

調査の結果

- 1 陸域の地形

1) 地形概要

本調査地域は、八代海北西部の沿岸にあたる天草諸島の上島、下島および獅子島等の島しょであり、その地形は大半が山地で、谷底平野や段丘などは海岸付近や河川沿いに比較的小規模に分布する。本調査地域陸域の地形分類図を図 - 10に、250m谷埋法による接峰面図を図 - 11に示す。

山地は、下島や獅子島では標高500～200m程度の中起伏山地、上島や横島ではおおむね標高200m以下の小起伏山地となっている。これらの山地は、後述するように白亜系および古第三系を主体とする岩盤からなり、全体に開析が進んだやや急峻な地形を示す。

上島と下島の境界をなす本渡瀬戸の両岸地域は、標高100m以下の丘陵地および標高50m以下の数段の段丘地形が発達する。

本調査地域内の主な河川は、上島では小手川、下島では亀川、方原川、大宮地川、流合川などがあり、これらの河川沿いに谷底平野がみられる。小手川および亀川の下流部には小規模な三角州が認められる。また、大宮地川と流合川の河口部には、やや規模の大きな干拓地が造成されている。

海岸の地形は、山地が直接接している部分では波食棚が形成され磯となっているが、大規模な海食崖は認められない。また、調査地域北部の本渡瀬戸の周辺に、海岸平野や埋土地がみられるが、いずれも小規模である。

2) 地形各説

本調査地域陸域の地形区分図を図 - 12に示す。地形区分は山地がほとんどを占め広い分布を示すが、本渡瀬戸の東西両岸を中心に丘陵・段丘、流合川の流域に山地間低地を区分した。以下に、それぞれの地形について記載する。

a. 山地 ()

起伏量が1平方キロメートルあたり200m～400mを示す中起伏山地を山地₁として区分し、これより起伏量の小さい1平方キロメートルあたり200m以下の小起伏山地を山地₂として区分した。このうち中起伏山地は、山稜の連続性や分布位置などの相違により、a、b、cの3区に細分される。

a - 1. 行人岳・平家城山山地 (a)

本調査地域内における最高峰の行人岳(標高506m)を含む山地で、十万山(239m)、上の山(338m)、平家城山(317m)など下島の主部をなす山地であり、本調査地域陸域のほぼ西半部をなす。

山地内を流れる亀川、方原川、大宮地川などの河川はおおむね東西性の流路を示し、山地の配列もほぼ平行し、東西性の山稜が発達している。これらの山稜は、標高300m前後と標高200m前後の定高性をもつ部分が多く、一部では小起伏面がみられるところもある。

これら東西性の山稜は、北側は緩傾斜、南側は急傾斜の著しい非対称山稜となっている。

これは山稜を構成する古第三系の砂岩層(砥石層)がほぼ東西方向の走向で北側傾斜を示すことから、それを反映したケスタ地形と考えられる。また、北側の緩斜面は多くの地すべり地形が形成されており、これらは流れ盤すべりによるものと考えられる。

なお、亀川および大宮地川沿いでは、一部上流部においてケスタ地形の山地を河川が横

切って峡谷が形成されている部分がある。このうち、亀川の中流部～下流部には谷底平野が小規模ながら形成され、それより上流部には段丘がみられる。また、大宮地川上流の碓石付近にも細長い盆地状の谷底平野が形成されている。

a - 2 . 屏風山・梶木岳山地 (b)

下島中部の新和町東部の沿岸には、ほぼ北北東 - 南南西に延びる山列があり、山椒山(標高 242 m) 屏風山 (334 m) 西見野山 (332 m) などが連なる。このうち屏風山および西見野山周辺の標高300m付近には小起伏面が広がっている。この山列の南南西側の延長上には、宮野河内湾を挟んで梶木岳(標高254 m) がみられ、独立した半島の中心をなしている。

これらの山頂付近の地形は、東側が緩斜面、西側が急斜面の非対称山稜となっている。これは、前述の行人岳・平家城山山地と同様に、山稜を構成する古第三系の砂岩層(砥石層) の北北東 - 南南西の走向・東南東側への傾斜を反映したケスタ地形と考えられる。また、走向・傾斜はやや異なるものの、山稜の緩斜面側となる東側斜面には、行人岳・平家城山山地と同様に、地すべり地形の形成がみられる。

a - 3 . 獅子島山地 (c)

獅子島の大半を形成する山地で、最高峰は本調査範囲外のやや南側に位置する七郎山(標高 393 m) である。

山稜は北東 - 南西方向に延び、北西側が緩やかで南東側は急斜面となる傾向はみられるものの、顕著なケスタ地形とはなっていない。山稜付近に小起伏面は認められず、地すべり地形も部分的にみられるのみであり、大半が開析された急斜面からなる。

この山地の一部の谷沿いには、土石流堆からなる山麓堆積地形がみられる。

a - 4 . 小起伏山地 ()

小起伏山地は、調査地域の北東部にあたる、上島の下浦町からその南の戸の崎にかけてと横島の山地を形成している。この下浦付近を中心とする小起伏山地の最高峰は、本調査範囲外のやや北側の志柿山(標高 244 m) である。

小起伏山地のうち、前述の中起伏山地と同様の古第三系の砂岩層(砥石層) が構成する戸の崎付近および横島では、おおむね南北方向に延びる稜線の西側は緩斜面、東側で急斜面となるケスタ地形がみられ、特に横島では顕著である。

ケスタ地形による急斜面域を除けば、全体に傾斜が緩い山地であり、部分的に地すべり地形が認められる。

b . 丘陵・段丘 ()

本渡瀬戸を挟んだ両側の、上島西端部と下島東部の沿岸部に広がる標高100m以下の地域で、丘陵および段丘が発達する。この地形区には標高の低い上血塚島(22.5 m) および下血塚島(29 m) などの島しょも含まれる。

段丘は、海面または河床面からの比高 40 m 以上の高位段丘、比高 30 ~ 20 m ほどの上位段丘、比高 20 ~ 10 m ほどの中位段丘そして比高 10 m 以下の低位段丘に大別され、特に下島東部側でやや規模の大きな段丘面がみられる。

本地形区には、丘陵・段丘のほかに谷底平野、三角州、海岸平野なども比較的まとまって分布する。

c . 山地間低地 ()

流合川の下流域から宮野河内湾にかけての低地帯で、 a として区分した行人岳・平家城

山山地と、bとした屏風山・梶木岳山地との境界部に細長く分布する。

流合川流域には本調査地域では最も広い谷底平野が発達し、流合川河口部には本調査地域内最大の干拓地がある。流合川沿いの谷底平野と宮野河内湾側の谷底平野の間には、直線状の峡谷が延び、最高点は標高30m程度である。

また、調査地域南部の梶木岳と行人岳・平家城山山地との境界部は、船津湾側から八幡の瀬戸側にかけて標高10m以下の狭長な低地帯となっている。

3)各地形の特徴

本調査地域の陸域における地形分類にみられる各地形について、それぞれの状況や特徴などを以下に記載する。

山地斜面

山頂から山脚までの斜面で、山頂平坦面や山頂・山腹緩斜面も含まれる。山頂平坦面や山頂緩斜面を除く斜面の大半は、地すべりや崩壊などによる開析によって形成されたものである。

明瞭な地すべり地形は、滑落崖と地すべりブロックからなる。その他の斜面は新旧の崩壊斜面が集合して形成されたものが多いと考えられるが、表層崩壊地を除いて植生に覆われている部分が多いことから、地形的には捉えにくい。

山間谷底

山麓堆積地形の上流側や河谷の最上流部に位置する沖積面で、土砂が厚く堆積し、氾濫平野や谷底平野と比較しやや谷底が凸にふくらんでいたりと、凹凸がみられたりする。主に土石流によって砂礫が堆積して形成されている。

山麓堆積地形

崖錐や沖積錐など山麓にみられる砂礫や土砂からなる緩斜面である。

小さな谷沿いの山間谷底が氾濫平野や谷底平野に合流する付近に形成された沖積錐は、地形的には山間谷底に連続しているが、形状の相違から小規模な山麓堆積地形として区分した。

主な遷急線

山頂平坦面や山頂・山腹緩斜面の縁の急傾斜となる傾斜変換線である。山腹緩斜面の場合は、地すべりブロック上の緩傾斜から急傾斜への境界部である場合が多い。

このほか、急峻な河谷沿いの開析斜面の上縁の遷急線（開析前線）もある。

滑落崖の上縁や台地・段丘面の周囲なども遷急線であるが、これらは地形分類の境界部であることから、それらの記号や地形界線で表示した。

滑落崖

地すべり地形の上部にある弧状の急崖で、比較的明瞭なもののみを表示した。

本調査地域の滑落崖は過去の地すべりの滑動によって形成されたものが多いと考えられるが、最近の滑動によるものの区分は不明である。

表層崩壊地

最近崩壊が発生または継続し、裸地化したままの崩壊地。

本調査地域では規模が小さく、分布も少ない。

台地または段丘

氾濫平野や谷底平野から、ある程度の比高を持った平坦地で、旧河床の名残である河成段

丘や旧海底の名残である海成段丘に分けられる。

本渡瀬戸の沿岸部には、比高 50 m前後の高位段丘、比高 30 ~ 20 mほどの上位段丘、比高 20 ~ 10 mほどの中位段丘がある。このうち上位段丘は、最終間氷期の高海面期に形成された海成段丘とされている（千田、1976）。

その他の段丘は、比高 10 m以下の低い段丘である。

氾濫平野および谷底平野の微高地

氾濫平野や谷底平野の河川沿いにおいて、やや細長い微高地を形成する自然堤防である。本調査地域では、氾濫平野や谷底平野が狭く、自然堤防は亀川沿いや大宮地川沿いにわずかに分布するのみである。

氾濫平野および谷底平野の一般面（含後背低地）

河川とほとんど比高がない平坦地で、洪水時に氾濫する可能性のある低地である。

山間谷底と比べ、下流側に位置し、より平坦で水田として利用されている。

三角州の一般面（含後背低地）

河川からの土砂が河口部の海を埋積して形成された平野であり、氾濫平野および谷底平野とは漸移する。

亀川下流の亀場町付近や小手川の河口付近に分布する。

三角州の微低地

三角州内の旧河道で、上記の一般面よりやや低い部分である。

海岸平野の一般面・微低地（後背低地等）

沿岸部で河川が認められず、海岸沿いに延びている平野である。

本地域では規模が小さく、分布も少ない。

河川敷

本地域の河川は小規模で河川敷はほとんどみとめられないが、大宮地川の河口部付近にのみわずかに分布する。

人工平坦化地

造成により平坦化された地形で、宅地や工場および学校などの大規模な造成地のほか、農地（畑や水田）のうち比較的大規模な造成地も人工平坦化地として区分した。

干拓地

干拓地は、明治34年測図の旧地形図や昭和22年撮影の空中写真で海域または湿地であったが、その後干拓されたものを区分した。明治34年以前の干拓地については、資料がなく不明であるが、一部現地調査により補足した。

- 2 陸域の地質

1) 地質概要

本調査地域は、西南日本に特有な東北東 - 西南西方向の帯状構造を持つ地質構造帯のうち肥後帯と呼ばれる地質構造区に属している。肥後帯は、北限を大分 - 熊本構造線、南限を臼杵 - 八代構造線で区分された幅約 20 kmの地帯であり、主に変成岩類からなるが、ペルム系および白亜系の堆積岩類も分布する。

本調査地域の基盤岩は上部白亜系からなり、その上位に古第三系および第四系が分布する。上部白亜系は御所浦層群と姫浦層群から構成される。基盤岩の上位には不整合で古第三系が分布し、下位から赤崎層群、下島層群、坂瀬川層群が累重する。新第三紀中新世中期に

は、これらの上部白亜系および古第三系を貫いて、ひん岩や玄武岩の貫入があり、調査地域南半部の海岸付近などに小規模に分布する。調査地域には新第三系の堆積相は分布せず、古第三系の上位には更新統の段丘堆積物および完新統からなる第四系が直接分布する。本調査地域の地質層序表を表 - 3 に示す。また地質図を図 - 13 に示す。

2) 地質各説

a. 御所浦層群

本層群は上部白亜系のギリヤーク統に対比される。下位から G a 層、G b 層、G c 層の 3 層に区分され、本調査地域内では G b 層と G c 層が獅子島に分布している。

G b 層は、下部 200m は緻密な暗灰色細粒ワッケ質砂岩およびシルト岩が優勢で、中部 180 m は主として砂質頁岩と砂岩の互層からなる。上部 150m は暗灰色シルト岩ないし細粒ワッケ質砂岩が優勢である。G c 層は主として塊状の灰緑色中粒ワッケ質砂岩からなり、しばしば細礫を含むレンズ状の部分が認められる。層厚は 350 ~ 450 m である。

b. 姫浦層群

本層群は下位から、H A 層および H a ~ H g 層の 8 部層に区分される。調査地域内では、最下部の H A 層が獅子島の北西部に、H c ~ H g の各層が下島の河浦町の宮野河内から上平付近にかけて分布する。

