃、河谷の埋め残し説(吉川,1953, 伊崎・金子,1960)と潮流侵食説(市原,1961, 藤田・前田,1969)の2つの対立する見解が出されたが、茂木(1973a)は、九州北岸の倉良瀬戸では潮流侵食と河谷の埋め残しによる2種の海釜が共存している例があることを報告した。一方、大嶋ほか(1975)は、鳴門海峡も含め大阪湾周辺の3海峡の海釜の成因は潮流侵食であるが、現在の潮流流速は海底には及んでおらず、表層流速が充分海底に達する低位海水準期(最終氷期最盛期以降)に形成された化石地形であるとした。

瀬戸内海のほか、津軽海峡(矢部・田山,1934, 小向,1956, 茂木,1958, 伊崎,1960,茂木・川上,1966, 星野,1971), 有明海早崎瀬戸(海上保安庁水路部,1959, 茂木,1977), 伊勢湾中山水道(海上保安庁水路部,1968), 気仙沼湾(Kawamura and Mogi, 1961)などの海底調査に際しても海釜の形態や成因等についての報告がなされた。とくに気仙沼湾の場合はチリ地震津波の洗掘により短期間のうちに形成された小海釜が報告された。

このほか海釜周辺に発達するサンドウェーブの形成機構、瀬戸内海の底質分布・砂質堆積物の起源と海釜の関係等(井内,1982,Yanagi,1990)に着目した研究もなされ、また大嶋(1976,1977,1980)は日本沿岸の海峡形成史の議論のなかで2~3の海釜の成因、形成時期等に言及している。

外国においては、海釜(caldron, scour hollow, hole ほか)は氷河性侵食地形を除いて、大陸棚の沿岸部における最も起伏に富む地形(Kuenen,1950, Shepard,1967)として注目され、北海沿岸、北米西岸、南米東岸、インドネシア沿岸等で報告がなされている。とくに研究が盛んなのは、イギリス海峡(Veen,1936,Donovan and Stride,1961,Hamilton and Smith,1972, Belderson et al.,1982,ほか)、アイルッシュ海、オランダ沿岸を含む北海沿岸で、これらは潮流の侵食により形成されたときれている。

一方、インドネシア沿岸の島嶼間の海釜は、氷期の沈水谷が後に潮流によりさらに侵食されて形成されたものであるという(Kuenen,1950)。

外国の研究は、日本の研究が成因や形成時期等の研究を主とするのと異なり、堆積学的、地形営力論的観点から、流れと堆積物の堆積・運搬・侵食の関係等の議論が主で、表層流速が3ノットで海釜の形成が始まる(Belderson et al.,1982)などの報告もなされているが、根拠等が不明であるなど、潮流の侵食能力等はまだまだ十分明らかではない。

いずれにせよ、外国の海釜は深さが100m以浅のものが多く、海底地形学や海底地質学の教科書には、速吸瀬戸や津軽海峡西口の海釜が世界最深の代表的

海釜として紹介されるように、規模やその形態の多様性などの点で、日本沿岸の海釜が最もバラエティーに富んでいるように思われる。

上述のように、日本におけるこれまでの海釜に関する研究は地形・地質学的観点から議論が行われ、主要な問題点は海釜の成因・形成時期、2つのタイプの海釜の形成要因等であった。

成因についての2つの対立する見解では、海釜は現在の潮流の流向や強さとおおむね対応した形や配列をなし、多くの海釜の水深が堆積層(沖積層)基底面以下にあることなどにより、現在(現海水準に達して以降)の潮流による侵食という説が有力になりつつあるが、海釜のあるものは水深が堆積層(沖積層)基底面をはるかに下回る300~400mに及ぶ巨大なものであったり、また背斜構造を横切ったり、和泉層群砂岩層や結晶片岩等の硬い岩石を侵食するものがあるので、果たして潮流にこのような地形を形成するだけの能力があるのかという疑問が残されてきた。1980年代に入って以降、この10年間はデータの制約もあってか、報告は少なくなって、研究の進展はみられず、海釜の成因や形成時期、潮流の侵食能力、2つのタイプの海釜の形成要因を初めとする諸問題の多くは、未解決のまま現在に至っている。

このような状況下で、筆者は、近年、海上保安庁水路部において集積された音波探査、潮流データを中心に津軽海峡、瀬戸内海の家釜の点検を行ってきたが、その結果、海釜の形態や成因、形成時期は多種多様であり、従来のように成因については潮流侵食か河谷の埋め残しか、形成時期については現成か過去の遺物(化石地形)かというように、各地の家釜を同時期あるいは同一成因として、単純に二者択一的に論ずるのは誤りであるとの考えに至った。そして、桑代(1959,1972)を初めとする従来の知見を修正する必要性を感じ、順次、報告を行ってきた。

例えば津軽海峡西口の海釜では、八島(1989a,b)、八島・宮内(1990)は、これらの海釜はたしかに構造起源であるが、詳細にみると隣接する海釜間は鳴門海峡の双子型海釜に類似した形態をなし、後から海

潮流によってさらに侵食（変形）されたことを示している。この双子型海釜の形成機構、形成時期、形成時の海水準は、津軽陸橋問題、日本海の古環境問題に絡み大変重要であるが、これらは化石地形であり、形成機構の解明には、現在も形成が進行中である瀬戸内海等における海釜の調査研究が重要であることを指摘した。

また瀬戸内海の家釜については、筆者(八島,1989c,1990,1991a,1992)は、現在も形成が進行中であるが、その起源は過去に遡ると考えた。しかし、その時期は海釜ごとに異なっており、海域毎に個別に議論する必要があるとして、各海域の研究を進めている。

3. 瀬戸内海の家底地形・地質、潮汐・潮流概観

瀬戸内海は本州、四国、九州に囲まれた東西約450km、南北15～55kmの東西方向に長いわが国最大の内海である(Fig. 3)。この浅くて広大な海域には、大小合わせて700余の島嶼が分布し、瀬戸内海独特の景観を形成する。瀬戸内海の範囲については定まったものではなく、目的や観点に応じて様々な使われ方がなされている。最も狭い場合は友ヶ島水道、鳴門海峡、速吸瀬戸、関門海峡に囲まれた海域を対象とし、最も広い場合はこれに紀伊水道、豊後水道、響灘を含めた海域を対象とする。海況的な観点からは前者の方が適切であるが、豊後水道には大規模な海釜がみられることから、ここではFig. 4に示すように、紀伊水道、豊後水道を含み、響灘を除いた海域を瀬戸内海とすることにする。この場合の瀬戸内海は面積約22,500km²、平均水深約36mとなる(長井,1992)。

瀬戸内海は、その大部分が中央構造線の北側に位置し、中国地方と四国地方の隆起帯の間に挟まれた第三紀末以降の沈降地帯で、数次に亘る沈水・陸化を経た後、最終的に海となったものである。20,000～18,000年前といわれる最終氷期最盛期には海水準は-120～-140mに低下した(貝塚・成瀬,1977)。その結果、第7章(1)で述べるように、瀬戸内海全域が陸上となって備讃瀬戸、関門海峡付近

を分水界とする3つの水系が存在し、これらの河谷は、紀伊水道、豊後水道を通してその南側に太平洋に注いでいた(桑代,1959)。その後、海水準の上昇により、海は両水道から侵入し、順次、各海峡を経由して各灘や湾を形成し、海域は拡大していった。そして、およそ8,000年前に海水準が-15m付近に達して、備讃瀬戸付近の分水界が沈水し、現在のような瀬戸内海が成立した(井関,1977)といわれている。瀬戸内海は、いくつかの湾や灘から構成され、水深ごとの海域面積でみると、-10～-30mの海域が全体の44%を占めて広く分布し、-60m以浅が84%と、海域の大部分は-60m以浅で、海峡周辺や海釜の部分を除けば、-60m以深の海域は紀伊水道、伊予灘、豊後水道のみである(Fig. 5)。紀伊水道、大阪湾、播磨灘、燧灘、伊予灘、周防灘、豊後水道は広い海域を有するが、備讃瀬戸には備讃諸島、安芸灘～広島湾には芸予諸島、広島湾～伊予灘には防予諸島などの多くの島嶼が分布し、これらの島嶼は老年期の山地、ことに残丘が沈水したものである(貝塚,1985)。

瀬戸内海の地形は、広くて平坦な灘(湾)と狭くて起伏に富む海峡(水道、瀬戸)により特徴づけられ、海峡には明石海峡、鳴門海峡などの灘と灘を結ぶ規模の大きな海峡と、備讃諸島、芸予諸島、防予諸島などの島嶼間の規模の小さな海峡がある(Fig. 3)。

Fig. 6は日本近海底質分布図第4(昭和24年刊行)の一部を修正したものであるが、灘と灘の間に位置する友ヶ島水道、明石海峡、鳴門海峡、米島海峡、速吸瀬戸、関門海峡などの海峡部には岩や礫が分布し、その周辺には砂が分布する。一方、大阪湾、播磨灘、備後灘、燧灘、広島湾、周防灘などの灘には泥が広く分布し、備讃瀬戸、伊予灘、豊後水道などには砂が広く分布している。

瀬戸内海の潮汐は、外海に生じた潮汐が潮浪として、主として紀伊水道と豊後水道から瀬戸内海に入り、各海峡を通して内陸側に波及し、潮汐を起こしたものである。豊後水道から伊予灘に進入した潮浪

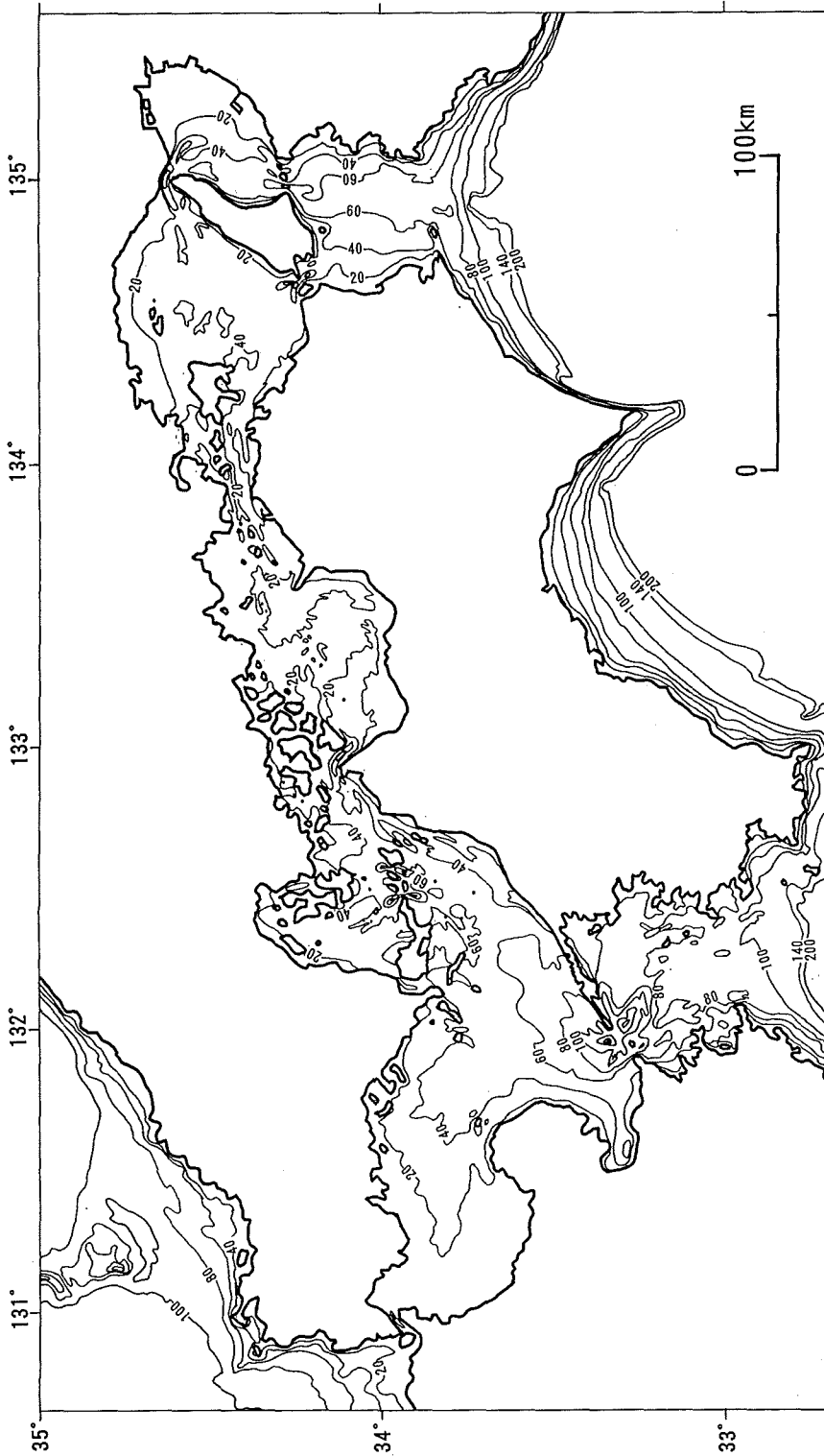


Fig. 3 Bathymetry in the Seto Inland Sea

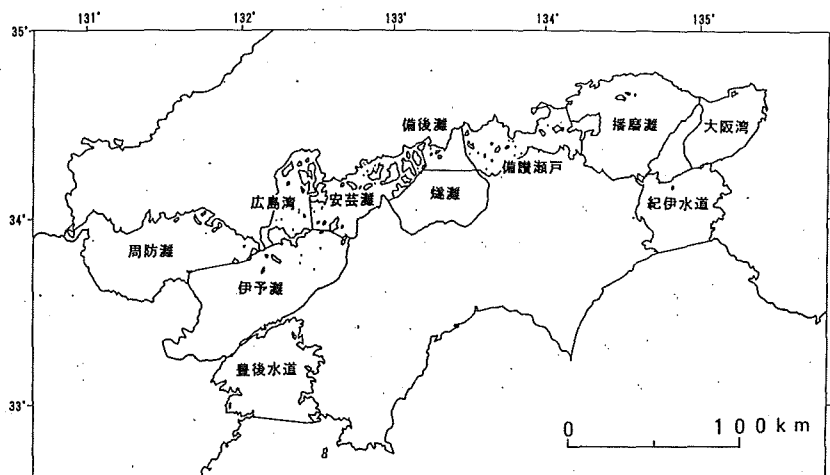


Fig. 4 Sub-divisions of the Seto Inland Sea

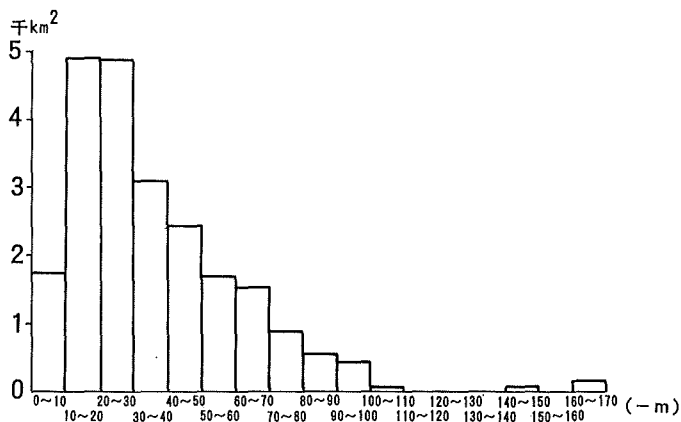


Fig. 5 Histogram of depth distribution in the Seto Inland Sea, after Nagai (1992)

は、2派に分かれ、一つは周防灘を西進して関門海峡東口に至り、一つは、東進して安芸灘、燧灘を経て備讃瀬戸付近に達する。そこで紀伊水道から入り大阪湾から播磨灘を西進してきた潮流と会合する。潮流の流速は狭い海峡部で大きく、広い灘の海域では小さい(Ogura, 1933)。

Fig. 7は Yanagi et al. (1982)による瀬戸内海の M_2 分潮流の振幅分布を示す。この分布図と前述底質分布図はきわめて良い対応を示し、瀬戸内海の底質分布は M_2 分潮流の振幅分布におおむね支配されていることを示唆している。すなわち、海峡部の岩や礫が分布するところでは振幅は70cm/sec以上であり、砂の区域は30~70cm/sec、泥の区域は30cm/sec以下となっている。

4. 用いた資料

用いた資料は、水路部の5万分の1「沿岸の海の基本図」及びその調査原資料(主に音波探査記録)、明治期以降の新旧の海図、底質、潮汐・潮流データを主とし、一部は建設省国土地理院、工業技術院中国工業技術試験所、本州四国連絡橋公団等の資料を参考とした。

海釜の地形計測は、水路部の「沿岸の海の基本図」瀬戸内海シリーズの海底地形図に基づいて行い、未刊行の海域では5万分の1瀬戸内海水理模型実験用海底地形図及び海図を用いた。

底質は「沿岸の海の基本図」、明治期以降の底質分布図・新旧海図から読みとった。海釜の侵食状況、

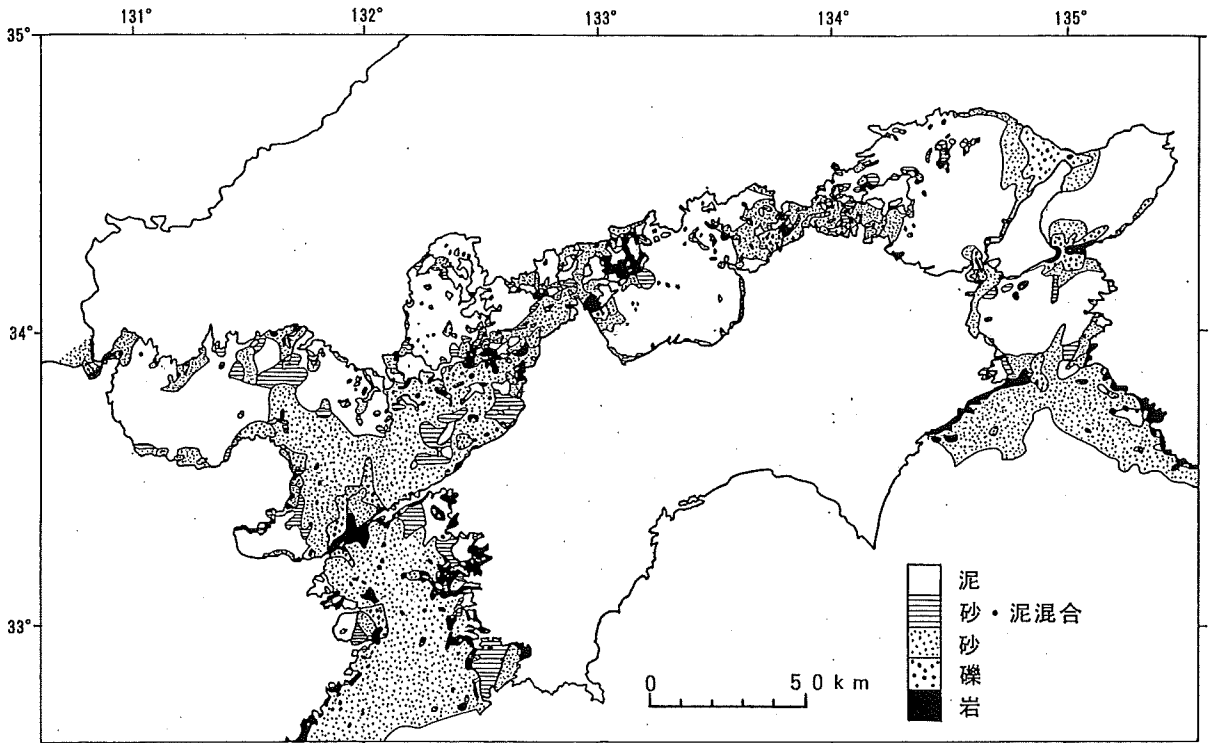


Fig. 6 Bottom quality in the Seto Inland Sea

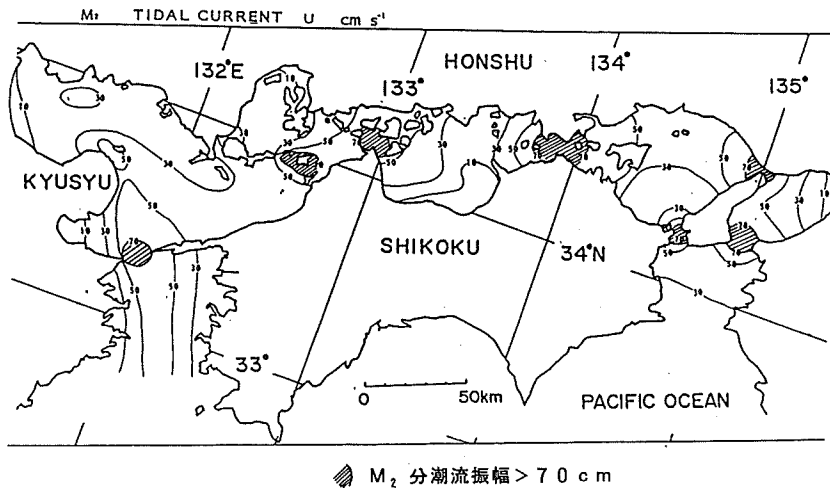


Fig. 7 Horizontal distribution in the amplitude of M_2 tidal current, after Yanagi et al. (1982)

成因・形成時期等の記載・解析には、「沿岸の海の基本図」の調査原資料を中心とする音波探査記録を用いたが、水路部により音波探査が実施されていない

海域では、国土地理院の2万5千分の1「沿岸海域土地条件図」の調査資料を、本州四国連絡橋ルート沿いでは本州四国連絡橋公団の地質調査資料（ポー

リング資料)等を参考にした。

潮汐・潮流データは、水路部の各種瀬戸内海潮汐表・潮流図、海上保安庁本庁及び第五、第六、第七管区海上保安本部水路部の潮汐・潮流データを用いたが、一部海域については、工業技術院中国工業技術試験所、本州四国連絡橋公団等のデータを参考にした。

水路部の5万分の1「沿岸の海の基本図」の瀬戸内海シリーズは、Fig. 1に示したように全31図から成り、20図はすでに完成した。ここでの基本図は、海底地形図と海底地質構造図の2図が刊行されている場合と、海底地形図のみが刊行されている場合がある。前者の場合、水深測量及び音波探査がきわめて組織的に測線間隔500mで実施され、海底地形図は1m間隔の等深線で描画されている。音波探査は全域で磁歪振動式(ソノプローブ)の探査が行われ、これに加えて友ヶ島水道では磁歪振動式(ソノストレーター)、紀伊水道東部、周防灘宇部沖、関門海峡、伊予灘の一部では放電式(スパーカー)、豊後水道鶴御崎周辺では放電式(ジオソナー)の音波探査も行われている(Fig. 2)。

海底地形図のみが刊行されている場合は、明治期以降の膨大な海図資料の編集により等深線が描かれ、その間隔は2mとなっている。なお、備讃瀬戸海域では、音波探査は水路部により、一部海域で試験的に実施されたのみであるが、非常に狭い間隔の水深測量やサイドスキャンソナー等を用いた精密な海底地形調査が実施されている。

国土地理院の音波探査は、2万5千分の1の「沿岸海域土地条件図」作成に際して、磁歪振動式(ソノプローブ、一部海域ではソノストレーター)及び放電式(スパーカー)の探査が測線間隔500m(沖合部は1,000m間隔)で実施されたものである。

5. 地形計測からみた瀬戸内海の家釜

(1) 海域区分と計測基準

瀬戸内海の家釜区分は、定まったものではなく様々であるが、本論では海域と島嶼の分布様式などから、

Fig. 4に示すように紀伊水道、大阪湾、播磨灘、備讃瀬戸、備後灘、燧灘、安芸灘、広島湾、伊予灘、周防灘、豊後水道の11の家釜に分けて議論することにした。なお、後述する地形計測や家釜の記載では友ヶ島水道、明石海峡等の灘と灘を結ぶ規模の大きい海峡については別個に扱い、安芸灘、広島湾、伊予灘の3家釜の境界に位置する諸島水道・怒和島水道・クダコ水道等の家釜は安芸灘に含めることにした。

潮流が卓越する瀬戸内海の家釜部や各灘では、大なり小なり家釜はみられ、海底地形図には大小様々の種々の形状をなす閉曲等深線がみられる。灘域に分布する小規模な家釜を含み、5万分の1海底地形図で容易に計測できる地形は、長さが1.0km程度以上であることから、本論では家釜を“等深線が密に閉曲する顕著な凹地で、凹地の長径が1.0km以上のもの”と定義して議論することにし、この基準に基づいて選択した家釜の分布はFig. 8に示した。

また、本論の家釜の水深表示においては、現海水準から家釜最深部までの深さを「家釜の水深」、家釜の縁から家釜最深部までの深さを「家釜の深さ」として区別して議論した。このように区別したのは、家釜の規模や潮流による侵食量(おおよそである)をより適切に表すのは、後者の方であるからである。ただし、家釜の縁、すなわち家釜と周辺海底の境界をどこに引くのかの判定は困難なことも多く、ここでは家釜の大きさ(長径、短径)を計測する基にした閉曲等深線を家釜の縁とした。このため、「家釜の深さ」の値はおおよその目安であり、周辺の卓越する海底面から家釜最深部までの深さより、20~30m程度浅い場合もあることを断っておく。

潮流の流速は、潮汐表第1巻「日本及び付近」(書誌781号)の大潮期の最大流速を採用し、潮汐表に記載がない場合は、海図、海の基本図、潮流図の値を採用した。家釜の分類における海峡・灘の区分では、海域の実際の名称にかかわらず、当該海域の流況特性に基づいて区分することにし、例えば、安芸灘、伊予灘などの島嶼間の狭い海域の家釜は、海域名称

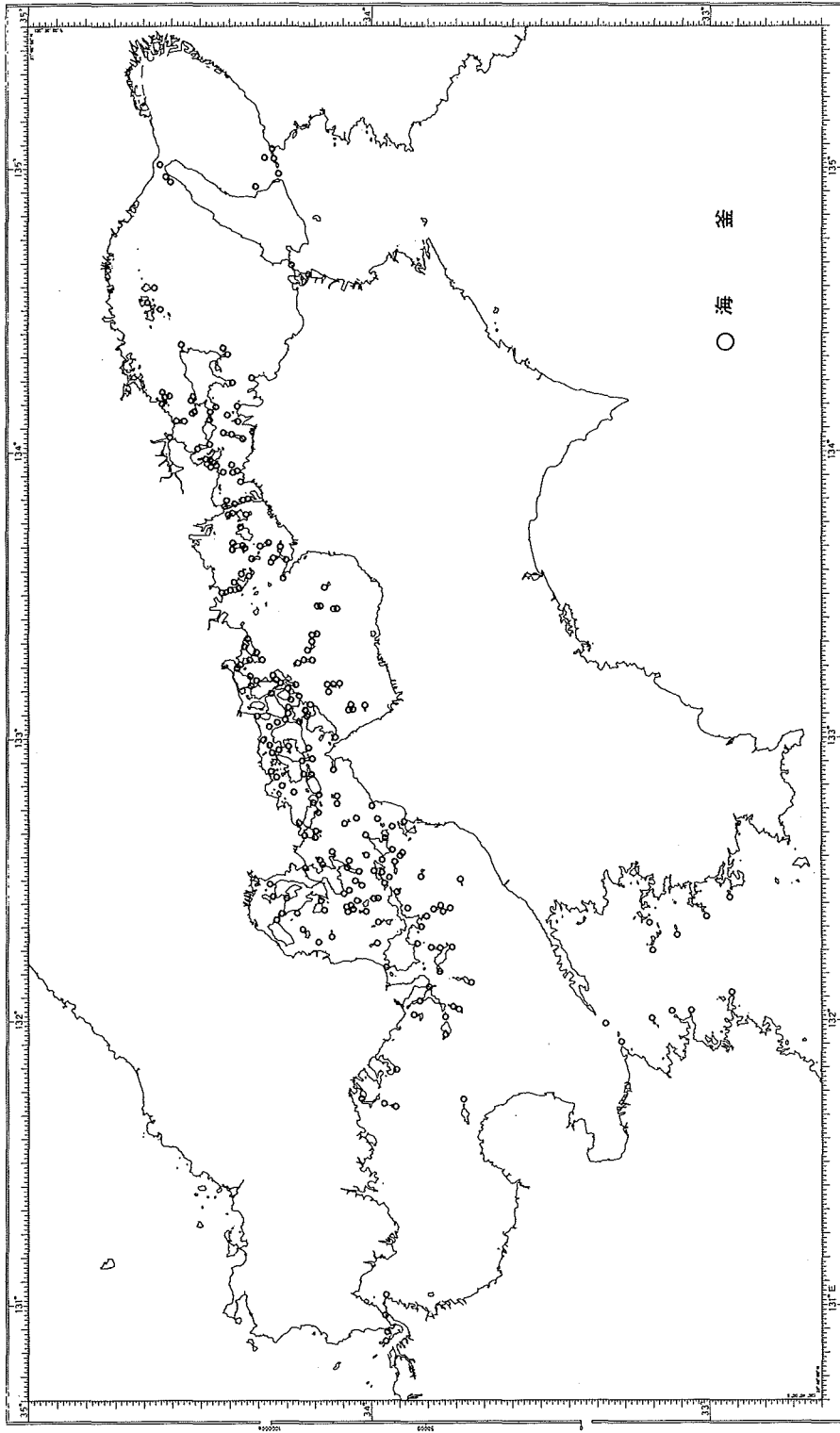


Fig. 8 Distribution of calderons in the Seto Inland Sea

は灘であっても、海峡型と称することにしてはいる。

また、本論で用いた海釜名称のうち決定地名⁹⁾は関門海峡の関門海釜、六連海釜、部埼海釜のみであり、その他の海釜名称は全て仮称であることを断っておく。

(2) 海峡・灘等の地形の呼称

瀬戸内海では、2つの広い海域を結ぶ比較的狭い海域の地形は海峡、水道、瀬戸などと呼称され、比較的広い海域の地形は灘、湾などと呼称されている。

これらの地形の呼称法や起源については、中西(1963)ほかの考察がある。これらによると瀬戸内海の海域の呼称には、日本古来の呼び方である海、渦、瀬戸などと、明治時代に導入された Strait, Channel, Passage, Bay などの外国呼称の対訳名称である海峡、水道、湾などがある。そして現実にはこれらが混在し、同一海域も海から灘、さらには湾へ、また水道から瀬戸、さらには海峡などと何回か改称⁹⁾がなされ、現在に至っている。さらに複雑なのは同一地形に対して、異なる呼称⁹⁾がなされているところがあり、それぞれの呼称法を明確に定義づけ、妥当性を議論することは困難である。

そこで本論では海峡、水道、瀬戸については“海峡”，灘，湾については“灘”と総称して、海釜の分類などの議論を進めることにする。

(3) 海釜の分類 (タイプ)

地形の分類は形態による場合、成因による場合、分布位置による場合、形成時期による場合、あるいはこれらの組み合わせによる場合など多様である。海釜に関しては、後述するように成因による場合は、①潮流侵食型、②河谷の埋め残し型、③構造運動型に、地層の侵食状況による場合は、①堆積妨害型、②表層堆積層侵食型、③下位地層侵食型、④基盤岩石侵食型に、形成時期による場合は、①化石型、②現成型、③継続型などの分類が可能である。

本論では、潮流の諸性質や侵食能力等に着眼して海釜の形成過程等の考察を行うことを意図している。潮流の流速と密接な関連を持つと思われる海釜の分布位置と潮流の性質と密接な関連を持つと思われる海釜の形態(深みの数が1つか2つか)を組み合わせて海釜のタイプを4分類 (Fig. 9a) することとし、その代表的な海釜例を Fig. 9b に示した。

まず分布位置から、海峡最狭部付近に位置するも

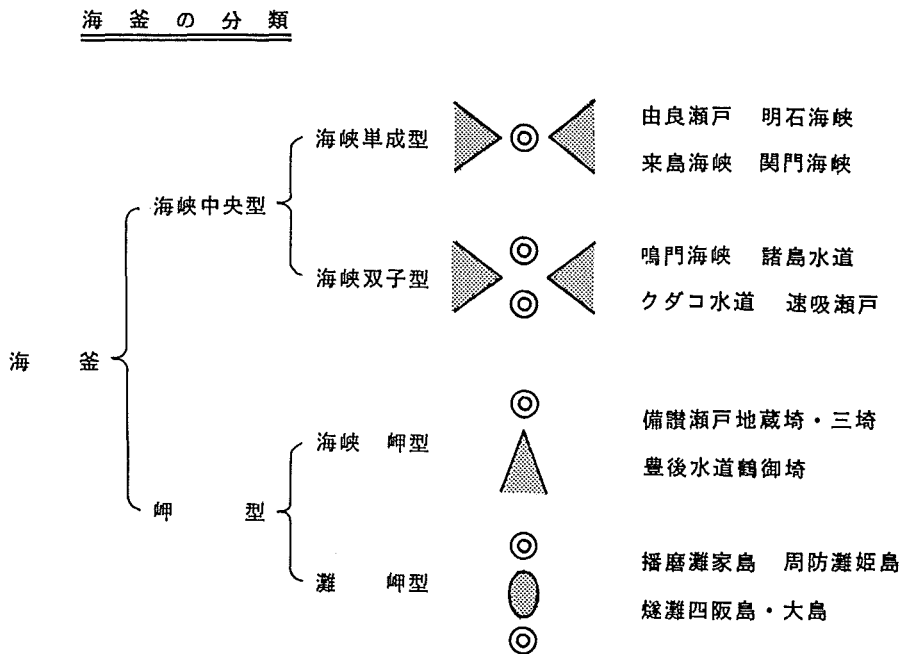


Fig. 9a Classification of caldrons in the Seto Inland Sea

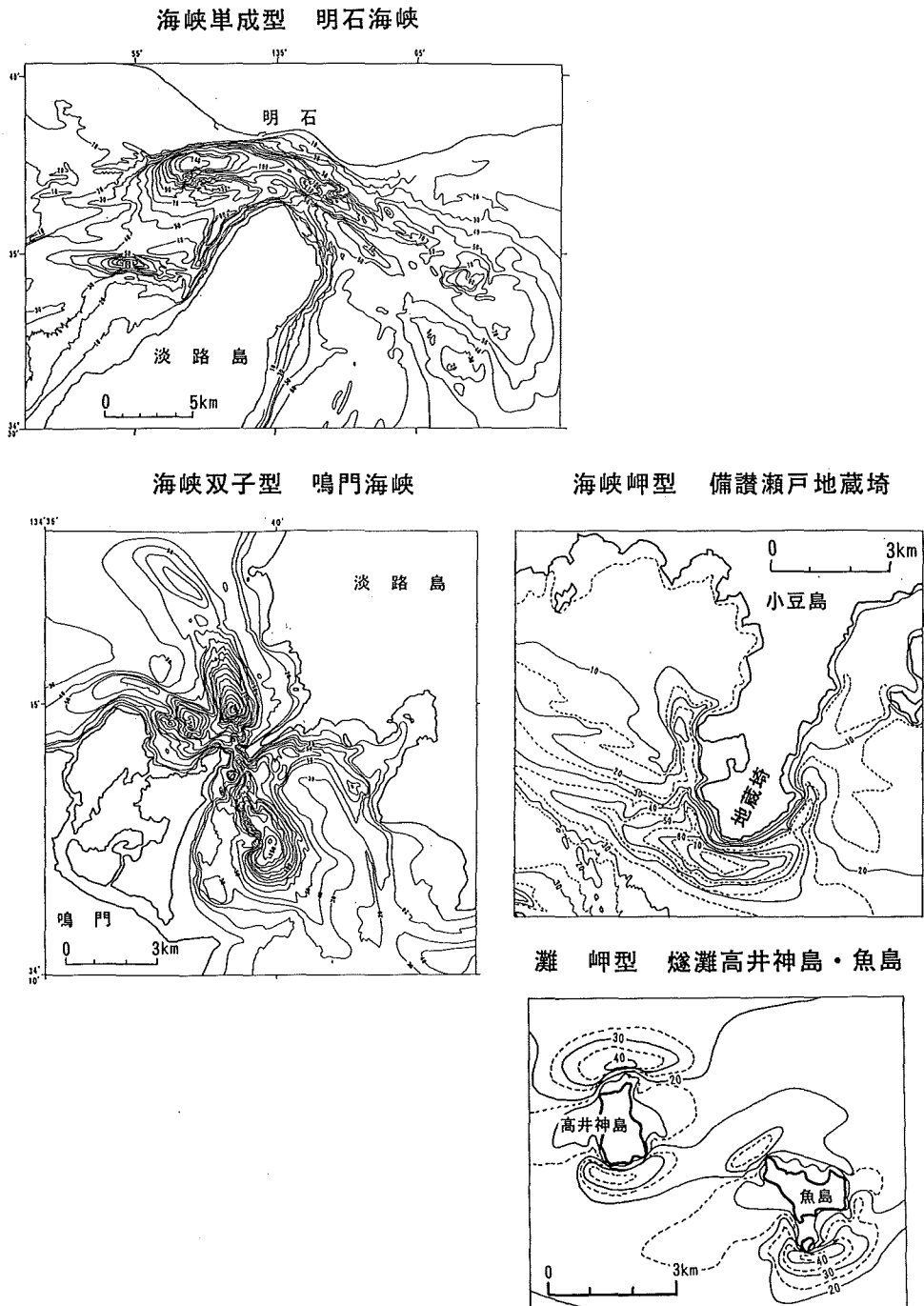


Fig. 9b Examples of various caldron types

のと、岬や島の周辺に位置するものに、2大別しそれぞれ、海峡中央型と岬型と呼称する。海峡中央型には、①深みが海峡に沿って細長く横たわる場合と②海峡最狭部はむしろ浅く、最狭部の両側に深みがある場合の2タイプがあり、岬型(③)は、海峡周辺に限らず、広い灘の海域においてもみられる三日月形の小規模な海釜である。これまで、①、②、③、それぞれについて様々な呼称⁷⁾がなされてきたが、本論では、①のタイプは単成型、②のタイプは双子型、③のタイプは岬型と呼び、岬型は海峡周辺と灘の2つの海域でみられることから、海峡型と灘型に分けて分類⁸⁾することにした。

(4) 地形計測からみた瀬戸内海の家釜の特色

Fig. 8に示した瀬戸内海の家釜、計252個を前述の基準に基づいて分類計測し、その結果(Appended table)を、Fig. 10a,b,c, Fig. 11, Table 1, Table 2, Table 3にまとめた。これらの図表等を用いて、家釜の特色を最初は各海域ごとに、続いて瀬戸内海全般について述べる。

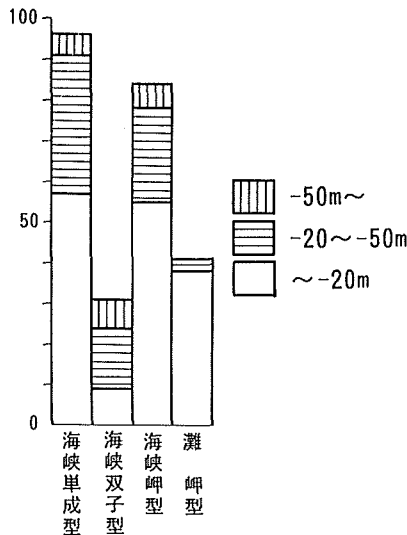


Fig.10a Summarization (type and depth) of caldrons in the Seto Inland Sea

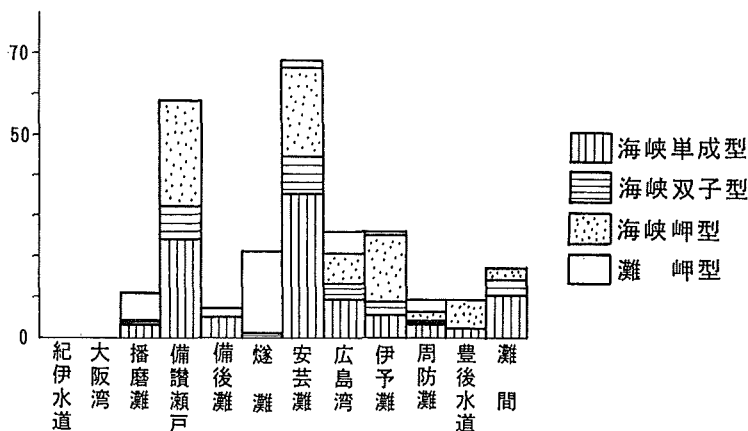
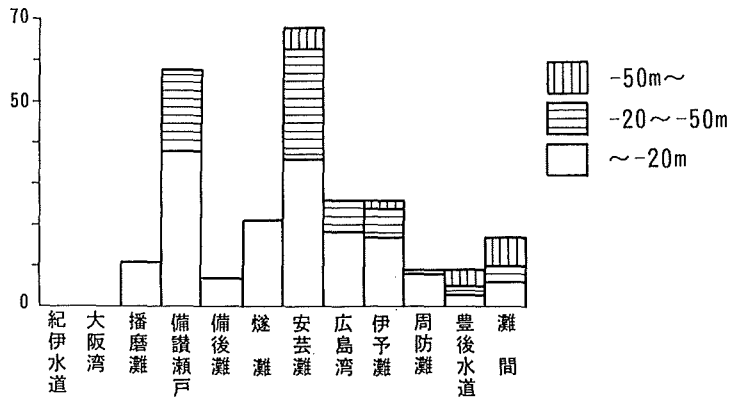