獅子島にのみ分布する H A 層は、シルト岩および砂岩頁岩互層を主とし、下部は礫質砂岩からなっている。本層は多くの断層で切られはっきりした層序が不明のため、獅子島における姫浦層群として一括された地層である。

H c 層は、暗灰色シルト岩および頁岩と細粒 ~ 中粒砂岩の互層をなしている。断層に区切られて露出しており、層厚は不明である。H d 層は、シルト岩を主とし、頁岩・砂岩互層をともなう。層厚は約 300 m である。H e 層は、暗灰緑色または緑灰色の粗粒ないし中粒砂岩を主とし、同色の礫岩および暗灰色頁岩を挟む。数層準にスランプ構造が認められる。層厚は約 400 m である。H f 層は、灰色ないし淡黄色粗粒砂岩を主とし、灰黒色頁岩との互層帯を挟む。砂岩はときに礫岩となり、斜交層理を示す部分がある。層厚は約 270 m である。H g 層は、下半部の約 1,000 m は緑青色礫岩を主とし、同色の細礫質ないし粗粒砂岩と緑灰色シルト岩との互層を挟む。礫岩の下底はしばしば不規則な凹凸を呈する。上半部の約 800 m は黒灰色塊状シルト岩を主とし、薄い砂質頁岩ないし微細粒砂岩と黒灰色頁岩との密互層を挟む厚層で、数層準にスランプ構造が認められる。

姫浦層群の時代は、H A 層については浦河世後期、H c 層から H g 層まではヘトナイ世前期に対比されると考えられている。

c. 赤崎層群

天草上島の東部から獅子島、長島にかけて分布し、古第三系の最下位層となっている。本調査地域内では獅子島北西部にのみ部分的にみられる。紫赤色を呈する泥岩を特徴的に挟む、泥岩・砂岩および礫岩の互層である。陸成層で、天草炭田の基底部をなす地層群であり、層厚は 120 ~ 220 m である。本層群の時代は、暁新世 ~ 始新世前期と考えられている。

d. 下島層群

本層群は、天草下島の中央部に広く分布する地層であり、下部より福連木層、志岐山層、砥石層に区分される。全層厚は 2,000 ~ 2,300 m である。

福連木層は、天草下島においては白亜系の姫浦層群と直接不整合で接することから、下島

における古第三系の基底層であると考えられる。本調査地域内では河浦町の宮野河内から上平にかけての船津湾沿岸部と、獅子島北西の沿岸部とに比較的小規模にみられる。下底は厚さ約20mの基底礫岩からなり、その上位に斜交層理が発達する含礫砂岩、スランプ構造を示す粗粒砂岩と泥岩の互層およびシルト岩などが累重する。層厚は約120mである。時代は始新世前期～中期に対比される。

志岐山層は、本調査地域内では新和町の中田付近を中心とする中央部に広く分布するほか、北部の亀川流域にも比較的広く分布がみられる。また、獅子島の北西部の海岸沿いにも小規模に分布する。全般的に泥岩など微細粒岩に富み、岩相により下部・中部・上部に大別される。下部は灰黒色泥岩を主とし、微細粒ないし細粒砂岩とシルト岩との数cmごとの細密互層を挟み、ときに著しい層間褶曲が認められる。中部も泥岩を主とし、薄い砂岩を挟む互層であるが、ときに厚さ3～5mの青灰色中粒砂岩を挟み、一部にスランプ構造が認められる。上部は灰黒色頁岩を主とする微細粒砂岩との互層で、最上部の100mは灰黒色の頁岩が優勢である。特に最上部の20mは貝化石や有孔虫化石に富む暗灰色泥岩で、風化して特徴的にややオレンジ色を呈する。本層は全般的に、海進期における海成一部海浜性の堆積層である。層厚は約900mで、時代は始新世前期～中期にわたると考えられる。

砥石層は砂岩優勢の地層で、本調査地域内では、北部から中央部の大宮地付近にかけて広く分布するほか、新和町東部の檜の浦付近、大多尾から二本木にかけての地域、そしてその南西延長の梶木岳周辺にみられる。本層の下半部は灰黒色シルト岩・頁岩・砂岩の互層、上半部は砂岩が優勢である。本層は、砂岩を主体とするため侵食に対する抵抗力が比較的に強いと、本調査地域北部の行人岳、中部の平家城山、東部の山椒山、屏風山および西見野山、南部の梶木岳などの山稜を形成している。これらのうち山椒山から梶木岳にかけての山列は、地質構造の項で後述する宮地向斜に沿ったものである。本層は下位の志岐山層の海進期に引き続く海退期の堆積物で、特に上半部は海浜成ないし三角州成の堆積層と思われる。層厚は約650mで、地質時代は始新世中期に対比される。

e . 坂瀬川層群

本層群は中部始新統～上部始新統とされ、長崎県南部から天草諸島にかけて広く分布する。天草地域においては岩相の相違に基づいて下部から一町田層、坂瀬川層、二江層、鬼池層に区分される。このうち本調査地域内には一町田層と坂瀬川層が分布する。

一町田層は本調査地域内では、後述する坂瀬川層の分布範囲の周辺を縁どるように細長い帯状にみられる。岩相は暗緑色細粒砂岩で、海生貝化石を多産する。砂岩は塊状で、風化すると玉ねぎ状構造を呈するものが多い。上位は坂瀬川層の頁岩およびシルト岩に漸移する。層厚は5～10mと薄層であるが、暗緑色砂岩の岩相と貝化石を多産することから有効な鍵層となり、下島全域に追跡される。

坂瀬川層は、下島の中央部をほぼ北北東 - 南南西方向に連なる一町田向斜の軸部に沿って分布し、本調査地域内では本渡瀬戸周辺の沿岸部と、北西端部の亀川ダム付近から南の宮地岳町付近にかけての山地にみられる。灰色ないし灰黒色頁岩およびシルト岩が大部分を占めるが、一部では層厚1～5cmのより硬い砂質頁岩ないし微細粒砂岩を数cm～1m毎に頻繁に挟む。まれに数cmの凝灰質砂岩または凝灰岩を挟むことがある。本層の塊状シルト岩は風化すると、しばしば玉ねぎ状構造を示す。層厚は400m以上である。本層および上記の一町田層は海成一部海浜性の堆積層と考えられ、地質時代は始新世中期に対比される。

f . 段丘堆積層

本調査地域における第四系は段丘堆積物および沖積層のみである。このうち段丘堆積層は小規模な分布が局所的に認められるに過ぎない。

高位段丘堆積層は、調査地域の西部の宮地岳町から碓石付近にのみ分布する河成段丘で、礫層・砂層および粘土層などからなり、ほぼ水平層である。古第三系の下島層群に直接不整合で重なり、層厚は10 m前後である。段丘面の標高は約70 mである。

中位段丘堆積層は、流合川流域の東側に分布するほか、本調査地域南端の河浦町乗田付近に小規模に分布する。礫層・砂層および粘土層等からなり、ほぼ水平層である。粘土層からは炭化木片を産出する。上面の標高は20 ~ 30 mである。上部白亜系の姫浦層群あるいは古第三系の下島層群に不整合で重なり、層厚は3 ~ 5 mである。

本調査地域内には低位段丘堆積層は分布しない。

g . 沖積層

本渡瀬戸周辺、亀川流域、大宮地川および流合川流域でやや広い分布を示すものの、その他は河川沿いの低地および海岸線付近に小規模に分布する。礫、砂および粘土からなり、層厚は5 m前後である。

h . 火成岩類

本調査地域内には、基盤岩の上部白亜系および古第三系を貫く火成岩類がみられ、ひん岩と玄武岩が小規模に分布する。

ひん岩は、本調査地域南部で、新和町東岸の立の鼻付近と、宮野河内湾に張り出した野崎付近で下島層群中にみられるほか、宮野河内付近で姫浦層群中に分布する。これらはおおむね断層あるいは破碎帯に沿う形で、岩床ないし岩脈状に厚さ数m以下で露出する。青灰色で班晶は認められないが、野崎付近のものは黒雲母および輝石類の班晶を識別できる。

玄武岩は、調査地域南部の新和町中田の西方で、長さ600m幅200m程度とやや広い分布がみられるほかは、流合川上流部、梶木岳の東部の海岸付近、上平付近の海岸線等に小規模に分布する。いずれも下島層群志岐山層中にみられ、大部分が断層または破碎帯に岩脈または岩床状に貫入している。中田西方のやや広い分布を除き、その岩脈あるいは岩床の幅は5 ~ 10 mである。

下島におけるこれらの火成岩類は、基盤岩および古第三系を貫くが、更新世前期の地層には関係がない。また年代測定の結果などから、その貫入時期は中新世中期頃であると考えられる。

3)地質構造

本調査地域を含む、天草下島周辺の構造運動の時期は、大きく最前期、前期、後期の3つの時期に分けることができる。

このうち最前期の構造運動は、姫浦褶曲構造(植田・古川、1960)と呼ばれる白亜紀末の地殻変動に伴う褶曲運動で、古第三系堆積以前のものと考えられる。この褶曲運動と前後して、本調査地域の南東に、獅子島中央部から長島北部を経て甌島まで達する、北東 - 南西方向の長島断層と呼ばれる大構造線が形成されたものと考えられる。この長島断層は現在は潜在しているが、古第三系の堆積開始時には著しい断層崖を形成しており赤崎層群の堆積を規制したと考えられる。

次の前期の構造運動は、中新世前期に起こったと考えられ、下島のほぼ中央部を北北東 -

南南西方向に延びる一町田向斜を主軸とし、これとほぼ平行して西側に志岐山背斜、東側に中田背斜および宮地向斜が形成され、染岳ドームが形成された。これらの褶曲運動の原因は基盤岩類の隆起によると考えられ、その隆起が進むにつれて西北西から東南東に向かう側圧を生じたために、北北東 - 南南西方向の主軸を持つ背斜・向斜構造が形成された。さらに褶曲が激しくなると、褶曲軸の翼部に苓北断層、高浜断層、魚貫崎断層そして上平断層などの逆断層が生じたと考えられる。

本調査地域の地質図にもみられるように、下島には前期の構造運動による北北東 - 南南西方向の褶曲構造や断層を切る、北西 - 南東方向の断層群が顕著に発達している。これらは明らかに前期の構造運動以降の活動であり、中新世中期ないし後期と考えられる。この構造運動を後期の構造運動とする。断層系は幅数百m ~ 数km程度と非常に密に並走し、どちらかといえば横ずれ断層が多い。褶曲構造を横切っているため、その見かけ上の落差は、同じ断層でも場所により正逆まちまちとなっている。

このように天草下島周辺地域の地質構造は、3度にわたる大きな構造運動を経ていると考えられ、本調査地域においては、これらのうち中新世前期と考えられる北北東 - 南南西方向の褶曲構造と、中新世中期ないし後期と考えられる北西 - 南東方向の断層群とにより、ブロック化した地質構造が形成されている。

- 3 海域の地形

本調査海域は、天草下島と上島の間の本渡瀬戸を北端とし、上島南西端の戸の崎、横島を経て南下し、獅子島の北西沿岸部に至る八代海北西部の海域であり、その南西方向は長島海峡へとつながっている。下島と獅子島の間は幅約4kmであり、大きな水道となっている。

調査海域には数多くの島しょが存在し、また陸域の山地が沿岸部まで迫っているため非常に入り組んだ海岸線が形成されている。このうち調査海域北部の海岸線付近には波食棚の発達がみられ、南部に比べ顕著である。

海岸線前面から水深30 ~ 40mまでの沿岸部は、基盤起伏地形による急斜面が形成されている部分がほとんどであるが、一部の湾内や河川河口沖には堆積作用による緩斜面や平坦面が形成されている。また水深50m程度までは、大小さまざまな高まりがみられる起伏に富む地形が形成されている。これらの高まりのうち小規模なものは基盤岩の起伏によるものが多く、大きなものは砂堆からなる場合が多い。これらはいずれも潮流等の強い海水の営力により形成されたものと考えられる。

これらの高まりや島しょを取り囲むような形で海底谷が形成されており、調査海域の中央部でほぼ北東 - 南西方向に連続し、さらに南西の長島海峡に連なるものと考えられる。このうち下島の立の鼻の南南東沖合1.7km付近において、本調査海域の最大水深である68.8mを示す。

このように、本調査海域の海底地形は水道域を反映し、潮流などによる侵食と堆積とが行われており、一部内湾域では河川等からの堆積作用もみられる海域である。

図 - 14 に本調査海域の海底地形図を、図 - 15 に海底地形分類図を示す。

本調査海域の海底地形について、その状況および特徴などを以下に記述する。なお、海域の形状や環境条件の相違などを考慮して、本渡瀬戸から戸の崎および横島にかけての「北部海域」、宮野河内湾および船津湾を併せた「西部海域」およびそれら以外の「中央海域」の

3 海域に分けて記述する。

1) 北部海域

北部海域とは、本渡瀬戸から南の横島にかけての、上島と下島に囲まれた内湾性の海域である。

調査海域北端の本渡瀬戸は、北の島原湾と南の八代海とを繋ぐ狭水路であり、水深はおおむね7m前後だが、水路浚渫が行われている可能性がある。本渡瀬戸の南側出口付近には、最大水深11.2mを示す小規模な海釜が南北方向に形成されている。これは本渡瀬戸を往復する潮流により形成されたものと考えられる。

本渡瀬戸の南の、上島の戸の崎および横島に囲まれた形の本海域は、静穏な内湾性の海域であり、また小手川、方原川、大宮地川および流合川など、本調査地域内の主要な河川が流入している。このため、本調査海域で最も顕著な堆積性の平坦面が、水深5mから22m程度にかけて形成されており、その傾斜は5/1,000 ~ 7/1,000程度で南東方向に傾いている。

また、大宮地川と流合川の河口付近の干拓地の締切提前面には、本調査海域で唯一の頂置面および前置面が形成されている。その比高は2m程度であり、狭隘部を経て水深4m付近まで張り出している。

本海域には、湾奥部に五色島、北東部に上血塚島および下地塚島などの島しょがみられる。これらの島しょの海岸線付近、上島の下浦および戸の崎の海岸線付近、下島の檜の浦の海岸線付近には波食棚が形成されている。波食棚は、波の営力により海岸線付近の岩が、ほぼ海面と同じレベルまで侵食されたものである。本調査では比較的規模の大きいもののみを波食棚として区分したが、本海域の沿岸は山地が海岸線付近まで迫っている部分が多く、このような海岸付近には小規模な波食棚が形成されているものと考えられる。

波食棚の前面からは、傾斜100/1,000 ~ 125/1,000の急斜面が前述の沖合平坦面まで連続している。これらの急斜面は岩盤が海底に露出した小起伏に富むもので、基盤起伏地形として区分した。

上血塚島、下地塚島およびその周辺の波食棚域の周りには、南北ないし北北東 - 南南西方向を示す海底谷が形成されており、これらは下浦町付近の低地から連続すると考えられる。

以上のように、本北部海域は、堆積性の広い平坦面が形成されるような、静穏で堆積作用の優先する海域と考えられる。一方、島しょや沿岸の海岸線付近には、波浪や潮流などの海水の営力により侵食された波食棚や基盤起伏地形がみられ、侵食営力が作用していることを示している。

2) 西部海域

西部海域とは、調査海域の南西部で西方に湾入している宮野河内湾および船津湾を一括した海域で、新和町の二本木と河浦町の竹の崎を結んだ線の西側とする。この西部海域は、開口部の広い開放的な湾であり、鳥趾状に海が陸域に入り込んでいる。

本海域の中央部付近には、船津湾を主体として水深20 ~ 30mに平坦面が形成され、おおむね10/1,000程度の傾斜を示す。この沖合平坦面は、前述の北部海域のものに比べると発達が悪い。これは本海域が北部海域に比べて開放的なため海象条件がやや厳しく、また、堆積物を搬入する大きな河川が無いためと考えられる。

本海域の沿岸部は、海岸線から緩斜面が形成されている部分が多く、とくに湾奥部では上部・中部および下部緩斜面が区分できる部分がある。しかし、半島や崎などの海岸線まで山

地が迫っている部分では、汀線際の上部緩斜面に連続して基盤起伏地形による急斜面が形成されており、水深 20 m 程度で沖合平坦面に連続する。

また、北部海域の海岸線付近に発達していた波食棚は、本海域ではほとんどみられない。これは海岸線付近まで山地が迫った部分で、波食棚を経ずに基盤起伏地形が形成されていることから、波浪などの海水の営力が北部海域より大きいことを示すものではないかと考えられる。

海底谷は、後述する中央海域に連続するものが、二本木の西方沖の水深 25 m 付近から湾口部にかけてみられる。

上記のように、西部海域は湾入域であるものの開口部の広い開放的な海域のため、中央部付近については堆積作用が卓越するものの、沿岸部については侵食作用が優先するものと考えられる。

3) 中央海域

中央海域は、本調査地域の南部をほぼ北東 - 南西方向に延びる大きな水道域全体をさす。中央海域の海岸線付近のうち、下島側では横島の周囲に波食棚の発達が見られるが、それより南では波食棚はみられなくなる。その新和町東部の大多尾から二本木にかけての海岸線付近および河浦町の竹の崎から梶木崎にかけての海岸部では、山地が海岸線付近まで迫っているが、上部緩斜面が波食棚に代わって狭く分布している。汀線部の波食棚あるいは上部緩斜面の前面は、おおむね傾斜 100/1,000 ~ 200/1,000 の急斜面が形成されており、特に横島およびその周辺では 400/1,000 程度の大きな傾斜が見られる。この沿岸部の急斜面は、大小さまざまな岩盤の高まりが数多く分布する、起伏に富む地形域と連続しており、岩盤の分布による基盤起伏地形として区分される。この基盤起伏地形はおおむね水深 25 ~ 30 m まで分布するが、陸上地形の張り出しに延長する岬の前面では、水深 50 m 程度と、より沖合まで分布している。

獅子島側の海岸部も、岩盤により構成される山地が海に迫っており、北部の野島の周辺や、獅子島北西部に海域が湾入する部分に位置する前島と呼ばれる岩礁の周辺などで波食棚が小規模に分布するほかは、海岸線から直接起伏に富む基盤起伏地形が分布する。この獅子島側は、下島側に比べ基盤岩による高まりが数多くみられ、非常に複雑な海底地形域となっている。このため、基盤起伏地形域は、おおむね水深 50 m 程度付近まで広く分布する。

沿岸部から海域中央部にかけては、海釜や海底谷の谷底に連続する緩斜面や、砂堆の高まり、およびそれに連続する緩斜面などが分布する。このうち、海釜や海底谷底に連なる斜面は海釜・海底谷の谷壁、砂堆は海底砂堆、その斜面は海底砂堆斜面として地形分類を行った。また、斜面の中ほどに形成される平坦面は、侵食性、堆積性を問わず棚状地形に分類した。本海域の全体的な傾向として、下島側は海釜・海底谷の谷壁が卓越し、獅子島側は海底砂堆、海底砂堆斜面および棚状地形の分布が優先する。さらに海域の南部では、水深の深い中央部から立ち上がる基盤岩の高まりが点在するようになり、地形区の配列を非常に複雑にしている。

海釜・海底谷の谷壁をなす斜面は、下島側では横島の南から調査海域南西端の河浦町乗田の沖合にかけて連なり、おおむね基盤起伏地形に連続し水深 50 ~ 60 m まで分布する。これらの斜面は、一部で傾斜 100/1,000 を超える急斜面の部分があるものの、そのほとんどは傾斜 50/1,000 以下の緩斜面からなる。このうち新和町の大多尾の沖合では、本調査域において

最も広い、長さ3km幅1.5km程度の分布がみられ、その平均的な傾斜は20/1,000程度である。一方、獅子島側は分布が狭く、野島の西方2.3km付近を中心とする水深55～65mにかけて幅300～400m長さ2.4km程度のものが最大であり、この他には片側の北西沖合1.5km付近および野島の北方1km付近にみられるのみである。

砂堆は、下島側では新和町東岸の立の鼻の南西沖合0.7～1.3km付近に頂部水深27m程度を示すもの、宮野河内湾口部にみられる頂部水深26.4mを示すものが分布するが、それぞれともに海底砂堆斜面域を含めても長軸0.7km・短軸0.4km程度の楕円形と規模は小さい。一方、上島から獅子島にかけては、横島の東方に海底砂堆斜面を含め、幅1kmを超え頂部水深32.1mを示すもの、横島の南東端の南東1km付近から南方4km付近にかけて頂部水深36.5mで幅2kmを超えて分布するもの、野島の北北東3km付近から北方1km付近にかけて幅1kmを超え頂部水深39mおよび23m程度を示すものなど、規模の大きな砂堆の分布がみられる。さらに片側の北西沖合1km付近を中心として、長さ2kmで幅0.7km、頂部水深21.9m、28.9mおよび23.5mを示すもの、片側の北方沖合2.5km付近の頂部水深41m程度のもの、西北西3km付近の頂部水深42.8mのものなど小規模なものを含め分布の数も多くなる。これらの砂堆は、おおむね海域の連続方向と同じ北西-南東方向に分布しており、大きな水道域である本海域を往復する潮流により形成されたものと考えられる。しかし、宮野河内湾の湾口部を塞ぐようにみられる、長軸0.7km短軸0.4km程度の楕円形の砂堆は、湾入方向に沿った北西-南東方向を示し、分布形状、方向ともに他のものと異なる。これは、湾口部が比較的広く、宮野河内湾に出入りする潮流が、両側から張り出した基盤の起伏の縁を流れ、湾口中央部が流れの弛む堆積作用の卓越する部分となったものと考えられる。砂堆は、そのいずれも後述する音波探査の結果から、比較的粗粒な砂～礫から構成されるものと考えられ、規模の大きなものほど頂部の平坦な部分と海底砂堆斜面となる緩斜面との変換点が明瞭である。

斜面の中ほどに形成される平坦面である棚状地形は、前述の海釜・海底谷の谷壁の斜面に連なるものと、海底砂堆に連続するものがある。このうち前者は横島の南方および新和町立の鼻の南方の2ヶ所にみられる。音波探査の結果からみると、基盤層の上位に沖積層が比較的薄く堆積して形成されており、堆積の営力が小さい部分と考えられる。一方後者は横島東方から獅子島の北西沖合にかけての、規模の大きな砂堆に連続して分布する。こちらの棚状地形は、音波探査記録上、砂堆を形成する沖積層が比較的厚く堆積しており、砂堆を形成した堆積作用がやや弱まった部分であるものの堆積の営力が優先する部分と考えられる。これらの棚状地形の海底面傾斜は、おおむね10/1,000程度であり、海釜・海底谷の谷壁の斜面あるいは海底砂堆斜面の傾斜と比較的明瞭に区分される。

本海域の南半部では、海域の中央部の水深の深い部分に、基盤岩の露出による小起伏に富んだ地形や基盤岩の独立した高まりなどが点在する。これらについて、分布水深は異なるものの基盤岩からなる複雑な地形として、沿岸部におけるものと同様に基盤起伏地形として分類した。このうち、新和町立の鼻の東北東沖合1.8km付近の水深、60～65mにおいて長軸0.7kmで短軸0.5km程度の楕円形状のもの、河浦町竹の崎の南東沖合1.5km付近で水深56～65mにかけて、北東-南西方向の長さ1.3kmで幅0.6kmのものは、ともに起伏量の比較的小さい露岩域である。これらに対し、獅子島の片側の北西沖合2.5km付近のものは頂部水深42.8mを示す起伏量の大きな単独の高まりであり、梶木崎の東方沖合2.2km付近の頂部水深25.2mを示すものも起伏量の大きな単独峰である。なお、獅子島の片側の西北西沖合3km付近お

よび2.2km付近を中心とする基盤起伏地形は、本調査海域の南に分布する諸浦島に連続する待島などによる、海岸線付近から連続する沿岸部の基盤起伏地形である。

本海域の中央よりやや下島寄りには、ほぼ北東 - 南西方向に、本調査海域の基幹となる海底谷がみられる。この海底谷は、横島の南方2 km付近で水深54.4 m、中央よりやや南に向かった新和町立の鼻の南南東沖合1.7 km付近で本調査海域の最大水深である68.8 mを示し、南部の河浦町竹の崎の南東沖合2.5 km付近で水深67.7 mを示す。この基幹の谷には沿岸部から多くの谷が合流し、全体に樹枝状の海底谷が形成されている。

このうち、北部海域との境界付近では、前述した北部海域にみられる広い沖合平坦面の下島寄りを巡るように湾曲する形で谷地形がみられ、横島の北方で東西に分岐し、それぞれ横島の両側を横島に沿って南北に連続する。また、このうち東側のものは、戸の崎とその南の砂堆との間をほぼ東に向かって流下する。横島と下島の間は七辺瀬戸と呼ばれる狭隘な水道となっており、海底谷はその中央部で水深27 m程度の鞍部が形成されている。新和町大多尾の東南東沖合2.2 km付近で横島の両側を流下した海底谷は再び合流する。この付近には、横島東方の砂堆の南側を下った海底谷も合流する。さらに、前述した横島の南東端の南東1 km付近から南方4 km付近にかけて、幅2 kmを超えて分布する大きな砂堆の中央部には、この砂堆を2分するような形で谷地形が形成されている。その谷地形も、上記の合流地点のやや南の水深51 m付近で開口する。この砂堆の南側には、本調査海域外の東方から延びる海底谷がみられ、野島の北西2.5 km付近で基幹の谷に合流する。