Fig. 10b Summarization (type) of caldrons by sea areas



注) Fig. 10b, c の瀬間は瀬と瀬を結ぶ海峡域で友ヶ島水道, 明石海峡, 鳴門海峡, 来島海峡, 速吸瀬戸, 関門海峡が含まれる。

Fig. 10c Summarization (depth) of caldrons by sea areas

1) 各海域の海釜の特色

紀伊水道

紀伊半島西岸と四国東岸の間の水道で, 南は和歌山県日ノ御崎と徳島県蒲生田岬を結ぶ線, 北は友ヶ島水道, 鳴門海峡及び陸岸に囲まれた東西方向約30~50km, 南北方向約40kmの水道である。水深は80m以浅で, 水道の中央部には-40~-70mの海域が広く分布する。底質は水道南部や友ヶ島水道, 鳴門海峡周辺等で砂礫質であるほかは全般的に泥質である。潮流は一般に南北方向の流れで, 外海と内海の境界域に当たるため海流の影響を受け複雑であるが, 最大流速はおおむね1ノット以下である。

ここでは海釜地形は見当たらない。

友ヶ島水道

紀伊水道と大阪湾を結ぶ水道で, 潮流流速は3.6ノットに達し, 水深197m, 深さ約130mの単成型海釜が発達する。詳細は第6章に記載する。

大阪湾

友ヶ島水道と明石海峡及び陸岸に囲まれた北東-南西方向約60km, 北西-南東方向約30kmの楕円形の形状をなす海域である。水深は湾の東半部では30m以浅で, -10~-20mの平坦面の発達が著しいが, 西半部は-30~-60mでやや深く, 明石海峡東口周辺には沖ノ瀬などの砂堆地形が発達する。底質

は友ヶ島水道, 明石海峡周辺で砂質であるほかは, 全般的に泥質である。潮流は友ヶ島水道, 明石海峡周辺を除いて微弱で, 西半部では最強時に1ノットをこえることがあるが, 東半部では0.5ノット以下である。

ここでは海釜地形は見当たらない。

明石海峡

大阪湾と播磨灘を結ぶ海峡で潮流流速は7.1ノットに達し, 水深148m, 深さ約80mの単成型海釜が発達する。詳細は第6章に記載する。

播磨灘

東及び南は明石海峡, 鳴門海峡, 西は岡山県前島と小豆島蕪埼を結ぶ線, 小豆島地蔵崎と香川県馬ヶ鼻を結ぶ線及び陸岸に囲まれた南北方向約60km, 東西方向約55kmの海域である。水深は50m以浅で, -20~-40mの平坦面が広く発達し, 明石海峡西口周辺では鹿ノ瀬, 室津ノ瀬などの砂堆地形とサンドウェーブの発達が著しい。底質は明石海峡周辺, 小豆島南側の水道の部分が砂質であるのを除き, 全般的に泥質である。潮流は明石海峡周辺, 小豆島北側及び南側の水道を除くほかは微弱である。

海釜の数は全体で11個で, 水深60m・深さ20m以浅, 長径2.0km未満の浅くて規模の小さい海釜のみである。タイプ別では瀬岬型が多いが, 家島諸島の島

Table 1 Summarization of Caldrons by sea areas

水深別

海域名	m	海峡単成型				海峡双子型				海峡 中央 型 計	海峡岬型				灘岬型				岬 型 計	総合計
		~50	50 ~100	100 ~	計	~50	50 ~100	100 ~	計		~50	50 ~100	100 ~	計	~50	50 ~100	100 ~	計		
紀伊水道					0				0	0								0	0	0
友ヶ島水道			2	1	3			1	1	4		1		1				0	1	5
大阪湾					0				0	0				0				0	0	0
明石海峡			1	1	2				0	2			1	1				0	1	3
播磨灘	3				3	1			1	4				0	4	3		7	7	11
鳴門海峡	1				1			1	1	2				0				0	0	2
備讃瀬戸	12	12			24	2	6		8	32	16	10		26				0	26	58
備後灘	5				5				0	5				0	2			2	2	7
燧灘					0	1			1	1				0	17	3		20	20	21
来島海峡				1	1				0	1				0				0	0	1
安芸灘	7	24	4	35	3	3	3	9	44	44	1	17	4	22		2		2	24	68
広島湾	1	8			9	2	2		4	13	2	5		7	4	2		6	13	26
伊予灘		3	2	5	1		2	3	8	8	12	5	17		1			1	18	26
速吸瀬戸					0		2	2	2	2				0				0	0	2
周防灘	3				3	1			1	4	2			2		3		3	5	9
関門海峡	3				3				0	3	1			1				0	1	4
豊後水道				2	2				0	2			7	7				0	7	9
計		35	50	11	96	9	13	9	31	127	22	45	16	84	27	14	0	41	124	252

深さ別

海域名	m	海峡単成型				海峡双子型				海峡 中央 型 計	海峡岬型				灘岬型				岬 型 計	総合計
		~50	50 ~100	100 ~	計	~50	50 ~100	100 ~	計		~50	50 ~100	100 ~	計	~50	50 ~100	100 ~	計		
紀伊水道					0				0	0								0	0	0
友ヶ島水道		2		1	3	1			1	4	1			1				0	1	5
大阪湾					0				0	0				0				0	0	0
明石海峡	1	1			2				0	2		1		1				0	1	3
播磨灘	3				3	1			1	4				0	7			7	7	11
鳴門海峡	1				1			1	1	2				0				0	0	2
備讃瀬戸	24				24	8			8	32	26			26				0	26	58
備後灘	5				5				0	5				0	2			2	2	7
燧灘					0	1			1	1				0	20			20	20	21
来島海峡			1		1				0	1				0				0	0	1
安芸灘	35				35	5	4		9	44	21	1		22	2			2	24	68
広島湾	9				9	4			4	13	7			7	6			6	13	26
伊予灘	4	1			5	3			3	8	16	1		17	1			1	18	26
速吸瀬戸					0		1	1	2	2				0				0	0	2
周防灘	3				3	1			1	4	2			2	3			3	5	9
関門海峡	3				3				0	3	1			1				0	1	4
豊後水道	1	1			2				0	2	4	3		7				0	7	9
計		91	4	1	96	24	5	2	31	127	78	6	0	84	41	0	0	41	124	252

Table 2 Main caldrons (in order of depth)

順位	海釜名称	深さ (m)	最大水深 (m)	大きさ (km)	最深部* (km)	最大流速**		海釜のタイプ
						(ノット)	(方向)	
①	速吸瀬戸	約300 (北釜)	460	8.0×5.0	北釜	5.7	NW	海峡双子型
		約200 (南釜)	365	10.0×5.5		4.8	SE	
②	鳴門海峡	約150 (北釜)	216	3.6×1.5, 2.0×1.3	北釜	10.6	N	"
		約100 (南釜)	164	4.8×2.0		9.3	S	
③	由良瀬戸	約130	197	10.5×2.6	北へ1.2	3.6	N	海峡単成型
④	高島～関埼	約80 (北釜)	201	4.0×2.5	北釜	3.4	NW	海峡双子型
		約90 (南釜)	193	5.5×2.5		4.4	SE	
⑤	明石海峡	約80	148	19.0×3.0	西へ5.0	7.1	W	海峡単成型
"	来島海峡	約80	162	11.0×1.2	南へ1.6	8.9	N	"
						9.7	S	
"	諸島水道 (イガイ瀬戸)	約80	180	1.5×0.9	南釜	(3.5)	NW	海峡双子型
		約50	144	3.0×1.8		(3.5)	SE	
"	鶴御埼	約80	177	8.0×3.0		2.7	N	海峡岬型
"	保戸島	約80	214	2.5×1.3		2.7	S	"
⑩	クダコ水道	約70	170	3.1×1.5	南釜	4.2	N	海峡双子型
		約60	160	4.7×1.8		5.0	S	
"	怒和島水道	約70 (北釜)	166	2.9×1.5	北釜	(4.5)	N	"
		約20 (南釜)	114	1.2×0.5		(5.2)	S	
⑪	轟木沖	約60	114	6.3×0.8				海峡岬型
"	二神島 ～屋代島	約60	155	2.6×1.4	最狭部			海峡単成型
"	戸島	約60	161	4.5×0.8	最狭部	3.7	NNW	"
					2.7	SE		
"	沖無垢島	約60	189	2.3×0.9				海峡岬型
⑬	中ノ瀬戸	約50	118	1.8×0.7	北釜	1.4	NW	海峡双子型
			52	0.8×0.5		0.9	S	
"	釣島水道	約50	146	4.0×2.0		2.7	NE	海峡単成型
"	大下島 アゴノ鼻	約50	122	1.0×1.0				海峡岬型
			74	1.8×0.7				
"	大畠瀬戸	約50	74	1.8×0.7		6.8	W	海峡単成型
						6.9	E	
"	片島東方	約50	152	1.9×1.1				海峡岬型

* 海峡単成型の数字は海峡最狭部からの距離

** 流速の()内数字は大潮平均流速を示す

Table 3 Main caldrons (in order of velocity of tidal current)

順位	海釜名称	最大流速		海釜 (m)		海釜のタイプ
		ノット	方向	水深	深さ	
①	鳴門海峡	10.6	N	216	約150	海峡双子型
		9.3	S	164	約100	
②	来島海峡	8.9	N	162	約 80	海峡単成型
		9.7	S			
③	船折瀬戸 (宮ノ窪瀬戸)	9.0	NE	60	約 20	"
		9.0	SW			
④	関門海峡	8.5	NE	47	約 30	"
		6.5	SW			
⑤	明石海峡	7.1	W	148	約 80	"
		5.6	E			
⑥	大島瀬戸	6.9	E	74	約 50	"
		6.8	W			
⑦	鼻栗瀬戸	6.3	NE	46	約 20	"
		6.3	SW			
⑧	ミルガ瀬戸	6.0	N	120	約 20	海峡双子型
		6.0	S			
⑨	速吸瀬戸	5.7	NW	460	約300	"
		4.8	SE	365	約200	
⑩	青木瀬戸	5.6	NE	56	約 20	海峡単成型
		5.6	SW			
⑪	クダコ瀬戸	5.4	N	160	約 60	海峡双子型
		4.7	S	170	約 70	
⑫	怒和島水道	5.2	N	166	約 70	"
		4.5	S	114	約 20	
⑬	伯方瀬戸	5.0	N	96	約 50	海峡単成型
		5.0	S			
⑭	高浜瀬戸	5.0	N	79	約 30	"
		5.0	S			
⑮	上蒲刈島~豊島	4.8	N	80	約 30	海峡双子型
		4.3	S	48	約 10	
⑯	猫瀬戸	4.6	W	128	約 60	海峡単成型
		3.1	E			
⑰	布刈瀬戸	4.4	NW	54	約 10	"
		4.4	SE			
⑱	高島~関埼	4.4	SE	201	約 80	海峡双子型
		3.4	NW	193	約 90	
⑲	加茂ヶ瀬戸	3.8	W	52	約 20	"
		3.5	E	50	約 20	
⑳	玉野~井島	3.8	SSW	66	約 30	海峡単成型
		3.0	NNE			

嶼間、牛窓瀬戸では小規模な海峡単成型の海釜もみられる。

鳴門海峡

播磨灘と紀伊水道を結ぶ海峡で、潮流流速は10.6ノットに達し、水深216m・深さ約150m、水深164m・深さ約80mの双子型海釜が発達する。詳細は第6章に記載する。

備讃瀬戸

東は播磨灘、西は岡山県笠岡御埼から塩飽諸島大飛島を経て香川県三崎を結ぶ線、及び陸岸に囲まれた東西方向約65km、南北方向約10~20kmの海域である。本州と四国より陸地が張り出し、海域の幅が狭くなる東西に細長い瀬戸で、小豆島、豊島、直島、塩飽諸島などの備讃諸島の島々が散在する。備讃瀬戸の水深は、海釜の部分を除くと30m以浅であるが、島嶼が複雑に分布し、海底も変化に富む。潮流はほぼ東西方向で、最大流速は3ノットをこえ、島や浅瀬が散在するため、複雑な変化を示す。

海釜の数は全体で58個で安芸灘に次いで多いが、水深、深さはそれぞれ100m・40m以浅である。タイプ別では海峡単成型と海峡岬型がほぼ同数で、瀬戸中央の単成型海釜は東西方向の方向性を有して連続的に分布することが多く、瀬戸に突出する岬の先端の岬型海釜は比較的規模が大きい。

備後灘

東は備讃瀬戸、西は広島県向島から弓削島の東縁を結ぶ線、南側は香川県三崎から34° 15.5'N線に沿って西へ弓削島まで延ばした線及び陸岸に囲まれた南北方向約15km、東西方向約40kmの海域である。水深は30m以浅の海域がほとんどで、-10~-30mの平坦面が広く発達する。底質は北部島嶼域を除くとおおむね泥質である。潮流は北部の島嶼間の水道を除くと微弱で、最大流速も1ノット以下である。

海釜の数は全体で7個で、水深、深さはそれぞれ30m・10m以浅、長径2km未満の小規模なもののみである。タイプ別では海峡単成型と灘岬型がみられる。

燧灘

北は備後灘、西は芸予諸島の東縁及び陸岸に囲まれた南北方向約25km、東西方向約50kmの大きな湾の形状をなす海域である。水深はほぼ30m以浅で、-10~-30mの平坦面が広く発達し、底質は全般的に泥質である。潮流は来島海峡周辺及び島嶼周辺を除けば、微弱で最大流速は1ノットをこえない。

海釜の数は全体で21個で、ほとんどが水深50m・深さ10m以浅、長径2km未満の規模が小さいものである。タイプ別では四阪島の島嶼間の海釜を除き、全て灘岬型で、島の南北両側に2つの岬型海釜を持つものもある。

来島海峡

燧灘と安芸灘を結ぶ海峡で、潮流流速は9.7ノットに達し、水深162m、深さ約80mの帯状の単成型海釜が発達する。詳細は第6章に記載する。

安芸灘

東は備後灘、燧灘、西及び南は倉橋島東縁(音戸瀬戸)と倉橋島城岸鼻から諸島水道情島、興居島を通り、松山市仁堀を結ぶ線及び陸岸で囲まれた東西約50km、南北約25kmの海域である。灘の北部には因島、大島、大三島、大崎上島・下島、蒲刈島などから成る芸予諸島の島々が散在するが、南部には比較的広い海域がみられる。伊予灘との境界には津和地島、怒和島、中島などの島嶼が配置し、この間を諸島・怒和島・クダコ・釣島などの水道が楯状に配列する。水深はおおむね50m以浅で比較的浅いが、前述の灘と灘を結ぶ水道の海釜では水深は100m、深さはおおむね50mをこえる。底質は北部島嶼間の海峡域では岩や砂礫が、南部の広い海域では砂が広く分布する。潮流は灘南部の広い海域では、一般に北東-南西方向の流れで、最大流速は2ノット前後であるが、北部の芸予諸島内では、複雑な地形を反映して潮流も複雑であり、宮ノ窪瀬戸の舟折瀬戸(別名、^{あろうず}有津瀬戸)や荒神瀬戸では8~9ノットに達し、灘と灘を結ぶ諸島・怒和島・クダコの各水道では5~6ノットに達する。

海釜の数は全体で68個で瀬戸内海で最も多く、水深50~100m、深さ10~30mの海釜が多いが、水深100

m・深さ30m以深の海釜も10個をこえ、前述、各灘間の海釜は比較的規模が大きい。タイプ別では海峡単成型が最も多く海峡岬型がこれに続く。また、後述するように芸予諸島東部の島嶼間水道の潮流流速は、瀬戸内海有数であるが、ここでの海釜の規模は大きくない (Fig. 11)。

広島湾

東は安芸灘、南は防予諸島の情島、屋代島、大島瀬戸及び陸岸に囲まれた東西約25km、南北約50kmの南北に長い海域である。水深はおおむね40m以浅で、-20~-30mの平坦面が発達する。底質は湾南部の水道周辺で砂礫質であるのを除き、おおむね泥質である。潮流は湾口~湾奥間の南北方向の流れで、湾口の水道域、北部島嶼間の海峡を除くと微弱で、最大流速は1ノット以下である。

海釜の数は全体で26個で、水深100m・深さ20m以浅の規模の小さいものが多い。タイプ別では海峡単成型が多いが、その他のタイプもほぼ同数づつみられる。北部島嶼間の音戸、早瀬瀬戸などは潮流が速く、双子型の海釜がみられるが、水深、深さはそれぞれほぼ40m・20m以浅で規模も小さい。大島瀬戸も最大流速は6.9ノットと大きい、海釜の深さは約50mと大きくない (Fig. 11)。

伊予灘

北は安芸灘、広島湾、西は上関海峡、祝島、姫島を経て大分県国東半島住吉埼を結ぶ線、南は速吸瀬戸及び陸岸に囲まれる北東-南西方向約90km、北西-南東方向約40kmの北東-南西方向に長い海域である。灘の北部には平郡島、長島などの島嶼も見られるが、伊予灘は広い海域で特色づけられる。水深は豊後水道、紀伊水道に次いで大きい、大半は70m以浅である。底質はおおむね砂質であるが、速吸瀬戸周辺では砂礫質となる。潮流は北部の島嶼付近を除くと、一般に北東-南西方向の流れで最大流速は1~1.5ノットである。

海釜の数は全体で26個で、水深50~100m、深さ10~30mの海釜が多いが、深さが30mをこえるものも5個ある。タイプ別では岬型が多い。

速吸瀬戸

伊予灘と豊後水道を結ぶ瀬戸で、潮流流速は5.7ノットに達し、水深460m・深さ約300m、水深365m・深さ約200mの双子型海釜が発達する。詳細は第6章に記載する。

周防灘

東は伊予灘、西は関門海峡及び陸岸に囲まれた東西方向約100km、南北方向約40kmの東西に長い海域である。北部には笠戸島、黒髪島などの島嶼もみられるが、周防灘は広い海域で特色づけられる。水深はおおむね50m以浅で-10~-20m平坦面が広く発達する。底質は北部島嶼周辺、関門海峡周辺が砂礫質であるのを除くと、おおむね泥質である。潮流は一般に東西方向の流れで、関門海峡周辺を除くと流速は小さく、最強でも1.5ノットをこえない。

海釜の数は全体で9個で、水深50m・深さ10m以浅、長径3.0km未満の小規模なものが多い。タイプ別では灘北部の島嶼間ものは海峡単成型、灘中央のものは灘岬型である。

関門海峡

周防灘と響灘 (日本海) を結ぶ海峡で、潮流流速は8.5ノットに達し、水深47m、深さ約30mの単成型海釜が発達する。詳細は第6章に記載する。

豊後水道

四国西岸と九州東岸の間の水道で、南は愛媛県高茂埼と大分県鶴御埼を結ぶ線、北は速吸瀬戸に囲まれる東西方向約35km、南北方向約50kmの海域である。水道両岸はリアス式海岸をなし、水深は海釜の部分を除くと100m以浅である。潮流は一般に南北方向に流れ、速吸瀬戸周辺では両側から突出する佐田岬、関崎により急速に収束され流速を増す。当水道は紀伊水道同様外海と内海の境界域に当たり、流れは海流の影響を受け複雑である。

海釜の数は全体で9個で、水深は全て100m以深で、深さは約半数が50mをこえ、とくに水道西岸の海釜は深い。タイプ別ではほとんどが海峡岬型である。

2) 瀬戸内海全般の海釜の特色

潮流が卓越する瀬戸内海では多数の海釜がみられ、規模や形状は多様であるが、海峡域、灘域等により固有の特色がみられる。最初に海釜の深さと潮流流速の関係を議論し、続いて瀬戸内海全般の海釜の特色及び海峡域・灘域ごとの特色を述べる。

海釜の深さと潮流流速

Fig. 11には海釜の深さと潮流流速の関係を示した。この図によると、全般的には必ずしも対応が良いとはいえないが、潮流流速が大きい場合は、概して海釜の深さは大きい傾向にあり、流速が5~6ノット以下、深さが50~60m以下に着目すると、破線で示すような楕円形内に集中し、比較的対応が良い。鳴門・明石・来島海峡の海釜は、ほぼこの楕円の延長上に位置しているが、舟折瀬戸・関門海峡や速吸・由良瀬戸、鶴御崎の海釜はこの楕円の延長から大きくはずれ、前者は流速の割に海釜の深さは小さく、後者は流速の割に海釜の深さが大きいことを示す。また、海釜を海峡中央型と岬型に分類してみると、岬型は図上で左側に偏っていて、潮流流速が小さいところに形成されていることが分かる。

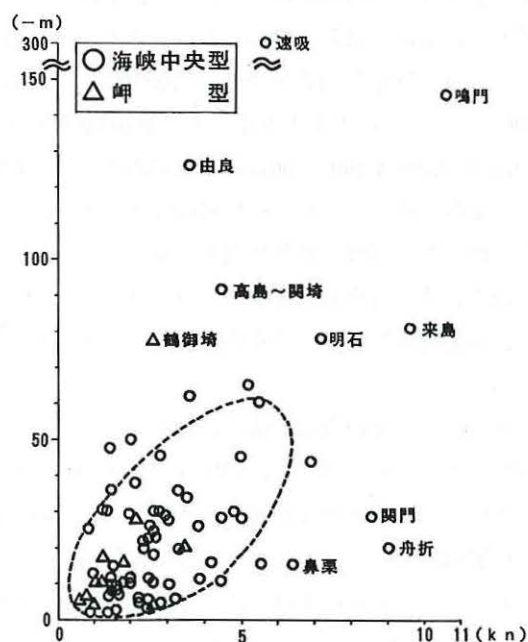


Fig. 11 Depth of caldrions and tidal current velocities

全般的特色

- 海釜の総数は約250個で、島嶼が多く分布する海域ほど多く、①安芸灘、②備讃瀬戸、③広島湾、④伊予灘、⑤燧灘の順である (Fig. 10b, c, Table 1)。
- 海釜の分布位置は海峡周辺が圧倒的に多いが、広い灘の海域にもみられる (Fig. 8, Fig. 10a)。
- 深さが大で規模が大きい海釜は、灘と灘 (広い湾、水道を含む) を結ぶ海峡 (友ヶ島水道、明石海峡、鳴門海峡、来島海峡、諸島・怒和島水道、速吸瀬戸ほか) に位置することが多い (Fig. 10c, Table 2)。
- 深さが50m以深の海釜は、灘と灘を結ぶ海峡に位置するもの以外は、安芸灘、伊予灘及び豊後水道に限られる (Fig. 10c)。
- 海釜をタイプ別にみると、海峡単成型が最も多く、海峡岬型がこれに次ぎ、深さが大で規模が大きい海釜は海峡双子型が多い (Fig. 10a, Table 2)。
- 潮流流速の大きい海峡の海釜は概して深さが大であるが、潮流流速が大きいにも関わらず深さが小さい海釜もある (舟折瀬戸、鼻栗瀬戸、大島瀬戸、関門海峡; Fig. 11, Table 3)。
- 速吸瀬戸海釜 (北釜; 水深460m, 深さ約300m, 約8×5km, 南釜; 水深365m, 深さ約200m, 約10×5.5km) は、津軽海峡西口の松前海釜 (水深450m, 深さ約300m, 約15×14km) と並ぶ日本沿岸のみならず世界最大規模の海釜である。一方、長さの点では、明石海峡海釜 (約20km) が日本沿岸最長である。

海峡域の海釜

- 海峡最狭部に位置するものと海峡周辺に位置するものがあり、前者には深みが海峡に沿って細長く横たわる場合 (単成型) と、海峡最狭部を挟んで深みが2つある場合 (双子型) があり、後者は海峡出口付近の岬や島の先端部にみられる (岬型)。
- 単成型海釜の形状は楕円形、長楕円形、帯状で

あり、長楕円形、帯状をなす場合は、複数の深みがじゅず状に連なる場合が多い（明石海峡、来島海峡、大島瀬戸ほか）。

- 単成型海釜の最深部は、おおむね海峡最狭部にみられるが、詳細にみると最狭部より多少ズレていて、この場合、反復する潮流のうち、流速が大きい流れの下流側（流向側）にズレていることが多い（由良瀬戸、明石海峡、関門海峡ほか）。
- 単成型海釜でも海峡最狭部付近に着目すると、最狭部を挟んで2つの深みがあり、双子的な様相を呈するものがある（来島海峡、関門海峡ほか）。
- 島嶼間の海釜では、水道の形状に支配されて、帯状の深みが蛇行する場合（伯方瀬戸～大三島・大崎上島、宮ノ窪瀬戸～鼻栗瀬戸ほか）、水道の会合に合わせてY字形をなす場合（児島半島～直島ほか）、水道の会合部に形成される場合（芸予諸島生名島～赤穂根島周辺ほか）などがある。
- 双子型海釜では、2つの深みの深さや形状は非対称であることが多く、反復する潮流のうち流速が大きい流れの下流側（流向側）に深い深みが形成されていることが多い（鳴門海峡、怒和島水道、速吸瀬戸ほか）。
- 双子型海釜では、一方の海釜が2つの深みを持つ双頭の場合（鳴門海峡、諸島水道とイガイ瀬戸・ミルガ瀬戸、クダコ水道、速吸瀬戸高島～関埼ほか）、双子型海釜が並んで配列している場合（速吸瀬戸、備讃瀬戸与島～坂出間ほか）や、双子型海釜の一方の海釜が別の双子型海釜の一方の海釜をなしている場合がある（来島海峡中水道・東水道、ミルガ瀬戸と諸島水道・串ヶ瀬瀬戸ほか）。
- 岬型海釜は一般に深さが小で、規模が小さいが、海峡域の岬型海釜には深さが50mをこえる規模の大きいものもある（豊後水道）。

灘域の海釜

○灘域にみられる海釜は全て岬型で、深さ20m以下浅の小規模なものが多い（Fig. 10a, Table 1）。

○岬型海釜の深みは全て1つで、形状は三日月形をなすものが多い。

○灘岬型の海釜は、全て島の周囲にみられ、島の両側に2つの海釜がみられる場合もある（燧灘高井神島・魚島ほか）。

6. 主要海釜の地形・地質、潮流等の概要とその形成過程

主要な海釜について、地形、底質、潮流、音波探査記録の解析結果等について記載するとともに、それらに基づいて各海釜の成因・形成時期等について考察する。

なお、本論で用いた音波探査機器は、磁歪振動式音波探査機のソノプローブ（一部海域ではソノストレーター）と放電式音波探査機のスパーカー（一部海域ではジオソーナー）である。ソノプローブは卓越周波数、3kHz、送信出力、36ジュールで分解能に優れ、浅海域の海底下数10mの表層堆積層の微細な堆積構造などの解析に適しているが、音波の減衰が激しく、深部の情報を得ることができない。一方、スパーカーは卓越周波数、200～1,000Hz、送信出力、200ジュールで出力が大きく、水深数100m程度までの海域の海底下100～200mの基盤岩石などの深部構造の解析に優れているが、分解能が劣るため、表層堆積層などの詳細な解析は困難である。

以下に述べる堆積層基底は、ソノプローブ記録上で音響的特性に基づいて地層を区分して求めたものである。

すなわち、瀬戸内海の灘（湾）のソノプローブの記録では、一般に最上位に層厚10～30mの白くぬけた透明ないし不透明な地層がみられ、やや明瞭な内部反射面によって、さらに2～3層に区分できることもある。この層の下位には、上位層と比較的明瞭に区別でき、上面のみが反射層としてとらえられる、黒っぽい不透明な地層がみられる（Fig. 12）。この白くぬけた上位層が堆積層、下位の黒色の不透明層が

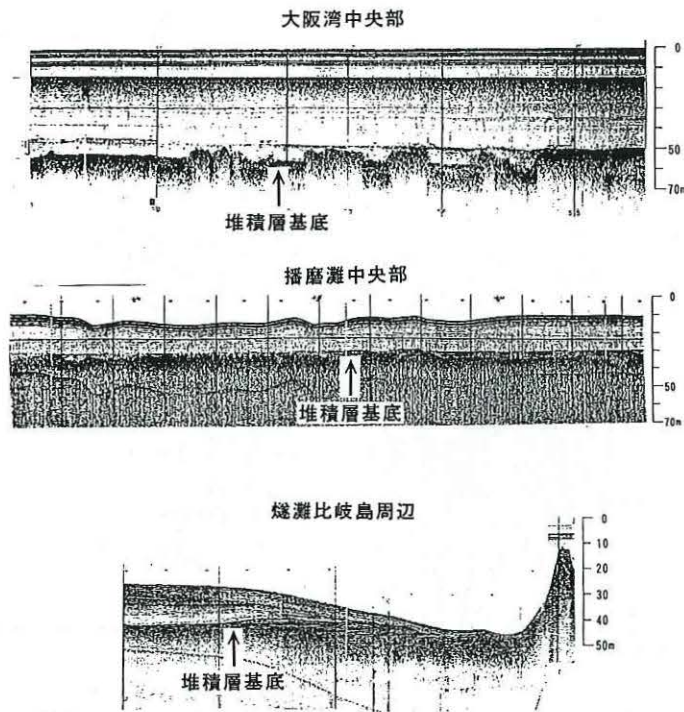


Fig. 12 Typical examples of acoustic records (Sonoprobe) in the Nada (sea basin) and Bay area

堆積層基底である。この黒色の顕著な反射面は、砂が厚く堆積する砂堆地形下や堆積層の厚い沿岸域などでは識別が困難な場合もあるが、海峡周辺や侵食地形域では直接海底に現れるなど、比較的広範囲に亘って追跡することができる。以下で述べる堆積層基底の深度分布は、このようにして追跡した面の深さを等値線で結んだものであるが、海釜周辺等では、この面は侵食されているので、厳密には堆積層の基底を示していない。

(1) 友ヶ島水道

友ヶ島水道は、紀伊水道と大阪湾を結ぶ幅約10kmの海峡で、沖ノ島、地ノ島により由良瀬戸、中ノ瀬戸、加太瀬戸の3つの瀬戸に分けられ、それぞれに海釜が発達する。最も規模が大きいのは、幅約3.7kmの由良瀬戸にある海釜で、長径10.5km、短径2.6kmの長方形の形状をなす単成型海釜である。最深部は海峡最狭部の北約1.2kmにあり、水深197m、深さ約130mである。中ノ瀬戸には双子型海釜がみられ、北釜は水深118m、深さ約50m、南釜は水深52m、深さ約

10mで、この海釜の北側の地ノ島北方には水深83m、深さ約15mの海釜がみられる。加太瀬戸には大阪湾側に水深72m、深さ約20mの最深部を持つ海釜が発達し、また、淡路島の洲本沖には水深52m、深さ約10mの浅い岬型の海釜が発達する (Fig. 13a)。

底質は、島の周辺及び海釜底の一部には岩が露出するが、海釜底の大部分や海釜周辺には礫が広く分布し、その外側には砂、泥が分布する (Fig. 13b)。海釜周辺から採取される礫は、最大径約10cmの円礫で、大部分は砂岩であり、砂礫堆積物は多くの貝殻片を含んでいる (海上保安庁, 1976)。

潮流は3瀬戸とも南北流で、由良瀬戸が最も速く、最大流速は北流が3.6ノット、南流が3.2ノットとなっている (Fig. 13c)。

Fig. 13dは、各海釜の音波探査 (ソノプロブ) の記録である。ここでは、地層は音響的にA~Cの3層に区分することができるが、洲本沖海釜を除く由良瀬戸、中ノ瀬戸、地ノ島北方、加太瀬戸の海釜は、水平あるいは傾斜するこれらの地層を切って発

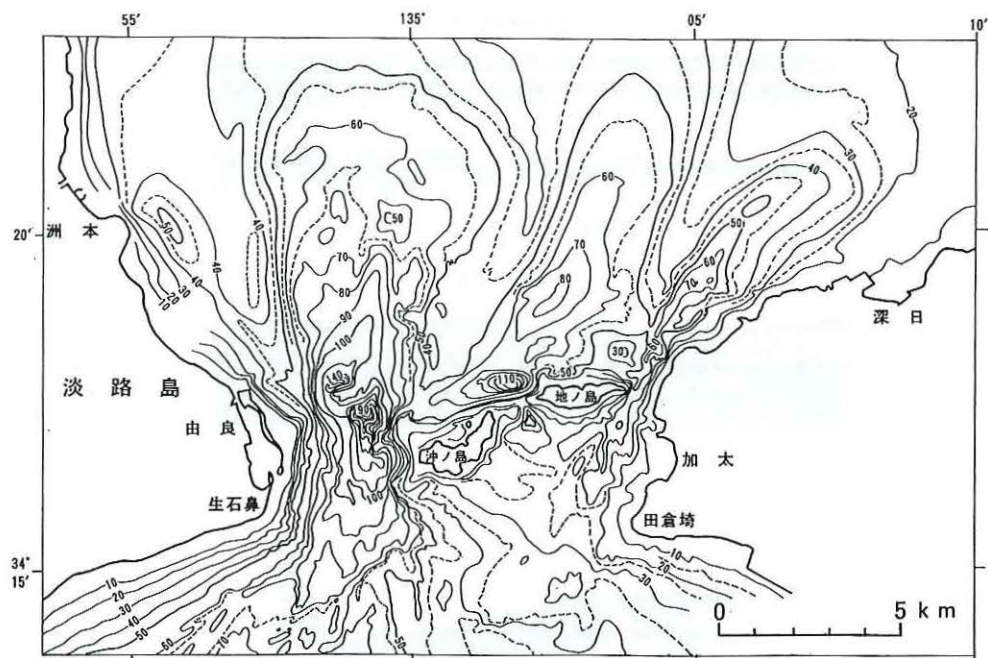


Fig.13a Caldrons in the vicinity of the Tomogashima Strait

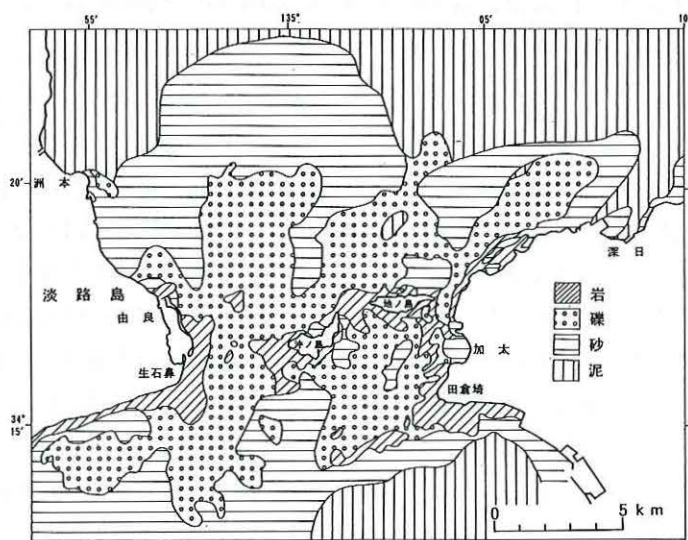


Fig.13b Bottom quality in the vicinity of the Tomogashima Strait

達していることを示している。一方、洲本沖海釜は、堆積層基底面上への堆積物の堆積過程において、潮流の堆積妨害による埋め残しにより海釜が形成されたことを示している。なお、C層は、早川ほか(1964)、鎌田(1965)からすると、白亜紀の和泉層群である。

Fig. 13e は、音波探査記録からまとめた友ヶ島水

道周辺の堆積層基底の深度分布である。水道両側には-60~-70m面が広がり、海釜はこの面を切って発達している。堆積層基底面については、第8章で述べるが、この面はこの海域に海が侵入する以前の陸上地形面で、沖積層基底面に相当すると考えられる。

海釜の成因については、最終氷期の瀬戸内海の陸上時代の河谷の埋め残しとする考えがある（たとえば星野・岩淵,1963）。当時の水系については第7章で述べるが、このうちの東水系⁹⁾が、由良瀬戸を經由して紀伊水道に向かって流れていて、海釜はこの河谷が埋め残されたというものである。しかし、海釜水深は、洲本沖の海釜を除けば堆積層基底（沖積層基底）の深度をはるかに下回っているので、これらの海釜がかっての河谷と考えることはできず、潮流侵食によって形成されたものと考えざるを得ない（八島, 1989c）。しかし、新旧海図の水深を比較¹⁰⁾すると、由良瀬戸海釜の東側の部分は深化傾向にあるものの、北部や南部では浅化傾向もみられ（海上保

安庁, 1976）、海釜の形成は現海水準に達するより以前に遡る可能性のあることを示唆する。この場合、当然のことながら、海釜形成は海峡の成立以降であり、最終氷期最盛期以降の海水準上昇過程において、海水準が-60m以浅に達して以降と考えられる。海峡成立の絶対年代は、小野寺・大嶋(1983)によれば、大阪湾内の泥炭層や泥炭層を不整合に覆う地層から採取されたマガキの年代測定結果から、今から13,000年前ということになる。

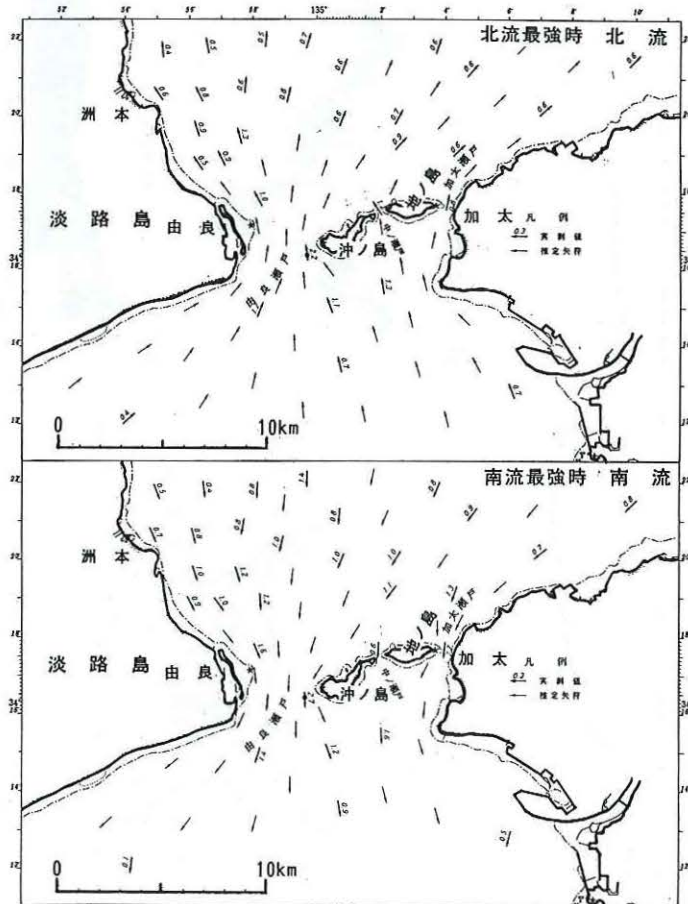


Fig.13c Tidal currents in the vicinity of the Tomogashima Strait

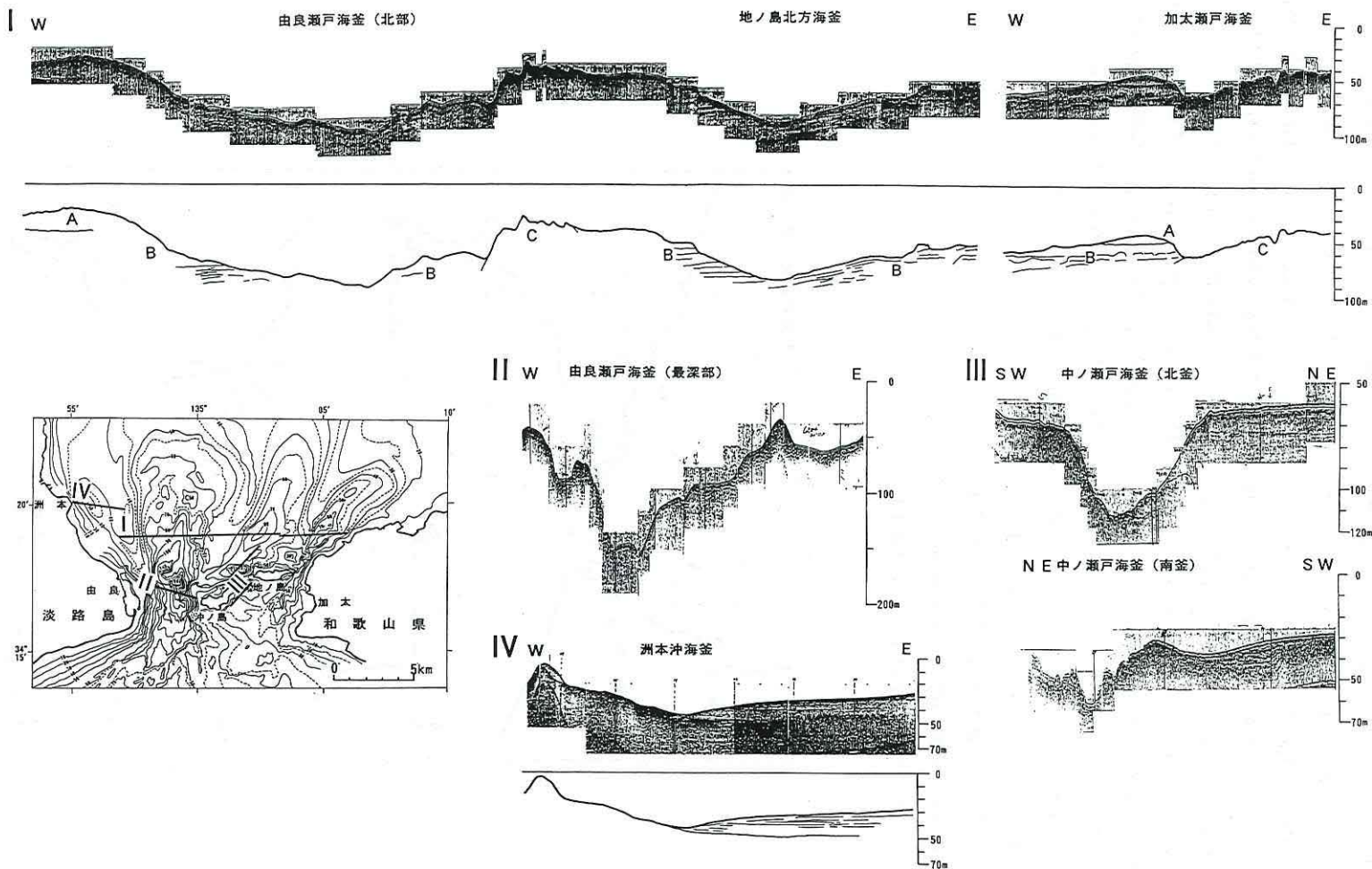


Fig. 13d Acoustic records (Sonoprobe) in the vicinity of the Tomogashima Strait

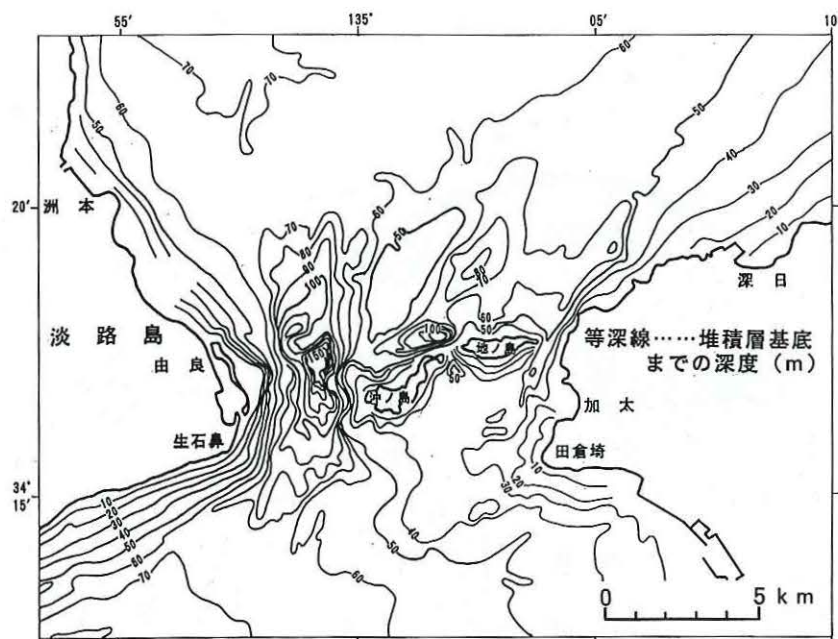


Fig. 13e Base of sediment layers in the vicinity of the Tomogashima Strait

(2) 明石海峡

明石海峡は大阪湾と播磨灘を結ぶ海峡で、ここを日本沿岸最長の全長約19km、幅約1km、水深約100m、深さ約40mの帯状の細長い単成型海釜が走り抜ける。詳細にみると、この海釜は、海峡中央を走り抜けるもの、江崎沖の海岸線に平行に走るもの、轟木沖の東西方向のもの3つの部分に分けられる。海釜の最深部は、海峡最狭部¹⁾の西約5.0kmの林崎沖にあり、水深148m、深さ80mである (Fig. 14a)。

底質は、海峡最狭部では岩が露出し、この部分から外側に向かって礫、砂、泥の順に分布する (Fig. 14b)。海釜周辺から採取される礫は、周辺陸上の段丘礫層、大阪層群の礫層と同じ礫が主体をなし、最大径10数cmの亜円礫である。また、海釜斜面等からはしばしば獣化石が採取されるが、その表面にはサンドペーパーで磨いたような摩擦痕が観察され、流れにより砂礫が化石の表面を洗い続けていることを示唆しているようである。

潮流は東西流で、両者の最強流域は海峡最狭部付近の、中央部よりやや淡路島寄りにみられ、東流、西流それぞれの最大流速は、5.6ノット、7.1ノット

に達し、西流の方が速い (Fig. 14c)。

Fig. 14dは各海釜の音波探査 (ソノプローブ) の記録である。海峡最狭部付近では、海底面下の情報は余り得られないが、-10~-20m、-30~-50m、-100m前後の3つの平坦面が識別される。本州四国連絡橋建設の調査結果 (伊崎・金子, 1960, 建設省道路局・近畿地方建設局, 1970ほか) によって、-30~-50m面には大阪層群の地層が、-100m前後の海釜底には基盤をなす白亜紀の花崗岩類が露出し、花崗岩類を中心に、東西両翼に向かって中新世の神戸層群、鮮新~更新世の大阪層群明石累層と、次第に若い地層が分布し、背斜構造を持っていることが確認されている。海釜最深部のある林崎沖の断面 (I) では、海岸線近くは-10m以浅の平坦面であるが、水平な層理を切って形成される急崖の基部に、海釜最深部が形成されている。海峡東口の断面 (IV) では、海底面下の情報が比較的得られ、海釜は水平ないし、やや傾斜した地層を切り、海釜に隣接して発達する砂堆地形の沖ノ瀬は、水平な堆積層基底面のうえに順次堆積物が堆積していった地形であることを示している (八島, 1991b, 1992)。江崎沖海釜

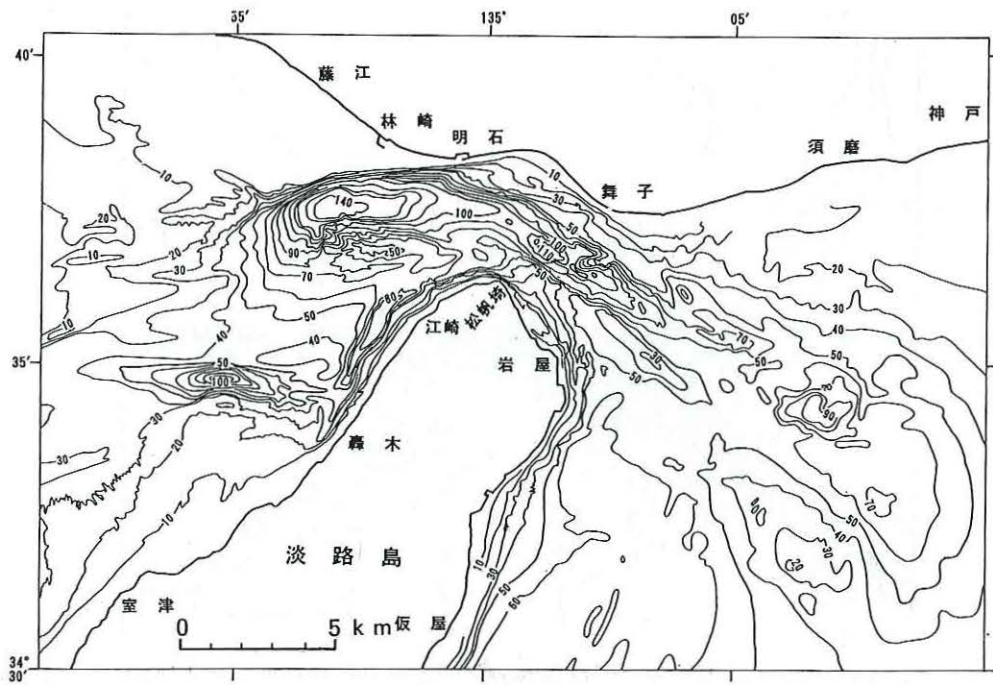


Fig. 14a Caldrons in the vicinity of the Akashi Strait

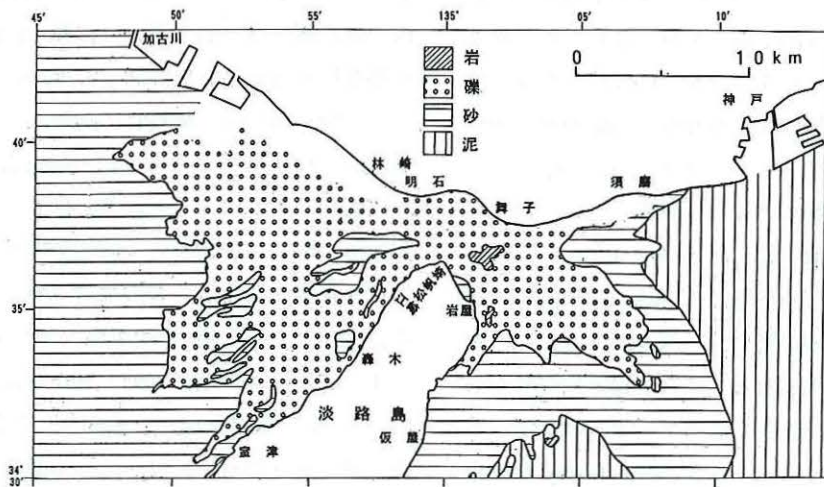


Fig. 14b Bottom quality in the vicinity of the Akashi Strait

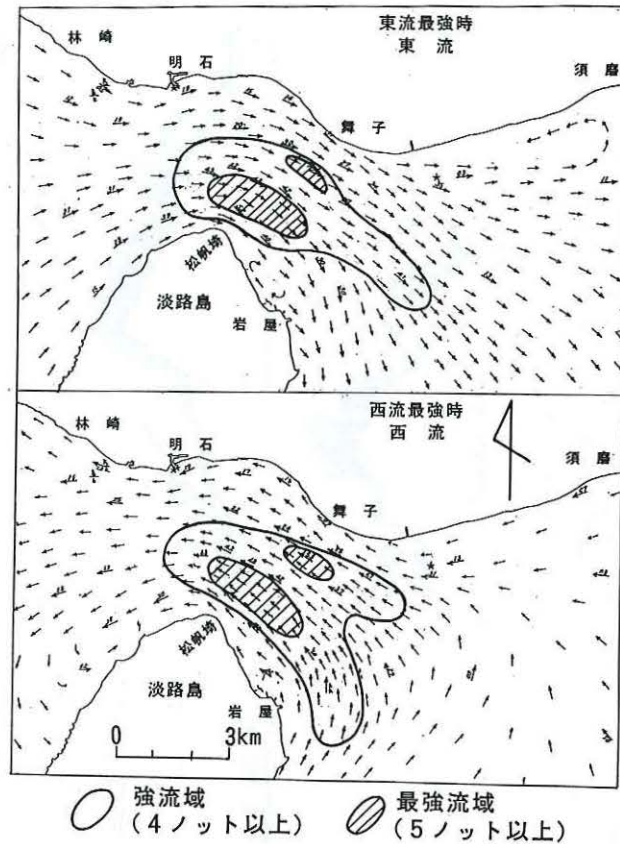


Fig. 14c Tidal currents in the vicinity of the Akashi Strait

(V), 轟木沖海釜 (VI) では海底面下の情報は余り得られないが、江崎沖海釜の淡路島寄り (SE 側) の斜面は急崖をなすことを示している。

明石海峡の海釜の成因については、海釜が六甲—淡路の背斜構造を横断していることから、先行性河谷が沈水したもの (吉川, 1953, 伊崎・金子, 1960, 茂木, 1977ほか) と考えられている。しかし、筆者 (八島, 1991a, 1992) は以下のように考えている。すなわち、音波探査による堆積層基底の深度 (Fig. 14e) は、海峡の大阪湾側では $-50 \sim -60$ m, 海峡の播磨灘側では $-30 \sim -40$ m 前後で、海釜底はこの深度よりはるかに深く、現在の海釜底が河谷底そのものと考えすることはできない。先行性河谷が存在し、この谷に沿って海が侵入したことは事実と思われるが、海釜はその後、潮流により深く侵食されて形成されたものと考えざるを得ない。

成因は潮流侵食であるとして、潮流流速と海釜の分布の関係 (Fig. 14f) をみる。海釜は、大潮平均流速が 2 ノット以上のところに分布する。海峡最狭部付近で流速は最大で、この部分に水深 110 m の深みが形成されているなど、両者の関係はおおむね一致している。しかし、詳細にみると、林崎沖の海釜最深部は 4 ノット以上の強流域からはずれ、3 ノット以下の区域に位置している。江崎、轟木沖の海釜も同じく強流域からややズレて位置している。海峡西口海底に分布する地層は、直接確認されていないが、周辺陸上の地質等からすると大阪層群の地層が広く分布していると想定され、海釜の形成は rock control を反映したものとは考えにくい。また、淡路島周辺の地質構造は、北東—南西方向とこれに直交する方向であり (寒川, 1990ほか)、江崎沖の海釜を除くと構造的要因も考えにくい。

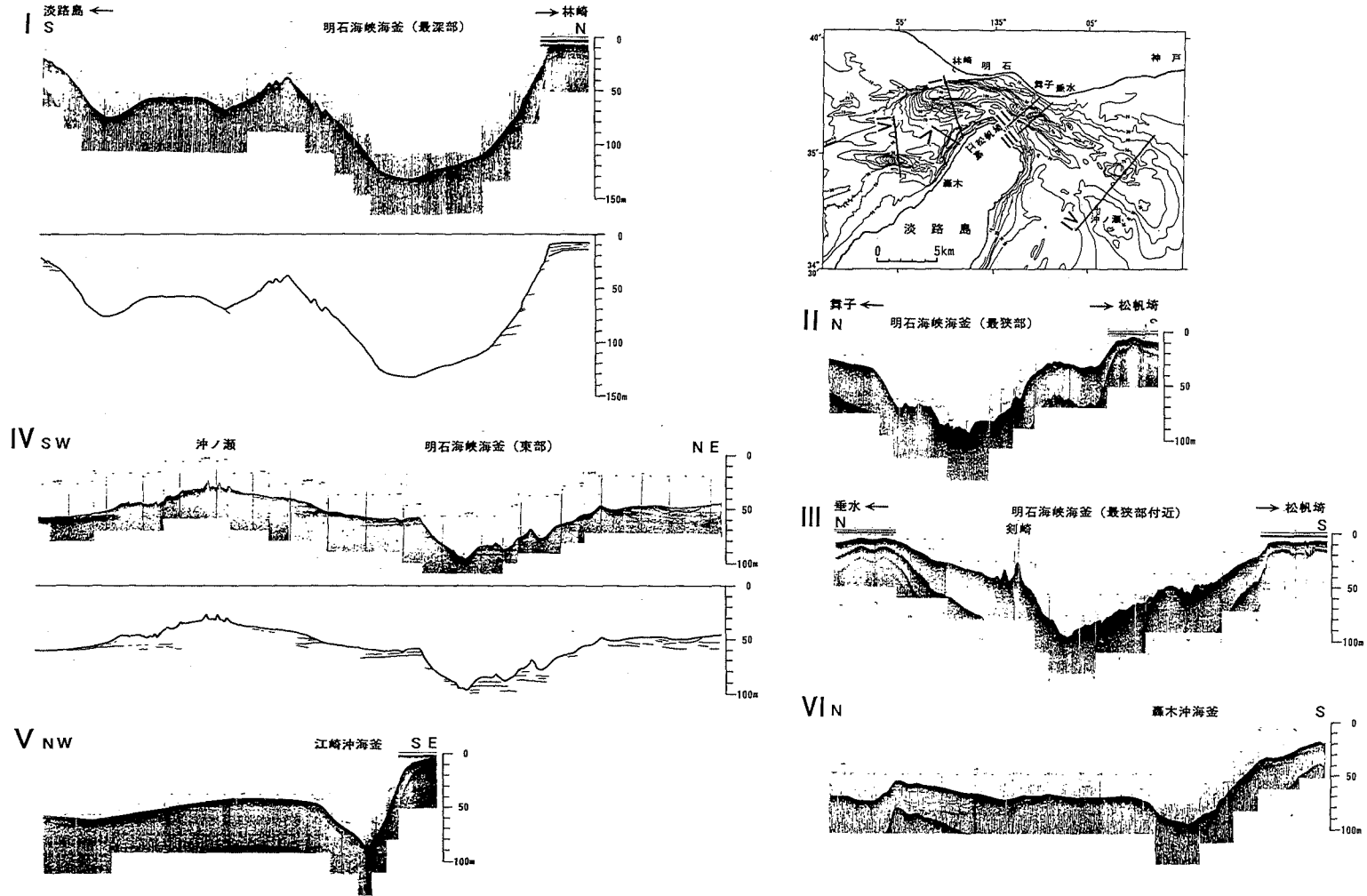


Fig.14d Acoustic records (Sonoprobe) in the vicinity of the Akashi Strait

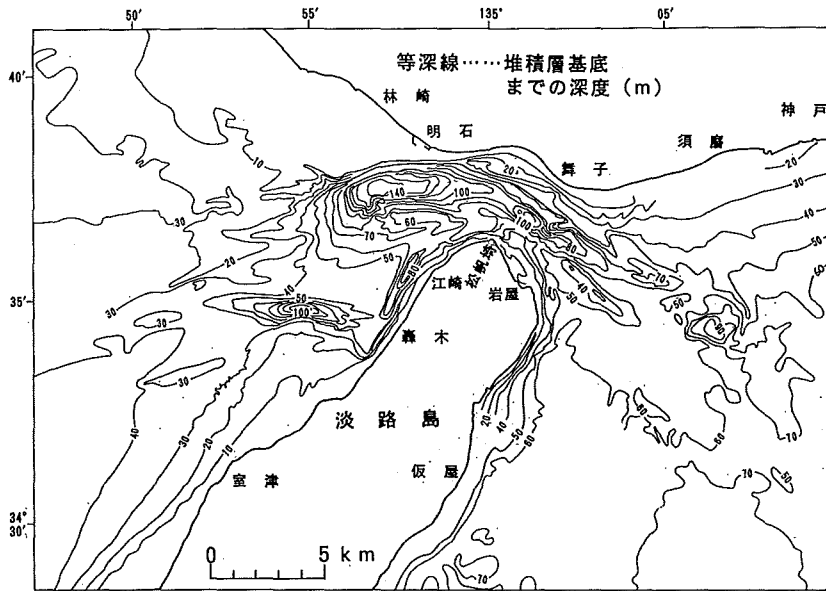


Fig. 14e Base of sediment layers in the vicinity of the Akashi Strait

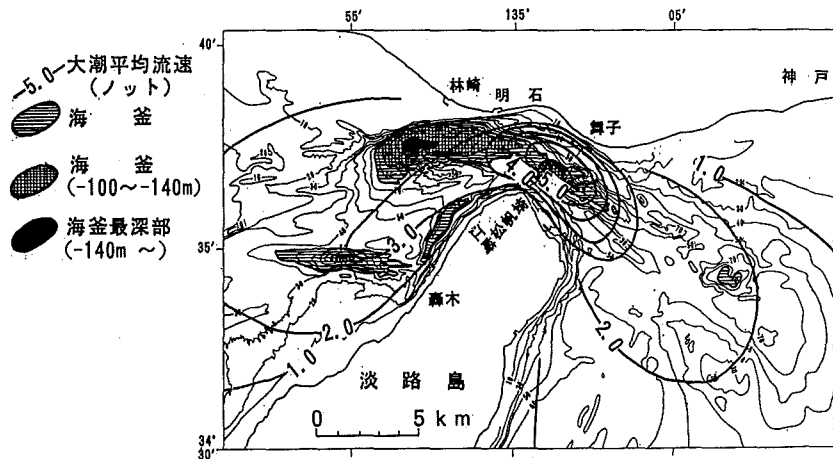


Fig. 14f Distribution of caldrons and velocity of tidal currents in the vicinity of the Akashi Strait

以上のことから、海峡最狭部付近は別にして、海釜最深部や森木付近の海釜の形成時期は現海水準に達するより以前に遡って考えざるを得ない。明石海峡の成立は、前述堆積層基底の深度から、最終氷期最盛期以降の海水準上昇過程において、海水準が-30m以浅に達して以降である。Fig. 14gには、海水準が-20m時代の海岸線を示した。この時代の海岸線の形状は、明石以西では海岸線が7~8km前進し

て広い平坦面¹²⁾が現れるとともに森木西方には岬状の地形が突出するなど、海岸線は現在とかなり異って、海峡は幅がもっと狭い折れ曲がった水路状の地形に変わる。このため、林崎沖の最深部付近は、大阪湾方向から直進する西流にとって、曲流河川の攻撃斜面と類似の地形配置となり、急崖と深い海釜を形成したのではなかろうか。一方、森木沖は海峡入口に岬状地形が突出することになり、友ヶ島水道洲

本沖、関門海峡部埼同様、岬型の海釜として形成されたのではなからうか。

以上のことから、明石海峡の海釜の形成は、最終氷期最盛期以降の海水準上昇過程において、海水準が-30m以浅となって明石海峡が成立した頃から始

まり、海水準が-20m前後に達して本格化し、現在も進行中と考えられる。

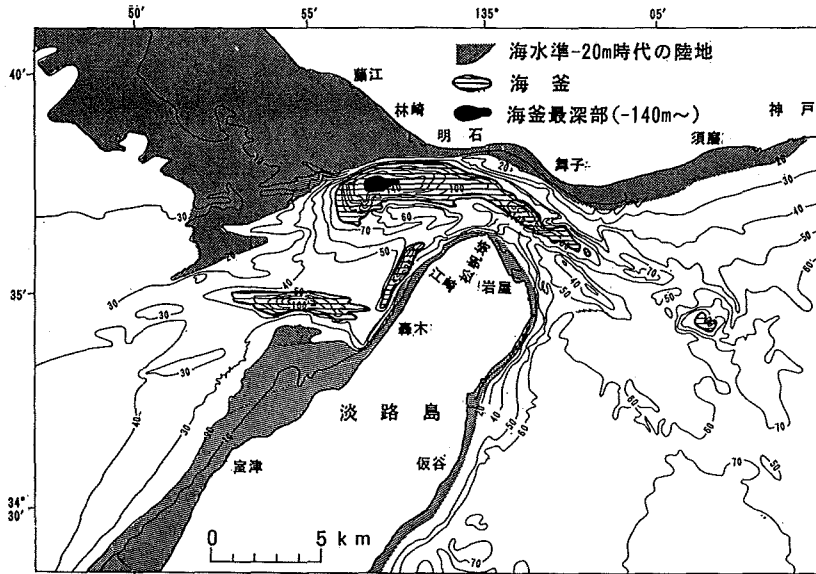


Fig. 14g Topography in the vicinity of the Akashi Strait in the period of 20m below the present sea level

(3) 鳴門海峡

鳴門海峡は、紀伊水道と播磨灘を結ぶ幅5~6kmの海峡で、淡路島と鳴門市大毛島から突出する2つの岬により、幅が約1.3kmに急減する。岬の延長の海底は鞍部地形をなし、最大水深は約60mである。この鞍部地形を挟んで、北釜(水深216m, 深さ約150m)と南釜(水深164m, 深さ約100m)が対をなし、双子型海釜をなす。南北両海釜は溝状凹地により結ばれ、北釜は双頭をなし、さらに東釜と西釜に別れる (Fig. 15a)。

底質は、海釜底や海釜斜面には岩や礫、その外側には砂、泥が分布する (Fig. 15b)。北釜の海釜底周辺からは長径約10cmの和泉層群砂岩の円礫が採取されているほか、径10~数10cmの付着物の少ない丸い

大礫・巨礫が海底を埋めているのが確認¹³⁾されている。また、海釜周辺から採取される砂礫堆積物は多数のフジツボの死骸や貝殻片を多く含み、礫の表面に生物が付着しているのはまれで、潮流により砂や貝殻片が激しく揺り動かされていることを示唆している。

潮流は南北流で、南流、北流はそれぞれ、9.3ノット、10.6ノットに達し、北流の方が速くその流速は日本沿岸最大である。なお海峡最狭部の南北両側には、交互に激しい渦や激潮¹⁴⁾を生じる (Fig. 15c)。

Fig. 15dは海釜の音波探査(ソノプロブ)の記録で、ここでは地層はA~Cの3層に区分することができる。南釜の東側に隣接する砂堆地形は、明石

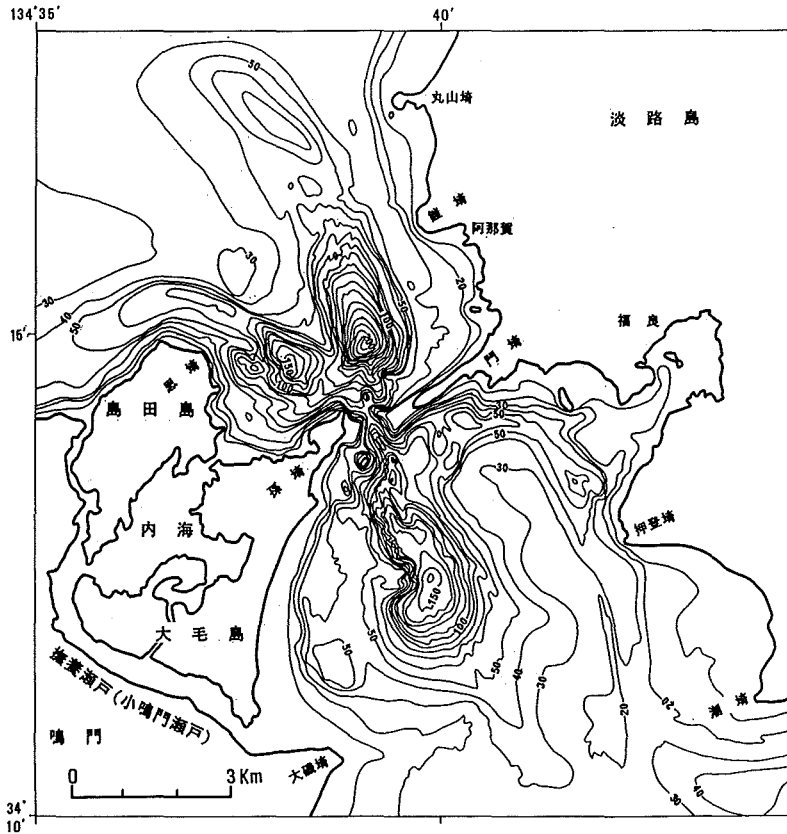


Fig. 15a Caldrons in the vicinity of the Naruto Strait

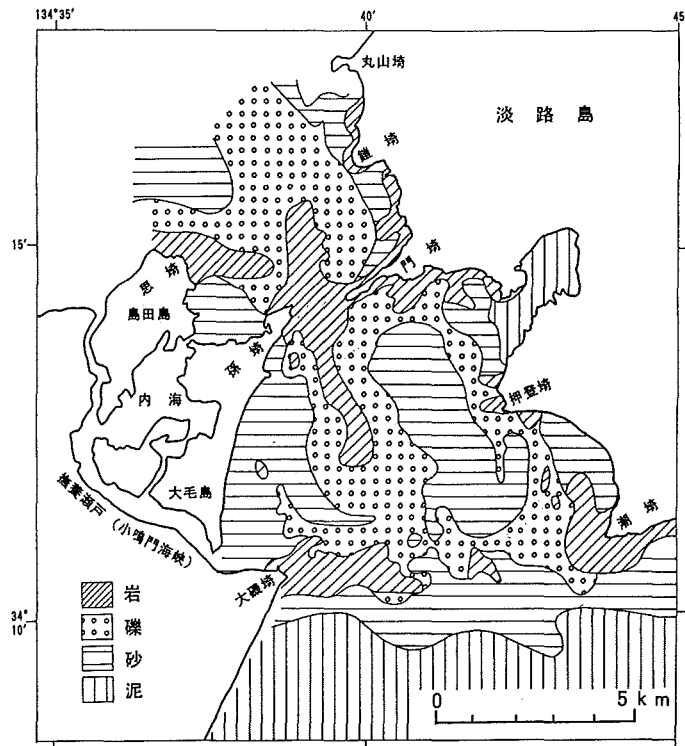


Fig. 15b Bottom quality in the vicinity of the Naruto Strait

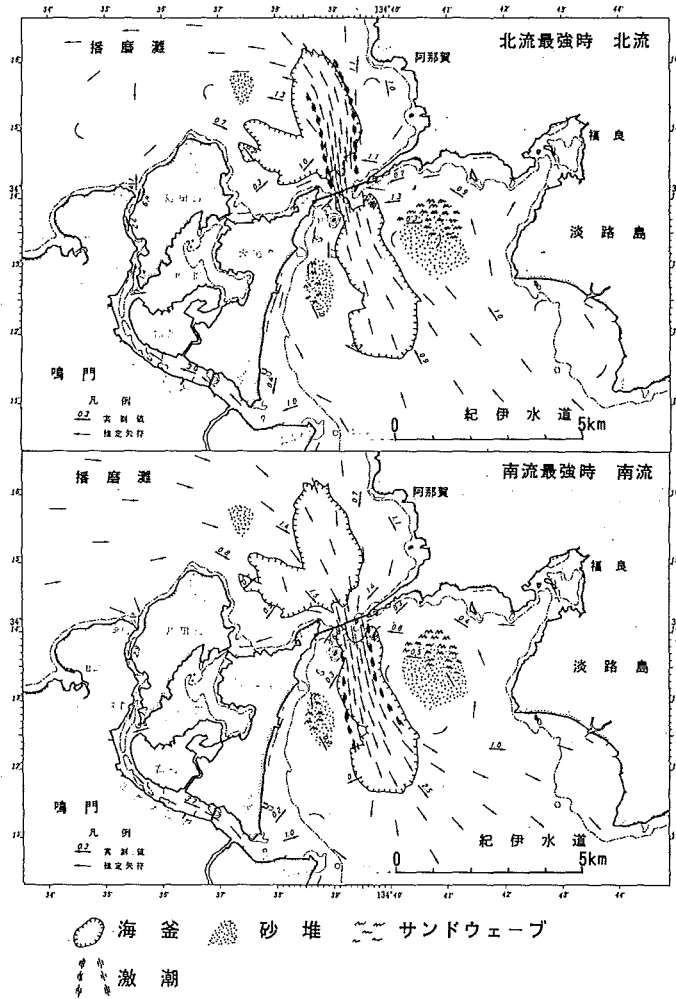


Fig. 15c Tidal currents and distribution of caldrons and sand banks in the vicinity of the Naruto Strait

海峡東口の沖ノ瀬同様、ほぼ水平な堆積層基底面上に順次、堆積物が堆積していった地形であることを示す。鳴門海峡周辺では、中央構造線と南北方向の断層¹⁵⁾の存在が推定され、南釜の南側では、堆積層基底面が約2.5kmに亘って不連続であり、陸上部分での調査により求められる位置との関係からこの部分を中央構造線が通っていると推定される (Fig. 15d III)。Fig. 15e は音波探査記録からまとめた堆積層基底の深度分布で、海峡周辺には-40~-50m面が広く分布し、海釜はこの面を切って発達している。

鳴門海峡の海釜の成因や形成時期については、吉川(1953)、桑代(1959,1972)ほか報告は多いが、双子型海釜の形成機構や形成時期についての詳しい説明

はなされていない。筆者(八島,1990,1992)は、鳴門海峡の大規模な双子型海釜は、以下のように絶好の潮汐・潮流条件、地形・地質条件が相俟って形成され、本格的な海釜の形成は明石海峡成立時に遡ると考えている。潮汐・潮流条件についてみると、鳴門海峡の潮流は、海峡を挟む最大1.3mに達する2つの灘の間の大きな水位差により生じる。本多(1907)、小倉(1922)によると、その要因は極めて特異で、瀬戸内海の潮浪進行特性によって、海峡を挟む2つの灘の潮位変化がほぼ逆位相になることによって生じている (Fig. 15f)。すなわち Ogura(1933)の瀬戸内海東部の潮浪進行図 (Fig. 15g) から明らかのように、外海から紀伊水道を経て友ヶ島水道へ入った潮

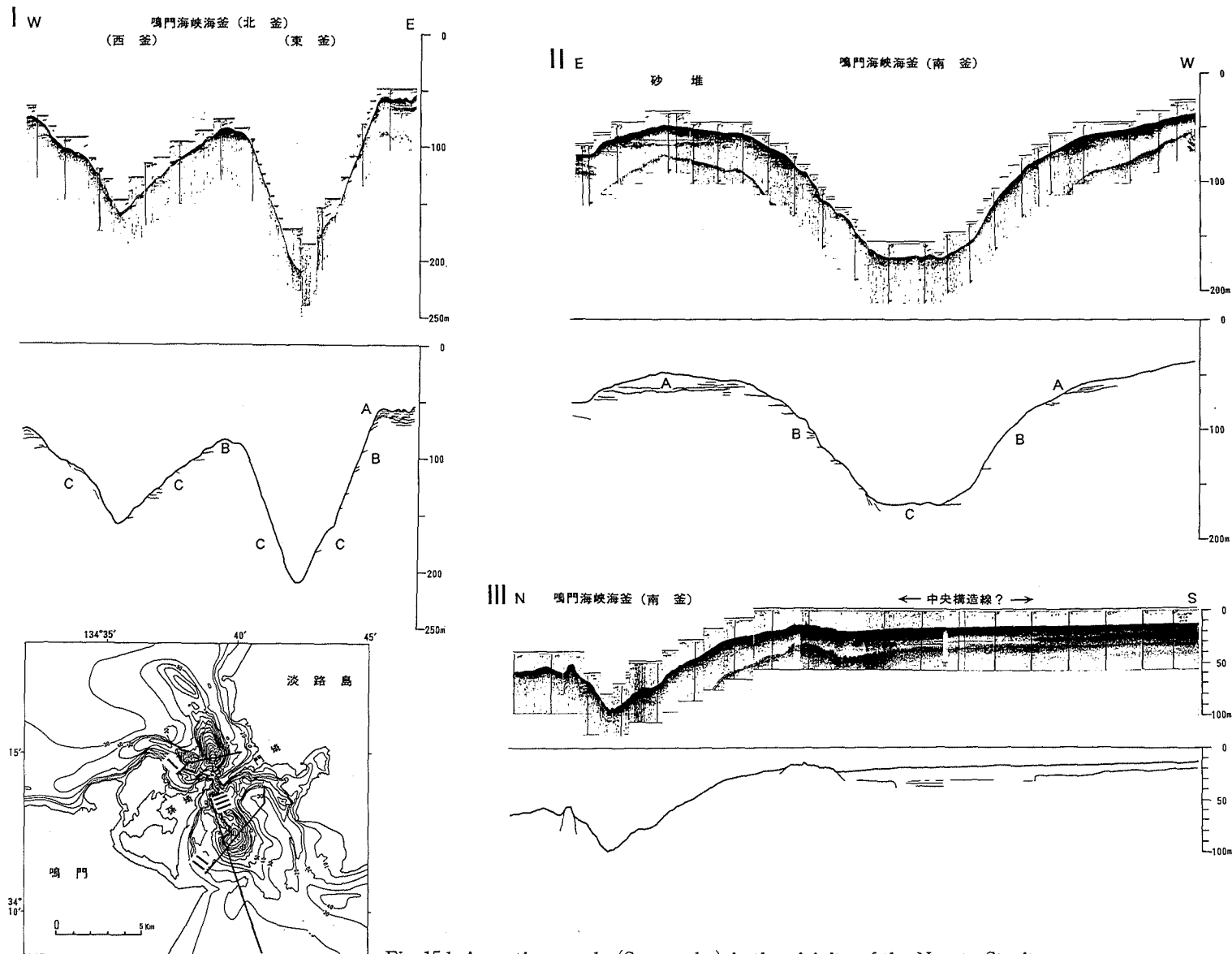


Fig. 15d Acoustic records (Sonoprobe) in the vicinity of the Naruto Strait

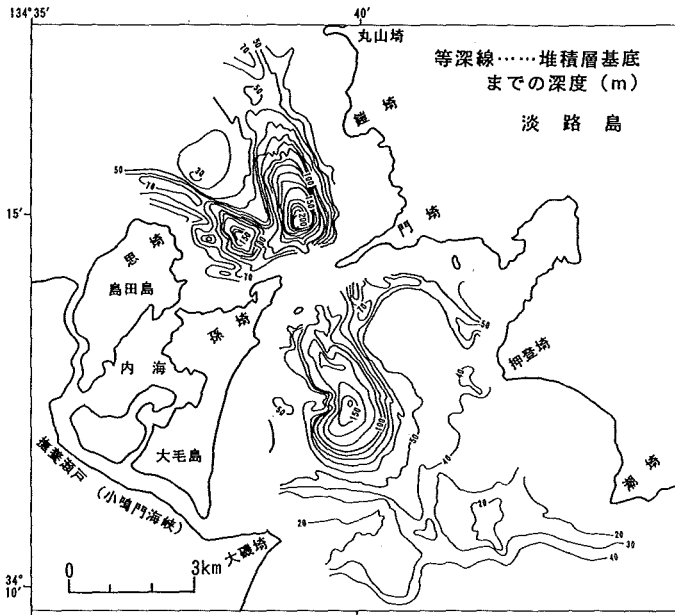


Fig.15e Base of sediment layers in the vicinity of the Naruto Strait

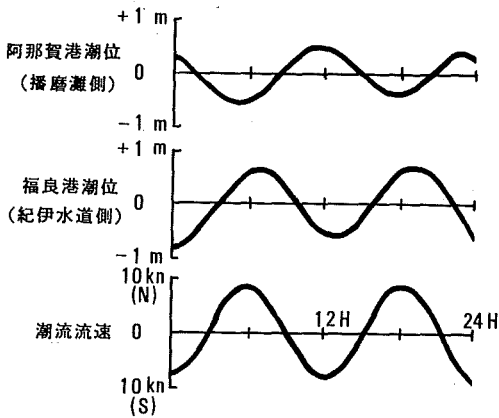


Fig.15f Tidal curves in the vicinity of the Naruto Strait

浪が明石海峡を經由して播磨灘に入り、豊後水道から入って備讃瀬戸を經由してきた潮浪と会合し、鳴門海峡の北側付近に達するまでに約5.2時間を要する。一方、この時間には海峡南側の紀伊水道は、ほぼ反対の潮時になってしまっている。このように、この現象は全く瀬戸内海の地理的条件（海陸分布）に起因している。

次に地形・地質条件についてみる。須鎗・阿子島

(1972) によると、海峡周辺の淡路・鳴門地域には、白亜紀の固結した砂岩・礫岩・泥岩及びその互層より成る和泉層群の地層が広く分布し、海岸線の突出部や山陵部は和泉層群の砂岩優越部、海岸線の湾入部や海岸低地は和泉層群の泥岩優越部に対応し、地形と和泉層群の岩相分布は良く一致している。海峡兩岸から突出する両岬と、これに続く海底の鞍部地形は砂岩優越部より成り、海釜分布域を挟む海峡兩岸の海岸線は湾入部となっていることから、海釜分布域は陸上の泥岩優越部の延長である可能性が強く (Fig. 15h)、泥岩優越層の広がりには、潮流による海釜形成を容易にする役割を果たしているものと考えられる。

以上のように、潮流は大きな水位差により流れるが、海峡両側から突出する2つの岬と海底鞍部により強制的に収束されて流速を増大し、海峡最狭部の下流側に、激しい渦や激流を伴う強流域を生じることになる。このため、反復する潮流の強流域（激流域）は北流と南流で異なり、最狭部を挟んで別の場所に発生することになる (Fig. 15c)。

このような鳴門海峡の双子型海釜の形成機構をモデル化すると、Fig. 15i のようになる。

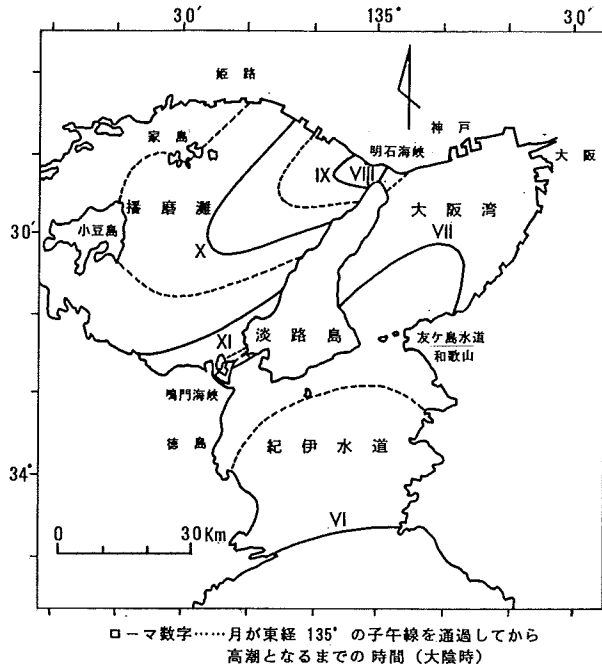


Fig. 15g Co-tidal chart of M_2 tide in the eastern part of the Seto Inland Sea, referred to the Meridian 135° (9h)E., after Ogura (1933)

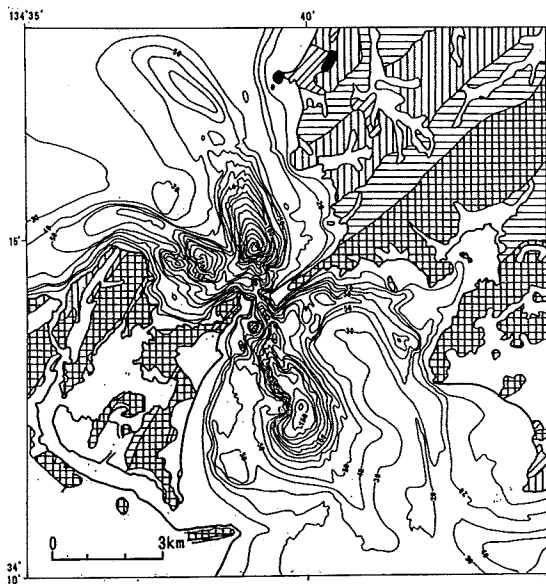
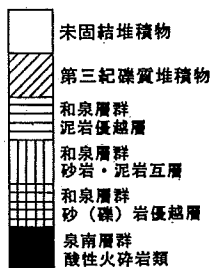


Fig. 15h Geological distribution in the vicinity of the Naruto Strait, after Hyogo Pref. (1984) and Tokushima Pref. (1986)



次にその形成時期について述べる。新旧海図の水深比較¹⁶⁾によると、海釜底は過去数10年において侵食傾向(海上保安庁,1976)にあり、また、流況と地形の対応関係(Fig. 15c)、底質分布の特色(Fig. 15b)などから現在も侵食が進行中と思われるが、問題はいつ形成が始まったかである。海峡最狭部の最小水深が60mであることや、-40~-50mに堆積層基底面が存在していることから、海釜の形成は海水準が-40m以浅に達して以降のことである。鳴門海峡周辺の瀬戸内海東部の古地理は、最終氷期最盛期(約20,000~18,000年前)以降、海水準の変化により変化し、①陸地の時代、②大阪潟湖の時代(海水準-60m~-40m)、③大阪潟湖・播磨潟湖の時代(海水準-40m~-30m)、④現在(海水準-30m~0m)と分けられる(Fig. 15j)。

③の時代の鳴門海峡付近は、袋状をなす播磨潟湖(湾)の湾口をなす。現在、このような形状をした湾の湾口部における潮流流速は比較的大きく、大なり小なり海釜状の地形が形成されており、この時代に海釜の形成が始まった可能性が大きい。しかし、このような地形の湾口部の潮流流速は、数ノット以下であり、現在のように大きな潮流流速があって海釜形成が本格化するのには、現在と同じような地理的条件となって、海峡を挟む2つの灘の潮位変化の逆位相が生じるようになってからと考えられる。すなわち、その時期は、海水準が-30m以浅に達して明石海峡が成立する以降の時期である。

(4) 備讃瀬戸

備讃瀬戸は、おおよそ児島~坂出間の島嶼を境にして東部と西部に分けられ、東部はさらに地質構造を反映したと思われる北東-南西の方向性を示す島嶼と水道より成る北部と、地質構造と無関係に東西方向に延びる砂州や海釜地形で特徴づけられる中央部に分けられる。瀬戸中央部のオーソノ瀬, 中瀬, カマ瀬などの砂州は、長さ28km, 幅1kmに及ぶ長大なものである(Fig. 16a)。瀬戸西部は東部に比べるとやや変化に乏しいが、児島~坂出間の島嶼や塩飽諸島が散在し、北部にはやや広い海域がある(Fig.