新和町立の鼻の前面海域付近には、基盤起伏地形を囲むように2条の海底谷が形成されており、前者は谷頭水深15 m程度で南東方向に延び水深60 m付近で合流する。後者は、二本木の南東に張り出した基盤の高まりに沿う形で、海岸線とほぼ平行に北東方向に流下した後東へと方向を変え、やはり水深60 m付近で合流する。

宮野河内湾の西部海域との境界付近には、湾口部を塞ぐ形の砂堆の両側に2条の谷がみられ、ともにほぼ南東方向に流下する。これらは砂堆の南東側の水深57 m付近で合流した後さらに南東へ下り、基幹の谷に合流する。

獅子島の片側の北西沖合では、3つの頂部を示す砂堆を取り囲むような形で、沿岸部の基盤岩の高まりとの間および沖合の基盤岩の高まりとの間に海底谷が形成されている。この谷地形は、片側の前面付近より南側については、そのままより南の本調査範囲外へと流下すると考えられる。しかし、より北側のものについては北に向かって深くなっており、沖合部の基盤岩の高まりの東側および北側を巡って、基幹の谷に合流している。

河浦町の梶木崎の前面海域には、調査海域外の南側に位置する産島との間に、八幡の瀬戸と呼ばれる海峡が形成されている。この海峡を通る海底谷が上平付近から南東方向そして東南東方向に湾曲しながら流下しているが、その延長は本調査範囲外となり不明である。

- 4 底質の状況

海底地質を構成する最上部の底質の状況を把握するために、スミス・マッキンタイア型グラブ採泥器を用いて図 - 16に示す46点において底質調査を実施した。底質調査地点の選点は、海図など既存の底質資料および音波探査記録による堆積物の分布状況を参考にして行った。採取を繰り返しても試料が採取できない地点については、岩盤あるいは粒径の大きな礫層と判定し、その底質区分については測定記録などの解析時に判断するものとした。これに

より、底質が露岩のため底質が採取できなかった6点と、粗粒な礫質堆積物のみ採取された3点を除いた、計37点の試料について、粒度分析試験を実施した。

底質区分は、Wentworth(1922)によって提唱された粒径区分に基づいて分類を行った(図-17)。また混合底質の場合は、礫・砂・泥の重量百分率を三角ダイアグラム上に展開して区分した(図-18)。粒度分析結果から、表-4に示す粒度分析結果一覧表を作成するとともに、堆積物を構成する土粒子の密度、底質の中央粒径値(Md)、淘汰度、歪度(SK)について検討を行った。

1) 底質分布

本調査海域の底質について、本渡瀬戸から上島の戸の崎・横島にかけての内湾部および宮野河内湾の湾奥部では泥質堆積物が優先する。横島から惣津島沖合にかけての調査海域北東部では、砂質堆積物が優先する。それより南側の海域では、礫質堆積物が優勢になる。また、沿岸部および水深65m以深の海底谷谷底部等では、堆積物が欠如し岩盤が直接露出して分布する(図-19)。

a. 礫

底質採取において、新和町東岸の立の鼻南方沖合0.6km付近の海底谷の谷底と、河浦町竹の崎の南東沖合2.2km付近の露岩帯の西側縁の海底水道(水深66m)で大礫が採取された。調査海域における礫の分布は、この2地点の周辺のみにもみられるものと考えられる。

b. 砂混じり礫

砂混じり礫は、新和町惣津島の東方0.8km付近、獅子島の野島の西方、および河浦町竹の崎の東方沖合2km付近を中心として分布がみられる。このうち、惣津島東方の分布は、礫と砂のほぼ等量含有底質であり、基盤岩の高まりの北東側に堆積している。野島周辺のもの、野島周辺からその北西側約1km程度にかけて分布し、海底谷底と周囲の基盤起伏地形域に堆積している。礫と砂がほぼ等量含まれ、礫は中礫主体である。竹の崎東方のものは、調査海域中央の北東-南西方向の海底谷の谷底付近およびその東側に分布する。

c. 礫混じり砂

礫混じり砂は、新和町の惣津島の東方を北限として南は河浦町竹の崎から獅子島野島にかけてと、河浦町竹の崎から梶木崎にかけての沖合、調査範囲南西端の乗田の前面海域および獅子島の片側の北西から西方沖合に分布し、本調査海域でもっとも広く分布する。

惣津島の東方から南にみられる広い分布は、その西側の下島側では海底谷底およびその斜面を中心として、一部基盤起伏地形域で基盤岩を薄く覆って堆積するものである。しかし、東半部の獅子島北方海域のものは、砂堆を形成して厚く堆積している。また、竹の崎から梶木崎にかけての沖合および乗田の前面海域に分布するものは、海底谷周辺および基盤岩上を薄く覆って分布する。片側の沖合のものは、北西1km付近と西方1.5km付近を中心として、それぞれ砂堆を形成して厚く堆積している。全体的に砂は粗砂が卓越し、礫は細礫主体である。

d. 砂

砂は横島周辺から新和町惣津島にかけての沿岸部、惣津島の北東方2km付近を中心とした沖合部、新和町立の鼻の南方沖合、新和町二本木と河浦町竹の崎の間の宮地河内湾の湾口部付近、河浦町竹の崎から上平にかけての沿岸部、そして獅子島の北西沖合などに分布する。

このうち、横島から惣津島にかけての沿岸部のものは細砂が卓越する。惣津島の北東沖合

のものは東西2.5 km、南北2 kmと比較的広い分布を示し、細砂～中砂が分布し、調査海域外の東側へと連続する。立の鼻の南方沖合1 km付近のものは、長軸約1 km短軸0.5 km程度の楕円形を示し、ほぼ北東 - 南西方向を示す砂堆を形成して分布する。宮野河内湾の湾口部では、粗砂主体で幅1 km程度で分布する。梶木崎から上平にかけての沿岸のものは粗砂主体である。獅子島北西のものは、調査海域中央部の海底谷の東側に、幅1.5 km程度で長さ3.5 kmを超えて広く分布し、棚状地形として区分される平坦面や砂堆を形成して分布するほか、一部基盤岩を薄く覆って分布する。

e . 泥混じり砂

泥混じり砂は、横島の東方から新和町惣津島の北東沖合にかけて比較的広い分布がみられるほか、宮野河内湾の中央部および獅子島北西の湾入部などに分布する。

横島東方からその南西にかけての泥混じり砂は、砂は細砂、泥はシルトが優勢である。宮野河内湾では、水深30～35 mに幅0.3 km程度の帯状にシルト混じり細砂が分布する。獅子島の北西沿岸では、湾入部を中心として水深40 m付近まで分布する。

f . 砂混じり泥

砂混じり泥は、上島の戸の崎の西側およびさらに南西の下島の湾入部にみられるほか、宮野河内湾の中央部にみられる。このうち前者は、水深25～30 mに分布し、泥と砂がほぼ等量の堆積物からなり、泥としてシルトが卓越する。後者は湾央部の水深25～30 mに分布し、やや泥勝ちの泥と砂からなり、泥としてシルトが優先する。

g . 泥

泥は、本渡瀬戸から横島および上島の戸の崎にかけての本調査海域北端部の北部海域と宮野河内湾の西部海域内の、内湾域に分布する。

北部海域では、血塚島周辺やその北西の五色島周辺の露岩分布域を除く、水深25 m以浅の区域に平坦面を形成して広く分布する。シルト主体であるが、湾奥部ほど粘土の含有率が増え、逆に戸の崎や横島に近づくと粗粒物質の含有率が多くなると考えられる。西部海域では、湾奥部を中心として水深25 m以浅に分布し、平坦面を形成している。構成物はシルトが優先すると考えられる。

これらの泥の分布は、上記のように内湾部に限られ、それぞれの海域が潮流など海水の営力の弱い、静穏な海域であることを示している。

h . 岩

本調査海域の沿岸部および島しょの周辺では、堆積物が欠如し、基盤岩が直接海底に露出する。また、海底水道の谷底部から斜面にも、一部露岩が分布する。

調査海域北端の北部海域では、血塚島の周辺に南北約2 km、東西約1 kmの広い範囲が露岩域になっている。また、そのすぐ西側にも1辺が0.5 kmほどの三角形の露岩域がみられる。本渡瀬戸の南方では、五色島を中心とした南北約1 km、東西約0.4 kmの露岩域が分布する。戸の崎沿岸と横島の周囲も露岩となっている。また下島の榎の浦から七返瀬戸にかけての沿岸部も露岩域となっている。

西部海域では、沿岸部に露岩域はみられないが、海底面が急傾斜を示す部分で、ところどころ堆積物が欠如しており露岩域が形成されている。

横島から南側の中央部海域では、新和町東岸の惣津島より北側には露岩域の分布はほとんどみられない。惣津島周辺と、その東方約1 km付近および南方1 km付近に、それぞれ0.3～

0.5平方キロメートル程度の分布がみられるほか、南方の二本木にかけての沿岸部に、同様の比較的小規模な露岩域が点在している。また、河浦町竹の崎の沿岸部、梶木岳の南東海岸の沿岸部では、海底の急斜面域に露岩がみられる。さらに、梶木崎の南方前面にも、小規模な分布で点在する。

獅子島の周辺の沿岸部では、野島の周囲、その東方1km付近の中の島の周囲、獅子島北西の湾入部中央付近の前島と呼ばれる小島の周囲などに分布する。その湾入部の南では、獅子島の北西海岸沿岸に比較的大きな露岩域が分布している。

水深の深い海域中央部では、新和町立の鼻の東南東1.5km付近から二本木の南東1.8km付近にかけての海底谷の谷底部から西側の谷壁斜面にかけて、長さ4km幅0.5km程度の露岩域が北西 - 南東方向に連続している。このように海底谷の谷底および谷壁にみられる分布は、河浦町竹の崎の南東1.5km付近にも長さ0.8km幅0.5km程度で分布する。これらは、調査海域を流れる強い潮流により、基盤層が堆積物に覆われることなく残ったものと考えられる。

下島と獅子島間の海域中央部では、梶木崎の東方2km付近に幅0.5km程度で、北東 - 南西方向に調査範囲外へと延びるもの、獅子島の片側北西沖合2.5km付近を中心に直径0.8km程度の露岩域がみられるが、これらはともに起伏量の大きな基盤岩が海底から高まりを形成して露出しているものである。

調査海域南端部にみられる、片側の西方沖合3km付近を中心とする約1.5km四方の広い露岩域は、調査範囲外の南方に位置する諸浦島に連続する、待島と呼ばれる小島の周辺に分布するもので、沿岸部における露岩分布と同じ形態のものである。

以上に述べた露岩域は、海底地形分類において波食棚あるいは基盤起伏地形として区分したものであり、それぞれ波浪や潮流の影響により、新しい堆積物が堆積せず基盤層がそのまま残っているものである。

i . 生物など

本調査の底質採取においては、北部海域および西部海域の内湾域と、獅子島の北西岸を除いたほとんどの地点で、採取した底質に底生生物が含まれていた。

採取した生物は、環形動物のゴカイ類、棘皮動物のウニ、タコノマクラ、クモヒトデなど、腔腸動物のイソギンチャク類、節足動物のアミ、エビ、カニなど、そして小型の魚類などである。このうちゴカイ類は最も多く観察でき、これら環形動物の生物活動の痕跡であるサンドパイプも多くの地点でみられた。

貝殻については、北部海域や西部海域などの内湾で採取した泥質試料を除き、採取試料に広く確認でき、砂と礫の混合底質試料においては、ほぼ全てに含まれていた。特に獅子島西岸沖合の採取試料では、ほとんどが貝殻片で占められていた。

2) 粒度分析結果

a . 土粒子の密度

粒度分析を実施した37試料のうち、比較的細粒な17試料について密度を算出した。それによると、17試料のうち15試料で2.65 ~ 2.75g/立方センチメートルの範囲に収まり、普通の値といえる。最小値は2.588g/立方センチメートルで、惣津島東方約3kmのNo.14で、砂堆の頂部に相当する。これは貝殻起源などの細粒子が多く含有されているためではないかと推定される。最大値は2.801g/立方センチメートルで、宮野河内湾の湾口部の平坦面から谷壁斜面へと漸移する箇所に対応するNo.24である(図 - 20)。

b . 中央粒径値 (Md)

本調査では、中央粒径の分布は7.70 から -3.26 まで広範囲にわたった(図 - 21)。大局的には、内湾部では泥に相当する4 以上、横島から南方へ、砂堆が分布する範囲では砂に相当する3 ~ 0、立の鼻以南では粗粒砂から細礫に相当する0 ~ -2 が分布する。