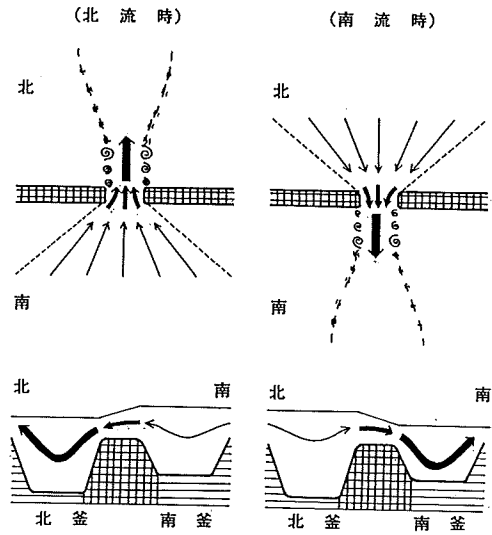
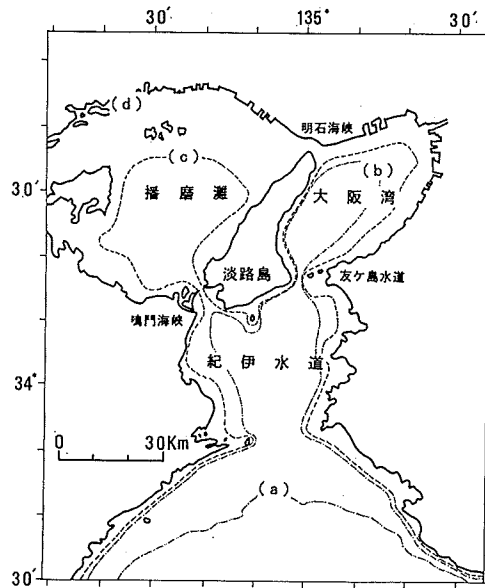


Fig. 15i Formation model of the Twin type caldron in the Naruto Strait



- (a) 陸上の時代
- (b) 大阪潟湖の時代
- (c) 大阪潟湖・播磨潟湖の時代
- (d) 現在の湾・瀬の時代

Fig. 15j Paleogeography in the eastern part of the Seto Inland Sea

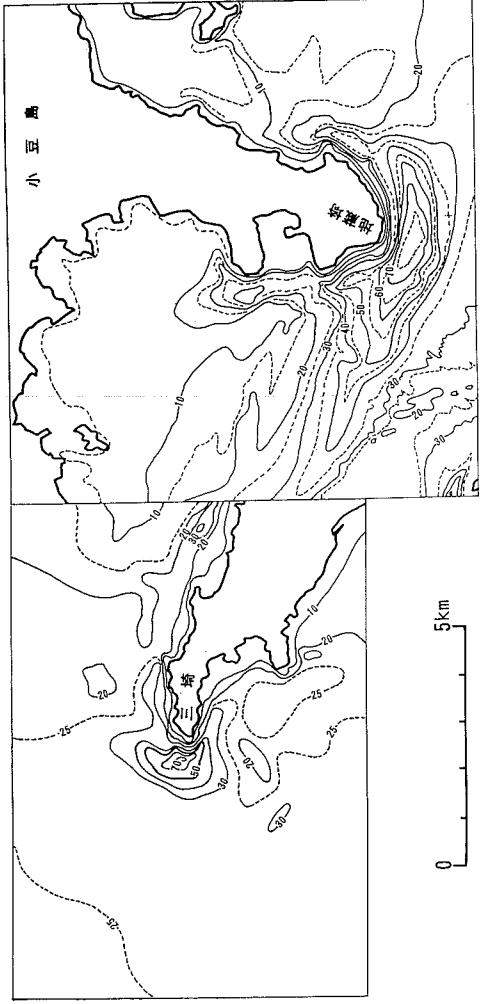
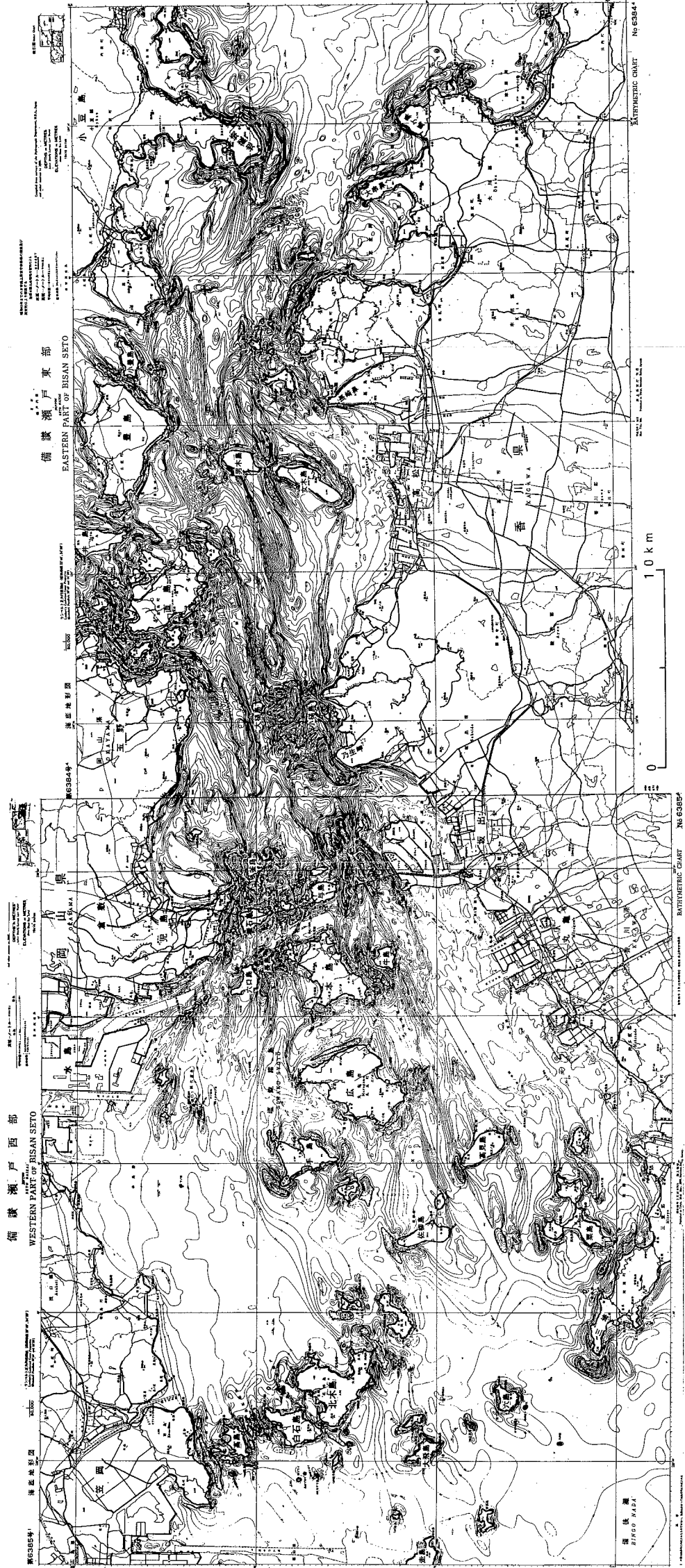


Fig. 16a Caldrons in the Bisan Sea

16a)。

潮流は、瀬戸東部の児島半島～小豆島間で北東一南西方向であるのを除き、おおむね東西方向の流れで、最大流速は3ノットをこえ、島や浅瀬が散在するため複雑な変化を示す (Fig. 16b)。

この瀬戸にある海釜は、地形や潮流が変化に富むため、形状は帯状やY字形など多様で、タイプも海峡単成型、海峡双子型、海峡岬型がみられるが、水深30～90m、深さ5～40mと比較的浅く、小規模なものが多い。

単成型海釜は葛島水道(水深52m、深さ約10m)、大槌島～小槌島(水深70m、深さ約20m)、下津井瀬戸(水深80m、深さ約30m)、本島～牛島(水深80m、深さ約30m)などに見られ、葛島水道を初め、玉野～直島間では、帯状の蛇行した海釜が合流している。双子型海釜は、対向する島と島の両側に島の方向と直交してみられる傾向がある。加茂ヶ瀬戸では、南北方向に配置する男木島と女木島を挟んで東西方向に長楕円形海釜(東釜；水深60m、深さ約20m、西釜；水深60m、深さ約20m)がみられ、小槌島～大崎ノ鼻間には、規模は小さいが、すり鉢状の顕著な

海釜(東釜；水深56m、深さ約20m、西釜；水深58m、深さ約20m)がみられる。このほか本州四国連絡橋瀬戸大橋ルート(児島～坂出間)沿いの南北方向の島嶼間にも、3組の双子型海釜がみられる (Fig. 16a)。岬型海釜は地蔵崎(水深78m、深さ約30m)、佐柳島(水深36m、深さ約10m)、粟島(水深40m、深さ約10m)、三崎(水深70m、深さ約30m)などにみられる。備讃瀬戸では、水路部により、精密な海底地形調査が数多く実施(第六管区海上保安本部, 1960, 1961, 海上保安庁水路部, 1962, 1974ほか)されている。水路部による音波探査は一部海域で試作音響探層機により実施された(海上保安庁水路部, 1967)にすぎないが、ここでは国鉄・日本鉄道建設公団(本座ほか, 1970)、建設省国土地理院(1983a, b, c)により実施されている。

Fig. 16cには建設省国土地理院(1983a, b, c)による小豆島地蔵崎、大槌島～小槌島、下津井瀬戸、三崎海釜の音波探査記録(スーパーカー)及びその解釈図を示す。

地蔵崎海釜は、小豆島南部から備讃瀬戸に約8kmの長さで突出する半島先端の地蔵崎前面にみられ

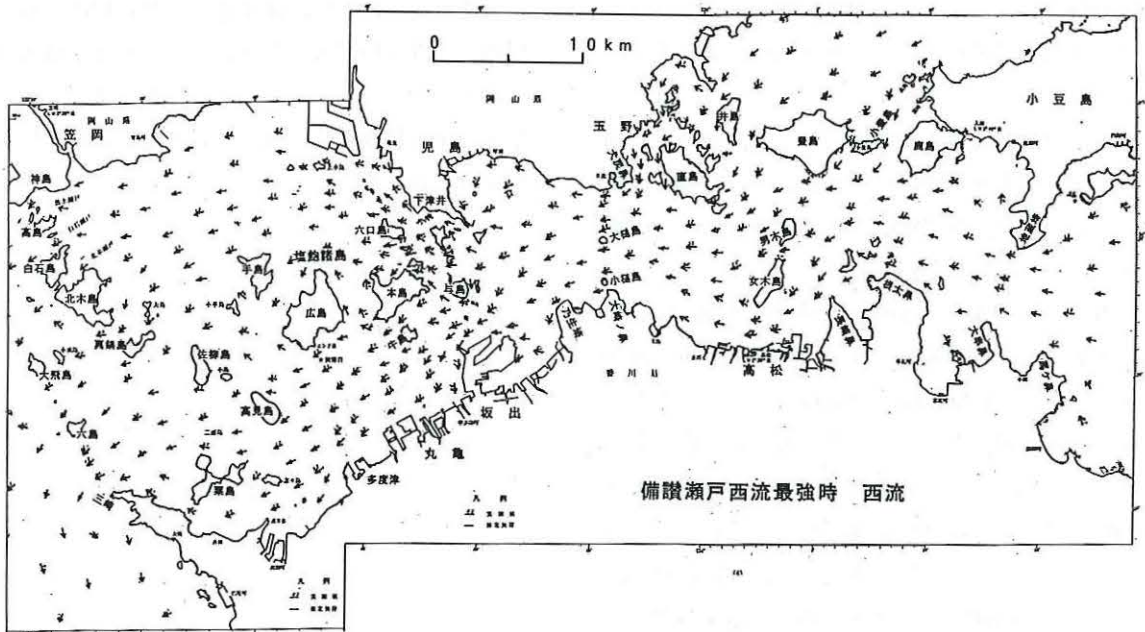


Fig. 16b Tidal currents in the Bisan Sea

る、長径4.5km、短径1.1km、水深78m、深さ約30mの三日月形をなす、比較的規模の大きい岬型海釜で、岬先端付近の潮流流速は2ノットをこえる。本座ほか(1970)によると、侵食されている地層は更新世の大槌層・沙弥島層で、新第三紀の三豊層群や基盤をなす白亜紀の花崗岩類には及んでいない。

大槌島～小槌島間の海釜は、長径3.4km、短径1.9kmの楕円形をなす、水深70m、深さ約20mの単成型海釜である。海釜が侵食している地層は、更新世の地層までで、基盤をなす新第三紀の三豊層群にはほとんど及んでいないことが確認(建設省道路局・近畿地方建設局, 1970)されている。下津井瀬戸の海釜は、長径1.7km、短径0.6km、水深80m、深さ約30mの楕円形をした単成型海釜で、音波探査の記録では、海釜斜面には基盤の花崗岩類が露出するが、海釜底に露出しているのは更新統と新第三紀三豊層群の一部である(建設省国土地理院, 1983b)。三埼海釜は、香川県北西部から備讃瀬戸と燧灘の境界付近に、約6kmの長さで突出する半島先端の三埼前面にみられるもので、長径1.6km、短径0.8km、水深70m、深さ約30mの三日月形をなす岬型海釜である(Fig. 16a)。建設省国土地理院(1983a)の音波探査記録の解釈図(Fig. 16c)では、表層の堆積層が浅く侵食された後、潮流の堆積妨害による埋め残しにより海釜が形成されていることを示す。

備讃瀬戸西部の海釜の成因について、星野・岩淵(1963)は最終氷期の陸上時代の河谷が埋め残されたものであるとし、堀(1986)も一部の海釜はこの可能性が強いことを指摘した。

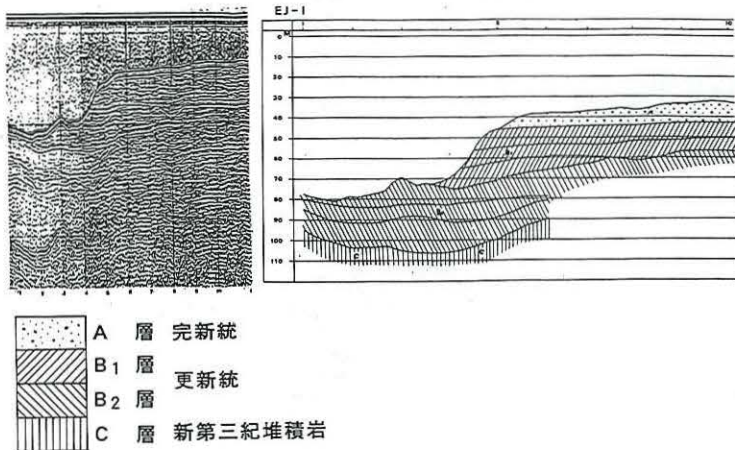
一方、茂木(1963)、本座ほか(1970)は潮流侵食であるとしてこれを否定し、茂木(1963)は、新旧海図の水深比較¹⁷⁾や海釜と砂堆の分布の特徴などから、海釜の形成は現在も続いていると考えた。備讃瀬戸のサンドウェーブ分布の特徴等は、茂木・加藤(1962)、茂木・岩崎(1975a,b)により報告されているが、茂木ほか(1975)は、本島～牛島間、高見島、与島～三ツ子島間などの海釜周辺に分布するサンドウェーブは、海釜斜面の這い上がり部に海釜長軸の

延長方向に分布し、海釜から遠ざかるに従い、小規模なサンドウェーブ(メガリップル)に変っていることを報告した。そして、このような分布パターンは、海釜から外に流出する潮流によってサンドウェーブが形成されていることを示唆するもので、海釜の形成が現在も進行中であることを示すと考えた。

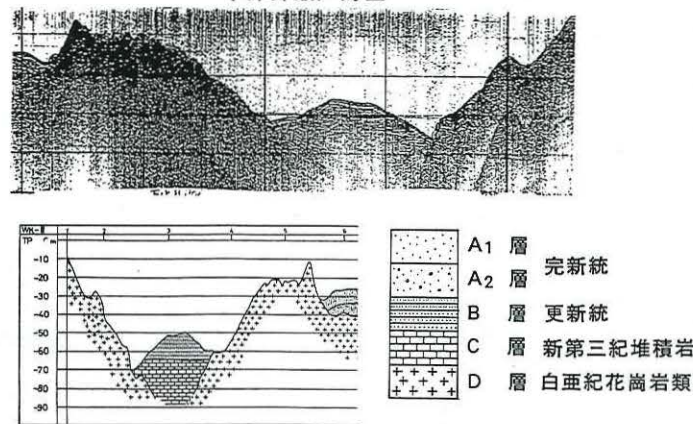
玉野～直島間や児島～坂出間の海釜は河谷状を呈し、海釜の水深やその分布状況から河谷の埋め残しの可能性があるが、音波探査記録でみると、再堆積や再侵食により新旧の海釜が錯綜し、海釜とこれに続く埋積された古水系を明確に識別するのは困難である。

なお、瀬戸内海の分水界について、桑代(1959,1972)、堀(1986)は1つは関門海峡、1つは備讃瀬戸の塩飽諸島付近にあるとした。建設省国土地理院(1983a,b,c)によると塩飽諸島付近の堆積層基底の深度は-20～-30mで、この付近から東西両側に向かって次第に深くなっており、桑代(1959,1972)の考えを裏づけている。このことから、備讃瀬戸の分水界が沈水し東西の瀬戸内海が連結するのは、海水準が-20m以浅に達して以降ということができると考えられる。備讃瀬戸の海釜は、海水準が-20m以浅に達して以降、一部は旧河谷が潮流によって堆積が妨害されて海釜となっているが、多くの海釜は潮流によって旧河谷が再侵食されたり、河谷とは別に新たに海底が侵食されて形成されたものである。

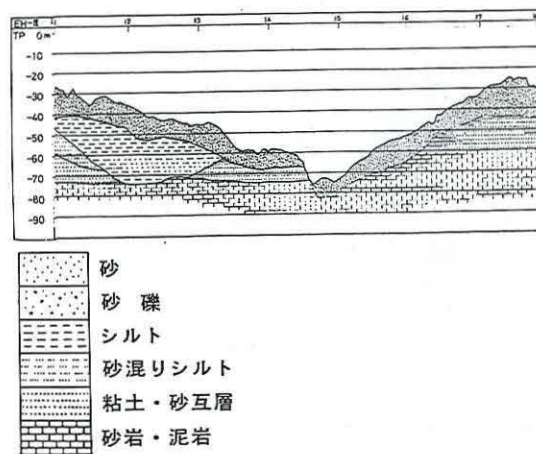
小豆島地藏埼海釜



下津井瀬戸海釜



大槌島～小槌島海釜



三崎海釜

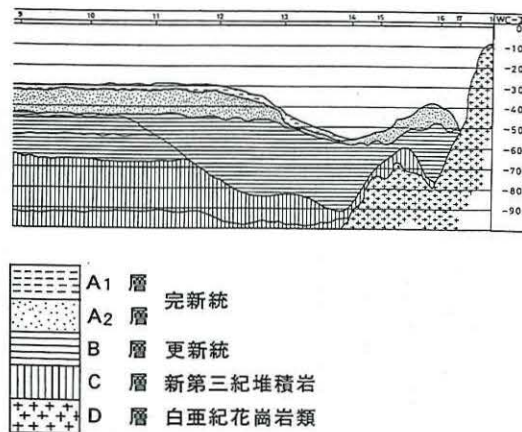


Fig. 16c Acoustic records (Sonoprobe) in the Bisan Sea, after Geographical Survey Inst. (1983a, b, c)

(5) (燧灘四阪島・比岐島等)

燧灘は水深が30m以浅の平坦な海底の海域が多く、底質は泥質である。潮流は微弱で、最大流速は1ノットをこえない。このような海域でも島の周辺では、潮流流速が加速され、ほぼ水深50m・深さ10m以浅の三日月形あるいは楕円形をなす、岬型海釜がみられる。Fig. 17aには灘北部の高井神島・魚島、南西部の四阪島・比岐島、南部の大島の例を示した。灘北部の高井神島・魚島などでは島の南北に海釜がみられ、高井神島の北側の海釜は水深50m、深さ約

15m、南側の海釜は水深38m、深さ約5mとなっている。

Fig. 17bは音波探査(ソノプローブ)の記録である。四阪島的美濃島海釜及び比岐島北海釜では、海釜は表層の堆積層を浅く切っているが、比岐島南海釜や大島海釜では、堆積層基底面上の堆積物の堆積過程で、島の周辺で局地的に潮流の流速が加速され、堆積が妨害されて海釜が形成されていることを示している。

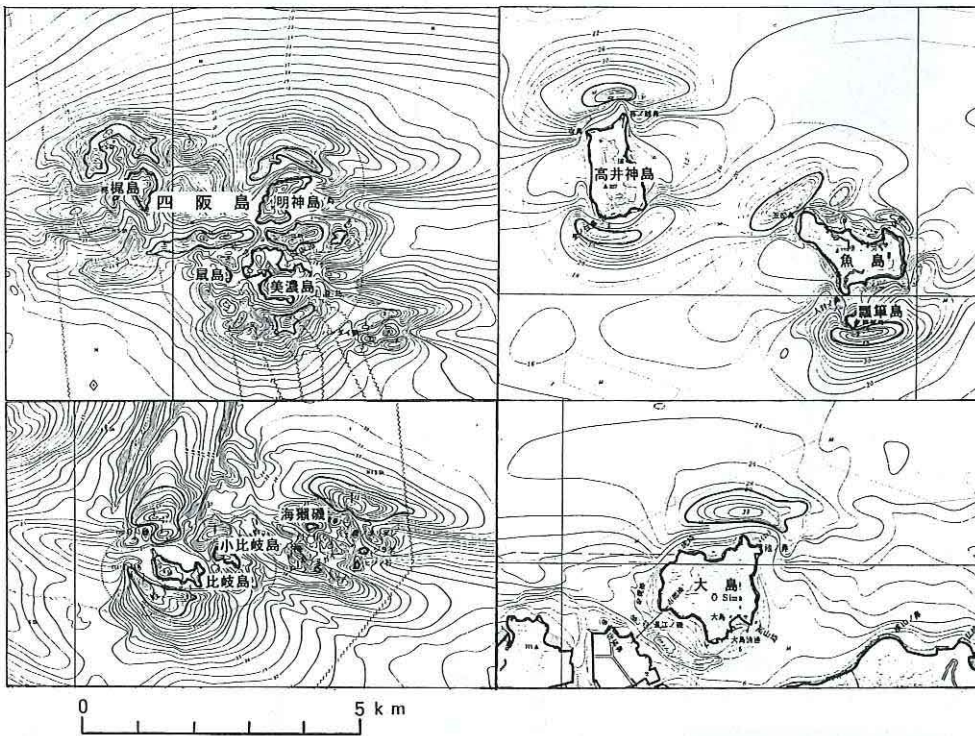


Fig. 17a Caldrons in the Hiuchi Sea

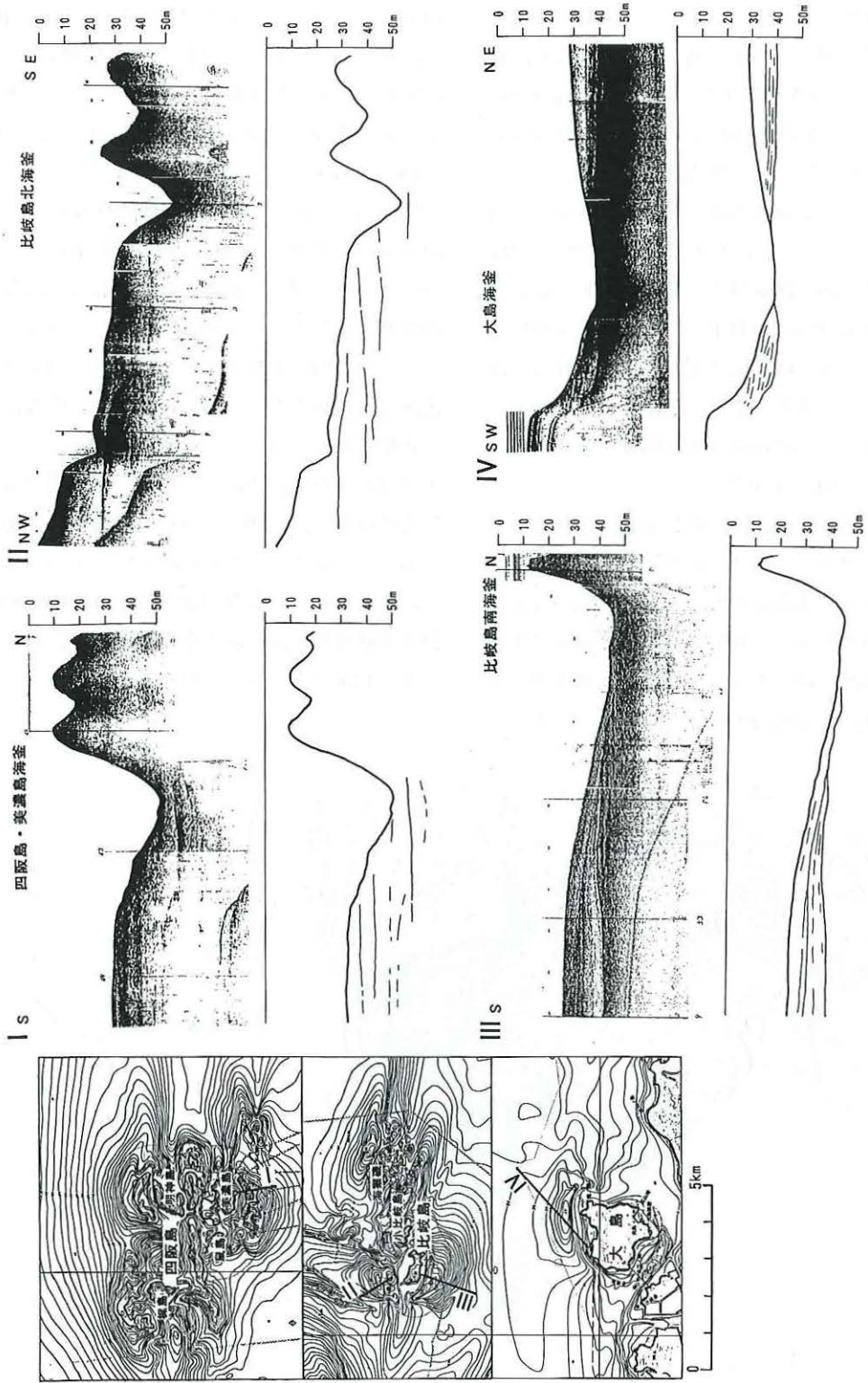


Fig. 17b Acoustic records (Sonoprobe) in the Hiuchi Sea

(6) 来島海峡

来島海峡は燧灘と安芸灘を結ぶ海峡で、芸予諸島南端の大島と、愛媛県高縄半島の間の幅約4kmの屈曲した海峡である。最狭部付近は小島、馬島、中渡島、武志島などの島々により、東水道、中水道、西水道に3分される。来島海峡の海釜は単成型海釜であるが、詳しくみると、じゅず状の深みの連なりであり、水深100m・深さ30~50m以深の深みが帯状に蛇行する。海峡最狭部付近に着目すると、馬島、中渡島を挟んで南北に水深136m・深さ約50m、水深162m・深さ約80mの2つの深みがあり、双子型の様相を呈している。なお、2つの深みは水深80mの溝状凹地で結ばれている (Fig. 18a)。

潮流は南北流で、両流とも逆S字状に流れ、最狭部付近では3分される。3つの水道のうち、中水道の流速が最大で、北流が8.9ノット、南流が9.7ノットで、南流の方が速く、両流とも流速は海峡最狭部より少し下流側で最大となる。西水道、東水道の流速はそれぞれ、中水道の0.9倍、0.6倍ほどである。

海釜の分布は潮流の主流向ときわめて良い対応を示し、逆S字状に帯状に分布し、最狭部付近では3列に別れる。海釜最深部は、最狭部の南側の中水道と東水道を南下する潮流が会合する付近にみられる (Fig. 18a,b)。

Fig. 18cは建設省国土地理院(1978)による西水道を通して海峡を縦断する音波探査記録(スパーカー)の解釈図で、海底は起伏に富み、海釜斜面や海釜底には基盤をなす岩石が露出している。そして、これらの地層は本州四国連絡橋工事の調査(建設省道路局・近畿地方建設局, 1970)で、中世代白亜紀の花崗岩類であることが確認されている。建設省国土地理院(1978, 1979a)によると、堆積層基底の深度は海峡西側では-50~-60m、東側では-40~-45m前後で、海釜はこれらの面を切っている。このため、来島海峡の成立及び海釜の形成開始時期は、最終氷期最盛期以降の海水準上昇過程において、海水準が-40m以浅に達して以降と考えられる。

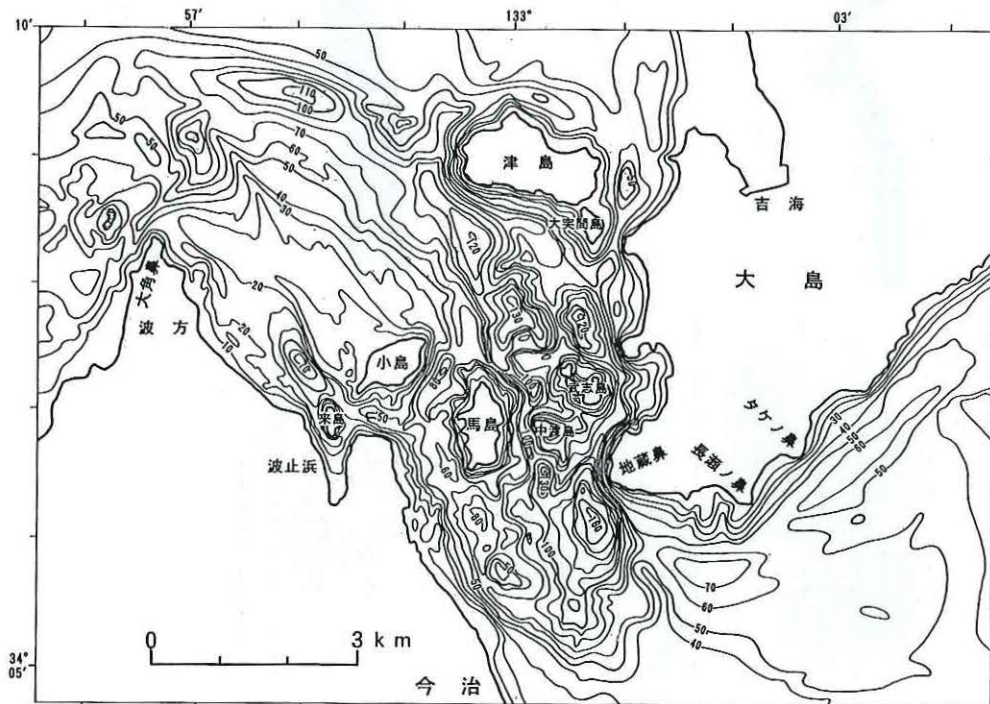


Fig. 18a Caldrons in the vicinity of the Kurushima Strait

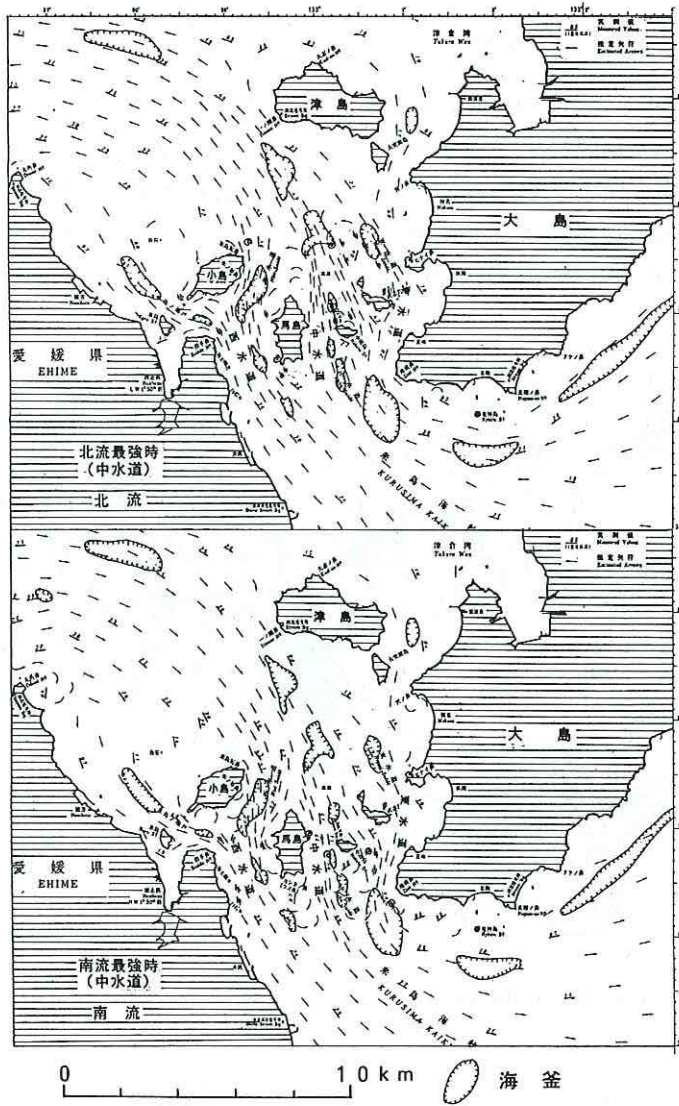


Fig. 18b Tidal currents and distribution of caldrons in the vicinity of the Kurushima Strait

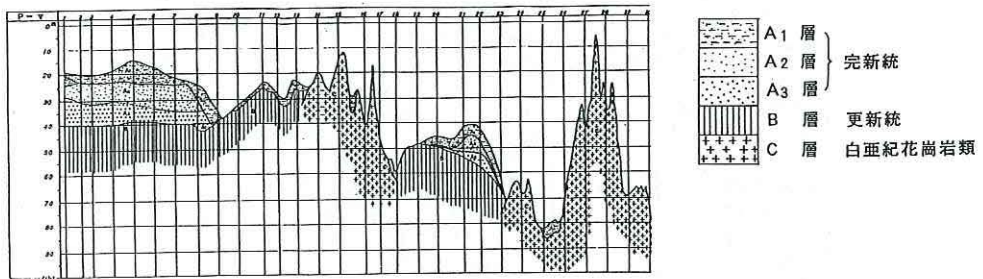


Fig. 18c Acoustic records (Sonoprobe) in the vicinity of the Kurushima Strait, after Geographical Survey Inst. (1978)

(7) 芸予諸島東部

主として花崗岩類より構成される安芸灘の芸予諸島は、その南東限を北東—南西方向の構造線で限られ、内部の島嶼配置と地質分布もこの方向と、これより微弱な北西—南東方向の構造に支配されている。芸予諸島は、瀬戸内海の最終的な沈水過程において沈水量が少なく、山地の谷に海水が入り込む形

になって、このような地形が形成されたものと思われる。

島嶼間の水道は複雑に分岐・会合し、伯方瀬戸から大三島・大崎上島間に続く水道や宮ノ窪瀬戸から舟折瀬戸を經由して鼻栗瀬戸に続く水道の海釜は、帯状の蛇行する単成型海釜であるが、深みがじゅうず状に連なり、生名島、赤穂根島付近では、水道の交