このうち、周辺に比べ値が異なる特徴的なものについてみると、横島東方のNo.7では1.20の値がみられ、周囲の2 ~ 3 と比較して粗粒な値を示す。この地点は、横島の東方にある砂堆の斜面の下部に位置し、砂堆の基部となる比較的粗粒な堆積物である事を示すものではないかと考えられる。二本木の南方沖合3km付近の調査海域南端部のNo.39では、本調査で最も粗粒な-3.3の中央粒径値が得られた。この地点は露岩帯の縁に位置し、それを起源とする粗粒な堆積物が堆積しているものと考えられる。

c . 淘汰度 ()

淘汰度は、堆積物の粒径の揃い具合を示す尺度で、0に近づくほど淘汰が良く、絶対値が大きくなるほど淘汰が悪くなる。21試料について算出された。本調査海域の堆積物の淘汰度は、おおむね-0.8から-2.0の範囲に入る(図 - 22)。最低値は-0.82で、新和町東岸の惣津島の北方約1kmで採取したNo.12で、ほぼ均一な細砂からなる。最高値は-2.99で、惣津島の東方約2.2kmのNo.16で礫混じり粗砂であった。この付近は本調査海域で最も大きな砂堆が形成されている海域であり、この砂堆の構成物は淘汰の悪い砂礫層からなることが想定される。全体的に見て、本調査海域における堆積物の淘汰度は、下島側のものより獅子島側のものの方が良い傾向を示す。

d . 歪度 (SK)

歪度は、粒度分布曲線のピークの値が、算術平均粒径からどのくらいずれているかを示す値で、正の場合は堆積物の粒度分布が細かい方へ偏り、負の場合は粗い方へ偏っていることを示す。21試料について算出された。正の値で最大のものは、新和町東岸の立の鼻東方沖合約2.5kmのNo.18で、0.30という値を示す。この地点は、砂堆に連続する棚状地形として区分した平坦面の部分である。

負の値で最大のものは、新和町南端の二本木の南方沖合3km付近のNo.39で、-0.66の値を示した。この地点は、調査範囲外南方の諸浦島から連続する基盤岩露出域のすぐ西側にあたり、基盤岩を起源とする粗粒な堆積物が堆積しているものと考えられ、細粒分は強い潮流によって洗い流されることにより、粗粒側に偏奇したものと考えられる(図 - 23)。

- 5 海域の地質

音波探査記録の解析により、本調査海域における海底地質の検討を行い、図 - 24に示す沖積層等層厚線図、図 - 25の基盤等深線図、図 - 26のR層上面等深線図を作成した。また地層断面の位置を図 - 27に、地層断面図を図 - 28に示す。さらにパネルダイアグラムを図 - 29に示す。音波探査記録例と、資料収集によるボーリング資料は、巻末に付図として添付した。

1)地質概要

音波探査記録から音響反射パターンおよび堆積形態などの特徴を読み取り、調査海域に分布する地層を区分するとともに、その音響的な層序の検討を行った。

本調査海域における地層区分と、音波探査記録における特徴を表 - 5に示す。

本調査海域での海底地質は、上位からA層、D層、R層の3層に区分できる。また、A層を沖積層、D層を洪積層、R層を音響的基盤層にそれぞれ対比した。

2)地質各説

a. A層(沖積層)

A層は、本調査海域における最上位層で、基盤起伏地形域や海底谷の谷底部などの一部の海域を除くほぼ全域で、下位層の侵食面を埋積して分布する。音響的な記録パターンの相違および堆積形態などの相違に基づいて、上部の比較的細粒の堆積物からなるA1層と、下部の粗粒の堆積物からなると想定される、やや強い反射を示すA2層とに区分される。このA1層とA2層の区分は、A層の全体の層厚が薄くなる部分では困難となり、また顕著な境界面が認められなくなる部分があることなどから、全域にわたる区分はできなかった。このため、後に掲載する地層断面図では、沖積層であることを強調するためにA層として一括して表現し、細分化は行っていない。

A1層は、北部海域や西部海域などの内湾域では泥質堆積物主体と考えられ、ソノプロブ記録、スパーカー記録ともに音響的な透明層として、内部反射の弱い全体に白く抜けるパターンを示す。ソノプロブ記録では、本層内に一条の強い反射面が認識できる。これは西日本の静穏な内湾域における音波探査記録でもよくみられるもので、ボーリングなどにより確認された事例から、約6,300年前に噴出した鬼界アカホヤ火山灰層に相当するものと考えられる。また、北部海域の血塚島周辺の湾奥部では、このアカホヤ火山灰層以下の本層中に、音波散乱現象が顕著にみられる。内湾部における本層の層厚はおおむね10m以上と厚く、最大で16m程度を示す。

中央海域におけるA1層は、全体に層相が粗粒となるため音波の減衰が激しくなり、ソノプロブ記録ではその下限がはっきりしなくなる部分がある。砂堆を形成している部分では斜交層理が発達する。このような堆積形態は、砂質堆積物を運搬・堆積した流れが時間を追って変化してきたことを示すものである。中央海域における本層の層厚は、砂堆の形成などにより変化が非常に大きく、砂堆頂部付近では厚く25mを超える部分もあるが、基盤岩を薄く覆う部分では1m以下の場合もある。

A1層の下部には、より粗粒な堆積物から構成されることを示す強い反射パターンを示す層が区分され、A層の基底となる下位層上面の凹地を埋積する形で分布している。この層をA2層として区分した。このA2層に相当する層は、北部海域および西部海域などの内湾部と、獅子島北方のA層が全体に厚い海域で確認される。この2つのA2層は、分布する範囲が内湾域と沖合域とで異なることから、前者をA2-a層、後者をA2-b層とした。

内湾域にみられるA2-a層は、ソノプロブ記録上で不規則で強い濃淡の縞状パターンを呈し、上部のA1層の示す白く抜ける記録パターンと顕著な相違を示す。この強い反射パターンから、砂礫を主体とする堆積物から構成されると考えられる。本層上面には顕著な侵食面は認められず、上位のA1層とはほぼ整合関係にあると考えられる。層厚は3m程度である。

獅子島北方のA2-b層は、沖合部のためスパーカー記録上でしか確認されない。その上面は強い反射を示す顕著な反射面となっている場合が多く、比較的明瞭に上位のA1層と区分できる。本層内部には、ほぼ水平の層理面を示すと想定されるやや太い線状パターンないし縞状パターンがみられる場合が多いが、一部やや乱れた堆積形態を示す、反射面が波打っ

た部分もある。その記録パターンから、砂礫質の堆積物を主体とする地層であると考えられる。上面の反射面は顕著であるが侵食面は認められず、永い時間間隙はなしに上位のA1層が堆積したと考えられる。本層の層厚は厚い部分では10m程度を示す。

上記のように、A1層およびA2層からなるA層は、本調査海域における最上位層で、比較的軟弱な未固結の堆積物からなり、下位層の上面にみられる侵食面を埋積して分布していることから、最終氷期であるウルム氷期の最大海退期以降に堆積した沖積層に対比される。このうち下部のA2層は、砂礫などの粗粒な堆積物から構成され、一部では乱れた堆積形態が想定されることなどから、ウルム氷期最大海退時の直後に堆積したものと考えられる。そして、その後の急速な海進に伴い、より細粒の堆積物からなるA1層が堆積したと考えられる。

図-24に示す沖積層等層厚線は、沖積層の分布状況を等層厚線で表したもので、等層厚線の間隔は5mである。本調査地域における沖積層厚の厚い区域は、その堆積状態から2つに分けることができる。1つは北部海域および西部海域の内湾にみられるもので、最大16mを超える沖積層の堆積がみられる。このうち北部海域の血塚島周辺の湾奥部では、音波散乱現象のため基底が確認できない部分があり、最大層厚はより大きくなる可能性がある。これら内湾域の沖積層は、泥質堆積物が厚く堆積したものである。もう1つは下島東岸の立の鼻沖合南方や、宮野河内湾口、獅子島の北方および西方などの、砂堆が形成されている部分である。これらは砂～砂礫を主体とする粗粒堆積物により構成されており、最大25mを超えて非常に厚く堆積している。これらの顕著な堆積域を除いた、本調査海域の沖積層の厚さはおおむね5m以下である。また沿岸部にみられる基盤岩の起伏地形域や、海底谷の谷底部では、沖積層の堆積・分布はみられない。

b. D層（洪積層）

D層は、ソノプローブ記録においては、上位のA層が泥質堆積物からなる内湾域でのみ確認され、上面付近が強く黒い反射を示す。A層が粗粒となる沖合の中央海域では、スパーカー記録によって区分を行った。

本層は、その上面が強く顕著な反射面を示し、一部では侵食による起伏がみられ、上位のA層とは明瞭な不整合により区分される。スパーカー記録では、その内部は太い波打つような縞状パターンがみられ、やや乱れた堆積形態を示す部分が多い。また、一部では内部に細かい双曲線状の回折波が卓越する散乱状の記録パターンもみられる。

本層は、下位の基盤岩が海底に露出したり、海底下浅部に分布する基盤起伏地形域や、顕著な海底谷の谷底部を除く、調査海域のほぼ全域に分布する。なお、海底谷周辺では一部侵食され残った形で谷底部に露出した分布もみられる。また、斜面においても、一部非常に小規模に露出する分布がみられる。

本層の層厚はおおむね5～10mを示すが、獅子島の北方では厚くなり20mを超える部分もみられる。太い縞状の強い反射パターンを示すことから、比較的粗粒な砂～砂礫主体の堆積物からなると考えられる。

本層は、下位層である基盤岩の起伏に伴う凹地を明瞭な不整合で埋積して分布する。また、沖積層として区分したA層に、より顕著な不整合で覆われる形で分布する。反射記録パターンから、粗粒な堆積物からなり、比較的締まった未固結層であると考えられる。これらのことから、本層を洪積層に対比した。また、本調査地域周辺では、段丘堆積物がほとんど

みられないことから、段丘堆積物相当層というよりも火山砕屑物主体の地層であると考えられ、その起源を更新世中期～後期の阿蘇火砕流によるものと考えた。

本層が厚く分布する獅子島の北方では、本層内に比較的顕著な内部反射面が認められるようになる。この反射面によって、獅子島北方海域に限り、本層を、D1層、D2層およびD3層の3層に細分した。なお、後に掲載する地層断面図では、上記の細分が可能な海域が本調査海域内のごく一部であり、全域にわたっていないことなどから、洪積層として一括し細分はしていない。

D1層は、内部が白く抜けるか、弱い縞状の反射パターンを示す。下位層となるD2層が深く侵食された凹地を埋めて分布することから、古い谷底か海釜を埋積した地層と考えられ、砂泥質の堆積物により構成されると考えられる。層厚はおおむね10m程度を示すが、下位層が深く侵食されている部分では、最大18mに達する。年代未詳の洪積層として区分した。

D2層は、上記の本調査海域のほぼ全域において確認されるD層に相当し、前述のように太く波打つ縞状パターンを示す。

D3層は、上位のD2層と傾斜不整合で接し、より細かい線状の反射パターンを示すものであるが、その境界が明瞭に区分できる部分は狭い。記録パターンからみてD2層より細粒の砂を主体とする堆積物からなると考えられる。層厚は5m程度、最大で9mである。未区分の洪積層に対比される。

図-25に示す基盤等深線は、沖積層を剥いだ地形を等深度線で表したもので、等深度線の間隔は10mである。これは、より下位の基盤岩が分布する部分を除き、D層の上面深度を表現しており、最上位のA層堆積前の古地形に近似したものである。図にみられるように、基盤上面の形状は、現在の海底地形とほぼ似通った形状を示し、沿岸部では谷がより陸側に入り込んだ形状を示す。しかし、沿岸部から海域中央部の海底谷に連続するような、顕著な埋積谷は認められない。最深部は現在の海底地形と同じ68.8mであり、これは谷底部でA層が欠如する箇所があるためである。横島の南方から獅子島の北方に向かって、深度50～60mの平坦面がみられる。この付近は、本調査海域でもっとも規模の大きい砂堆の分布域であり、砂堆の基底面が比較的平坦であることを示している。

c. R層（音響的基盤層）

R層は、本調査海域における音響的基盤層であり、その上面が起伏のある強い反射を示す。パターンの違いから上位のA層やD層と明瞭に区分できる。本層内部は散乱パターンを示す部分が多いが、ところどころでその中に層理面と考えられる反射面が確認できる。

本層は音波探査における音響的基盤岩であり、内部に層理面が確認でき堆積岩と考えられることから、周辺陸域に広く分布する古第三系に対比した。

本調査海域北部の内湾域である北部海域では、強く太い反射パターンを示す低角な層理面が顕著にみられるようになり、横島以南とは異なった岩質の地層が分布しているものと考えられる。陸域の地質では、新和町榎の浦の沿岸付近に下島層群と坂瀬川層群の境界があり、下島層群上部は砂岩や礫岩主体、坂瀬川層群下部は頁岩およびシルト岩で傾斜が緩い。このことから、調査海域北部の緩い傾斜を示す層理面のみられるR層は、坂瀬川層群に対比されるものと考えられる。