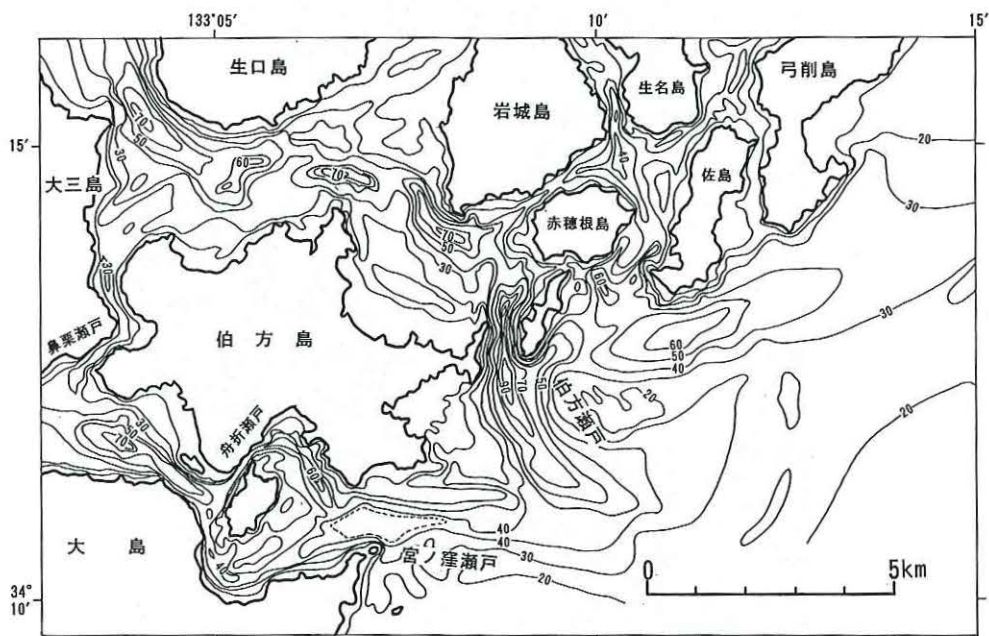


Fig. 19a Caldrons in the eastern part of the Geiyo Islands

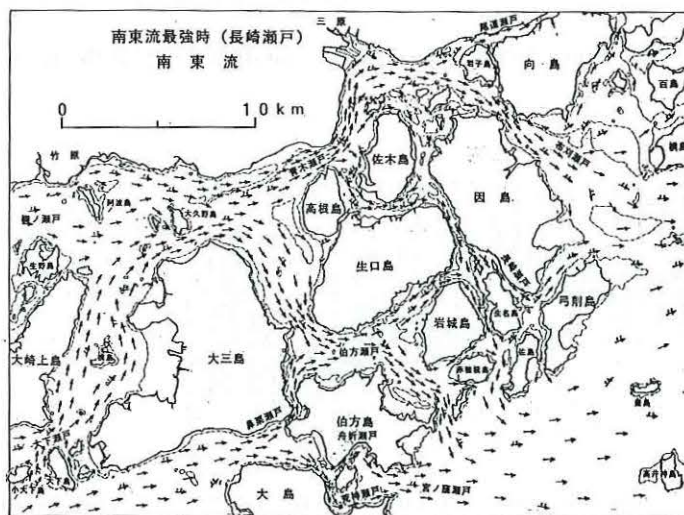


Fig. 19b Tidal currents in the eastern part of the Geiyo Islands

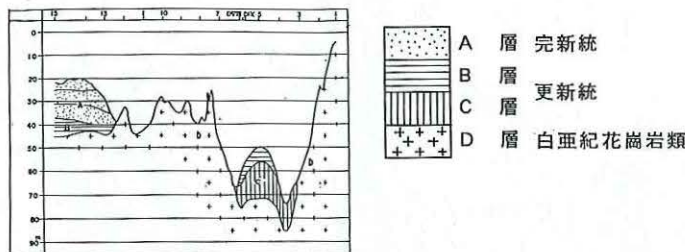
差部に海釜が形成されている (Fig. 19a)。

潮流は各水道に沿って複雑に分岐・会合して流れ、宮ノ窪瀬戸の舟折瀬戸、鼻栗瀬戸の潮流流速は瀬戸内海有数で、それぞれ9.0ノット、6.3ノットに達するが、地形や地質構造の制約からか、舟折瀬戸は水深60m、深さ約20m、鼻栗瀬戸は水深46m、深さ約20mと浅く、規模も小さい¹⁹⁾(Fig. 19b)。Fig. 19cは建設省国土地理院(1979b)による岩城島～伯方島と伯方瀬戸海釜(入口付近)の音波探査記録(スーパーカー)の解釈図である。伯方瀬戸入口付近では更新統中部を切るに止まるが、岩城島～伯方島海釜では、海釜斜面や海釜底の一部には白亜紀の花崗岩類と思われる基盤の岩石が露出する。建設省国土地理院(1979b)によると、堆積層基底の深度は弓削島東方では-35m、弓削島南方では-40m~-50mであるが、芸予諸島東部の島嶼間では-30m~-40mと浅い。

(8) 諸島水道・怒和島水道・クダコ水道・釣島水道

安芸灘・広島湾と伊予灘は、屋代島・津和地島・怒和島・中島などより成る防子諸島により境され、両海域は櫛状に配列する諸島・怒和島・クダコ・釣島・高浜水道の各水道により結ばれる。諸島(水深144m、深さ約50m)・イガイ(水深180m、深さ約80m)・ミルガ(水深120m、深さ約20m)の3水道は、Y字形に配置し、全体として双頭双子型海釜をなす。ミルガ瀬戸の海釜は、諸島水道の海釜に対して双子型海釜の南釜の関係にあるが、串ヶ瀬瀬戸の海釜に対しても、双子型海釜の東釜の関係にある。怒和島水道の海釜は、双子型海釜で、北釜は水深166m、深さ約70m、南釜は水深114m、深さ約20mである。クダコ水道の海釜も双子型海釜で、北釜は水深160m、深さ約60mであるが、南釜は水深170m・深さ約70m

岩城島～伯方島



伯方瀬戸海釜

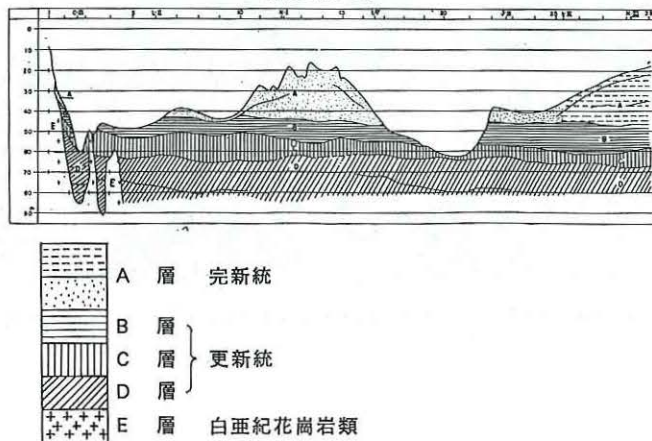


Fig. 19c Acoustic records (Sonoprobe) in the eastern part of the Geiyo Islands, after Geographical Survey Inst. (1979b)

と水深140m・深さ約40mの2つの深みに別れ、双頭双子型となる (Fig. 20a)。

潮流は、安芸灘・広島湾と伊予灘間を、各水道を經由してほぼ南西—北東方向に往復し、それぞれの水道の最大流速は、3.5~6.0ノットに達する。最強流速(激潮)域は南西流と北東流時で異なり、いずれも各水道の最狭部の下流側に交互に生じる (Fig. 20b)。

Fig. 20cは建設省国土地理院(1980,1981)による怒和島水道・釣島水道の音波探査記録(スパーカー)の解釈図である。釣島水道では海釜底に基盤の岩石

が露出していないが、怒和島水道では海釜底に基盤の岩石が露出する。建設省国土地理院(1980,1981)によると、堆積層基底の深度は、水道の南側では-60~-70mないし-70~-80m前後である。一方、水道北側では、一部海域で調査が行われているだけで断定的にはいえないが、堆積層基底の深度は-50m前後のようである。このため、当水道の成立は、最終氷期最盛期以降の海水準上昇過程において、海水準が-50m以浅に達して以降で、海釜の形成は、水道の成立とともに始まったと考えられる。

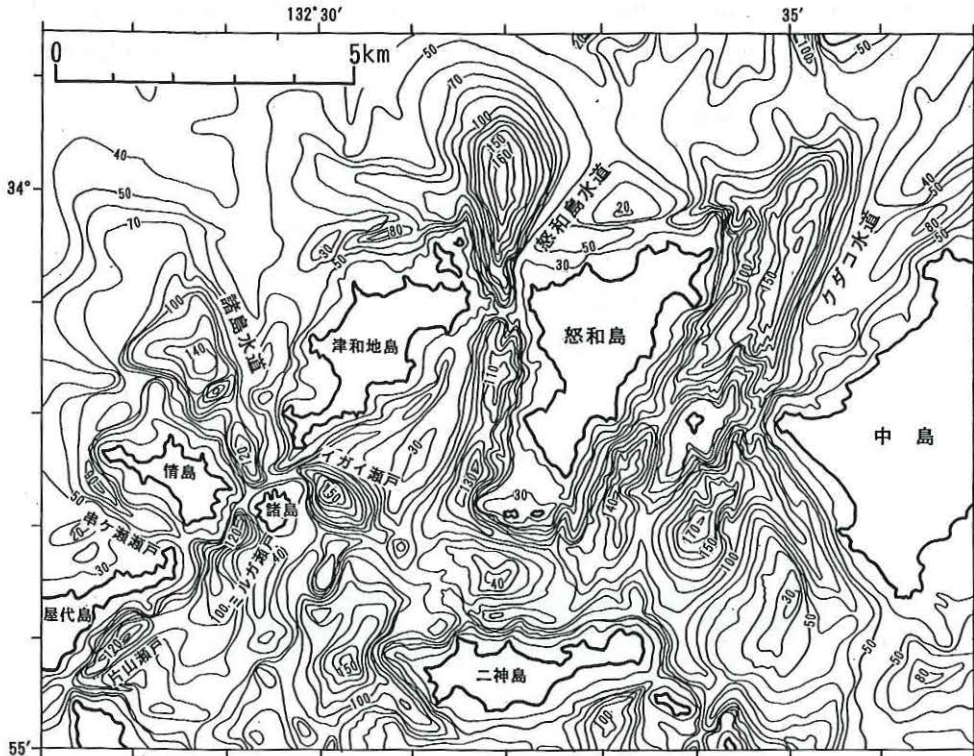


Fig. 20a Caldrons in the vicinity of the Moroshima Channel, Nuwashima Channel and Kudako Channel

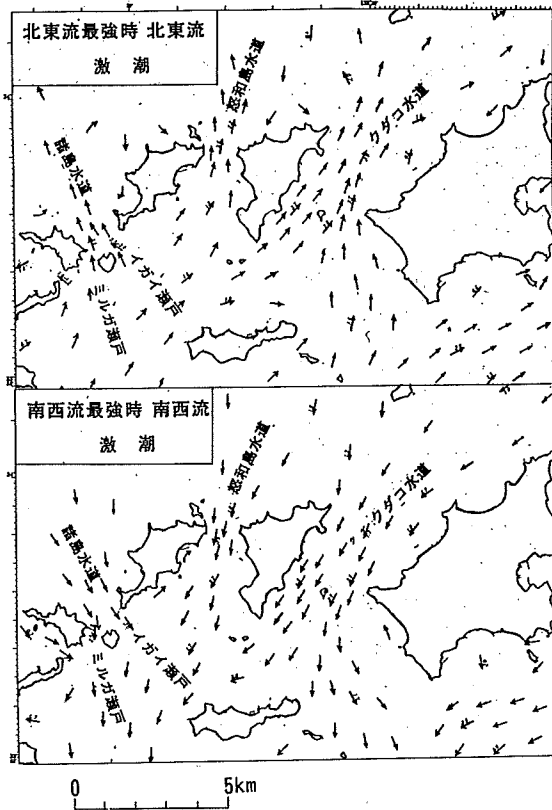


Fig. 20b Tidal currents in the vicinity of the Moroshima Channel, Nuwashima Channel and Kudako Channel

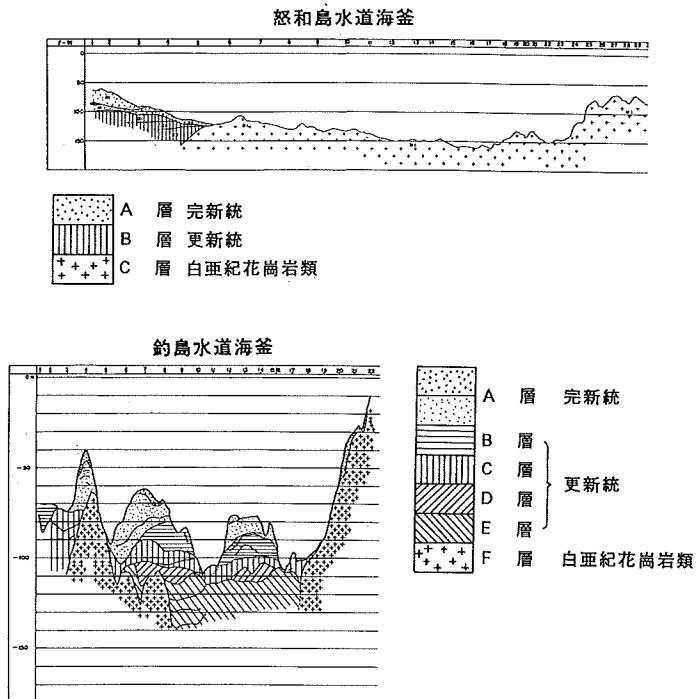


Fig. 20c Acoustic records (Sonoprobe) in the vicinity of the Nuwashima Channel and Tsurushima Channel, after Geographical Survey Inst. (1980, 1981)

(9) 速吸瀬戸

速吸瀬戸は、豊後水道と伊予灘を結ぶ瀬戸で、四国と九州側から突出する佐田岬と関埼に挟まれた、幅約13kmの海峡である。瀬戸は、九州寄りに位置する高島によって、2つの水道に分けられる。両岬の延長の海底は鞍部地形をなし、四国から九州までほぼ一続きであるが、高島の東側で連続を断たれ、その最大水深は約150mである。この鞍部地形を挟んで、佐田岬～高島間と高島～関埼間に2組の双子型海釜がみられる。佐田岬～高島間の海釜が主要な海釜で、北釜は水深460m、深さ約300m、南釜は水深365m、深さ約200mで、北釜の方が深く、周辺の水深80～100mの大陸棚面からみると、それぞれ360m、260mも落ち込んでいることになる。この速吸瀬戸の海釜は、津軽海峡西口の松前海釜と並んで日本沿岸のみならず世界でも最大規模の海釜である。

高島～関埼間の海釜も双子型をなすが、北釜は水深201m・深さ約80mと水深159m・深さ約70mの2つの深みを持つ双頭型であり、南釜は水深193m、深さは約90mである。北側の海釜は、いずれも北西～南東方向に長軸を持った楕円形の滑らかな、すり鉢状をなすが、海釜の南縁をなす斜面は、北東～南西方向の直線状斜面で、斜面には斜面に必従な多数の溝が刻み込まれ、櫛の歯状をなす (Fig. 21a, d)。

底質は、海釜底や南北海釜を分ける尾根の部分には岩が露出し、北釜の斜面などには礫が分布する。一方、海釜斜面の這い上がり部や大陸棚上の平坦面には砂が広く分布する (Fig. 21b)。海釜底周辺で採取される礫は緑色片岩、絹雲母片岩、泥岩などで、砂礫堆積物は多くの貝殻片を含み、北釜周辺では、貝殻片の大きさは北に向かって減じ、さらに砂礫堆積物の外側には淘汰度の良い砂質堆積物が分布する (海上保安庁, 1973, 1975)。

潮流は南北流で、海峡両側から突出する2つの岬により収束され、流速は海峡最狭部付近で最大となる。南流、北流の最大流速は、それぞれ、4.8ノット、5.7ノットで北流の方が速い (Fig. 21c)。

Fig. 21 d は音波探査 (ソノプロブ) の記録であ

る。ここでは海底面下の情報は、ほとんど得られないが、北釜では斜面に平行な層理が、南釜では尾根に平行する2列の高まりと、海釜斜面這い上がり部から大陸棚面上に発達するサンドウェーブが読み取れる。

長井ほか (1975) は、南北海釜を分ける尾根の斜面 (北釜の南斜面) からはチャート、緑色片岩、絹雲母片岩の礫が多数採取されることから、尾根 (北釜の南斜面) は、古生代末から中生代初めとされる三波川結晶片岩類から成り、一方、北釜の北側斜面からは泥岩、砂岩の礫が多数採取され、音波探査の記録には層理もみられることから、北釜の北側斜面は和泉層群の地層から成ると想定した。このように、北釜の北側と南側の斜面では構成する地層が異なっており、茂木 (1977) は、北釜の南側斜面 (尾根の北側斜面) 下部を中央構造線が通っていると推定した。南釜の特色は、佐田岬～関埼の尾根に平行した1～2列の尾根と深みがみられることで、三波川変成帯の一般走向である北東～南西方向の構造が、海釜の侵食により露出したものと思われる。高島～関埼海釜の北側 (北釜の北西方) と南釜の南東斜面を這い上がった大陸棚面上には、大規模なサンドウェーブが分布し、その峰の方向は、海釜から大陸棚面上に向かう潮流の方向とほぼ直角である (Fig. 21c, d)。茂木 (1971) によると、サンドウェーブの峰の方向は、流れの主方向に直角に配列するといわれるが、両者の関係は調和的であることを示す。

鳴門海峡周辺では、和泉層群の岩相分布の特色が、双子型海釜の形成過程において、効果的に作用していることを述べた (本章(3)参照)。速吸瀬戸周辺では、データは少ないが、瀬戸両側から突出する佐田岬、関埼は三波川変成岩類の緑色片岩から成り、岬の延長の海底鞍部 (尾根) もこの続きと思われ、また、両岬の北側には採取した岩石等からみて和泉層群の泥岩等が分布しているようである。一方、両岬の南側の愛媛県宇和海の湾入部の陸上には、三波川変成岩類の黒色片岩、古生代の千枚岩・片岩、砂岩・粘板岩などが帯状に南北に分布し、大分県臼杵湾の

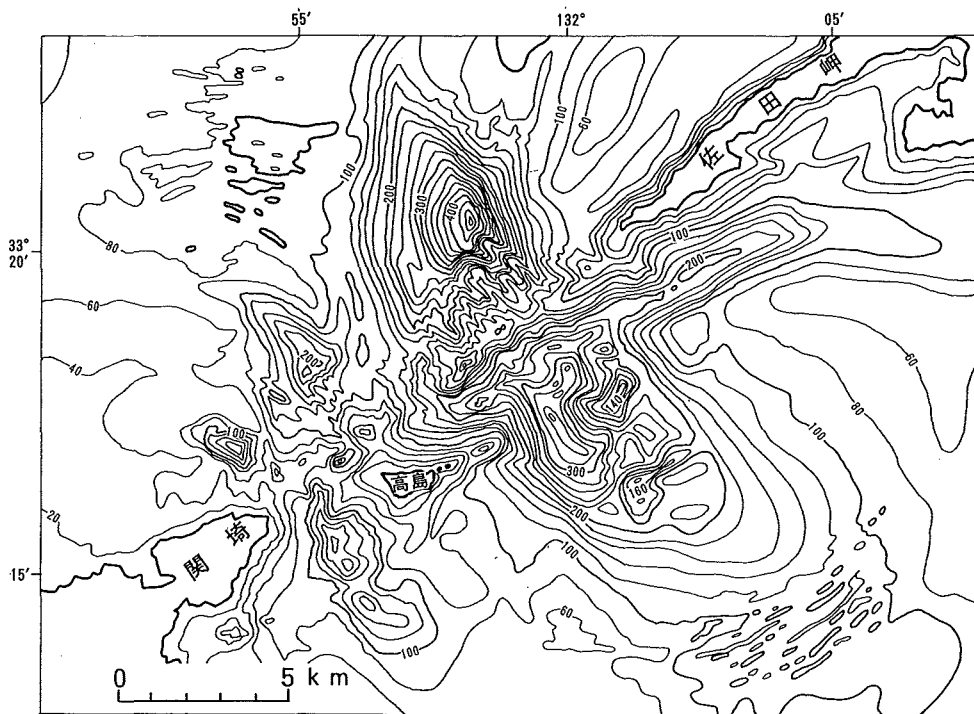


Fig. 21a Caldrons in the vicinity of the Hayasui Channel

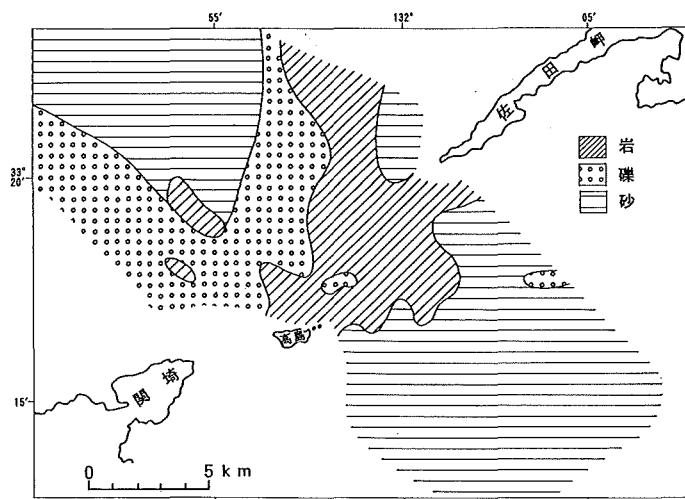


Fig. 21b Bottom quality in the vicinity of the Hayasui Channel

陸上部には古生代の彦ノ内層、津久見層などが分布する。鳴門海峡同様、海釜は陸上の海岸線の湾入部の延長部に分布している。北釜の形成には和泉層群の泥岩等の分布が、南釜の形成には三波川変成岩類の岩相分布の特色が、海釜の形成に効果的に作用しているのであろうか。

海釜の成因については、最終氷期の陸上時代の西水系の河谷¹⁹⁾がこの付近を流れていたのは確実であるが、海釜水深がきわめて大きいことなどから、潮流による侵食を受けていることは確かである。しかし、これが現在の潮流侵食によるものなのか、過去の低海水準期の遺物なのか、議論が別れるところであった。速吸瀬戸では、海釜底に達する潮流流速の鉛直断面観測は実施されておらず、流況の詳細は不明であるが、新旧海図の水深比較²⁰⁾によると、おおむ

ね海釜の部分は深化傾向にある一方、海釜周辺部は浅化傾向にある（海上保安庁、1973,1975）。また、海釜斜面を這い上がった所にサンドウェーブが形成され、その峰の方向が現在の潮流の流向と調和的であるのは、海釜の形成が現在も進行中であることを示唆しているものと考えられる。

速吸瀬戸では、用いたソノプロープの探査能力が弱く、堆積層基底の深度など海底面下の情報は得られていない。また、瀬戸周辺の伊予灘ではまだ音波探査が実施されておらず、堆積層基底の深度などは不明であるが、瀬戸周辺には-80~-100mの大陸棚面が広がり、海釜はこの面を切っていることから、最終氷期最盛期以降の海水準上昇過程で、海水準が-80m以浅に達して海峡が成立して伊予灘に海が侵入し、海釜の形成が始まったと考えられる。

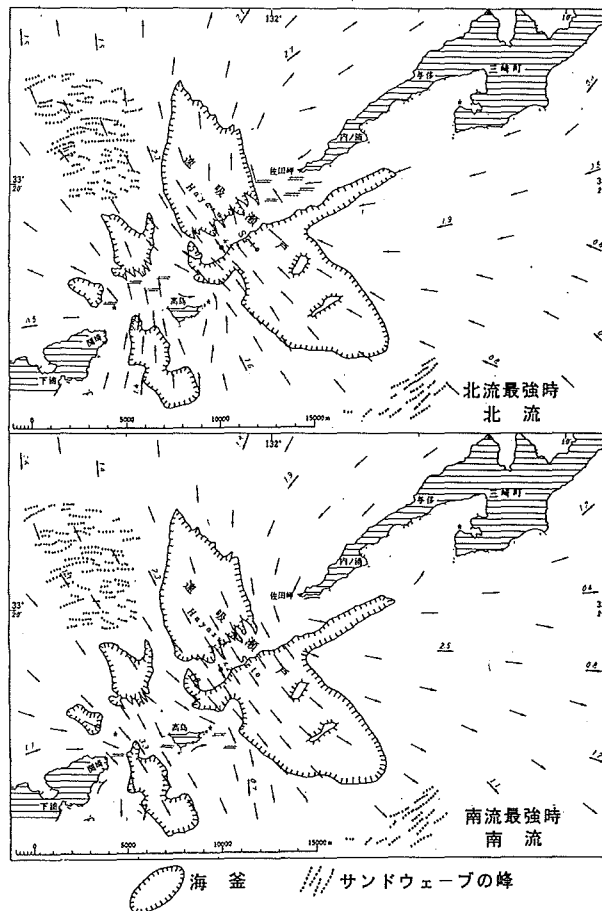


Fig. 21c Tidal currents and distribution of caldrons and sand waves in the vicinity of the Hayasui Channel

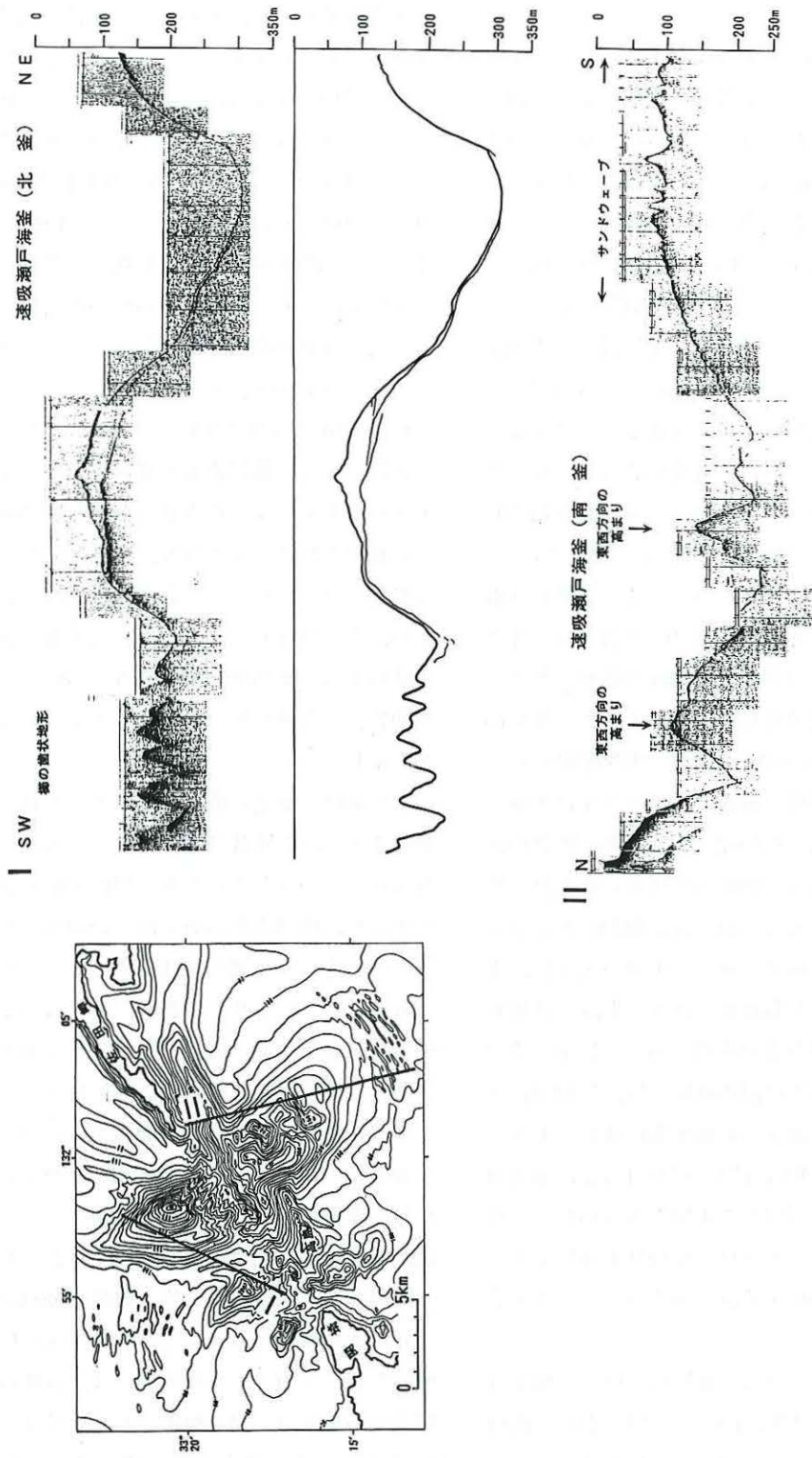


Fig. 21d Acoustic records (Sonoprobe) in the vicinity of the Hayasui Channel

(10) 関門海峡

関門海峡は、周防灘と響灘（日本海）を結ぶ全長約25kmのきわめて狭長な屈曲した海峡である。門司崎付近は早鞆瀬戸と呼ばれ、この付近で海峡は最狭となり、幅は約0.6kmとなる。門司崎以東では幅を広げ、部埼と干珠島の間で約4kmとなる。門司崎以西へ山底ノ鼻までは幅1~2kmで、さらに西へ向かって緩やかに広くなり、竹ノ子島沖で幅約3kmとなる。

関門海峡の海釜は、海峡中央、部埼付近、六連島付近、小瀬戸西口の、大小4つの海釜に分けられる。海峡中央の関門海釜が最も主要な海釜で、海峡最狭部の西約3km付近から東へ、海峡の北寄りに長さ約8kmに亘って東北東方向に延びる。その延長部は長軸方向に2条に細分され、その間には、最浅水深2.3mの砂堆地形である中ノ州がみられる。海釜最深部は、最狭部の東約0.8km付近にあり、水深47m、深さ約30mである。海釜の分類では海峡単成型に属するが、海釜最狭部の門司崎付近に着目すると、最狭部を挟んで2つの深みがみられ双子型の様相を呈する。部埼海釜は、部埼の前面にみられる水深20m、深さ約5mの北西—南東方向に延びる海峡岬型の海釜である。六連海釜は、海峡の西口から六連島と竹ノ子島の間が発達する長さ約5.8km、幅約1.2km、水深33m、深さ約15mの海釜である。小瀬戸海釜は、小瀬戸²⁾西口に位置する小海釜である。小海釜は現在は埋め立てが進み開閉式の水門でわずかに通じるのみであるが、大正14年以前の海図では、早鞆瀬戸から小瀬戸を通じて、潮流が直接響灘に流れており、その西側出口（響灘側）には長径が約1.7km、水深21m、深さ5~10mの楕円形の小海釜がみられた。現在は水深17mであり、小瀬戸の締切り工事により、過去約60年間に4mの埋積が生じたことになる（Fig. 22a）。

底質は、関門海釜を含め、海峡域では岩、礫が分布し、海峡東口では外側に向かって砂、泥が、西口では六連海釜周辺を含め、砂が広く分布する。かつて岩が露出していた小瀬戸海釜付近は、現在では泥が分布する海域に変わっている（Fig. 22b）。

関門海峡の潮流は東西流で、東流、西流の最大流速は、それぞれ8.5ノット、6.5ノットに達し、東流の方が速い。強流域は東流・西流とも海峡最狭部付近にあるが、6ノット以上の最強流域でみると、東流は最狭部の東約0.2km、西流は最狭部の西約0.6km付近と東西に別れる（Fig. 22c）。小田巻（1990）によると、関門海峡の潮流は周防灘と響灘（日本海）の潮位差により生じる。両海域の潮時はほぼ同じであるが、響灘の潮位差が周防灘に比べ大変大きく、その差は最大80cmに達する。

Fig. 22dは音波探査（スーパーカー、ソノプローブ）の記録である。関門海釜の最深部では、海峡周辺陸上部の基盤をなす、中世代白亜紀の関門層群と思われる地層を楔状に深く切り、一部は同じ白亜紀の花崗岩類を切っているが、部埼海釜では、表層の地層をのみ浅く侵食している。また六連海釜は、堆積層基底面上への堆積物の堆積過程において、潮流の堆積妨害による埋め残しにより、海釜が形成されたことを示している。

関門海峡の海釜の成因について、吉川（1953）は、最終氷期の陸上時代の瀬戸内海には東西に2水系がみられ、このうちの西水系が関門海峡を流れていたと想定し、関門海峡の海釜はこの河谷が埋め残されたものと考えた。関門海峡周辺では、スーパーカーによる音波探査により、音響的にA~Gの7層に区分することができる。Fig. 22eは、堆積層基底の深度分布で、この図はこの海域に海が侵入する以前の陸上地形を示すと思われる。海底下には埋積された谷が存在し、この谷は、桑代（1959）が想定したように小月、厚狭方面の陸上河川と連続することを示し、関門海峡方面への河谷のつながりは想定しにくい。

関門海峡の海釜は、最終氷期最盛期以降の海水準上昇により海峡が成立して以降、潮流の侵食により形成されたもので、海峡の成立は、海峡周辺の堆積層基底の深度が-20m前後であり、鞍部をなす大瀬戸付近の海峡の最小水深は13~14mであることから、海水準が-10m前後に達して以降で、この関門海峡の成立によって現在の瀬戸内海が最終的に成立

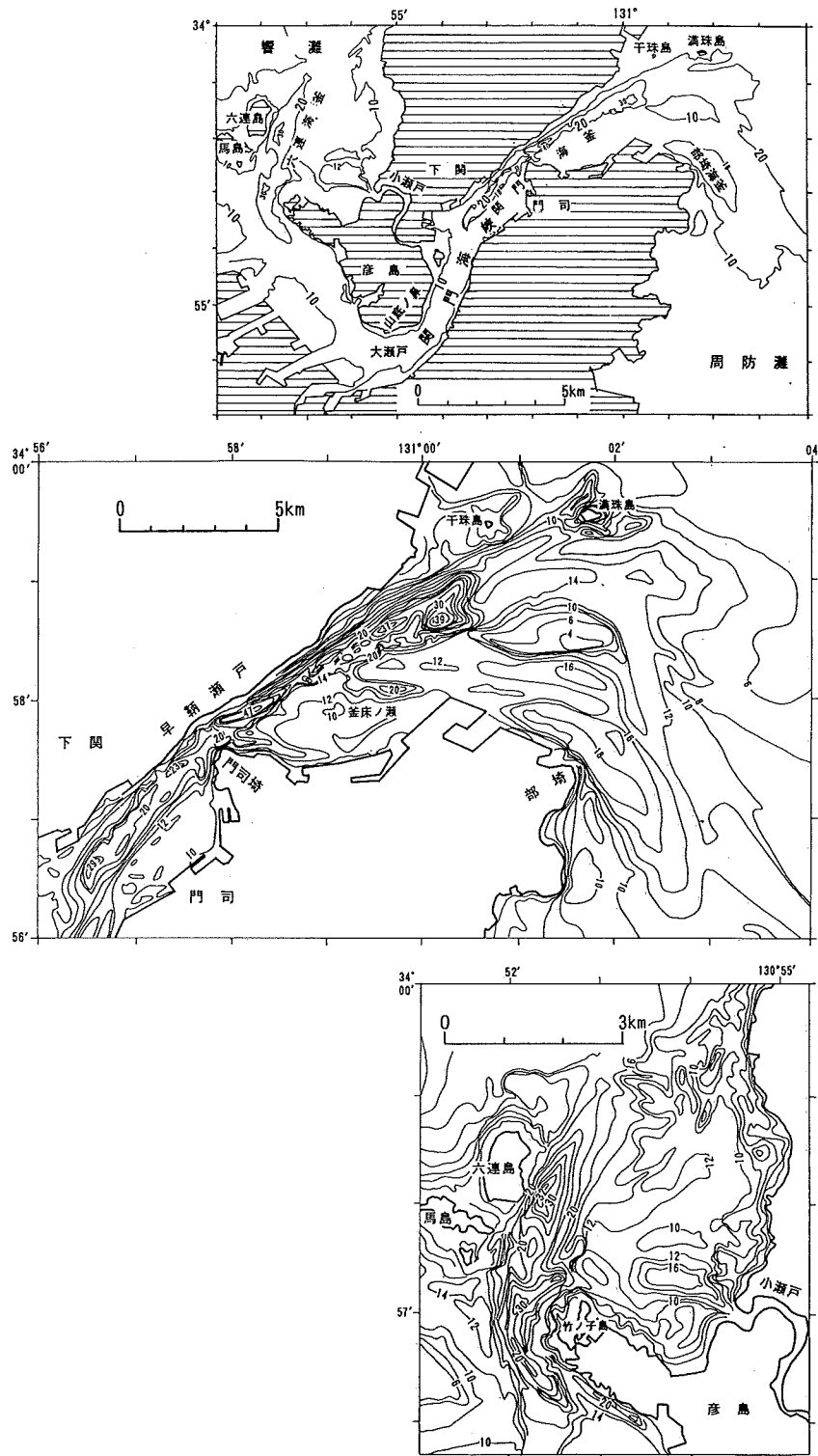


Fig. 22a Caldrons in the vicinity of the Kanmon Strait

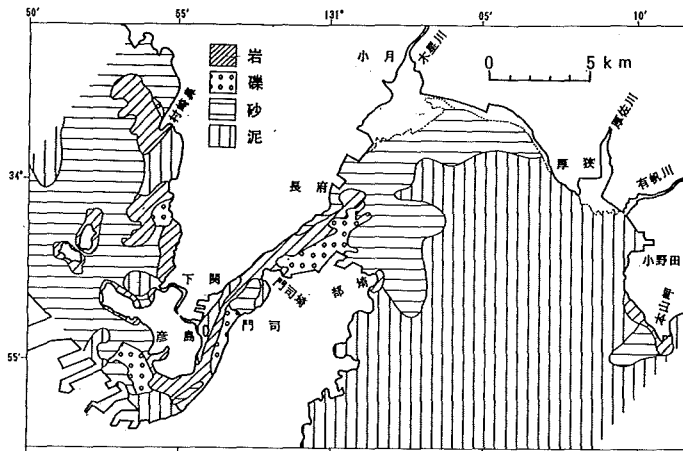


Fig. 22b Bottom quality in the vicinity of the Kanmon Strait

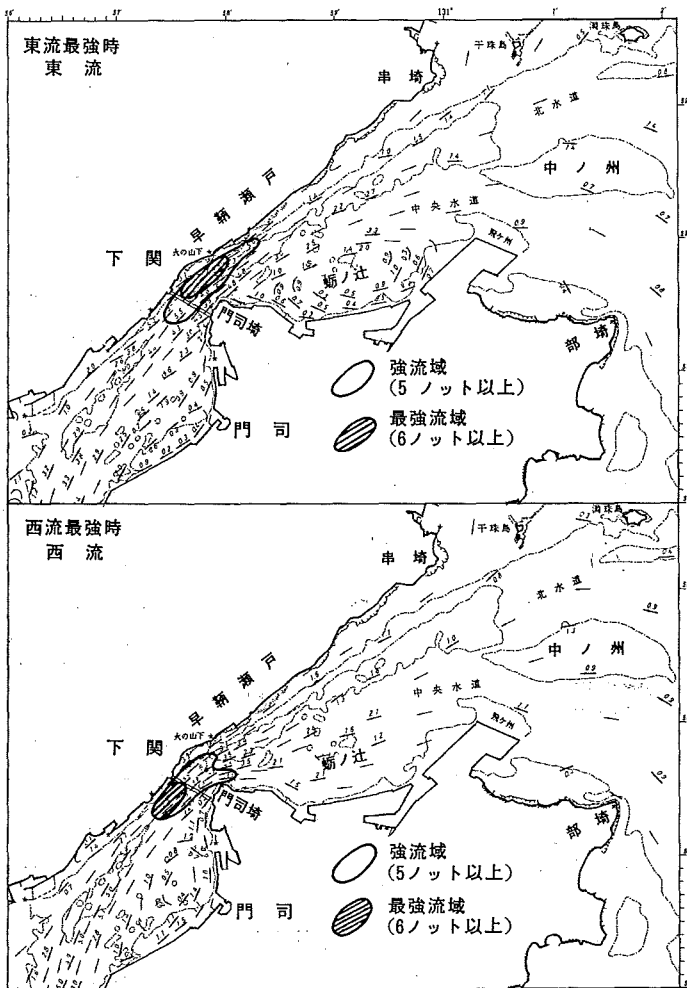


Fig. 22c Tidal currents in the vicinity of the Kanmon Strait

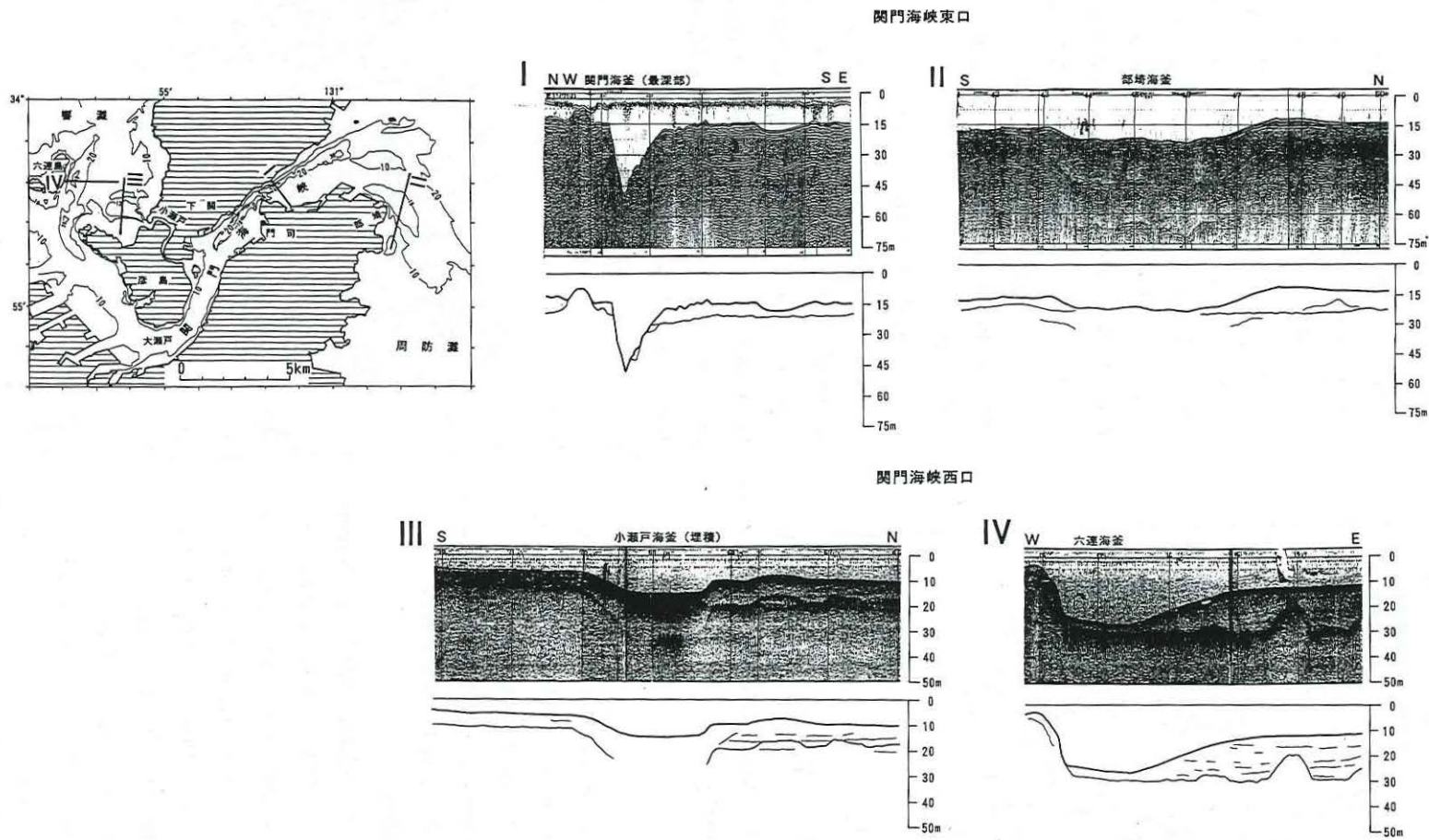


Fig. 22d Acoustic records (Sparker, Sonoprobe) in the vicinity of the Kanmon Strait

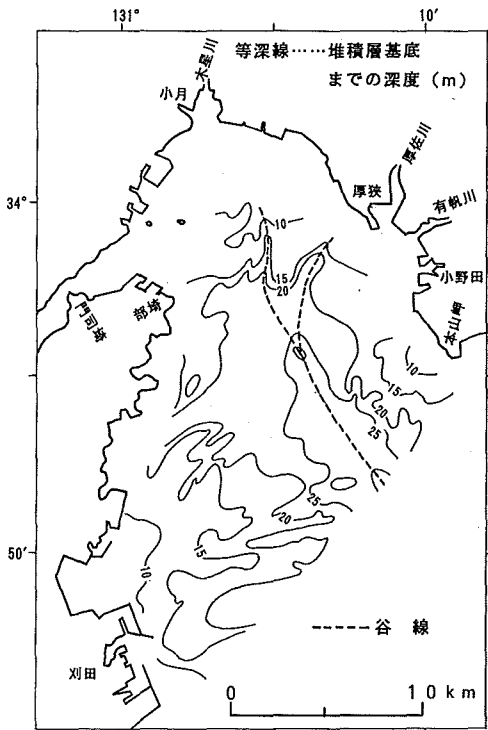


Fig. 22e Base of sediment layers in the vicinity of the Kanmon Strait

したことになる。

関門海峡周辺では、海釜は潮流の強流域に分布し、砂堆地形は潮流の主流域と反流域の境界付近に発達する(陽, 1965)など、流況と地形は良く対応しており、海釜の形成は海峡が成立する海水準が -10 mの時代に始まり、現在も進行中と考えられる。

(1) 豊後水道鶴御埼

豊後水道西岸佐伯湾の南側に突出する鶴御埼前面に発達する、長方形の形状をなす長径約8 km、短径約3 kmの、きわめて規模の大きい岬型の海釜で、最深部は鶴御埼前面にあり水深177 m、深さ約80 mである。この付近には $-80 \sim -100$ mの大陸棚の平坦面が広く発達し、この面より急激に海釜の斜面に落ち込んでいる(Fig. 23a)。底質は、海釜北部では岩が露出するが、海釜南部には礫が分布する。海釜北側の大陸棚面上では、佐伯湾の湾口を塞ぐように礫が広く分布し、海釜の南側では砂が広く分布してサンドウェーブが発達する。豊後水道の潮流は南北流で、

流速は最大でも1~2ノットであるが、鶴御埼前面では流速が加速され、最大2.7ノットに達する。

Fig. 23 bは音波探査(ジオソナー)の記録で、海釜最深部付近や海釜南部の記録は、水平ないし、やや傾斜する地層を切つて海釜が形成(古海釜)された後、海釜底の一部は埋積されたが、その後の潮流侵食や堆積妨害により、現在の海釜が形成されていることを示している。一方、海釜北部では古海釜が完全に埋積されており、海釜の位置は時代とともに変化していることを示している。なお、海釜が侵食している地層は、周辺陸域の地層等から、更新世初期の通山浜層で、一部は中新~鮮新世の宮崎層群と想定される。

海釜の成因は潮流侵食であるが、その形成時期は、現在の流況や音波探査記録からみて過去に遡る。海釜の原型(古海釜)は、最終氷期最盛期以前に形成された可能性が強く、現在の海釜は最終氷期最盛期以降に海水準が $-80 \sim -100$ m前後に上昇し、豊後水道が海域となって以降、潮流の侵食や堆積妨害により形成されたものと考えられる。

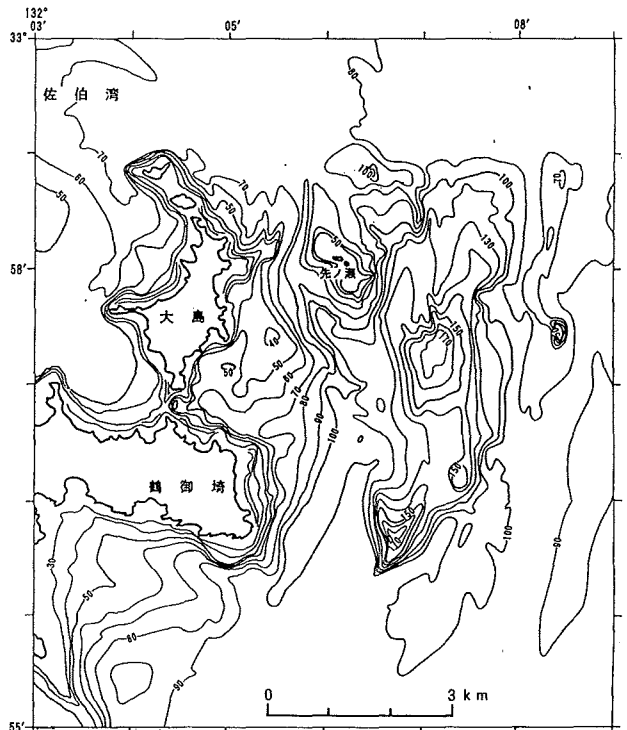


Fig. 23a Caldrons off Cape Tsurumi

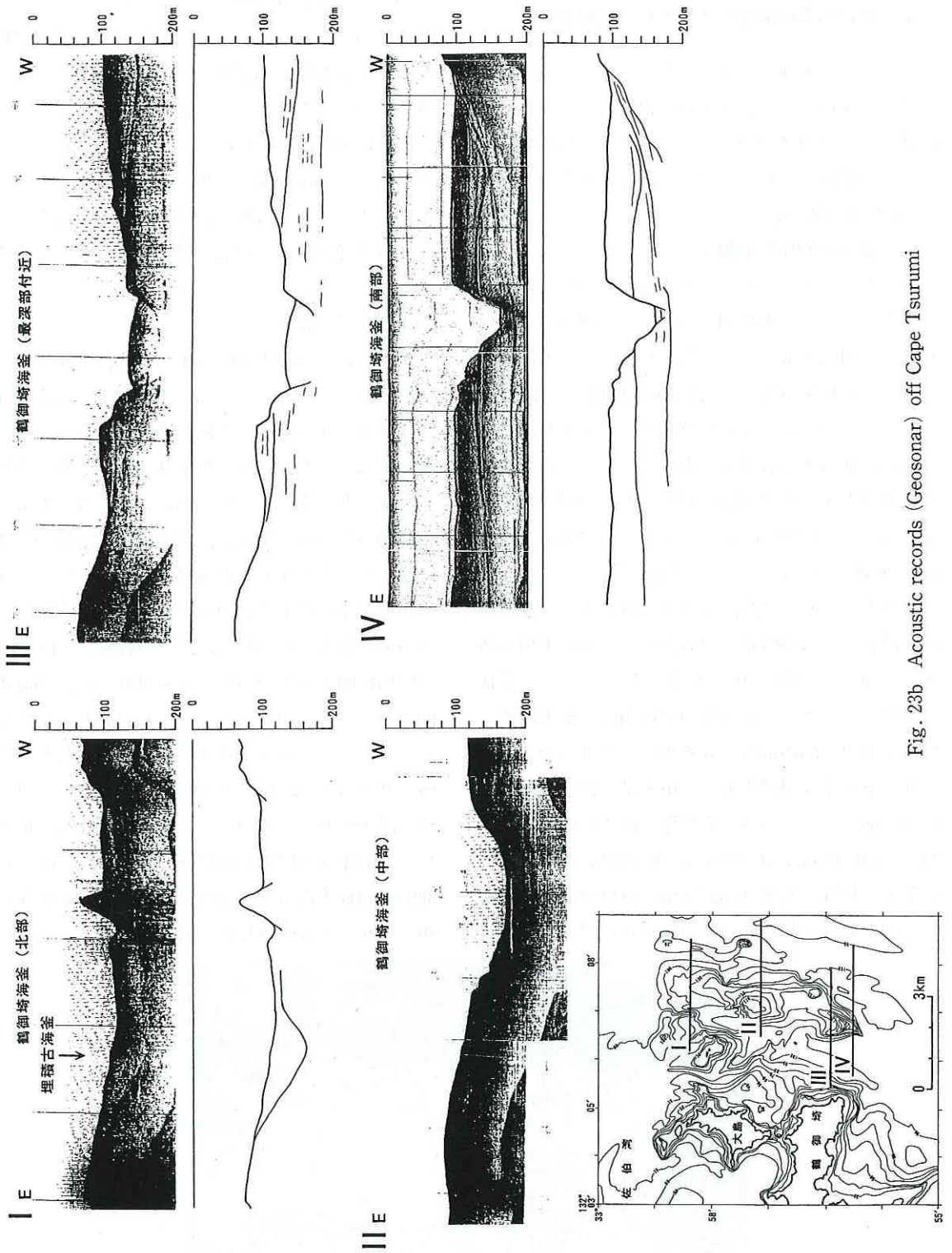


Fig. 23b Acoustic records (Geosonar) off Cape Tsurumi

7. 瀬戸内海の家釜の成因及び形成時期

ここでは、前述での検討結果及びそれに加えて潮流流速の鉛直構造や各海釜域の海底の侵食状況、単成型と双子型の2つのタイプの海釜の形成要因などの潮流の諸性質や侵食能力等の議論を通じて、海釜の成因と形成時期について考察する。

(1) 従来の知見と問題点

瀬戸内海の家釜の成因や形成時期については多くの報告がある。その成因については、河谷の埋め残し説(吉川,1953, 星野・岩淵,1963ほか)と潮流侵食説(矢部・田山,1934, 桑代,1959,1972, 茂木,1963ほか)の2つの対立する見解があり、形成時期については、前者の場合は全て過去であるが、後者の場合は現成とするもの(茂木,1963,1977, 桑代,1959ほか)と過去の遺物とするもの(大鳴ほか,1975, 藤田・前田,1969ほか)があつて、多様である。

河谷の埋め残し説は、最終氷期最盛期には瀬戸内海は陸化し、この時代の河谷が潮流による堆積の妨害により、埋め残されたとするものである。桑代(1959)によれば、最終氷期の瀬戸内海の陸上時代には備讃瀬戸、関門海峡を分水界とする3つの水系があり、東水系は紀伊水道を、中水系・西水系は豊後水道を通して、その南で太平洋に注いでいた(Fig. 24)。吉川(1953)は由良瀬戸、明石海峡、関門海峡の家釜を、星野・岩淵(1963)は備讃瀬戸西部の家釜をこの例であるとした。河谷の埋め残し説は、瀬戸内

海の多くの家釜は前述の水系上に位置し、形状が谷状であること、家釜のあるものは背斜構造を横切ったり、和泉層群砂岩層や結晶片岩等の硬い岩石を侵食していることなどをその根拠にしている。

これに対し、茂木(1963)は備讃瀬戸東部において、更新統の青粘土が家釜の出口を塞いでいることを指摘し、本座ほか(1970)も、備讃瀬戸のほぼ全域における音波探査による調査の結果、家釜に接続する埋積された古水系は発見できなかったとして、河谷の埋め残し説を否定した。

たしかに九州倉良瀬戸の例(茂木,1973b)があり、瀬戸内海でも第6章で述べたように友ヶ島水道洲本沖、燧灘の比岐島南・大島などの岬型家釜や関門海峡六連家釜など、潮流の堆積妨害による埋め残しにより家釜が形成されている例があり、堀(1986)も、備讃瀬戸の家釜のなかには沈水谷の旧流路の一部と考えられるものがあると指摘している。事実、備讃瀬戸や芸予・防予諸島の島嶼間の水道に位置する家釜の分布様式やその形状は、その可能性を示唆する。

成因に関する2つの対立する見解では、潮流の流向や強さと家釜の分布がおおむね対応した形や配列をなし、多くの家釜の水深は堆積層(沖積層)基底面よりはるかに深いことなどから潮流による侵食という説が有力になりつつあるが、この場合も依然として潮流に堆積層基底面をはるかに下回る水深300~400mの深さまで侵食したり、背斜構造を横切ったり、また硬い基盤の岩石を侵食するだけの能

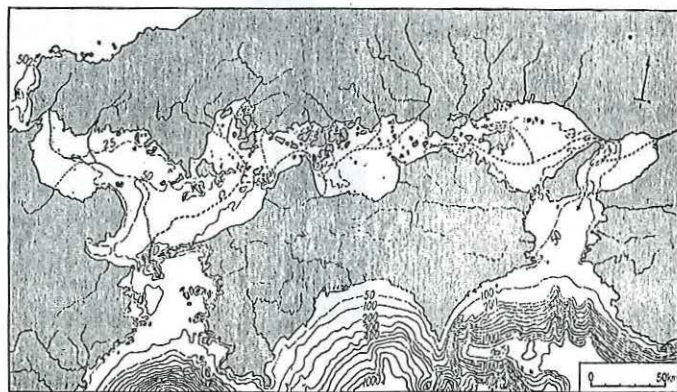


Fig. 24 Paleodrainage system in the last glacial stage in the Seto Inland Sea area, after Kuwashiro (1959)

力があるのだろうかという疑問が残されている。

海釜の成因や形成時期に関しては、従来音波探査等による海釜周辺域の堆積層基底の深度が十分に把握されずに、また潮流流速の鉛直構造やその侵食能力等が良く分らずに議論がなされ、さらに、第2章で述べたように各地の海釜を同時期、同一成因として単純に二者択一的に論じていたなどの問題があった。

(2) 潮流による海底の侵食

海釜の成因が河谷の埋め残し、潮流侵食のいずれであるにせよ、海底への堆積物の堆積を妨害し、または海底を侵食する営力は潮流であり、海釜の議論においては、潮流の諸性質や侵食能力等を把握することは重要である。また、この研究を通じて、地形学の主要課題の一つである、海底の侵食プロセスの解明にアプローチできる。

沿岸域の浅海底は、侵食・堆積作用が最も活発な場所であり、波浪や潮流、沿岸流などの作用により、どのような機構で、どの位の深さの海底まで侵食・堆積作用が及ぶのかという問題は、地形学の基本的な問題の一つであり、これまで波の作用を中心に多くの議論がなされてきた。この過程で wave base という概念が生まれたが、その使われ方は様々である。すなわち、ある場合は、一度堆積した細粒物質が波の作用で再び移動しない最小限の深さという意味で、ある場合は波が海底を侵食する最大の深さという意味である。本論では wave base は前者を意味する波浪作用限界深度の意味に使用し、後者の意味には波浪侵食限界深度 (base of vigorous abrasion) を使用して議論することにする。波浪侵食限界深度については、数 m ~ 200 m まで多くの数値が提出 (Johnson, 1919, 吉川, 1952, 佐藤, 1960, 1961, 茂木, 1973b, c, 茂木ほか, 1980, Dietz and Menard, 1951, Bradley, 1958ほか) されたが、傾聴すべき意見は Dietz and Menard (1951), Bradley (1958) であり、彼らは波のエネルギーの大部分は碎波帯で消費されることから、波による著しい侵食は碎波帯に限られ、その最大水深は約 10 m (30 フィート) であるとした。波浪

侵食限界に関する報告の多くは現成海食台の水深や底質分布の特徴など間接的根拠に基づくものであるが、吉川 (1952), 茂木 (1973b), 茂木ほか (1980) は短期間における現実の海底侵食面形成という直接的根拠に基づく報告である。すなわち、吉川 (1952) は黒部川扇状地北部の海岸侵食により -20 m 以浅の海食台が形成されたこと、茂木 (1973b) は台湾澎湖水道の砂州の侵食で末端水深が -15 m の侵食平坦面が形成されたこと、茂木ほか (1980) は西ノ島新島において末端水深が -12 ~ -15 m の平坦面が形成されたというものである。このほか、伊勢湾台風及びチリ津波の暴浪による海底侵食について、茂木 (1960), Kawamura et al. (1961) は、その侵食はそれぞれ、-15 m 以浅の海底に限られていることを報告した。これらのことから波の侵食限界深度は -10 ~ -20 m 程度で、-20 m 以深の海底には顕著な影響は及ぼさない (茂木・佐藤, 1975, 1977) と考えられている。

理論的には、波や海流の運動は表層部が中心で、波の運動は海面下数 10 m の深さで著しく衰えるが、潮流の運動はかなり深部まで及び、その流速の減衰を引き起こす主たる要因は海底の摩擦であると考えられている (小倉, 1934, 中野, 1968, 須田ほか, 1930, 須田, 1962)。しかし、強流域では従来手法による鉛直断面観測は困難なこともあって、深部に亘る鉛直断面データはきわめて少なく、十分な検証は行われていない。また海峡域では、最近まで海釜によって侵食されている海底下の地層の確認はほとんど行われていなかったが、音波探査の導入やボーリングの実施により、いつの時代の侵食によるのかは別にして、具体的な地層の侵食状況等が分かるようになってきた。

潮流の侵食能力については、桑代 (1959) が具体的なデータを用いて議論している。これは第六管区海上保安本部水路部が実施した、備讃瀬戸東部の潮流の各層観測成果と海釜の分布の関係より、潮流は、海底面上における流速が 3 ノット以上の場合、堆積面 (堆積物? ; 著者注) を侵食する能力を持つとしたものである。これに対して星野・岩淵 (1963) は、潮

流の流速自身が海釜を含めた海底地形に支配されているので、海釜域の流速が3ノット以上という観測結果をもって、ただちに海底が侵食されているとはいえないと批判した。また、根拠は不明ながら、Bel-derson et al. (1982)も潮流流速(表面)が3ノット以上のところで海釜の形成が始まると報告している。

現在までのところ、このほかに潮流の侵食能力を具体的データを用いて直接的に議論する報告はなされていないが、本論では、潮流流速の鉛直構造、各海釜域における海底の侵食状況、単成型と双子型の2つのタイプの海釜の形成要因についての考察から、潮流による海底の侵食について議論する。

1) 潮流流速の鉛直構造

Fig. 25には明石海峡、鳴門海峡、備讃瀬戸(日比~大槌島~小槌島)、猫瀬戸の潮流流速の鉛直断面データを示す。明石海峡では最大流速域は、海峡最狭部付近の中央部より淡路島寄りの表層付近にあるが、流速は海底近くでも4~6ノットに達する。鳴門海峡では北流、南流で流速の最強域が異なり、北流の最大流速域は北釜の水深50~60m付近²²⁾にあるが、流速は表層から底層まで余り減衰せず、南流の場合も最大流速域は南釜の水深30~40m付近にあり、流速は北流同様、下層に向かって余り減衰しない。備讃瀬戸の日比~大槌島~小槌島、猫瀬戸の断面も、変化は水平方向が主で、鉛直方向には余り変化がないことを示している。このほか、瀬戸内海の潮流の鉛直断面観測は、友ヶ島水道(海上保安庁水路部, 1987ほか)、明石海峡(本州四国連絡橋公団, 1977, 海上保安庁水路部, 1987ほか)、備讃瀬戸(小野弘平, 1947, 第六管区海上保安本部, 1962ほか)、大島瀬戸(高杉ほか, 1989)、速吸瀬戸(須田ほか, 1930)²³⁾、関門海峡(佐伯, 1932ほか)などで行われている。これらの観測結果によると、それぞれの海域により多少の差異はあるものの、おおむね潮流の流速は表層あるいは表層近くで最強であるが、鉛直的に下層に向かって余り減衰することはなく、海底近くにおいても最強層の60~70%の流速があること

を示している。

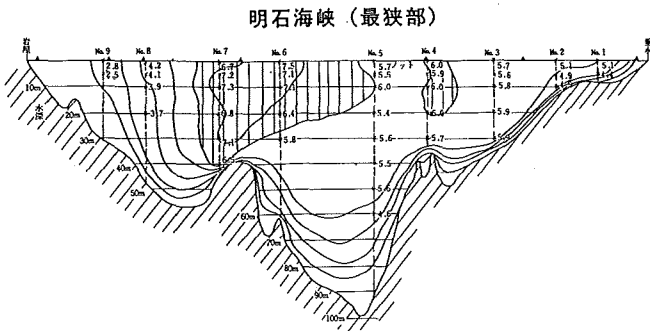
以上のことから、表層流速が大きい海峡周辺では、底層においても潮流はかなりの流速を持っていることが想定される。

2) 各海釜域の海底の侵食状況

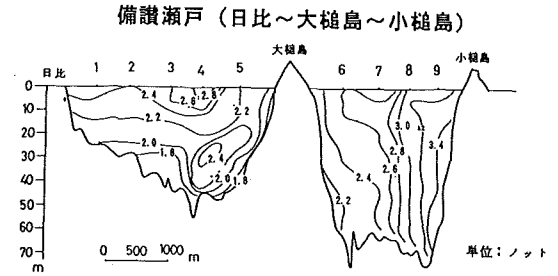
Table 4は、各海釜域の海底の侵食状況をまとめたものである。友ヶ島水道洲本沖、備讃瀬戸三崎、燧灘大島、関門海峡六連海釜などは、潮流の堆積妨害による埋め残しによって海釜が形成され、燧灘四阪島的美濃島、関門海峡部埼海釜などは表層堆積層が浅く侵食され、備讃瀬戸小豆島の地蔵埼、同じく備讃瀬戸の大槌島~小槌島、下津井瀬戸、安芸灘猫瀬戸の海釜などは、更新世や鮮新世の地層が侵食されて海釜が形成されているが、基盤の花崗岩類には及んでいないことを示している。

一方、明石海峡、鳴門海峡、来島海峡、怒和島水道、速吸瀬戸、関門海峡の海釜では、基盤の岩石にまで侵食が及び、明石海峡の海峡最狭部では、第三紀中新世の神戸層群、中生代白亜紀の花崗岩類が侵食されて海底に露出している。また、鳴門海峡では、中生代白亜紀の和泉層群の泥岩優越層が分布すると想定される海域に海釜が形成される一方、同層群の砂岩優越層が分布する岬の延長部は鞍部地形として高まりをなしている。但しこの鞍部地形も南北両海釜を繋ぐ溝状凹地の部分では-60mまで侵食されている(八島, 1990)。

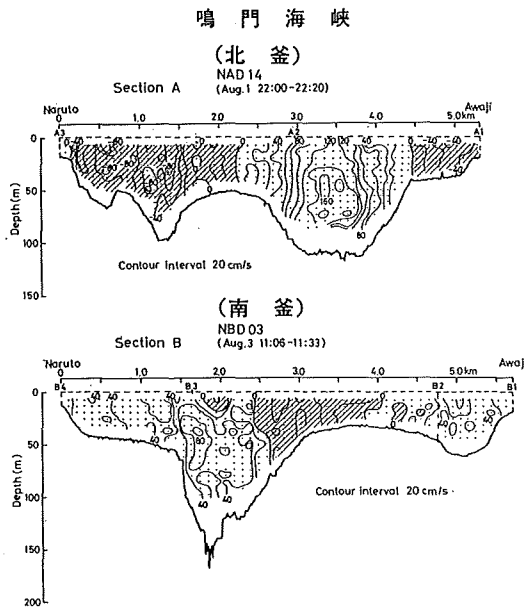
速吸瀬戸の双子型海釜では、古生代末~中生代初めとされる三波川変成岩類の緑色片岩が分布する部分は南北海釜を2分する尾根となり、和泉層群の泥岩等が分布すると思われる海域にすり鉢形の北釜が形成されている。一方、南釜には北東~南西方向に並行する1~2列の尾根と深みがみられるが、これらは三波川変成帯の構造や変成岩の中の岩相の差異が潮流の侵食により露わにされたものと想定される。関門海峡の海釜では中世代白亜紀の関門層群・花崗岩類が、豊後水道鶴御埼の海釜では中新世~鮮新世の宮崎層群と思われる地層が、侵食されて海釜が形成されている。



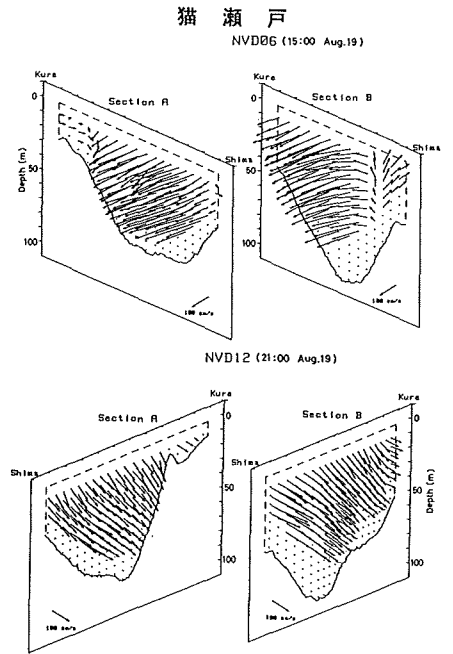
第五管区海上保安本部水路部の観測資料(1960)による



第六管区海上保安本部(1962)による



Takasugi et al(1990)による



高杉ほか(1986)による

Fig. 25 Vertical profile of the current velocity

以上の流速データは表層部のものであり、また由良瀬戸や豊後水道鶴御崎の海釜のように、流速が3ノット程度でも基盤の岩石が侵食されている例もあるが、潮流流速と海底の侵食状況の間には比較的明瞭な対応関係が認められる。すなわち、流速がおおよそ2ノット以下の海域では、潮流の堆積妨害による埋め残しか、表層堆積層が浅く侵食されて海釜が形成されており、灘域の海釜は全てこの例である。流速が2~3ノットをこえる海域では更新統より下位の地層が侵食されて海釜が形成されているが、侵食は基盤の岩石には及んでいない。一方、流速が5~6ノット以上の海域では、和泉層群の砂岩層、花

崗岩類、変成岩類等の基盤の岩石が侵食されて海釜が形成されているが、基盤の岩石の侵食の状況はその岩相分布など rock control に支配されている。

以上のことを模式的に表すと Fig. 26 のようになる。

3) 単成型と双子型海釜の形成要因

単成型と双子型の2つのタイプの海釜を区分する因子として、矢部・田山(1934)は潮流の速度、海峡の幅、海峡の最初の地形を示唆した。吉川(1953)は海峡地域の原初地形を重視し、潮流は基盤の地形を破壊するまでには至らず、堆積の妨害が海釜形成にあずかっているとした。つまり、前者は河谷が沈水

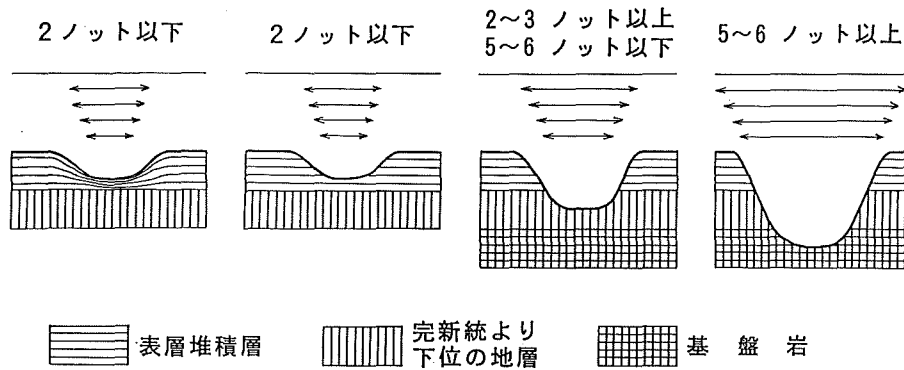


Fig. 26 Velocity of tidal currents and erosions of sea bottom

した場合で、後者は分水界が沈水した場合となる。桑代(1959, 1972)は両者の違いを潮量に対する海峡幅の広狭によるとした。すなわち、前者は潮量に対し海峡の幅の広いところ、後者は潮量に対し海峡の幅の狭い所で形成されるとし、潮流の侵食は堆積面に限られるため、沈水した尾根を侵食する能力は持たず、その両側のルーズな堆積面を侵食するため、最狭部を離れて双子型海釜が形成されるとした。しかし、この場合、2つの型を分ける潮量と海峡の幅の定量的な関係については説明していない。吉川(1953)、桑代(1959, 1972)とも rock control を重視し、潮流の侵食能力は堆積面に限られ、基盤の岩石には及ばないと考えたようである。

一方、茂木(1980)は、2つのタイプを形成する要因は、海岸線の制約を受けた潮流自身の性質であると推論した。つまり、広い海域から狭い海域へ潮流が流れ込むと、両側の海岸線の制約を受けて流れの収束を生じ、潮流は海峡最狭部を通過した後もその延長方向に流れて合流し、合流点では下降流や渦流を生じて海底の下方侵食を生じやすい。潮流の収束線が鈍角で交わると、反復する潮流の合流点は近接し、収束線が鋭角で交わると、それぞれの合流点は離れて、前者では単成型、後者では双子型が形成されるというものである。この推論では、海峡最狭部付近における潮流の収束線の角度によって2つの型の違いが生じることになる。

明石海峡、鳴門海峡では本州四国連絡橋公団

(1973, 1976, 1977ほか)により、航空機を用いた潮流のフロート追跡観測等が行われている。この結果によると、明石海峡での強流出現域は東流、西流によって異なり、Fig. 14cの潮流図に比べて複雑な変化を示すものの、大勢は一致していて海峡最狭部付近で東流、西流の強流域は重複している。一方、鳴門海峡ではFig. 15cの潮流図同様、南流、北流のいずれも突出する両岬により強制的に収束され、海峡最狭部の下流側に強流域を生じ、最狭部を挟んで南と北に交互に激流域が現われる。このほか、諸島・怒和島・クダコ水道でも鳴門海峡同様、南西流、北東流のいずれも、強流域は水道最狭部の下流側に生じ、最狭部を挟んでその両側に交互に激流を生じている(Fig. 20b)。関門海峡では東流、西流の強流域を6ノット以上の最大強流域でみると海峡最狭部を挟んで東側と西側に別々に現われるが、5ノット以上の強流域でみると、両者は海峡最狭部付近で重複している(Fig. 22c)。

これらの海域の海岸線と強流(激流)出現域とを模式的に表すとFig. 27のようになる。反復する潮流の強流域が海峡最狭部付近に重複して1ヵ所形成される海域では、単成型海釜が、反復する潮流の強流域が海峡最狭部を挟んで別個に2ヵ所形成される海域では、双子型海釜が形成されている。また、海岸線の形状をみると、平行あるいは海峡兩岸の岬の突出が緩やかな場合は強流域は重複し、細長い岬が急激に突出している場合は、強流域は別の場所に形

Table 4 Erosions of sea bottom in the Seto Inland Sea

海域名	友ヶ島水道		明石海峡		鳴門海峡		備讃瀬戸	
海釜名	由良瀬戸	洲本沖	明石海峡		鳴門海峡		小豆島 地蔵崎	大槌島～ 小槌島
海釜のタイプ	海峡単成型	海峡岬型	海峡単成型		海峡双子型		海峡岬型	海峡単成型
潮流最大流速 (ノット)	3.6	(1.0)	7.1		10.6		2.1	3.4
海釜の水深 (m)	197	52	148 (最深部)	110 (最狭部)	216 (最深部)	60 (鞍部)	78	70
侵食する 地層	白亜紀 和泉層群 砂泥互層		鮮新世後期 ～更新世初 期大阪層群	中新世神戸 層群・白亜 紀花崗岩類	白亜紀 和泉層群 泥岩優越層	白亜紀 和泉層群 砂岩優越層	更新世 大槌島層・ 砂弥島層	更新世槌ノ 戸瀬戸層・ 大槌島層
記 事		堆積妨害					基盤の 花崗岩類に 及ばず	基盤の 花崗岩類に 及ばず

海域名	備讃瀬戸		燧 灘		来島海峡	安芸灘	
海釜名	下津井瀬戸	三崎	四阪島美濃 島	大島	来島海峡	舟折瀬戸	猫瀬戸
海釜のタイプ	海峡単成型	海峡岬型	灘岬型	灘岬型	海峡単成型	海峡単成型	海峡単成型
潮流最大流速 (ノット)	(2.9)	(1.3)	(0.7)		9.7	9.0	4.6
海釜の水深 (m)	80	70	55	39	152	60	128
侵食する 地層	鮮新世 三豊層群	表層堆積層	表層堆積層		白亜紀 花崗岩類	白亜紀 花崗岩類	下部更新統
記 事	基盤の花崗 岩類に及ば ず	堆積妨害	堆積層基底 に及ばず	堆積妨害			基盤の花崗 岩類に及ば ず

海域名	怒和島～釣島水道		速吸瀬戸		関門海峡			豊後水道
海釜名	怒和島水道	釣島水道	速吸瀬戸		関門海峡	部埼	六連	鶴御埼
海釜のタイプ	海峡双子型	海峡単成型	海峡双子型		海峡単成型	海峡岬型	海峡単成型	海峡岬型
潮流最大流速 (ノット)	(5.2)	2.9	5.7		8.5	(1.1)	(0.9)	2.7
海釜の水深 (m)	166	146	460 (最深部)	150 (鞍部)	47	20	33	177
侵食する 地層	白亜紀 花崗岩類	下部更新統	白亜紀 和泉層群 泥岩	古生代～中 生代三波川 変成岩類	白亜紀 関門層群・ 花崗岩類	表層堆積層		中新世～鮮 新世宮崎層 群
記 事		基盤の花崗 岩類に及ば ず					堆積妨害	

注) 潮流最大流速欄の () 内数字は大潮期の平均流速を示す

成されている。単成型と双子型の2つのタイプの海釜を形成する要因は強流の出現域が1つか2つかというその出現様式にあり、この出現様式は海岸線の形状と密接な関係を持つことを示している。

以上のように、潮流は底層までかなり強流で、潮流の侵食は未固結な堆積層に限られるものではなく、基盤の岩石にも及び、潮流流速と海底の侵食状況の間には比較的明瞭な対応関係がみられる。そして未固結の堆積層の侵食においては、河川の掃流力に相当する潮流の流れがその主役をなすと思われるが、基盤の岩石の侵食においては、第6章の鳴門海峡、明石海峡などの底質の項で述べた特色等から、潮流により移動する砂礫が侵食作用の主役をなしているものと想定される。

また、単成型と双子型の2つのタイプの海釜の第一の形成要因は、海岸線の形状等に応じて強流域の出現域を変化させる潮流自身の性質にあるということが出来るが、海釜の形成が全てこのような潮流の性質のみによって決まるものではなく、これまで述べてきたように海域の地形・地質の諸条件が海釜形

成に大いに影響していることはいうまでもない。

(3) 成因と形成時期

海釜の成因については、これまで述べたように潮流の流向や強さと海釜の分布がおおむね対応した形や配列をなし、灘と灘を結ぶ海峡に位置する規模の大きい海釜などでは、その水深は堆積層基底の深度をはるかに下回っており、海釜は潮流によって深く侵食されたと考えざるを得ない。潮流に硬い基盤の岩石等を侵食する能力があるのかという点については、前述のように、潮流の流速は鉛直的に下層に向かって余り減衰することはなく、海底近くにおいてもかなりの流速を維持し、流速の大きいところでは未固結の堆積層のみならず、基盤の硬い岩石をも侵食している事実がある。

以上のことから、備讃瀬戸などの島嶼間に位置する規模の小さい海釜や灘域の規模の小さい岬型海釜の一部は、潮流の堆積妨害による埋め残しによって形成されたものであるが、多くの海釜は堆積層や基盤の岩石が潮流の侵食によって形成されたものである。

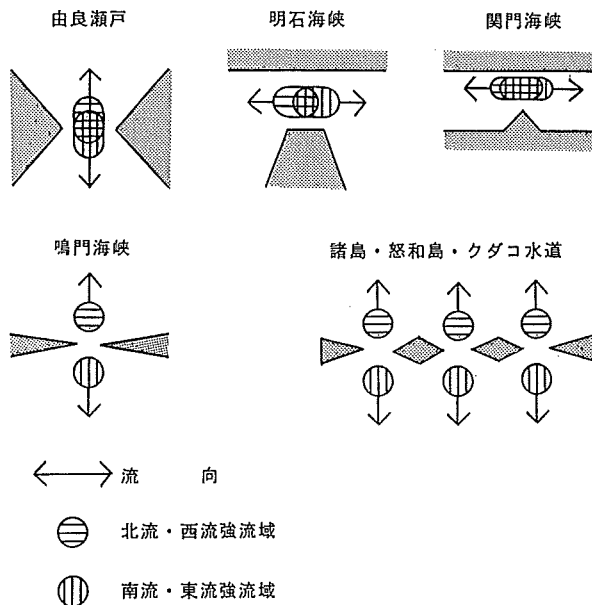


Fig.27 Strong current areas in the major straits

海釜の形成時期については、①現在の流況と海釜の分布位置がおおむね対応していること、②海釜底には岩盤が露出し（明石海峡、鳴門海峡、速吸瀬戸ほか）、侵食形態が基盤の地質構造に支配されていること（速吸瀬戸）、③底質分布は海峡部を中心として粗粒物質から細粒物質へと規則的に変化²⁴⁾していること（友ヶ島水道、鳴門海峡、速吸瀬戸、関門海峡ほか）、④海釜底から採取される礫は円礫で、海釜付近から採取される獣化石には、砂礫による摩擦痕がみられること（明石海峡、鳴門海峡）、⑤新旧海図の水深比較によると、海釜の部分は深化傾向にあること（鳴門海峡、備讃瀬戸東部、速吸瀬戸）、⑥海釜と砂堆地形が隣接し（明石海峡、鳴門海峡、備讃瀬戸東部、速吸瀬戸、関門海峡）、海釜斜面の這い上がり部などにサンドウェーブが分布すること（備讃瀬戸、速吸瀬戸）、⑦潮流流速の鉛直断面データによると、底層でもかなりの強流が存在すること（明石海峡、鳴門海峡、備讃瀬戸東部、猫瀬戸、大島瀬戸、関門海峡）等から、瀬戸内海の家釜の多くは、現在も侵食が進行中であり、少なくともそれに近い状態にあると考えられる。とくに海釜に隣接して砂堆地形が分布し、海釜斜面の這い上がり部にサンドウェーブが分布するという特徴は、海釜と砂堆地形が密接な関係を持ち、砂堆が海釜起源の堆積物²⁵⁾の堆積地形として海釜周辺に発達していることを意味するので、海釜が現在も活発な侵食作用にさらされていることが分かる。

とはいえ、明石海峡や豊後水道鶴御崎の家釜のように、現在の流況のみでは説明できないものが存在するのも事実で、過去に遡って考えてみる必要がある。しかし、従来の議論のように、各地の家釜を全て同時期の形成として、現成か、過去の遺物（化石地形）かというように、単純に二者択一的に論ずるのは誤りである。海峡が成立すれば、規模の大小は別にして海釜状の地形の形成が始まるのは、現在のサロマ湖、能取湖、浜名湖などの湾口部の地形の例から明らかである。第6章や第8章で述べるように、各海釜の形成は、海釜が位置する海峡の成立時に始

まり、その後、現在も進行中である。各海峡の成立時期は瀬戸内海の沈水過程に深く関わり、各海峡ごとに異なっている。

以上のように、備讃瀬戸などの島嶼間に位置する規模の小さい海釜のなかには、氷河時代に形成された河谷が潮流によって埋め残されたものもあるが、瀬戸内海の海峡域にみられるほとんどの家釜は、最終氷期最盛期以降の海水準上昇過程において、各海峡の成立以降、潮流の侵食によって形成が始まり、現在も進行中ということが出来る。一方、灘域の家釜は、当該海域が沈水して海域となって細粒堆積物の堆積が進行する中で、島の周辺で流速が加速される潮流の堆積妨害による埋め残しや表層の堆積層が浅く侵食されて形成されたものである。