図-26に示すR層上面等深線は、沖積層および洪積層を剥いだ地形を等深度線で表した

もので、等深度線の間隔は10 mである。図にみられるように、R層上面の形状は基盤上面とほぼ似通った形状を示す。最深部は獅子島の北方で深度80 m以上となる。また、現在の海底地形と基盤上面の形状が、北東 - 南西に谷が通っているのに対し、R層上面にみられる谷は獅子島の北岸沿いに東に向かって開口している傾向がある。

3) 地質構造

a. 断層・褶曲

本調査地域の陸域には北西 - 南東方向の断層が発達しており、これらが海域にも延長している可能性がある。しかしこれらの断層は、基盤岩のみに変位・変形を与える古い断層と考えられ、音波探査では顕著な垂直変位を伴わない限り、記録上で基盤岩の断層を読みとることは非常に難しい。このため、本調査における音波探査記録上で、陸域の断層が延長すると想定される位置付近において断層が確認されたのは、新和町の南端の二本木沖合のみであった。ただし、この断層が確認されたのは1測線のみのため、その延長方向は不明である。

また、横島付近には、前述のように下島層群と坂瀬川層群の境界が位置し、一部断層によって接している。本調査では、一部の測線において、両者が断層で接していると考えられる音波探査記録を得ることができた。

このように、本調査における音波探査では、基盤岩にのみ変位や変形を与えている断層の一部が確認されたものの、活動時期の新しい、洪積層あるいは沖積層に影響を与える断層は確認されなかった。

褶曲構造については、宮野河内湾の湾口部で陸域から延長すると思われる北東 - 南西方向の軸を持つ向斜構造がみられる。また海域中央部にも、R層の層理面から褶曲している箇所があると推定できるが、連続性を確認することはできなかった。

b. 走向・傾斜

本調査海域に分布する基盤岩の走向・傾斜は、全体に層理面が不明瞭な部分が多いため判読できる部分が少ないが、概略の傾向として海底地形や海底谷の配列方向と調和的な北東 - 南西方向の走向で、獅子島側から下島側へと向かう北西への傾斜を示すものと考えられる。測線の交点において図解法により求めた走向・傾斜は、新和町立の鼻南方沖合約2.3 kmの、本調査海域における最大の海底谷付近で東西方向の走向傾斜 30° で北落ちを示す。惣津島南東沖合約2 kmでは $N2^{\circ} W 25^{\circ} W$ 、大多尾東方沖合約4 kmの図隔付近では $N81^{\circ} E 14^{\circ} N$ 程度である。また、横島の北側の北部海域では、前述のように坂瀬川層群相当層が分布すると考えられ、戸の崎と横島北端との間では $N18^{\circ} E 8^{\circ} N$ と南部よりも緩やかな傾斜がみられる。

D層については、おおむねほぼ水平に堆積するものと考えられるが、内部の層理面が判読できる部分が少なく、その走向・傾斜を読みとることはできなかった。

A層についても、ほぼ水平に堆積しているが、砂堆を形成する部分では内部に斜交層理が発達している箇所がある。

4) 地質構造発達史

本調査により得られた海底地形、海底地質構造の特徴と既存資料などから、本調査海域の地質構造発達史を以下のようにとりまとめた。

調査地域周辺では、白亜紀中期から後期にかけて御所浦層群と姫浦層群が堆積した。これらの地層は、海退期末期の三角州の前縁部的な堆積環境にあったと考えられ、短周期の海

進・海退にともない、浅海・汽水を繰り返しながら上方に粗粒化していった。これらの白亜系の堆積後、東西ないし西北西 - 東南東方向の軸を持つ褶曲構造を形成する地殻変動(本調査地域における最前期の構造運動)がおこった。この活動により、現在は潜在化して不明であるが、下島と獅子島の間をとおり甑島まで達する北東 - 南西方向の長島断層が形成され、その東側は陸化し、西側はその後の古第三系の堆積盆となったと考えられる。

古第三紀に入り、暁新世から始新世にかけて上記の長島断層の西側の堆積盆に赤崎層群、下島層群、坂瀬川層群が堆積した。これらは全層厚3,000 m以上と非常に厚く、海進 - 海退を繰り返す海成層主体であり、これほどの堆積物が堆積する環境は内湾的なものではないと考えられる。

坂瀬川層群の堆積後、中新世前期に本調査地域における前期の構造運動が起こり、現在の下島の背梁部を形成する、北北東 - 南南西方向の一町田向斜を主軸とする褶曲構造が発達した。この褶曲運動が活発化するにつれ褶曲の翼部に逆断層が生じた。

さらにその後、後期の構造運動が起こり、現在の下島の地質構造を代表する北西 - 南東方向の断層群が発達した。この後期の構造運動の時期は明らかではないが、中新世中期以降と考えられる。本調査地域周辺では、これらの断層に沿って、ひん岩や玄武岩が貫入した。調査地域内にみられる新第三系は、これらの貫入する火成岩のみであり、堆積相は欠如している。この事は、新第三紀を通じて本調査地域周辺が、陸化した侵食の場であったものと考えられる。

更新世に入り、段丘堆積物が下位層の侵食面を埋めて堆積した。この段丘堆積物は、現在非常に小規模な分布しかみられず保存が悪い。このことから、本調査地域周辺においては、大規模な海進による海成堆積物の形成はなされず、河川あるいは湖沼性の堆積物が卓越したのではないかと考えられる。

更新世後期には阿蘇火山からの火砕流が本調査地域周辺を広く覆い、本調査海域におけるD2層を形成したと考えられる。しかし、本調査地域は阿蘇火口から比較的離れているため、その火山砕屑物は比較的薄く、また溶結凝灰岩を形成するほど高温ではなかったものと考えられる。

約2万年前のウルム氷期最大海退期には海水準は最も低下し、本調査海域周辺においては、海域における沖積層の分布深度からみて、現在より65 m程度低下していたものと考えられる。この氷期による海退期には、本調査地域は広く陸化していたと考えられ、それまでに堆積した比較的軟弱な段丘堆積物や阿蘇火山起源砕屑物の多くは侵食された。

ウルム氷期が終わり完新世に入ると大規模な海進が始まり、まず粗粒の堆積物が地形の凹部を埋めて堆積し、海進の進行に伴い順次細粒の堆積物へと漸移した。縄文期には現在の海面より高い海水準がみられ、約6,300年前には南九州の鬼界カルデラが噴火し、アカホヤ火山灰が広く本調査地域周辺を覆った。その後海水準は現在とほぼ同じレベルで安定し、潮流の強い水道部では新規の堆積物の堆積は行われなかったが、その周辺の流れが停滞する部分では粗粒の堆積物が堆積し、砂堆が形成された。また、潮流などの弱い静穏な内湾部では、河川などにより供給される細粒の泥質堆積物が、海底をなだらかに覆って堆積した。このような堆積環境は、現在もなお継続して保たれているものと考えられる。

1) 海象

潮汐

潮汐による高潮および低潮は、おおむね約6時間毎に繰り返すが、相次ぐ2つの高潮あるいは低潮の潮高は同一日であっても同じ高さのことは少ない。また、高潮から次の高潮まであるいは低潮と次の低潮の間の潮時にも差があるのが普通である。これを日潮不等といい、日本近海ではおおむね大きく、著しい場合には1日1回の高潮および低潮のみの1日1回潮となる。

本調査海域が位置する九州西岸部では、日潮不等は小さく、常に1日に2回の高潮と2回の低潮とがある。潮高の不等は高潮時には小さく、低潮時に大きい。潮時の不等は逆に高潮間にややみられるものの、低潮間ではほとんどない。

本調査海域における潮汐は、図 - 5 の潮位関係図に示したように、新和町東岸の大多尾漁港において、平均海面が東京湾平均海面 (T.P.) 上0.01 mに位置し、大潮時の平均的な干満差は2.12 mを示す。

潮流

潮汐に伴う海水の周期的な流動を潮流という。本調査海域の位置する八代海では、上げ潮流は北東に流れ、下げ潮流は南西へと流れる。上げ潮流は高潮後1時間で転流し、下げ潮流も低潮後1時間後に転流する。

本調査海域を含む八代海の潮流図を図 - 30 に示す。

図にみられるように、本調査海域における上げ潮最強時には、海域中央部で2.0 ノット、獅子島北方の海域北東部で0.6 ノット程度の流速がみられる。また本調査海域南西端付近の八幡の瀬戸と呼ばれる狭水道では、2.5 ノットと速い流速がみられる。さらに、本調査海域の南東延長部の長島海峡では、3.9 ノットという流速がみられる。

下げ潮最強時には、海域中央部で1.5 ノット、北東部で0.7 ノットであるが、八幡の瀬戸では3.0 ノットと速い流れがみられる。さらに、長島海峡では5.6 ノットと非常に速い潮流がみられる。

2) 気象

本調査地域は天草下島の背梁山地の東部にあたり、前面には獅子島、南には長島が位置し、地形的にはやや閉ざされた地域となっている。

本調査地域内には、気象の経年観測地点は設けられていないため、近傍の本渡市における1992年から1998年までの7年間の観測データのとりまとめを行った。観測データをグラフにまとめたものを図 - 31 に示す。

本渡市における気温は、上記の7年間の平均で16.5°Cと比較的温暖であると考えられる。しかし、夏季の最高気温は37.3°C(1994年7月20日)と非常に高い日があり、逆に冬季の最低気温は-4.3°C(1996年2月11日)とかなり低く、年較差は40°C程度とかなり大きい。このため、体感的には比較的厳しい気温と感じられる気候である。

降水量は、年間1,122 mm ~ 3,082 mmと、過去7年間の変動は比較的大きいが、平均2,030 mm程度である。この値は、熊本市における1,970 mm、鹿児島市における2,240 mm(ともに1961年~1990年の平均値)とほぼ等しく、全国的には降水量の多い地域にあたる。特に1993年は、年間3,082 mmと非常に大きな雨量がみられ、日降水量も7月4日に215 mm、8月1日には293 mmを記録している

風は観測地点の地形的な影響が大きく、本渡市の観測地点が調査地域周辺を代表できるかどうかは不明である。しかし、7年間の平均風速として1.8 m/s程度を示し、最大風速も16 m/sと比較的弱い。このため、調査地域周辺の風は比較的穏やかではないかと考えられる。