8. 瀬戸内海の家釜・海釜地形発達史及び沈水過程

ここでは第6章、第7章での検討結果等から瀬戸内海の家釜・海釜地形発達史及び沈水過程について考察する。

最終氷期最盛期には瀬戸内海は全域が陸域であった。その後、海水準の上昇に伴い、海は紀伊・豊後両水道から侵入し、順次各海峡を経由して各灘や湾を形成して海域を拡大し、最終的には最終氷期最盛期に分水界をなしていた備讃瀬戸や関門海峡が沈水して、現在のような瀬戸内海が完成した。瀬戸内海の主要な家釜は、この瀬戸内海の沈水過程において、家釜が位置する海峡の成立とともに潮流の侵食によって形成が始まり、現在も進行中である。この間、潮流は海域によっては基盤の岩石をも侵食し、また強流域の出現様式に応じて単成型や双子型などの家釜を出現させた。

主要な海峡成立時の海水準や家釜形成開始時期の海水準は、第6章で海峡周辺の地形の特色や音波探査記録の解析結果等（堆積層基底の深度等）から考察した。

Fig. 28では、議論に用いた堆積層基底を、主要家釜周辺の代表的なソノプロブ記録上に図示した。これらの記録から判読される層序・構造をボーリン

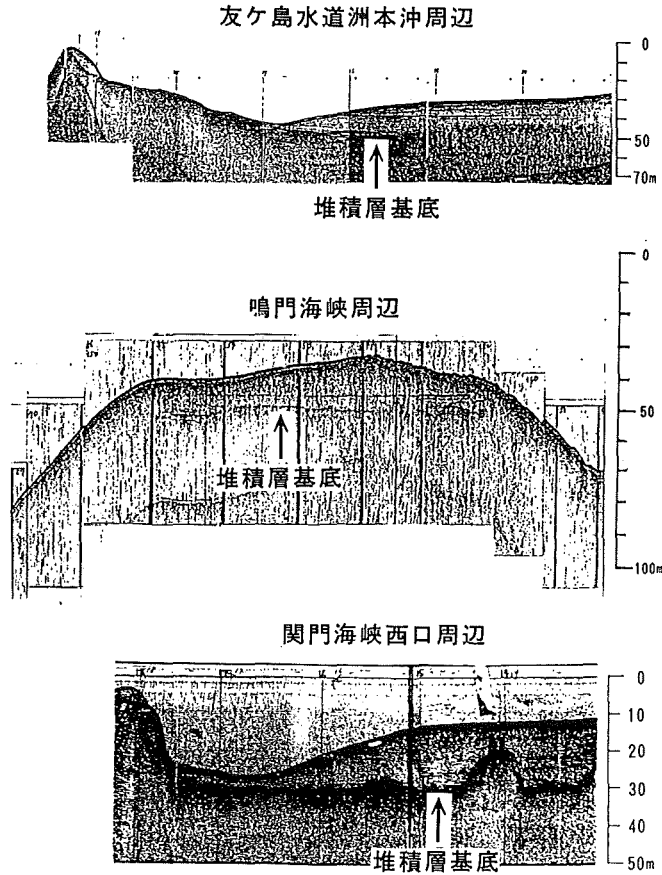


Fig. 28 Acoustic records in the vicinity of the major caldrons in the Seto Inland Sea

グ等によって実際の地層と直接対比することは行っていないが、堆積層基底は、その深度、記録の色調、侵食形態を示すその表面形状、周辺陸上の地形・地質を含む従来の知見(大嶋ほか,1975,1977,小野寺・大嶋,1983,中瀬古,1982ほか)から、当該海域に海が侵入する以前の陸上地形面、すなわち、最終氷期最盛期の陸上地形面に、基底より上位の堆積層は最終氷期最盛期(最大海退期)以降の陸成・海成堆積物に当たる。このため、本論で述べた堆積層は、いわゆる沖積層に相当し、堆積層基底は沖積層基底に相当すると考えられる。ここでは、最終氷期最盛期以降の海水準変動に関する従来の知見と、第6章で述べた海峡成立や海釜形成開始時期の海水準を組み合わせ、瀬戸内海的主要海峡の成立時期や海釜形成開始時期及び沈水過程の解明を目指すことにした。最終氷期最盛期以降の海水準変動について、外

国ではFairbridge(1961), Shepard and Curray(1967)ほか、日本沿岸では湊(1966), 貝塚・成瀬(1977), 小元・大内(1978), 大嶋(1978,1980), 松本(1984), 太田ほか(1982,1990), Umitsu(1991)ほか多数の報告があるが、瀬戸内海沿岸では少なく、10,000年前以降の大阪湾・播磨灘について、前田(1977,1980 a,b), 完新世後期について成瀬ほか(1984), 藤原・白神(1986)ほか知られるのみである。

これらの海水準変動曲線は地域や報告者により様々であるが、貝塚・成瀬(1977)によれば、最終氷期最盛期に $-120\sim-140\text{m}$ まで低下した海水準は、約15,000年前から途中で少なくとも1回の降下期を挟みながら急上昇し、約11,000年前には $-20\sim-30\text{m}$ に達した。ついで約10,000年前には -40m まで海面低下を生じ、この後再び海面が上昇して、約5,000年前に現海水準に達し、以後は大きな変動なしに現

在に至っている。一方、前田(1977,1980a,b)の曲線は、約10,000年前の海水準は-31m, 9,000年前は-25m, 8,000年前は-18m, 7,000年前は-5mで、6,000年前に+3mの最高位海水準に達したことを示している (Fig. 29a)。

20,000~18,000年前の最低位海水準, 15,000~10,000年前頃の海水準の昇降過程や、最高位海水準の時期及びその海水準, 最高位海水準以降の小海退等については見解の相違があるものの、10,000~5,000年前に限れば、曲線の変化はおおむね一致し、この間の海水準のバラツキは10m, 年代のバラツキは1,000年の範囲内にある (Fig. 29b)。

これまで瀬戸内海の地形発達史に関して得られた

絶対年代データは、数が少なく、大阪湾、播磨灘、小豆島周辺等で知られるのみである。大阪湾、播磨灘において前田(1977,1980a,b)は多数の潮間帯を指示する貝類化石の¹⁴C年代測定を行い、群集を産出する層準との関係から前述の海面変動曲線を取りまとめ、大阪湾奥の水深31mで得られた穿孔貝の一種のニオガイの¹⁴C年代が10,200±770B.P.を示したことから、大阪湾奥への海の侵入は約10,000年前とした。また、大嶋ほか(1975)が、大阪湾西部の水深57mの地層から採取されたマガキの年代について10,820±190B.P., この地層の下位のシダの胞子を多数含む泥炭層の年代について10,400±190, 13,950±280B.P.を得たことから、小野寺・大嶋

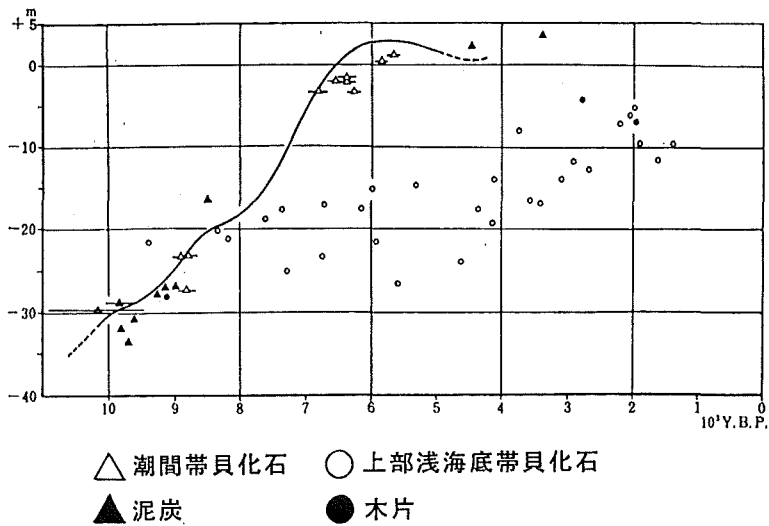


Fig. 29a Sea level curve since 10,000 B.P.in the Osaka Bay and Harima Sea, after Maeda (1980a)

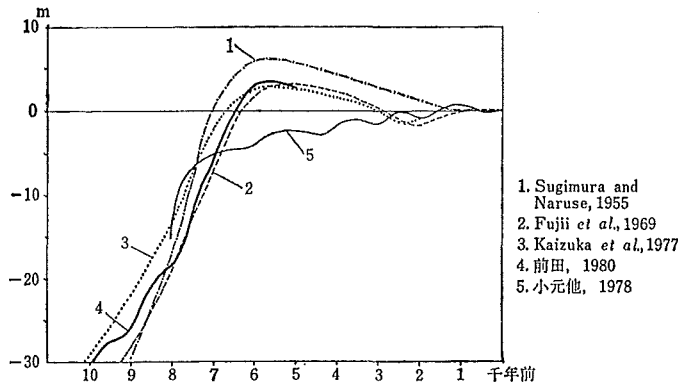


Fig. 29b Sea level curves since 10,000 B.P.from various areas in Japan, after Maeda (1980b)

(1983)は、大阪湾の原地形面を埋積する直前の年代は13,000年前で、この頃友ヶ島水道が成立したとした。また、備讃瀬戸児島半島東側の井島・黄島などの縄文早期貝塚(江坂, 1972)の貝殻の ^{14}C 年代について、 $8,400 \pm 350 \text{ B.P.}$ という測定値(渡辺, 1966)が報告されているが、井関(1957, 1977)は、周辺の海底地形の特色や貝塚構成貝の変化等から、貝塚成立時の海水準は -15 m で、約8,000年前に、児島半島周辺にあった備讃瀬戸の分水界が沈水し、現在の瀬戸内海が完成したと考えた。これに対して、藤原・白神(1986)は建設省国土地理院(1983b)の音波探査による同島周辺の堆積層基底の深度は -30 m で、貝塚構成貝の変化などから貝塚成立時の海水準は -25 m であったとして井関(1957, 1977)を修正した。本論では、Fig. 29aに示した前田(1980a)の海水準変動曲線から、海水準と絶対年代を、年代は500年間隔、海水準は10m単位で読み取った。なお、20,000~10,000年の間では、海水準上昇過程における海水準降下の回数やその海水準は、報告によりバラツキがあるため、20,000~10,000年の間は、海水準の低い方を年代の古い方へ、高い方を新しい方に順番に並べることとした。数は少ないものの、このようにして読み取った値と前述の絶対年代データとは比較的良い対応を示す。

前田(1980a)の海水準変動曲線から読み取った年代と海水準に、海峡周辺の地形の特色や音波探査記録の解析結果等から得た海峡成立時や海釜形成開始時期の海水準を組み合わせ、瀬戸内海の海峡・海釜地形発達史及び沈水過程をTable 5に、瀬戸内海の沈水過程の模式図をFig. 30に示した。

これらによると、20,000~18,000年前の最終氷期最盛期に陸上であった瀬戸内海は、海水準の上昇に伴い、紀伊・豊後両水道から海が侵入して次第に沈水し、海域を拡大していった。両水道での海の侵入は水深の大きい豊後水道の方が早く、海水準が -80 m の時代には速吸瀬戸が成立し、伊予灘に海が侵入した。一方、友ヶ島水道の成立は海水準が -60 m の時代になってからで、大嶋ほか(1975)によればその

時期は約13,000年前となり、友ヶ島水道の成立によって大阪湾への海の侵入が始まった。 -50 m の時代になると諸島・怒和島・釣島水道が成立して安芸灘、広島湾に海が侵入し、さらに -40 m の時代になって鳴門海峡、来島海峡が成立して、それぞれ播磨灘、燧灘に海が侵入した。続いて約10,000年前の海水準が -30 m の時代になって明石海峡が成立し、大阪湾と播磨灘が連結し、 -20 m の時代になって備讃瀬戸の塩飽諸島周辺にある分水界が沈水し、豊後・紀伊両水道から侵入してきた東西の瀬戸内海が連結した。そして -10 m の時代になって関門海峡が成立して、日本海と通じ、最終的に現在の瀬戸内海が完成した。従来は児島半島周辺の備讃瀬戸の分水界の沈水によって瀬戸内海が完成した(井関, 1957, 1977)といわれてきたが、備讃瀬戸の堆積層基底の深度は児島半島周辺の -30 m に対し、塩飽諸島周辺は -20 m と浅い。さらに分水界をなす関門海峡の鞍部地形は $-13 \sim -14 \text{ m}$ とさらに浅く、現在の瀬戸内海は関門海峡の成立によって、完成したと修正すべき必要が生じた。

以上のように海は紀伊・豊後の両水道から侵入し、各海峡の成立に従って、その海峡に位置する海釜の形成は始まり、現在も進行中である。但し、鳴門海峡や明石海峡で海釜形成が本格化するの、第6章で述べたように、海峡の成立から遅れ、海水準がそれぞれ -30 m 、 -20 m に達してからのことである。一方、灘域の海釜は、当該海域が沈水して海域となり、細粒堆積物の堆積が進行する中で、島の周辺で流速が加速される潮流の堆積妨害による埋め残しや、表層の堆積層が浅く侵食されて形成されてきたものである。

Table 5 Geomorphological evolution and submergence history of the Seto Inland Sea

地質時代	絶対年代 (年前)	海水準	形成された海峡と形成が始まる海釜	沈水過程	主なできごと
完新世	6,500	0			
	7,000	-10m	関門海峡	瀬戸内海と日本海の連結	現在の瀬戸内海の完成
	8,000	-20m	備讃瀬戸	燧灘と播磨灘の連結	東西の瀬戸内海の連結, 明石海峡海釜形成の本格化
	10,000	-30m	明石海峡	大阪湾と播磨灘の連結	鳴門海峡海釜形成の本格化
更新世後期		-40m	鳴門海峡	播磨灘への侵入	
			来島海峡	燧灘への侵入	
		-50m	諸島・怒和島・釣島水道	安芸灘・広島湾への侵入	
	13,000	-60m	友ヶ島水道	大阪湾への侵入	
		-70m		紀伊水道への侵入	
		-80m	速吸瀬戸	伊予灘への侵入	
		-80~		豊後水道への侵入	
		-100m			
	18,000~	-120~			瀬戸内海の陸化と古水系の形成
	20,000	-140m			

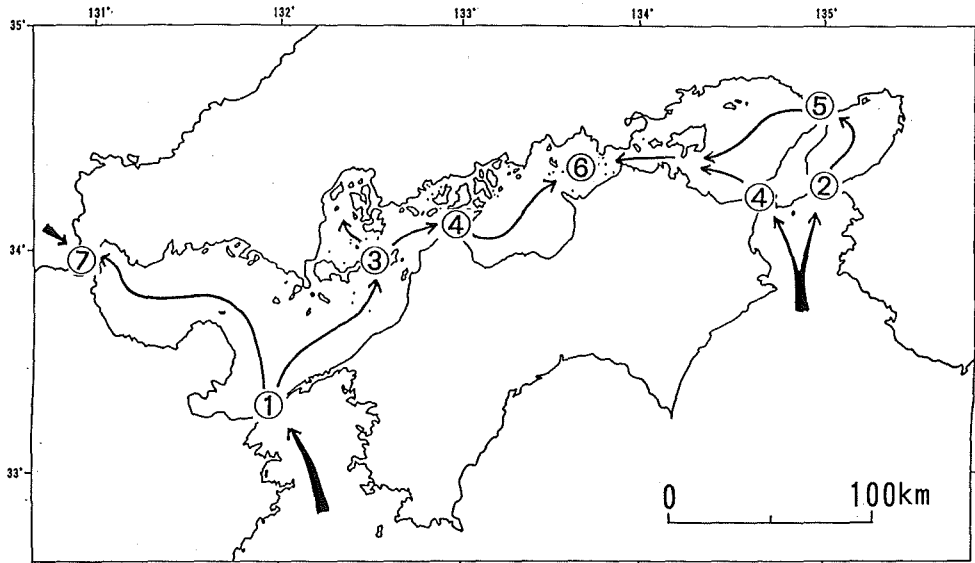


Fig. 30 Submergence process of the Seto Inland Sea

9. 結論と今後の課題

本論は瀬戸内海の高釜について、形態や分布の特色を明らかにして高釜の分類を試み、その成因・形成時期及び瀬戸内海の高釜・海峡を中心とする地形発達史及び沈水過程の解明を目指すものである。用いた資料は水路部の5万分の1「沿岸の海の基本図」、音波探査記録、底質、潮汐・潮流データを主とし、その解析に音波探査データを初めて全面的に用い、また視点を従来の地形・地質の特徴だけでなく、高釜形成の直接的営力である潮流にも置いて、瀬戸内海全域に亘る高釜を初めて総合的に議論するものである。

まず、瀬戸内海の高釜の地形計測を行い、その形態や分布の特色を明らかにし、高釜の分類を試みる。続いて主要高釜については地形、底質、潮流、音波探査記録の解析結果等を記載し、これらの検討結果やこれに加えて潮流の諸性質や侵食能力等の議論に基づいて、高釜の成因や形成時期等を考察した。さらにこれらの結果等から瀬戸内海の高釜・海峡を中心とする地形発達史及び沈水過程について考察した。

この結果、以下のことを明らかにした。

地形計測においては、

- ①瀬戸内海には長径1 km以上の高釜が約250個存在し、海域ごとの数の点では島嶼が多く分布する安芸灘、備讃瀬戸などが多い。また高釜を分布位置で見ると、海峡周辺が圧倒的に多いが、広い灘の海域にもみられる。
- ②深さが大で、規模が大きい高釜は灘と灘(広い湾、水道を含む)を結ぶ海峡に位置することが多く、深さが100 m以深の高釜はこのタイプのほかは安芸灘、伊予灘、豊後水道の高釜に限られる。一方、灘域にみられる高釜は深さ・規模とも小さく、全て岬型である。
- ③高釜を分布位置と形態を組み合わせると、まず、海峡最狭部付近に位置する海峡中央型と岬や島の周辺に位置する岬型に2大別され、さらに分布位置とその形態から、海峡単成型、海峡双子型、海峡岬型、灘岬型の4つのタイプに分類される。
 海峡単成型……深みが海峡に沿って細長く横たわる(由良瀬戸、明石海峡ほか)。
 海峡双子型……海峡最狭部を挟んで2つの深みがみられる(鳴門海峡、速吸瀬戸ほか)。

海峡岬型……………海峡周辺の岬や島の先端部にみられる。一般的には深さ・規模とも小さいが、豊後水道等には深さ・規模が大きい海釜がみられる（備讃瀬戸地蔵崎、豊後水道鶴御崎ほか）。

灘岬型……………灘の島の周辺にみられ、水深・規模とも小さく三日月形をなすことが多い（燧灘四阪島、周防灘姫島ほか）。

④海峡単成型海釜の最深部は、おおむね海峡最狭部にみられるが、詳細にみると最狭部より多少ズレていて、この場合、反復する潮流のうち、流速が大きい流れの下流側に、ズレていることが多く、海峡双子型海釜では2つの深みのうち、流速が大きい流れの下流側に深い深みが形成されていることが多い。

⑤速吸瀬戸の海釜は水深460m、深さ約300mにも達し、日本沿岸のみならず世界最大規模である（北釜：水深460m、深さ約300m、約8×5km、南釜：水深365m、深さ約200m、約10×5.5km）。

潮流の諸性質や侵食能力、海釜の成因・形成時期、瀬戸内海の海峡・海釜地形発達史及び沈水過程の考察においては、

①潮流の流速は、鉛直的に下層に向かって余り減衰することはなく、海峡域においては底層においてもかなりの強流が存在する。このため潮流の侵食は未固結の堆積層に限られることはなく、基盤の岩石に及ぶ。潮流流速と海底の侵食状況の間には比較的明瞭な対応関係がみられ、潮流流速がおおよそ2ノット以下の海域では、潮流の堆積物の堆積妨害による埋め残しか、表層の堆積層が浅く侵食されて海釜が形成され、2～3ノットをこえると更新統より下位の地層が侵食されて海釜が形成され、5～6ノット以上の海域では基盤の岩石が侵食されて海釜が形成されている。しかし、基盤の岩石の侵食状況はその岩相分布など rock con-

trol に支配されている。

②単成型と双子型の2つのタイプの海釜の第一の形成要因は、潮流の強流域の出現様式にある。

③海釜の成因については、氷河時代の河谷が潮流の堆積妨害により埋め残されたものもあるが、ほとんどの海釜、とくに灘と灘を結ぶ海峡に位置する規模の大きい海釜では水深が堆積層基底の深度をはるかに下回っており、潮流の侵食により深く侵食されて形成されたものである。なお、灘域にみられる規模の小さい海釜は、当該海域が沈水して海域となり、細粒堆積物の堆積が進行する中で、島の周辺で流速が加速される潮流の堆積妨害による埋め残しや表層の堆積層が浅く侵食されて形成されたものである。

④海釜の形成時期については現在の流況と海釜の位置、海釜周辺の底質、海釜周辺の砂堆・サンドウエーブ地形の特徴等から現在も進行中であるが、その開始時期は海釜が位置する海峡の成立時に遡る。しかし、その時期は瀬戸内海の沈水過程に深く関わり、各海峡ごとに異っている。

⑤明石海峡の海釜の形成は、海峡が成立する海水準が-30mの時代に始まるが、海釜形成が本格化するの海水準が-20mになってからである。

⑥鳴門海峡の大規模な双子型海釜は、潮汐・潮流条件、地形・地質条件が相俟って形成されたが、日本沿岸最大の強流の要因は、きわめて特異で瀬戸内海東部の地理的条件に起因する。海釜の形成は海峡が成立する海水準が-40mの時代に始まるが、海釜形成は海水準が-30mになって明石海峡が成立し、現在と同じ地理的条件となってから本格化し、双子型海釜の形成には和泉層群の岩相分布の特色が効果的に作用している。

⑦20,000～18,000年前の最終氷期最盛期に陸上であった瀬戸内海は、海水準の上昇に伴い、紀伊・豊後両水道から海が侵入して次第に沈水して海域を拡大し、最終的に関門海峡の成立により、現在の瀬戸内海が完成した。瀬戸内海の海峡・海釜地形発達史及び沈水過程は以下のとおり。

海水準 (年代)	成立した海峡と 形成が始まる海釜	沈水が始まる海域 と主なできごと
-80m	速吸瀬戸	伊予灘
-60m (13,000年前)	友ヶ島水道	大阪湾
-50m	諸島・怒和島・ 釣島水道	安芸灘, 広島湾
-40m	鳴門海峡* 来島海峡	播磨灘 燧灘
-30m (10,000年前)	明石海峡**	大阪湾と播磨灘 の連結
-20m (8,000年前)	備讃瀬戸	東西の瀬戸内海 の連結
-10m (7,000年前)	関門海峡	現在の瀬戸内海 の完成

* 海釜の形成は海水準が-30m になってから本格化

** 海釜の形成は海水準が-20m になってから本格化

本研究により、潮流による海底の侵食、瀬戸内海
の海釜の成因・形成時期、瀬戸内海海峡・海釜を
中心とする地形発達史及び沈水過程について多くの
知見を得ることができた。

絶対年代決定データ、音波探査未実施区域での音
波探査データの集積等による瀬戸内海沿岸の最終水
期最盛期以降の海水準変動曲線の確立、絶対年代を
伴う詳細な瀬戸内海沈水過程及び堆積地形域を含
む瀬戸内海全般の地形発達史の解明等は今後の課題
である。

また、ドップラー方式の超音波流速計やリモート
センシング手法等による潮流の海釜底に達する鉛直
断面、3次元データの集積等による底層流速と海底
侵食の関係、水理学的観点からの海釜形成機構や海
底侵食プロセスの解明は今後の課題である。

謝 辞

本論文作成のあいだ、終始ご指導・ご助言、ご校
閲頂いた東北大学 田村俊和教授、本論文作成に際
して種々の有益なご教示・ご助言を頂いた東北大学
斎藤常正教授、島田周平教授、松本秀明助教授に心
から感謝いたします。

また、筆者が東北大学理学部地理学教室に進学以
来、多年に亘り、ご指導・ご鞭撻頂いた東北大学 西
村嘉助名誉教授、設楽寛名誉教授、同じく海上保安
庁水路部入庁以来、多年に亘りご指導・ご鞭撻頂い
た故茂木昭夫水路部測量課長(元千葉大教授)、佐藤
任弘元水路部長(現日本水路協会理事)、岩淵義郎水
路部長に感謝いたします。

本研究の実施に当たり、瀬戸内海沿岸の地形・地
質については、徳島大学 須鎗和巳名誉教授、山形
大学阿子島功助教授、潮汐・潮流については、海上
保安大学校 小田卷実教授、京都大学 藤原建紀助
教授ほか多数の方々から種々の有益なご教示を頂き
ました。

また、本研究は明治以降の水路部の多年にわたる
データの集積により実施できたものであり、海底の
調査、潮汐・潮流の観測、海図・海底地形図等の作
成に携わった水路部の諸先輩、現役の関係職員の皆
様に厚く感謝いたします。

注)

- 1) 堆積層は最終水期最盛期(最大海退期)以降の陸
域・海域堆積物で、沖積層に相当すると考えられ、
基底は沖積層に対する基底を意味する。
- 2) 主として月と太陽の運行に起因する潮汐・潮流現
象は、理論的にいくつかの成分(分潮)に分ける
ことができ、その中の主要な分潮の一つが月の半
日周潮流である M_2 分潮流である。瀬戸内海ではこ
の分潮流がきわめて卓越し、その振幅の大小は、
おおむね潮流流速の大きさに対応する。
- 3) 工業技術院中国工業技術試験所が瀬戸内海大型水

- 理模型を作製する際、海図資料より作成した海底地形図。
- 4) 海洋地名打ち合せ会（日本における海底地形名の付与及び統一を図るため、関係機関、関係学会等と協議を行うため設けられた打ち合せ会で、水路部が事務局を担当）で決定された地名。海釜では、このほか津軽海峡西口の松前海釜、田山海釜、須田海釜がある。
- 5) たとえば、大阪湾は和泉海や和泉灘、明石海峡は岩屋瀬戸や明石瀬戸、関門海峡は下関海峡とも呼ばれていた。
- 6) たとえば、友ヶ島水道は紀淡海峡、速吸瀬戸は豊予海峡とも呼ばれている。
- 7) ①、②、③のタイプについて、桑代(1959)はそれぞれ、単成型、双生型、岬型と称し、茂木(1963, 1977, 1978)は、それぞれ壱型(谷型)、双頭型、三日月型(岬型)、星野(1971)は①を中央海釜型、②を鞍部型海釜と称した。
- 8) ①のタイプでは、深みは必ずしも1つではないことから、壱型あるいは谷型という表現が最も特徴を表しているが、②のタイプの双子型という表現は特徴を簡潔・的確に表しており、これとの対比から単成型と呼称することにした。③のタイプは①、②の区分と同様の観点からすると、全て単成型となるが、①のタイプと区別するため岬型と称することにした。
- 9) 中野・小林(1959)は紀淡川と称した。
- 10) 大正15年と昭和49年測定の約50年間の比較による。測量精度の問題があり、厳密にはいえないが、数m程度の変化がみられる。
- 11) 神戸市舞子～淡路島松帆崎間で、ここでは本州四国連絡橋明石大橋の建設が進められており、計画段階から国鉄、建設省、本州四国連絡橋公団等により音波探査、ボーリング調査などの海底地質構造調査が実施されている。
- 12) 明石以西の海岸線は、明治以降、数十年の間に100m近く後退しており(貝塚, 1969)、海岸には鮮新～更新世の大阪層群、更新世後期の西八木層が露出する海食崖が発達している。広い平坦面のほぼ-10m以浅は、これらの海食崖の後退により形成された現成の波食台と考えられるが、ほぼ-10m以深の平坦面は、過去の低海水準期に形成された地形面と考えられる。
- 13) NHKの水中テレビカメラで確認されている。
- 14) 潮流流速は、世界的にもノルウェー・ロフォーテン諸島、カナダ西岸セイモア水道について第3位である。渦は鳴門の渦潮として知られ、渦の直径は16m、漏斗状の凹みは2mにも及び、潮流により形成される渦としては規模が世界最大である。
- 15) 兵庫県(1961)、建設省土木研究所(1972)は、海峡兩岸の和泉層群の基底面のズレなどから、南北方向の断層の存在を推定したが、ソノプロープの記録では確認できなかった。
- 16) 明治33年と昭和50年測定の約80年間の比較による。測量精度の問題があり、厳密にはいえないが、最大10m程度の変化がみられる。
- 17) 大正14年と昭和36年測定の約37年間の比較で、海釜の部分は深くなり、砂州は移動し変形している。
- 18) 宮ノ窪瀬戸の一部をなす荒神瀬戸の潮流流速は、8.9ノットに達するが、本論で定義する海釜は存在しない。
- 19) 中野・小林(1959)は豊予川と称した。
- 20) 昭和15年と昭和47年測定の約30年間の比較である。測量精度の問題があり、厳密な比較は困難であるが、最大10m前後、北釜では潮流の主方向に沿って深化、海釜斜面這い上がり部は浅化傾向にある。
- 21) 関門海峡の屈曲部に当たる彦島～門司間を大瀬戸と呼び、下関～彦島間の小水路を小瀬戸と呼んでいる。
- 22) 工業技術院中国工業技術試験所は、海水と同じ比重のフロート追跡を行ったところ、フロートは海峡最狭部を通過後、上下動を数回繰り返しながら移動していることが確認されている。
- 23) 水深100mまでの観測である。
- 24) 井内(1982)、Inouchi(1990)は、このような瀬戸内

海の底質分布の特徴について指摘し、瀬戸内海の砂質堆積物は海峡付近の堆積物や岩盤が侵食され、現在の環境下で堆積したものとした。

25) Yanagi (1990) は、瀬戸内海の砂質堆積物は基本的には海釜の侵食起源であり、伊予灘では、その砂量と速吸瀬戸の北釜の容積はほぼ一致しているとした。海底の砂の起源を全て海釜の侵食に求めるのは早計かもしれないが、両者が密接な関係にあるのは確かと思われる。

参 考 文 献

- 伊崎 晃：音波探査による津軽海峡西口海底地質調査報告，鉄道技研速報，**60**,302,1~32, (1960)
- 伊崎 晃・金子徹一：明石海峡東部の音波探査とその解析，物理探鉱，**13**,36~45, (1960)
- 井関弘太郎：縄文早期ごろの海面とその相対的变化，名古屋大学文学部研究論集，**17**,145~163, (1957)
- 井関弘太郎：完新世の海面変動，日本第四紀学会編「日本の第四紀研究」，89~97, (1977)
- 市原 実：兵庫県瀬戸内海の現世層，兵庫県地質鉱産図説明書，兵庫県，98~99, (1961)
- 井内美郎：瀬戸内海における表層堆積物分布，地質学雑誌，**88**,665~681, (1982)
- 江坂輝弥：自然環境の変貌—縄文土器文化期における—，第四紀研究，**11**,135~141, (1972)
- 大嶋和雄：海峡形成史(I)，地質ニュース，**266**,10~21, (1976)
- 大嶋和雄：海峡形成史(VI)，海峡形成史からみた日本列島の成立，地質ニュース，**280**,36~44, (1977)
- 大嶋和雄：北海道周辺の海峡が形成した時期，北海道考古学，**14**,11~22, (1978)
- 大嶋和雄：海峡地形に記された海水準変動の記録，第四紀研究，**19**,23~37, (1980)
- 大嶋和雄・小野寺公児・有田正史：流出重油の漂跡と海底堆積物，地質ニュース，**254**,32~41, (1975)
- 大嶋和雄・有田正史・木下泰正・井内美郎・横田節哉・小野寺公児・松本英二・青木市太郎：汚染底質の調査技術に関する研究，昭和51年度公害特別研究報告集，1~21, (1977)
- 太田陽子・松島義章・森脇 広：日本における完新世海面変化に関する研究の現状と問題—Atlas of Holocene Sea-Level Records in Japanを資料として—，第四紀研究，**21**,3,133~144, (1982)
- 太田陽子・海津正倫・松島義章：日本における完新世相対的海面変化とそれに関する問題—1980~1988における研究の展望—，第四紀研究，**29**,1,31~48, (1990)
- 小倉伸吉：鳴門の瀬戸に渦巻く潮流，科学知識，**2**,5,104~114, (1922)
- 小倉伸吉：潮汐，岩波全書，1~252, (1934)
- 小田卷実：日本周辺海域の潮汐と潮流について，日本海洋学会沿岸海洋研究会編「続日本全国沿岸海洋誌」，東海大学出版会，143~157, (1990)
- 小野弘平：備讃瀬戸東部の潮流，海象彙報，**2**,1~23, (1947)
- 小野寺公児・大嶋和雄：瀬戸内海東部海域の地形発達史，地質調査所月報，**34**,217~239, (1983)
- 小元久仁夫・大内定：仙台平野の完新世海水準変化に関する資料，地理評，**51**,158~175, (1978)
- 海上保安庁：友ヶ島水道，鳴門海峡の精密海底地形及び表層堆積物の調査，科学技術庁研究調整局，紀伊水道に関する総合研究報告書，165~180, (1976)
- 海上保安庁：豊後水道海域における海底地形地質調査(その1)，豊後水道海域における精密海洋観測総合研究報告書，科学技術庁研究調整局，213~234, (1973)
- 海上保安庁：豊後水道海域における海底地形地質調査(その1)，豊後水道海域における精密海洋観測総合研究報告書，科学技術庁研究調整局，

- 199~219, (1975)
- 海上保安庁水路部：島原海湾の海底地形・底質分布および潮流，海上保安庁水路部調査報告，1~42, (1959)
- 海上保安庁水路部：備讃瀬戸東部の海底地形，海上保安庁水路部調査報告，1~12, (1962)
- 海上保安庁水路部：音響探層機による備讃瀬戸の海底地質調査報告，昭和41年度科学技術庁沿岸大陸棚地形地質に関する総合調査報告書，1~11, (1967)
- 海上保安庁水路部：音響探層機による伊勢湾湾口付近（渥美湾，中山水道，伊良湖水道）海底地形地質報告，昭和42年度科学技術庁沿岸大陸棚地形地質に関する総合調査報告書，1~17, (1968)
- 海上保安庁水路部：瀬戸内海備讃瀬戸航路海底地形調査報告書，1~77, (1974)
- 海上保安庁水路部：海水の交流，海洋生物資源の生産能力と海洋環境に関する研究（第II期）成果報告書，科学技術庁研究調整局，262~271, (1987)
- 貝塚爽平：地形変化の速さ，西村嘉助編「自然地理学II」，朝倉地理学講座5，朝倉書店，164~190, (1969)
- 貝塚爽平：一沈水した山と水系—瀬戸内海の島々，日本の平野と海岸，日本の自然，岩波書店，71~82, (1985)
- 貝塚爽平・成瀬洋：古地理の変遷，日本第四紀学会編「日本の第四紀研究」，東大出版会，335~351, (1977)
- 鎌田清吉：大阪湾南部の海底地質と海底地形との関係について，地質調査所月報，16, 2, 16~25, (1965)
- 桑代勲：瀬戸内海の海底地形，地理評，32, 1, 24~35, (1959)
- 桑代勲：瀬戸内海の地形発達史，桑代勲遺稿出版委員会，1~113, (1972)
- 建設省国土地理院：沿岸海域基礎調査報告書（今治東部地区），1~51, (1978)
- 建設省国土地理院：沿岸海域基礎調査報告書（今治西部地区），1~94, (1979a)
- 建設省国土地理院：沿岸海域基礎調査報告書（土生地区），1~72, (1979b)
- 建設省国土地理院：沿岸海域基礎調査報告書（松山北部地区），1~78, (1980)
- 建設省国土地理院：沿岸海域基礎調査報告書（三津浜西部地区），1~64, (1981)
- 建設省国土地理院：沿岸海域基礎調査報告書（仁尾地区），1~143, (1983a)
- 建設省国土地理院：沿岸海域基礎調査報告書（玉野地区），1~41, (1983b)
- 建設省国土地理院：沿岸海域基礎調査報告書（高松・草壁地区），1~144, (1983c)
- 建設省道路局・近畿地方建設局：本州四国連絡橋調査概要報告書（上巻），1~845, (1970)
- 建設省土木研究所：本州四国連絡橋試験調査報告書，1~607, (1972)
- 小向良七：津軽海峡西口付近の海底地形，底質分布の研究，海上保安庁水路部調査報告，1~45, (1956)
- 佐伯鎌吉：大瀬戸の潮流調査，水路要報，112, 97~107, (1932)
- 佐藤任弘：新潟県北蒲原沖の底質，地質雑，66, 710~716, (1960)
- 佐藤任弘：浅海堆積物の粒度径について，地質雑，67, 58~65, (1961)
- 寒川旭：明石地域の地形，5万分の1地質図幅「明石」説明書，地質調査所，1~5, (1990)
- 須田皖次：海洋学通論，古今書院，1~304, (1962)
- 須田皖次・日高孝次・久保時夫・安井喜一：瀬戸内海海洋観測調査報告（1），海洋時報，335~433, (1930)
- 須鎗和己・阿子島功：四国東部および淡路島の海岸平野の原形，地質学論集，7, 161~170, (1972)
- 高杉由夫・肥後竹彦・埜口英昭・藤原建紀：超音波ドップラープロファイラーによる流速測定，

- 中工試報告, 27, 11~26, (1986)
- 高杉由夫・肥後竹彦・藤原建紀: 大島瀬戸における潮流のエネルギー収支, 中工試報告, 33, 45~60, (1989)
- 第六管区海上保安本部水路部: 坂出~下津井間の海底地形と底質について, 1~10, (1960)
- 第六管区海上保安本部水路部: 備讃瀬戸東部底質調査報告, 1~10, (1961)
- 第六管区海上保安本部: 本州四国連絡架橋調査潮流観測報告, 1~62, (1962)
- 徳島県: 表層地質図「鳴門海峡」, 5万分の1, (1986)
- 中瀬古幸次郎: 関西国際空港地盤地質調査, 第三港湾建設局関西国際空港調査室, 1~266, (1982)
- 中西良夫: 海峡地形の呼称について—その呼称起源と妥当性の問題—, 地図, 1, 4, 18~22, (1963)
- 中野猿人: 海峡や水道における流動その他の現象, 沿岸海洋研究ノート, 6, 2, 9~14, (1968)
- 中野尊正・小林国夫: 日本の自然, 岩波書店, 1~203, (1959)
- 長井俊夫: 瀬戸内海の平均水深について, 海洋調査技術, 4, 2, 61~64, (1992)
- 長井俊夫・高梨政雄・茂木昭夫: 豊後水道の海釜について, 日本地理学会予稿集, 8, 61~62, (1975)
- 成瀬敏郎・小野間正己・村上良典: 瀬戸内海, 播磨灘沿岸における完新世後期の海水準変化に関する資料, 昭和58・59・60年度科研費補助金研究成果報告書, 瀬戸内海における完新世海水準変動と地形変化, 60~70, (1984)
- 二宮書店: 地形学辞典, 70, (1981)
- 早川正己・森喜義・鎌田清吉・藤田和夫: 放電式音波探査による大阪湾地質構造の研究, 地質調査所月報, 15, 1, 1~28, (1964)
- 兵庫県: 兵庫県地質鉱産図 (1:170,000) および説明書, 1~171, (1961)
- 兵庫県: 表層地質図「由良・鳴門海峡」, 5万分の1, (1984)
- 藤田和夫・前田保夫: 大阪湾の“沖積層”とその基底 (大阪湾の“沖積層”そのII), 第四紀研究, 8, 89~100, (1969)
- 藤原健蔵・白神宏: 岡山平野中部の沖積層と海水準変化—瀬戸内海沿岸平野の古地理変遷に関する研究(2)—, 昭和58・59・60年度科研費補助金研究成果報告書, 瀬戸内海地域における完新世海水準変動と地形変化, 36~55, (1986)
- 平凡社: 地学事典, 171, (1970)
- 星野通平: 大陸棚, 浅海地質学, 海洋科学基礎講座7, 東海大学出版会, 253~439, (1971)
- 星野通平・岩淵義郎: 瀬戸内海の生いたちに関する2, 3の問題, 地質雑, 69, 147~156, (1963)
- 堀信行: 瀬戸内海の高底地形と最終氷期の古水系に関する考察, 昭和58・59・60年度科研費補助金研究成果報告書, 瀬戸内海地域における完新世海水準変動と地形変化, 88~97, (1986)
- 本座栄一・加賀美英雄・奈須紀幸: 備讃瀬戸の海底地質, 海洋地質, 6, 1, 12~33, (1970)
- 本州四国連絡橋公団: 鳴門海峡航空潮流調査報告書, 1~154, (1973)
- 本州四国連絡橋公団: 本州四国連絡橋公団明石海峡潮流調査その2報告書, 1~23, (1976)
- 本州四国連絡橋公団: 本州四国連絡橋公団明石海峡潮流調査その3報告書, 1~233, (1977)
- 本多光太郎: 鳴門の潮流, 地学雑誌, 218, 83~91, (1907)
- 前田保夫: 大阪湾の自然史—潜函でとらえた海と森の変遷—, 科学, 47, 9, 514~523, (1977)
- 前田保夫: 1万年前以降の瀬戸内海東部の海面変化—とくに大阪湾, 播磨灘について—, 海と空, 56, 2~3合併号, 91~96, (1980a)
- 前田保夫: 縄文の海と森, 蒼樹書房, 1~238, (1980b)
- 松本秀明: 海岸平野にみられる浜堤列と完新世後期の海水準微変動, 地理評, 57, 10, 720~738, (1984)
- 湊正雄: 日本列島最後の陸橋, 地球科学, 85・86, 2~11, (1966)

- 茂木昭夫：津軽海峡西部の海底地形，地理評，**31**, 15~23, (1958)
- 茂木昭夫：伊勢湾台風による海底変化について，海上保安庁水路部，1~16, (1960)
- 茂木昭夫：備讃瀬戸東部の海底地形発達史，地質雑，**69**, 819, 521~535, (1963)
- 茂木昭夫：汀線と碎波帯，浅海地質学，海洋科学基礎講座 7，東海大学出版会，111~252, (1971)
- 茂木昭夫：地質構造を反映した海底地形—倉良瀬戸—，地理評，**46**, 755~759, (1973a)
- 茂木昭夫：台湾西岸における砂州の大規模変化，地理評，**46**, 3, 171~184, (1973b)
- 茂木昭夫：沖積世低位海水準，地学雑誌，**81**, 1, 19~35, (1973c)
- 茂木昭夫：日本近海海底地形図—海底俯瞰図集—，東大出版会，1~90, (1977)
- 茂木昭夫：日本沿岸の海底地形，土木学会水理委員会，1~16, (1978)
- 茂木昭夫：海釜の成因に関する一考察，西村嘉助先生退官記念地理学論文集，古今書院，208~213, (1980)
- 茂木昭夫・岩崎 博：海底砂州における微地形の発達(1)—イノサキノツガイと小与島東方海底砂州—，地学雑誌，**84**, 2, 30~40, (1975a)
- 茂木昭夫・岩崎 博：海底砂州における微地形の発達(2)—イノサキノツガイと小与島東方海底砂州—，地学雑誌，**84**, 3, 30~41, (1975b)
- 茂木昭夫・加藤俊雄：備讃瀬戸東部の sand wave について，海洋地質，**1**, 1, 2~12, (1962)
- 茂木昭夫・川上喜代四：日本海 of 海底地形の諸問題，日本海地域の地学的諸問題，日本地質学会討論会資料，7~15, (1966)
- 茂木昭夫・佐藤任弘：日本周辺大陸縁辺部の海底 I，科学，**45**, 9, 551~559, (1975)
- 茂木昭夫・佐藤任弘：海底地形・地質，日本第四紀学会編「日本の第四紀研究」，東大出版会，110~123, (1977)
- 茂木昭夫・高梨政雄・岩淵義郎：海釜に関連した sand wave の形成について，日本地理学会予稿集，**8**, 63~64, (1975)
- 茂木昭夫・土出昌一・福島資介：西ノ島新島の海岸侵食，地理評，**53**, 7, 449~462, (1980)
- 八島邦夫：津軽海峡西口海釜の成因とその形成時期（予報）（演旨），東北地理，**41**, 186~187, (1989a)
- 八島邦夫：海釜形成機構研究の必要性—津軽陸橋問題に関連して—，日本第四紀学会講演要旨集，**19**, 106~107, (1989b)
- 八島邦夫：瀬戸内海 of 海釜地形（その 1）—大阪湾周辺海釜に関する知見と今後の課題—，日本地理学会予稿集，**36**, 186~187, (1989c)
- 八島邦夫：瀬戸内海 of 海釜地形（その 2）—鳴門海峡の双子型海釜の形成過程—，日本地理学会予稿集，**38**, 148~149, (1990)
- 八島邦夫：瀬戸内海 of 海釜地形（その 3）—明石海峡の海釜の形成過程—，日本地理学会予稿集，**39**, 80~81, (1991a)
- 八島邦夫：明石海峡周辺の砂堆地形と流況に関する諸問題，水路部技報，**10**, 79~89, (1991b)
- 八島邦夫：沿岸の海の基本図資料等からみた瀬戸内海 of 海釜地形，水路部研究報告，**28**, 139~230, (1992)
- 八島邦夫・宮内崇裕：津軽陸橋問題と第四紀地殻変動，第四紀研究，**29**, 3, 267~275, (1990)
- 矢部長克・田山利三郎：日本近海海底地形概観，地震研彙報，**12**, 529~565, (1934)
- 陽 清：関門海峡の sand wave について，水路要報，**79**, 7~16, (1965)
- 吉川虎雄：黒部川扇状地の地形とその海岸侵食，東大地理学研究，**2**, 92~109, (1952)
- 吉川虎雄：日本周縁の陸棚に関する二三の考察，お茶の水女子大自然科学報告，**4**, 138~150, (1953)
- 渡辺直経：縄文および弥生時代の C-14 年代，第四紀研究，**5**, 157~168, (1966)
- American Geological Institute: Glossary of Geol-

- ogy, 3rd ed., Bates and Jackson ed, 95, (1987)
- Belderson, R. H., M. A. Johnson and N. H. Kenyon : Bedforms, Offshore Tidal Sands, ed. by A. H. Stride, Chapman and Hall, 27~57, (1982)
- Bradley, W. : Submarine abrasion and wave-cut platforms, Bulletin of the Geological Society of America, **69**, 967~974, (1958)
- Dietz, R. S. and H. W. Menard : Origin of abrupt change in slope at continental shelf Margin, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **35**, 1994~2016, (1951)
- Donovan, D. T. and A. H. Stride : An acoustic survey of the sea floor south of Dorset and its geological interpretations, Philosophical Transactions Royal Society, **B244**, 299~330, (1961)
- Fairbridge, R. W. : Eustatic changes in sea level, Physics and Chemistry of the earth, **4**, 99~185, (1961)
- Hamilton, D. and A. J. Smith : The origin and sedimentary history of the Hurd Deep, English Channel, Memoires Bureau Recherches Geologiques et Minieres, **79**, 59~78. (1972)
- Inouchi, Y : Origin of sand and its distribution pattern in the Seto Inland Sea, Southwest Japan, Bull. of the Geol. Survey of Jap., **41**, 2, 49~86, (1990)
- Johnson, D. W. : Shore processes and shoreline development, N. Y., John Wiley & Sons, 1~584, (1919)
- Kawamura, B. and A. Mogi : On the deformation of the Sea bottom in some harbours in the Sanriku coast due to the Chili Tsunami, Report on the Chilean Tsunami of May 24, 1960 as observed along the coast of Japan, 57~66, (1961)
- Kuenen, H. : Geomorphology of the sea floor, Marine Geology, John Wiley & Sons, Inc., 1~568, (1950)
- Ogura, S : The tides in the seas adjacent to Japan, Bull., Hydrogr. Dept., **7**, 1~189, (1933)
- Shepard, F. P. : Continental shelves: Topography and sediments, Harper & Row, N. Y., Evanston & London and John Weatherhill Inc. , Tokyo, 1~557, (1967)
- Shepard, F. P. and Curray, J. R. : Carbon-14 determination of sea level changes in stable areas, Progr. Ocean, 4 (ed. Sears), Pergamon Pr., N. Y., 283~291, (1967)
- Takasugi, Y., T. Fujiwara, and T. Higo : Structure of Strong Tidal Jet in the Naruto Strait, Jour. of the Oceanogr. Soc. of Japan, **46**, 3, 69~83, (1990)
- Umitsu, M. : Holocene Sea-Level Changes and Coastal Evolution in Japan, 第四紀研究, **30**, 2, 187~196, (1991)
- Veen, J. V. : Onderzoekingen in de Hoofden Lands—drukkerij, The Hague, 1~252, (1936)
- Yamasaki, N. : Morphologische Betrachtung des Japanischen Binnenmeers, 山崎直方論文集, 古今書院, 408~488, (1902)
- Yanagi, T., H. Takeoka and H. Tsukamoto : Tidal energy balance in the Seto Inland Sea, Jour. of the Oceanogr. Soc. of Japan, **38**, 293~299, (1982)
- Yanagi, T. : Currents and Sediment Transport in the Seto Inland Sea, Japan, Coastal and Estuarine Studies, **38**, R. T. Cheng (Ed.), Residual Currents and Long-term Transport, 348~355, (1990)

Appended table. Morphometry of caldrons in the Seto Inland Sea

(友ヶ島水道)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ			海峡幅 (km)	潮流流速***		海釜のタイプ (形状)	備考
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**		(Kn)	方向		
*由良瀬戸	197	北へ1.2	10.5	2.6	70	3.7	3.6 3.2	N S	海峡単成型 (長方形)	
**中ノ瀬戸	118 (北釜)	北西へ0.7	1.8	0.7	70	0.5	1.4	NW	海峡双子型 (非対称)	
		52 (南釜)	南東へ0.6	0.8	0.5		40	0.9		
*加大瀬戸	72	北東へ3.5	6.7	1.3	50	0.8	0.9 2.3	N S	海峡単成型 (長楕円)	
地ノ島北方	83	北東へ2.6	3.2	1.3	70	0.5			海峡単成型 (楕円)	
洲本沖	52	—	2.7	1.0	42	—	(0.9) (1.0)	N S	海峡岬型 (三日月)	

(明石海峡)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ			海峡幅 (km)	潮流流速***		海釜のタイプ (形状)	備考
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**		(Kn)	方向		
明石海峡	148	西へ5.0	19	3	70	3.8	7.1 5.6	W E	海峡単成型 (帯状)	複数の深み
江崎沖	90	—	3.2	0.5	70	—			海峡単成型 (長楕円)	
轟木沖	114	—	6.3	0.8	50	—			海峡岬型 (長楕円)	

(鳴門海峡)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ			海峡幅 (km)	潮流流速***		海釜のタイプ (形状)	備考	
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**		(Kn)	方向			
鳴門海峡	216 (北東釜)	北へ1.3	3.6	1.5	70	1.3	10.6	N	海峡双子型 (非対称)	北釜は 双頭	
		151 (北西釜)	北へ1.7	2.0	1.3		70	9.3			S
		164 (南釜)	南へ3.2	4.8	2.0		70				
撫養ノ瀬戸	15	最狭部	1.2	0.1	10	0.3			海峡単成型 (長楕円)		

(笠磨瀬)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ			海峡幅 (km)	潮流流速***		海釜のタイプ (形状)	備考
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**		(Kn)	方向		
勇鹿島大崎	42	—	1.1	0.4	40	—			瀨岬型 (三角形)	
家島 <small>ノ</small> 勢島	42	北へ0.7	2.0	0.3	30	0.5			海峡単成型 (長楕円)	
家島高島	58	—	1.8	0.7	40	—	1.0 1.2	W E	瀨岬型 (三日月)	

前島-青島	49	西へ0.3	1.3	0.3	30	0.4			海峡単成型 (長楕円)	双子状
前島-黄島	39	最狭部	1.3	0.2	30	0.4	1.5 1.5	NE SWW	海峡単成型 (長楕円)	
黄島中崎ノ鼻	38		1.7	0.8	30				瀨岬型 (楕円)	
牛窓瀬戸	38 (西釜)	西へ1.0	0.7	0.3	30	0.2			海峡双子型 (対称)	
		36 (東釜)	東へ0.6	0.8	0.2		30			
小豆島金ヶ崎	46	—	2.0	0.7	40	—	0.6 0.6	NW SE	瀨岬型 (三日月)	
小豆島早埼	22		1.8	0.4	20	—			瀨岬型 (楕円)	
小豆島 <small>ノ</small> 風ノ子島	59		1.1	0.3	50	—			瀨岬型 (三日月)	
小豆島大角鼻	54		1.6	0.4	50	—			瀨岬型 (楕円)	

(備讃瀬戸)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ			海峡幅 (km)	潮流流速***		海釜のタイプ (形状)	備考
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**		(Kn)	方向		
朝日-犬島	30	最狭部	4.5	1.2	20	1.4	2.0 1.3	NEE SWW	海峡単成型 (楕円)	
犬島	23	—	2.1	0.8	20	—			海峡岬型 (楕円)	
岡山水道	16	最狭部	5.2	0.2	10	0.8			海峡単成型 (帯状)	複数の深み
玉野-井島	66	最狭部	2.3	0.7	40	1.0	3.0 3.8	NNE SSW	海峡単成型 (楕円)	
葛島-団子瀬	33	—	1.0	0.6	30	—			海峡単成型 (楕円)	
小豆島葛島	36		1.5	0.3	30	—			海峡岬型 (楕円)	
小豆島地蔵埼	78		4.5	1.1	50	—	(2.1) (2.0)	NW SE	海峡岬型 (三日月)	
小豆島黒埼	62		1.0	0.4	40	—			海峡岬型 (楕円)	
小豆島-小豊島	20	北へ0.9	2.3	0.5	10	1.5	1.4 1.6	NE SW	海峡単成型 (楕円)	
豊島-小豊島	32 (北釜)	北へ1.0	1.5	0.4	20	0.6	2.8	NNE	海峡双子型 (対称)	
		25 (南釜)	南へ0.5	1.3	0.2		20	2.5		
豊島礼田埼	54		1.4	0.4	40	—			海峡岬型 (楕円)	

井島水道	46	最狭部	1.2	0.3	40	1.3	3.1 1.6	NE SW	海峡単成型 (楕円)	
京ノ上諸島 ～直島	80	最狭部	2.8	0.5	50	1.0	2.5 2.8	NE SW	海峡単成型 (帯状)	2水路 合流 Y字形
葛島～直 島	62	最狭部	1.8	0.4	40	0.6			海峡単成型 (帯状)	
葛島水道	52	最狭部	2.3	0.3	40	1.2	1.6 2.5	NNW SSE	海峡単成型 (帯状)	
玉野大湊鼻 ～荒神島	72	最狭部	3.3	0.5	50	1.1	2.6 2.6	NNE SSW	海峡単成型 (帯状)	
小田馬ヶ鼻	48		1.6	0.3	40	—			海峡岬型 (楕円)	
庵治平谷鼻	58		1.4	0.4	40				海峡岬型 (楕円)	
大兜島 ワシヤノ鼻	62		1.3	0.5	40	—			海峡岬型 (楕円)	
勇木島	50		1.9	1.2	40	—	2.4 2.6	NE SW	海峡岬型 (楕円)	
加茂ヶ瀬戸	60 (西釜)	西へ0.9	1.7	0.3	40	0.8	3.8	W	海峡双子型 (対称)	
	60 (東釜)	東へ1.2	1.9	0.4	40		3.5	E		
柏島～勇木島	60		1.9	0.5	50		3.0 2.8	SW NE	海峡岬型 (楕円)	
女木島嶺鼻	50		1.8	0.4	20		3.5 3.3	SWW NEE	海峡岬型 (三日月)	
大島～屋島	34	最狭部	3.2	0.5	20	1.9			海峡単成型 (長楕円)	
玉野～大楯島	52		5.2	0.7	40	3.3			海峡単成型 (長楕円)	
大楯島～ 小楯島	70	最狭部	3.4	1.9	50	2.2	3.4 2.8	W E	海峡単成型 (楕円)	
大楯島～ 小楯島東方	60		2.6	0.9	50				海峡単成型 (楕円)	
小楯島～ 大崎ノ鼻	56 (西釜)	西へ0.5	0.6	0.3	40	0.4			海峡双子型 (対称)	
	58 (東釜)	東へ0.5	0.6	0.3	40					
坂出乃生岬	70		2.7	0.8	40				海峡岬型 (三日月)	
久須美鼻～ 釜島	86	東へ1.0	2.0	0.7	50	0.8	3.2 3.1	W E	海峡単成型 (楕円)	
下津井瀬戸	80	最狭部	1.7	0.6	50	0.8	(2.9) (2.4)	W E	海峡単成型 (楕円)	

若島～手島	86 (西釜)	西へ0.4	1.0	0.4	50	0.6	1.5	W	海峡双子型 (対称)	
	72 (東釜)	東へ0.7	1.2	0.6	50		1.5	E		
手島～三ツ子島	84 (西釜)	西へ0.6	2.5	0.4	70	0.8	2.2	NE	海峡双子型 (対称)	並列
	94 (東釜)	東へ2.0	1.2	0.3	70		2.7	SW		
三ツ子島～坂出	70 (西釜)	西へ0.9	0.9	0.4	60	2.1	3.3	W	海峡双子型 (対称)	双子型
	94 (東釜)	東へ1.2	1.6	0.6	60		3.5	E		
六口島～長島	80	西へ0.9	1.1	0.4	40	0.7			海峡単成型 (楕円)	
長島～向島	80 (西釜)	西へ0.9	0.7	0.3	50	0.7			海峡双子型 (非対称)	
	48 (東釜)	東へ0.3	0.7	0.2	40					
本島～牛島	80	最狭部	2.3	0.5	50	1.0	2.3 2.7	NE SW	海峡単成型 (楕円)	
広島田ノ浦	20		2.7	0.3	14				海峡岬型 (長楕円)	
広島カレイ崎	26		1.1	0.4	20				海峡岬型 (楕円)	
手島番平鼻	34		1.3	0.4	20				海峡岬型 (楕円)	
手島高ノ越鼻	52		1.6	0.6	30				海峡岬型 (楕円)	
手島加佐越鼻	28		1.2	0.5	26		1.2 1.3	NE SW	海峡岬型 (三日月)	
小毛島	28		1.6	0.6	22				海峡岬型 (楕円)	
高見島根持鼻	46		1.3	0.3	30		1.8 1.8	NEE SWW	海峡岬型 (楕円)	
高見島高須岬	26		1.0	0.3	20				海峡岬型 (楕円)	
佐柳島長崎鼻	36		1.7	0.4	26		1.2 1.2	NE SW	海峡岬型 (楕円)	
栗島～志々島	28	西へ1.0	3.5	0.5	22	1.3			海峡単成型 (長楕円)	
二面島	28		1.4	0.5	20				海峡岬型 (楕円)	
栗島	40		1.3	0.3	30				海峡岬型 (楕円)	
栗島～詫間	44	西へ1.6	1.1	0.4	30	0.9	1.6 1.6	NW SE	海峡単成型 (楕円)	

三 坊	70		1.6	0.8	40		(1.3) (1.2)	NE SW	海峽岬型 (三日月)	
黒土瀬戸	28	最狭部	2.7	0.5	20	0.6	1.5 1.6	NE SW	海峽単成型 (楕円)	
高島~小高島 (白石瀬戸)	30 (西釜)	西へ0.6	0.4	0.2	30	0.3			海峽双子型 (対称)	
	38 (東釜)	東へ0.5	0.6	0.1	30					
小高島~白石島 (白石瀬戸)	40	最狭部	1.5	0.3	30	0.7	1.7 1.6	NE SW	海峽単成型 (楕円)	
北木瀬戸	28	西へ0.9	1.3	0.6	20		2.0 2.0	NE SW	海峽単成型 (楕円)	
北木島矢倉鼻	22		1.0	0.3	20				海峽岬型 (三日月)	
北木島~真鍋島	44	北へ0.6	2.4	0.3	32	1.5	1.4 1.5	NE SW	海峽単成型 (長楕円)	
大 島	32		1.2	0.4	22				海峽岬型 (楕円)	

(備 後 瀬)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大 き さ			海峽幅 (km)	潮流流速*** (Kn)		海釜のタイプ (形 状)	備 考
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**		方 向			
向伏瀬戸	20	南へ0.3	1.3	0.6	20	0.4		海峽単成型 (楕円)		
沼隈~田島	24	西へ0.5	1.7	0.6	14	0.5		海峽単成型 (楕円)		
田 島	26		1.1	0.4	20	—		瀧岬型 (楕円)		
百 貫 島	24		1.1	0.3	14			瀧岬型 (楕円)		
百島~横島	20	最狭部	1.4	0.3	18	0.8	0.8 0.8	NE SW	海峽単成型 (楕円)	
沼隈~百島	20	最狭部	1.2	0.6	12	0.7			海峽単成型 (楕円)	
沼隈~向島	20	最狭部	2.0	0.2	12	0.4			海峽単成型 (長楕円)	

(隠 瀬)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大 き さ			海峽幅 (km)	潮流流速*** (Kn)		海釜のタイプ (形 状)	備 考
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**		方 向			
型 島	36		1.7	0.4	30			瀧岬型 (三日月)		
高井神島百ノ尾 鼻	50		1.0	0.3	38			瀧岬型 (三日月)		
高井神島釜ノ笠 鼻	38		1.0	0.2	34			瀧岬型 (三日月)		
魚島笠松鼻	38		1.6	0.5	30			瀧岬型 (楕円)		

蔵 島	48		1.3	0.3	40				瀧岬型 (楕円)	
江ノ島北	40		1.3	0.4	30				瀧岬型 (楕円)	
江ノ島南	40		1.2	0.3	36				瀧岬型 (三日月)	
円上島北	30		1.0	0.4	20				瀧岬型 (三日月)	
円上島南	23		1.1	0.3	20				瀧岬型 (楕円)	
股 島	36		1.3	0.4	26				瀧岬型 (三日月)	
小 股 島	34		1.1	0.2	26				瀧岬型 (三日月)	
伊 吹 島	33		1.2	0.5	24				瀧岬型 (三日月)	
大 島	39		2.1	0.6	30				瀧岬型 (三日月)	
四反島明神島	47		1.3	0.3	45				瀧岬型 (三日月)	
四反島栞島	45		1.3	0.4	40				瀧岬型 (三日月)	
明神島~英連島	52 (西釜)	西へ0.7	2.0	0.3	45	0.5			海峽双子型 (非対称)	
	46 (東釜)	東へ0.4	1.0	0.4	40					
四反島英連島	55		1.0	0.5	48		(0.7) (0.6)	W E	瀧岬型 (楕円)	
海 須 磯	47		2.0	0.5	40				瀧岬型 (楕円)	
比 岐 島 北	65		1.0	1.0	45				瀧岬型 (円)	
比 岐 島 南	49		1.2	0.5	40				瀧岬型 (楕円)	
小 平 市 島	40		1.0	0.3	35				瀧岬型 (楕円)	

(来島海峽)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大 き さ			海峽幅 (km)	潮流流速*** (Kn)		海釜のタイプ (形 状)	備 考
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**		方 向			
来島海峽	162	南へ1.6	11.0	1.2	80	0.5 (3.7)	8.9 9.7	N S	海峽単成型 (帯状)	最狭部 は双子 状
	115		1.5	0.5	80					じゅず つなぎ
	120		1.8	0.6	90					
	136		1.2	0.8	90					

126	1.1	0.5	70
70	1.7	0.8	60

(安芸灘)

海峯名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大 き さ			海峡幅 (km)	潮流流速**		海峯のタイプ (形 状)	備 考
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**		(Kn)	方向		
向島観音 坂	54		2.0	0.5	30			海峡岬型 (楕円)		
因島根ノ 鼻 (三原瀬戸)	54		2.5	0.5	50		1.7 2.6	NW SE	海峡岬型 (長楕円)	
布刈瀬戸	54	西へ0.7	2.6	0.6	42	0.7	4.4 4.4	NW SE	海峡岬成型 (楕円)	
青木瀬戸	56	東へ0.5	2.8	0.5	40	1.0	5.6 5.6	NE SW	海峡岬成型 (長楕円)	
弓削島立ノ鼻	30		1.4	0.4	22				海峡岬型 (三日月)	
弓削瀬戸	28	最狭部	2.2	0.4	22	0.7			海峡岬成型 (長楕円)	
弓削島～生名島	36	最狭部	1.2	0.3	26	0.9			海峡岬成型 (楕円)	4 差路
佐 島	66		2.8	1.0	50				海峡岬型 (楕円)	
生名島～赤松島	48	最狭部	2.8	1.3	30	1.3			海峡岬成型 (V字)	4 差路
岩城島～因島	36	最狭部	1.2	1.1	16	1.1			海峡岬成型 (V字)	3 差路
伯方瀬戸	96	北へ0.3	5.3	1.2	50	0.9	5.0 5.0	N S	海峡岬成型 (長楕円)	
岩城島～伯方島 (伯方瀬戸)	72	最狭部	1.9	0.6	50	2.1			海峡岬成型 (三日月)	
伯方島～ 生口～岩城 島()	70	最狭部	1.5	0.5	50	2.5			海峡岬成型 (楕円)	じゅず
生口島～伯方島 ()	66	最狭部	1.5	0.5	50	2.1	3.7 4.1	W E	海峡岬成型 (長方形)	つなぎ
生口島～大三島	78	最狭部	2.6	0.6	50	1.2	3.9 4.4	NW SE	海峡岬成型 (楕円)	
瀬戸 ()	52	最狭部	1.9	0.4	46	2.1	1.7 2.2	NW SE	海峡岬成型 (楕円)	
大三島盛沖	50	東へ1.0	2.8	0.3	44	3.3			海峡岬成型 (三日月)	
宮ノ窪瀬戸	48	最狭部	2.3	0.8	42	1.3	2.3 2.5	W E	海峡岬成型 (楕円)	
折瀬戸 (宮ノ窪瀬戸)	60	最狭部	2.0	0.3	40	1.1	9.0 9.0	NE SW	海峡岬成型 (への字)	じゅず

伯方島～大島 ()	70	西へ1.2	2.2	0.9	40	0.6			海峡岬成型 (長楕円)	つなぎ
鼻 瀬 戸	46	最狭部	3.0	0.4	30	0.4	6.3 6.3	NE SW	海峡岬成型 (逆くの字)	
忠 海～ 大久野島	68	最狭部	3.3	1.1	50	1.8	2.1 2.6	W E	海峡岬成型 (楕円)	
小久野島～松島	74	最狭部	1.6	0.5	50	1.2			海峡岬成型 (楕円)	
松島～大三島	80	西へ0.7	3.9	0.5	60	1.2			海峡岬成型 (長楕円)	じゅず
唐島～神蔵島	70	最狭部	1.6	0.4	60	2.8			海峡岬成型 (楕円)	つなぎ
大三島～大瀬島	68	最狭部	4.0	0.5	50	1.5			海峡岬成型 (逆くの字)	
大三島～大崎上 島	109	最狭部	4.8	0.6	80	1.3	2.9 2.4	NE SW	海峡岬成型 (長楕円)	
明石瀬戸	58	西へ0.3	3.8	0.7	40	1.0	1.6 2.3	W E	海峡岬成型 (楕円)	
御手洗瀬戸	27	最狭部	1.4	0.3	20	0.6	1.5 1.2	NW SE	海峡岬成型 (楕円)	
大三島沖ノ石	62		1.8	0.3	50	—			海峡岬型 (楕円)	
大下島アゴノ鼻	122		1.0	1.0	70				海峡岬型 (円)	
大崎下島～ 尾久比島	94	南へ0.5	1.6	0.8	50	2.3			海峡岬成型 (長方形)	3 差路
上瀬川島～豊島	80 (北釜)	北へ2.3	3.3	2.3	50	4.8		N	海峡双子型 (非対称)	
	48 (南釜)	南へ0.4	1.7	0.3	40	4.3		S		
上瀬川島鼻	80		2.1	0.6	50				岬型 (楕円)	
上瀬川島～上瀬 島	58	最狭部	1.0	0.5	50	1.4	0.7 1.6	NE SW	海峡岬成型 (楕円)	
唐島瀬戸	84	最狭部	3.7	0.7	50	1.3			海峡岬成型 (三日月)	
柳ノ瀬戸	74	最狭部	3.2	1.1	50	1.6	2.6 2.2	NE SW	海峡岬成型 (楕円)	
安芸津～長島	69	最狭部	2.3	1.5	50	2.1			海峡岬成型 (逆くの字)	
津久賀島	60		1.4	0.4	50	—			海峡岬型 (楕円)	
来 島	66		1.8	0.7	40				海峡岬型 (楕円)	
唐島～上瀬川 島	98	東へ1.5	2.0	0.6	80	1.6			海峡岬成型 (楕円)	

猫瀬戸	128	西へ2.0	5.3	1.0	70	1.0	4.6 3.1	W E	海峡単成型 (楕円)	
下瀬川島尾ノ鼻	96		1.9	0.5	70				海峡岬型	
倉後島~小情島	42 (北釜)	北西へ0.3	0.4	0.3	40	0.7			海峡双字型 (対称)	並列
	44 (南釜)	南東へ0.3	0.3	0.2	40					
小情島~情島	48 (北釜)	北西へ0.2	0.4	0.3	40	1.3			海峡双字型 (非対称)	双字型
	42 (南釜)	南東へ0.2	0.2	0.1	40					
倉後島亀ヶ首	82		1.5	0.4	60				瀨岬型 (楕円)	
倉後島センガイ沖	70		1.0	0.3	64				海峡岬型 (楕円)	
鹿老成小瀬戸	34 (北釜)	北へ0.5	0.4	0.3	30				海峡双字型 (非対称)	
	34 (南釜)	南へ0.7	0.6	0.6	30					
鹿島	78		2.8	0.4	60				海峡岬型 (V字形)	
横島口細ノ鼻	70		2.5	0.5	50				海峡岬型 (三日月)	
横島南端	96		1.3	0.4	80				海峡岬型 (楕円)	
深島水道 (イガイ瀬戸) (ミルガ瀬戸)	144 (北釜)	北へ2.0	3.0	1.8	100	1.2			海峡双字型 (非対称)	双頭型
	180 (南・東釜)	東へ0.8	1.5	0.9	100	0.8	(3.5) (3.5)	NW SE		
	120 (南・西釜)	南へ1.1	1.8	0.5	100	0.6	6.0 6.0	N S		
怒和島水道	166 (北釜)	北へ1.9	2.9	1.5	100	1.0	(4.5)	N	海峡双字型 (非対称)	
	114 (南釜)	南へ1.0	1.2	0.5	100		(5.2)	S		
怒和島下二子島	122		1.5	0.5	100				海峡岬型 (三日月)	
クダコ水道 (クダコ島 ~ 怒和島) (都屋ノ瀬戸)	160 (北釜)	北へ2.3	4.7	1.8	100	2.6	5.4 4.7	N S	海峡双字型 (非対称)	双頭型
	140 (南・西釜)	南へ1.7	3.0	0.8	100		4.2 5.0	N S		
	170 (南・東釜)	南へ1.7	3.1	1.5	100					

大館場島	138		1.4	0.4	100				海峡岬型 (楕円)	
中島沖ノ釜	62		1.3	0.6	50				海峡岬型 (三日月)	
岡瀬戸	72 (北釜)	北へ1.2	1.3	0.6	50	0.5	(2.5)	N	海峡双字型 (非対称)	
	76 (南釜)	南へ1.2	0.9	0.3	70		(2.5)	S		
中島長埜	76		1.1	0.9	50				海峡岬型 (円)	
宇瀬戸	74 (北釜)	北へ0.8	1.7	0.8	50	1.0	(2.0)	N	海峡双字型 (非対称)	
	70 (南釜)	南へ0.7	1.1	0.5	50		(2.0)	S		
北条一対志島	112	最狭部	1.8	0.6	100	7.0			海峡単成型	
釣島水道	146	最狭部	4.0	2.0	100	3.0	2.7 2.9	NE SW	海峡単成型 (楕円)	複数の 深み
	108	西へ3.1	2.3	0.4	100				(くの字)	
北条岬ノ鼻	92		2.3	1.2	50				海峡岬型 (三角形)	
安居島	66		2.6	1.0	50				海峡岬型 (三日月)	
小安居島	74		1.8	0.5	60				海峡岬型 (楕円)	
齋島西方	56		1.1	0.5	50				海峡単成型 (楕円)	
齋島南側	66		2.7	0.4	50				海峡岬型 (長楕円)	
靴取ノ鼻	134		2.4	0.9	100				海峡岬型 (楕円)	

(広島湾)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ			海峡幅 (km)	潮流流速*** (Kn)		海釜のタイプ (形状)	備考
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**		方向			
音瀬戸	24 (北釜)	北へ0.5	0.9	0.2	22	0.1			海峡双字型 (非対称)	
	24 (南釜)	南へ0.5	0.3	0.2	20					
早瀬戸	30 (北釜)	北へ0.7	0.9	0.2	20				海峡双字型 (対称)	
	42 (南釜)	南へ0.9	0.6	0.2	20					
江田島切串	44		1.4	0.4	36				海峡岬型 (三日月)	
大須瀬戸	43	最狭部	2.8	0.5	40	0.9			海峡岬型 (三日月)	

津久茂瀬戸	34	最狭部	1.5	0.2	30	0.5		海峡単成型 (長楕円)	
奈佐美瀬戸	60	最狭部	2.0	0.4	50	1.0		海峡単成型 (楕円)	
宮島瀬戸	74	最狭部	2.9	0.8	50	1.4	0.5 0.8	N S	海峡単成型 (楕円)
酒能美島入道鼻	50		1.4	0.3	44				瀧岬型 (三日月)
東能美島～ 大黒神島	53	最狭部	2.1	0.6	40	1.2			海峡単成型 (逆Y字形)
大黒神島	52		2.1	0.4	40				瀧岬型 (三日月)
阿多田島	45		1.0	0.2	40				瀧岬型 (三日月)
姫小島	48		1.0	0.3	32				瀧岬型 (三日月)
甲島西岸	48		1.0	0.4	40				瀧岬型 (三日月)
倉橋島南西端	70		3.3	1.0	50				海峡岬型 (三日月)
黒島水道	72	最狭部	3.7	0.9	50				海峡単成型 (長楕円)
保高島	54		1.1	0.5	40				海峡岬型 (三日月)
保高島～手島	56	西へ0.6	1.1	0.8	42				海峡単成型 (円)
手島東岸	50		1.2	0.5	30				海峡岬型 (三日月)
手島西岸	60		1.2	0.4	50				海峡岬型 (楕円)
端島～ 柱島	60		3.8	0.8	50	1.3			海峡単成型 (Y字形)
小柱島	72		1.2	0.6	50				海峡岬型 (三日月)
続島～ 長島	82 (西釜)	西へ0.6	1.3	0.6	60	0.9			海峡双子型 (非対称)
	82 (東釜)	東へ0.6	0.9	0.6	70				
長島～肥後島	82 (西釜)	西へ0.5	1.2	0.7	50	0.5			海峡双子型 (非対称)
	90 (東釜)	東へ1.2	1.8	0.8	60				
鞍掛島～浮島	56	最狭部	1.1	0.4	50	1.4			海峡単成型 (三日月)
前島	38		2.0	0.6	20				瀧岬型 (三日月)

大島瀬戸	74	北へ0.8	1.8	0.7	30	0.8	6.8 6.9	W E	海峡単成型 (楕円)	じゅず つなぎ
	50		4.5	0.6	30					

(伊予灘)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大 き き			海峡幅 (km)	潮流流速*** (Kn)		方向	海釜のタイプ (形 状)	備 考
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**		(Kn)	方向			
高浜瀬戸	79	南へ0.6	5.3	0.4	50	0.8	5.0 5.0	N S	海峡単成型 (楕円)	じゅず つなぎ	
中島赤埼	82		1.7	1.0	60				海峡岬型 (楕円)		
小市島～中島	130	南へ0.6	2.0	0.7	100	1.7			海峡単成型 (楕円)		
中島	114		1.2	0.4	100				海峡岬型 (三日月)		
二神島～横島	98 (北釜)	北東へ0.7	0.3	0.2	90	0.6			海峡双子型 (非対称)		
	103 (南釜)	南西へ1.1	1.0	0.5	90						
二神島～屋代島	155	最狭部	2.6	1.4	100	4.3			海峡単成型 (楕円)	じゅず つなぎ	
	110		1.0	0.5	100				海峡単成型 (楕円)		
片島東方	152		1.9	1.1	100				海峡岬型 (長方形)		
片山瀬戸	120 (北釜)	北東へ1.1	1.4	0.3	100	0.6	1.2	NE	海峡双子型 (対称)		
	110 (南釜)	南西へ1.2	1.3	0.6	80		1.1	SW			
屋代島笹島	74		1.1	0.4	60				海峡岬型 (三日月)		
由利島	83		1.2	0.4	80		1.4 1.2	NE SW	海峡岬型 (楕円)		
屋代島沖室島	139		2.8	1.0	100		1.5 2.1	NE SW	海峡岬型 (三日月)		
屋代島伊崎鼻	94		1.5	0.6	80				海峡岬型 (楕円)		
掛津島	56		1.3	0.4	50				海峡岬型 (三日月)		
掛津島～平郡島	59	東へ0.6	3.9	0.7	50	1.1			海峡単成型 (長楕円)		
平郡島三島	106		1.7	0.8	90				海峡岬型 (楕円)		
大木無瀬島西岸	95		1.1	0.4	80				海峡岬型 (楕円)		
大木無瀬島東岸	108		2.0	0.8	80				海峡岬型 (楕円)		

小水瀬瀬西岸	92		2.0	0.7	80		2.0 1.4	NE SW	海峡岬型 (楕円)	
小水瀬瀬東岸	92		1.1	0.3	80				海峡岬型 (楕円)	
青島	74		2.7	0.8	64				海峡岬型 (楕円)	
平野島西岸	74		3.2	0.7	62				海峡岬型 (三日月)	
上関海峡	26 (北釜)	北へ1.7	1.2	0.2	24		2.4	W	海峡双子型 (非対称)	双頭型
	46 (南・西釜)	南へ0.9	0.9	0.5	40	0.2	2.3	E		
	44 (南・東釜)	南東へ0.5	0.8	0.5	40					
鼻級瀬戸	72	南へ0.7	3.2	0.6	66	2.8			海峡単成型 (長楕円)	
天田島	66		3.0	0.6	60				海峡岬型 (三日月)	
宇和島	80		3.6	1.1	60				海峡岬型 (三日月)	
八島	66		1.8	1.8	60				瀝岬型 (円)	

(速吸瀬戸)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ			海峡幅 (km)	潮流流速*** (Kn)	方向	海釜のタイプ (形状)	備考
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**					
速吸瀬戸	460 (北釜)	北へ3.0	8.0	5.0	160	9.0 (13.0)	5.7	NW	海峡双子型 (非対称)	
	365 (南釜)	南へ2.5	10.0	5.5	160		4.8	SE		
高島一岡崎	201 (北・東釜)	北へ3.5	4.0	2.5	120	3.5	3.4	NW	海峡双子型 (非対称)	双頭型
	159 (北・西釜)	北西へ2.5	2.5	1.5	90					
	193 (南釜)	南へ1.5	5.5	2.5	100	4.4	SE			

(岡防瀬)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ			海峡幅 (km)	潮流流速*** (Kn)	方向	海釜のタイプ (形状)	備考
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**					
佐合島一長島	36	東へ0.8	2.9	0.6	30	1.2			海峡単成型 (楕円)	
祝島一 小祝島	68 (北釜)	北へ1.7	1.7	0.6	60	1.1			海峡双子型 (非対称)	
	90 (南釜)	南へ1.0	1.1	0.4	70					
牛島	38		1.7	0.7	32				海峡岬型 (楕円)	

笠戸島	50		3.0	1.3	42				瀝岬型 (三日月)	
松島一 馬島	36	最狭部	2.3	0.5	32	1.4			海峡単成型 (楕円)	
瀬島一大津島	30	最狭部	2.6	0.4	20	1.5			海峡単成型 (長楕円)	
野島北端	46		2.7	0.8	40				海峡岬型 (楕円)	
野島南端	50		2.9	0.7	42				瀝岬型 (楕円)	
姫島	68		8.0	4.0	50				瀝岬型 (楕円)	

(関門海峡)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ			海峡幅 (km)	潮流流速*** (Kn)	方向	海釜のタイプ (形状)	備考
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**					
関門海峡	47	東へ0.8	8.0	0.6	18	0.6	8.5 6.5	NE SW	海峡単成型 (帯状)	複数の 深み
部崎海釜	20	—	3.3	0.8	16	—	(1.1) (1.0)	NW SE	海峡岬型 (三日月)	
六連海釜	33	最狭部	5.8	1.2	20	1.7	(0.9) (0.5)	N S	海峡単成型 (三日月)	
小瀬戸	17	—	1.7	0.7	12	—			海峡単成型 (楕円)	

(豊後水道)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ			海峡幅 (km)	潮流流速*** (Kn)	方向	海釜のタイプ (形状)	備考
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**					
沖無垢島	189		2.3	0.9	130				海峡岬型 (三日月)	
保戸島	214		2.5	1.3	140				海峡岬型 (楕円)	
浦戸崎	106		2.5	1.5	90				海峡岬型 (楕円)	
鶴御崎	177		8.0	3.0	100	2.7 2.7	N S		海峡岬型 (長方形)	
戸島	161	最狭部	4.5	0.8	100	6.0	3.7 2.7	NNW SE	海峡単成型 (長楕円)	
日振島	112		3.5	1.0	100	1.5 1.2	N S		海峡岬型 (楕円)	
御五神島	125		5.0	1.0	100				海峡岬型 (三日月)	
由良崎	105		5.0	1.0	100	2.2 2.0	NW S		海峡岬型 (三日月)	
横島一鹿島	120	北へ1.0	1.3	0.7	100	2.5			海峡単成型 (楕円)	

* 海峡最狭部からの距離

*** 大潮期の最大流速を示し、()は大潮期の平均流速を示す。

** 長径、短径測定のもとになった等深線