また、表にはとりまとめていないが、年間の日照時間の平均は1,700時間程度と全国的にみてやや短く、曇天や雨天の日が多いと考えられる。

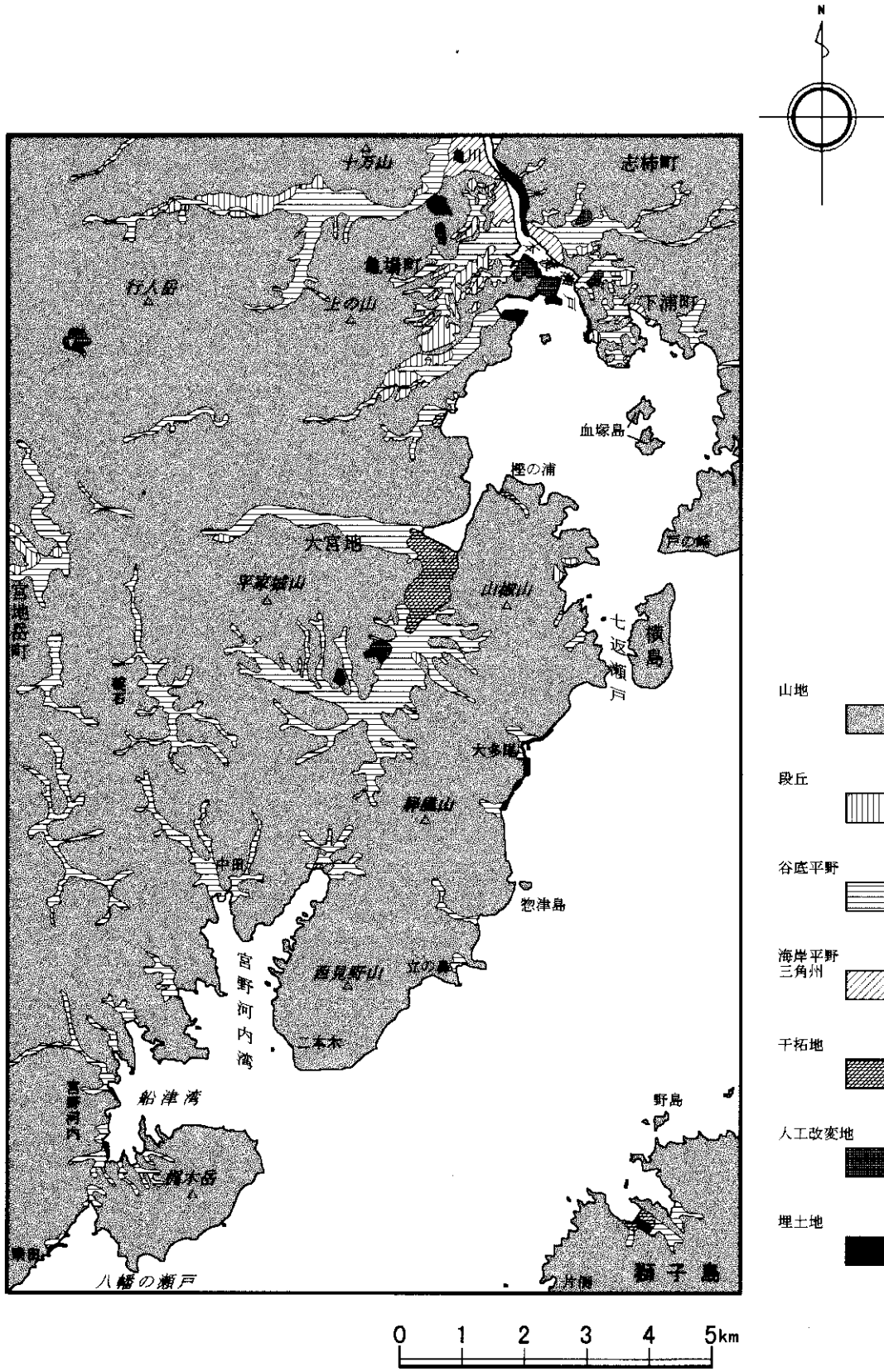


図-10 陸域地形分類図

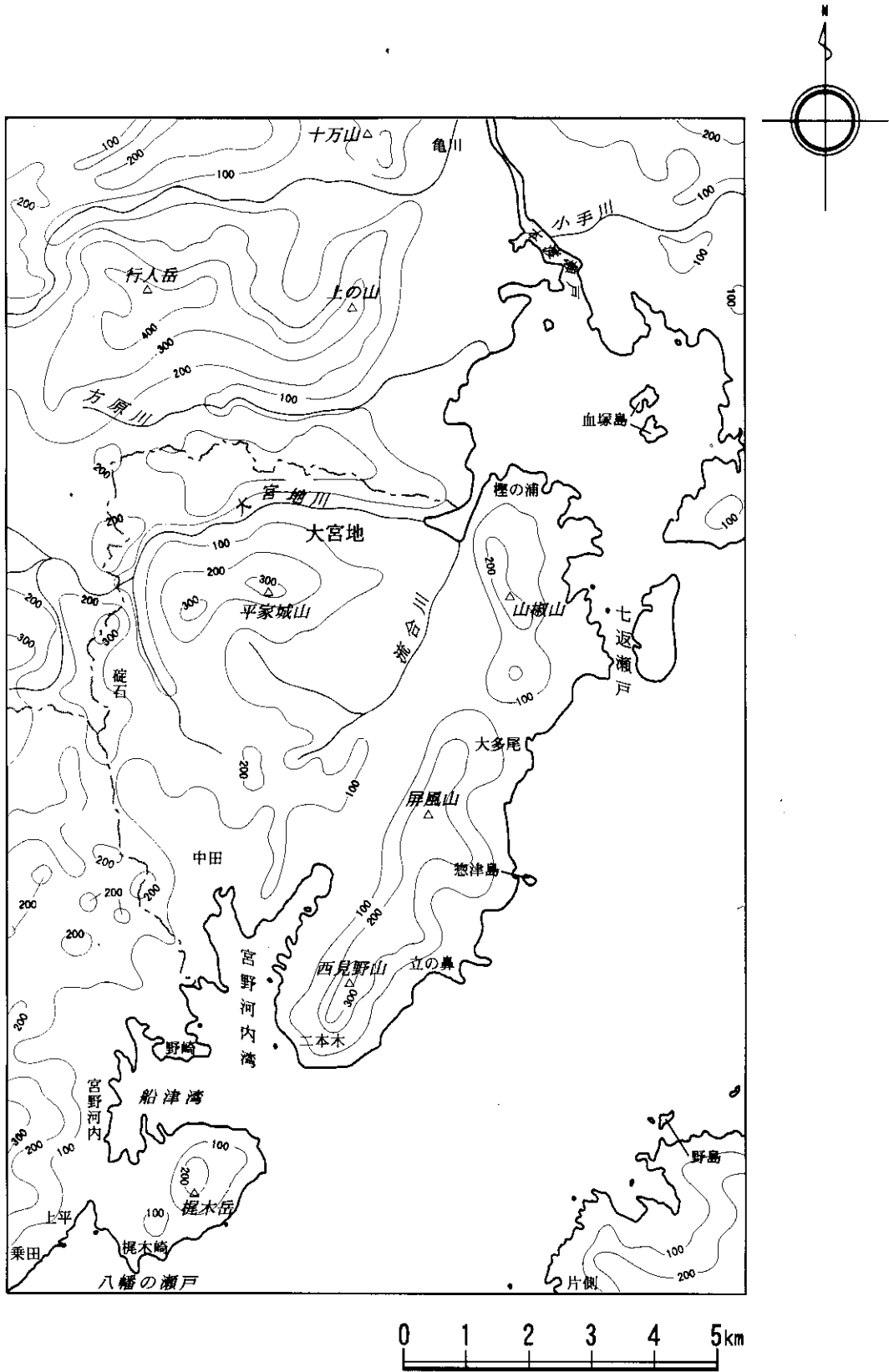


図-11 接峰面図(250m谷埋法)

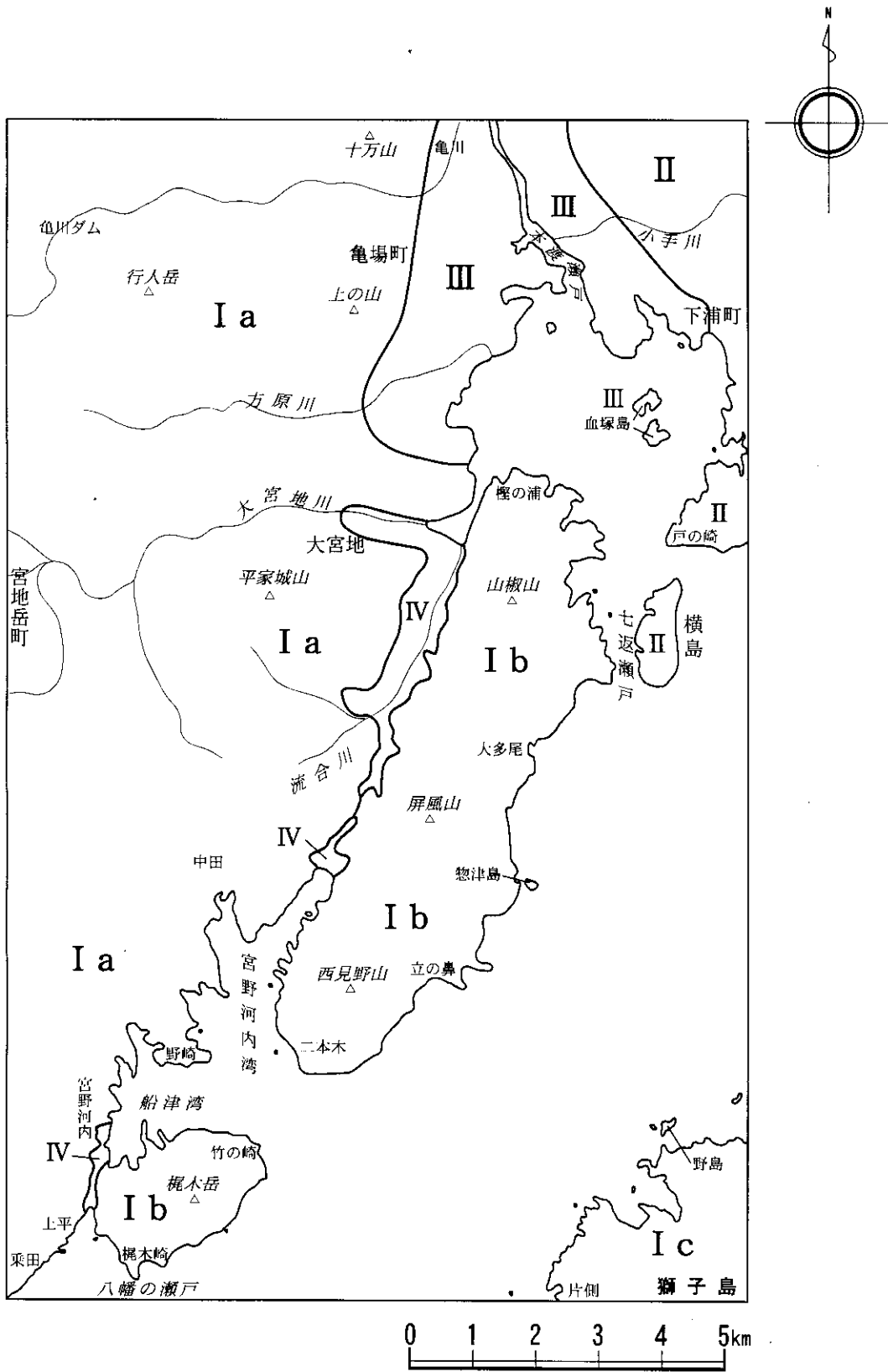
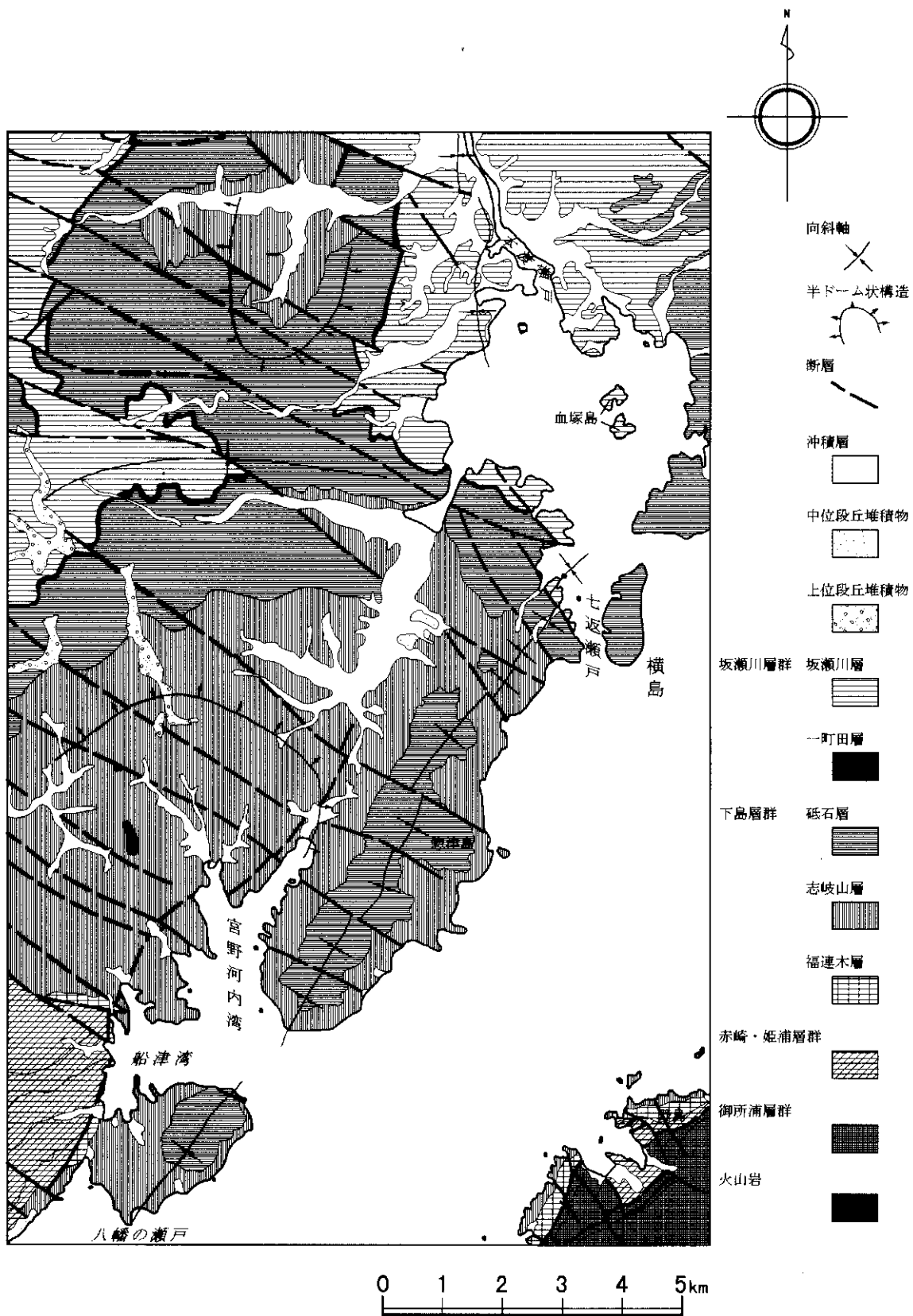


図-12 陸域地形区分図

表-3 本調査地域の地質層序表

時代		層序		層厚(m)	岩相	構造運動
第四紀	完新世	沖積層		5	礫・砂・粘土	後期の構造運動 北西-南東方向の 断層群 前期の構造運動 北北東-南南西方向 の軸を持つ褶曲
	更新世	中位段丘堆積層		3~5	礫層・砂層・粘土層	
		高位段丘堆積層		10	礫層・砂層・粘土層	
新第三紀	中新世	貫入岩類			ひん岩・玄武岩	
古第三紀	始新世	坂瀬川層群	坂瀬川層	400+	シルト岩を主とし、頁岩・砂岩互層を伴う	
			一町田層	5~10	砂岩(貝化石を多産)	
		下島層群	砥石層	約650	砂岩・礫岩および泥岩(石炭を伴う)	
			志岐山層	約900	泥岩を主とし砂岩を伴う	
		福連木層	約120	礫岩・泥岩およびシルト岩		
	-----	暁新世	赤崎層群	赤崎層	120~220	
白亜紀後期	ヘトナイ世	姫浦層群	Hg層	約3,700	礫岩・砂岩およびシルト岩の互層 凝灰岩を伴う	
			Hf層			
		He層				
	Hd層					
	Hc層					
浦河世		HA層	*HA層は獅子島にのみ分布			
ギリヤーク世	御所浦層群	Gc層	約900	砂岩を主としシルト岩を伴う		
		Gb層				
						最前期の構造運動 長島断層

*5万分の1地質図幅「魚貫崎及び牛深」(1982)および5万分の1「天草炭田地質図」(1997)を編集して作成した。



*5万分の1地質図幅「魚貫崎及び牛深」(1982)、5万分の1表層地質図「本渡・口之津・高浜」(1990)および5万分の1「天草炭田地質図」(1997)を編集して作成した。

図-13 本調査地域の地質図

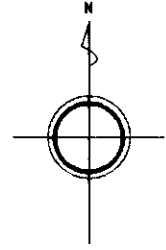


図-14 海底地形図

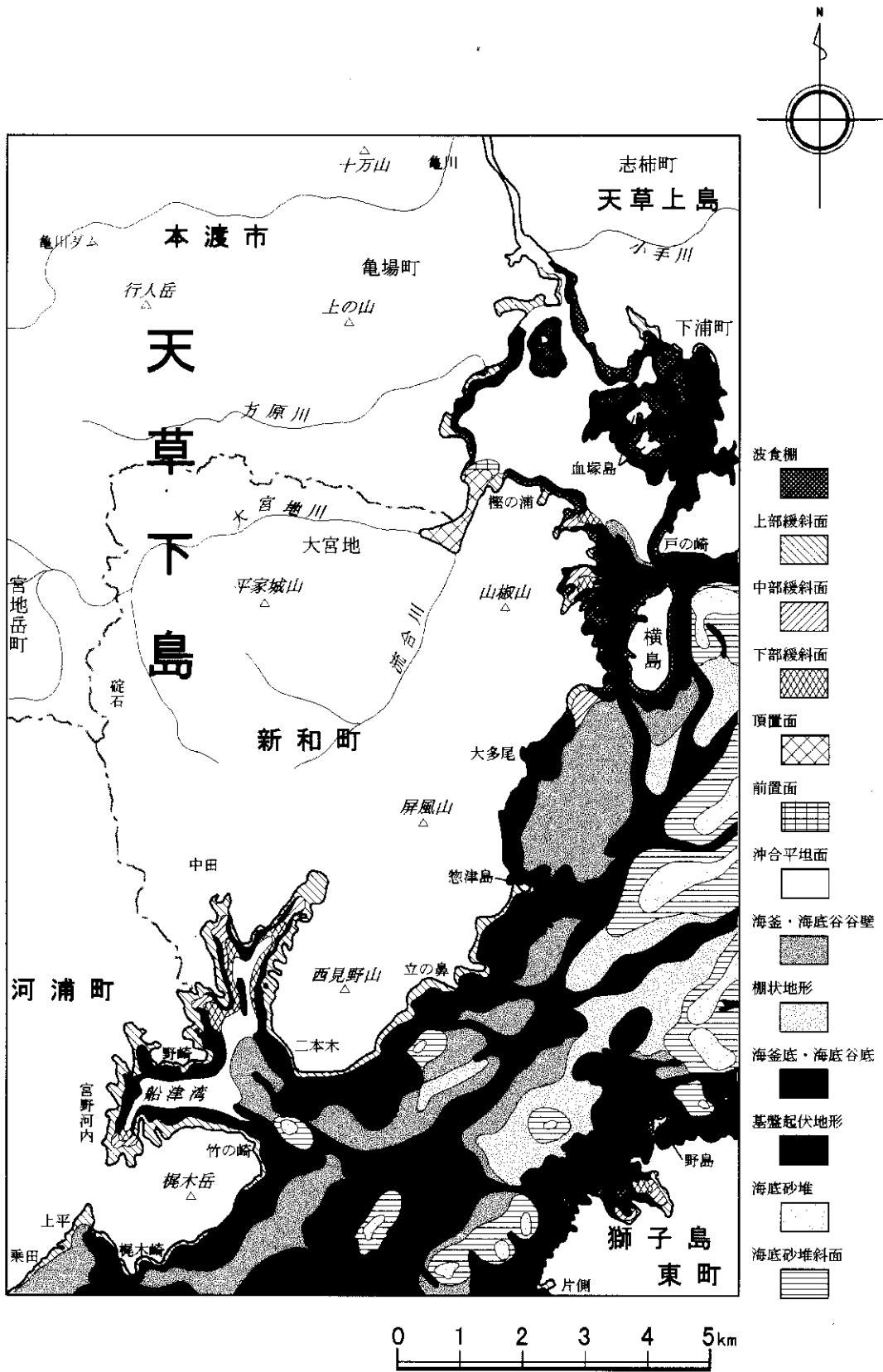


图-15 海底地形分類図

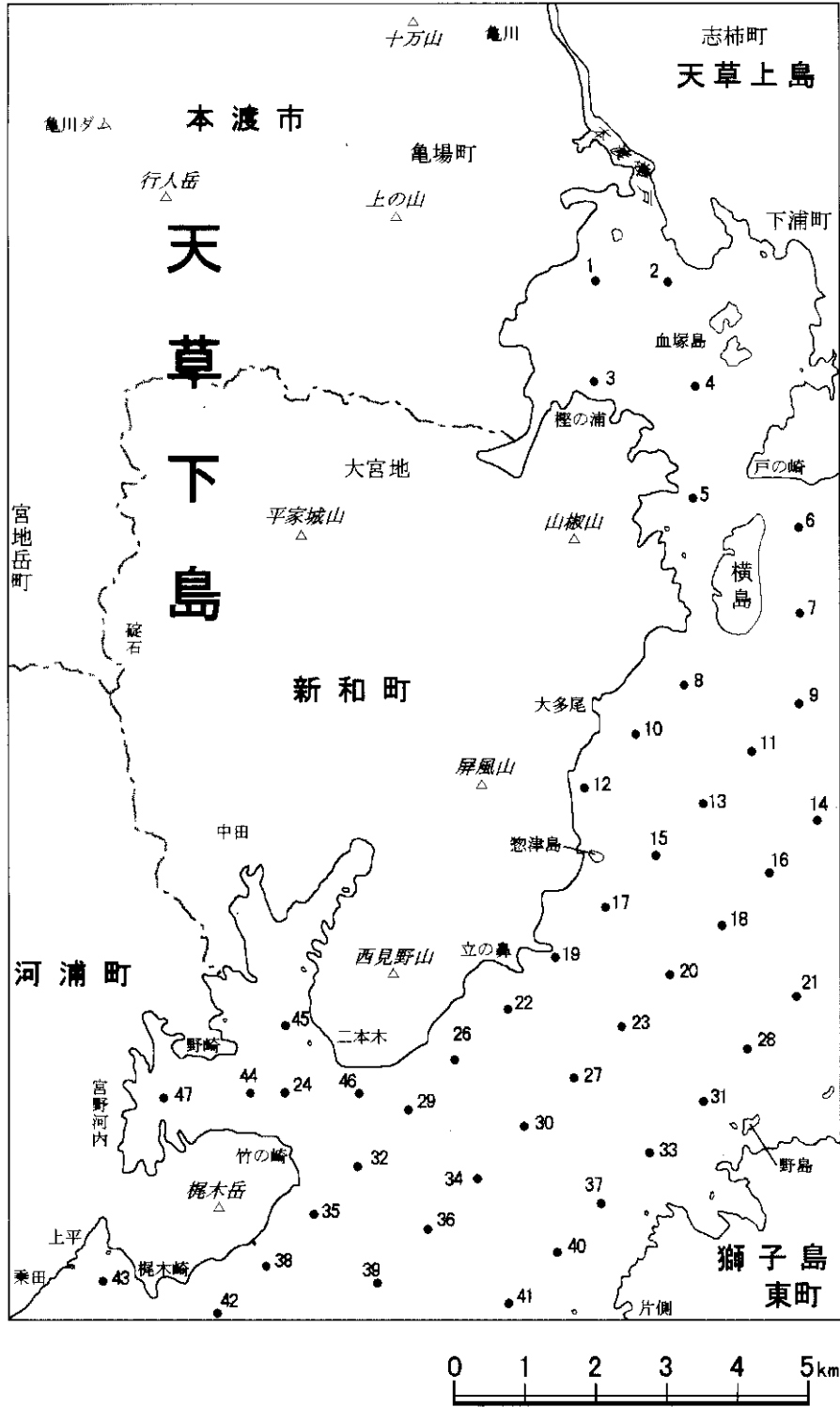
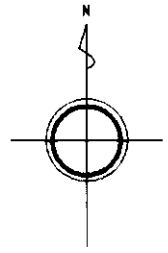


図-16 底質調査地点位置図

底質の粒径 (mm)	512	256	128	64	32	16	8	4	2	1	1/2	1/4	1/8	1/16	1/32	1/64	1/128	1/256
φスケール (φ = log ₂ D)	-9	-8	-7	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8

底質区分	礫				砂			泥	
	巨礫 bG	大礫 cG	中礫 pG	細礫 gG	粗砂 cS	中砂 mS	細砂 fS	シルト Si	粘土 Cy

図-17 底質区分の粒径基準

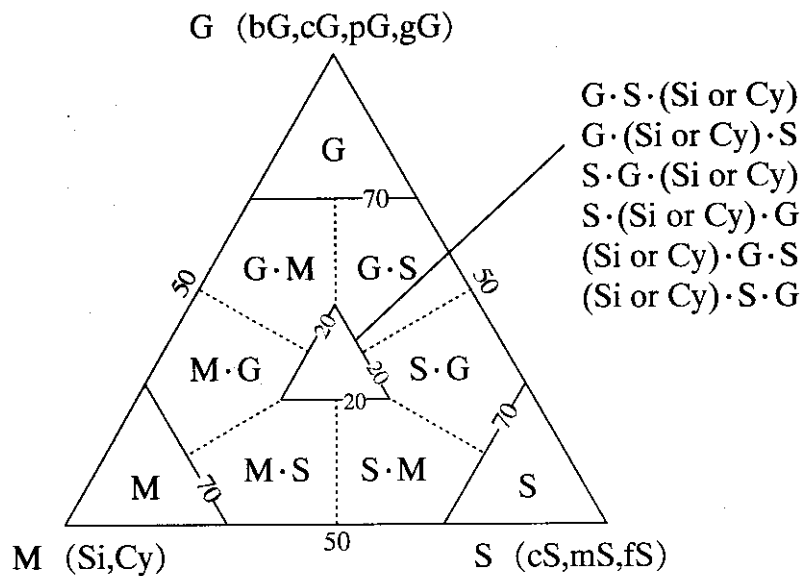


図-18 混合底質の分類基準(数字は重量パーセント)

表-4 粒度分析結果一覧表(その1)

番号	底質記号	重量百分率(%)				土粒子 の密度 g/cm ³	中央粒径値 (Md Φ)	平均粒径 \bar{X}	淘汰度 $\sigma\Phi$	歪 度 SK
		礫	砂	泥						
				シルト	粘土					
1	Si	0.2	2.3	54.0	43.5	2.661	7.70	7.76	-	-
2	Si	0.2	7.2	62.9	29.7	2.673	6.85	6.92	-	-
3	Si	0.2	13.3	58.5	28.0	2.713	6.87	6.77	-	-
4	Si	0.2	15.1	66.7	18.0	2.699	5.71	6.02	-	-
5	Si・S	1.4	48.3	30.7	19.6	2.715	4.02	5.00	-	-
6	fS・Si	1.1	53.3	28.2	17.4	2.702	3.58	4.82	-	-
7	cS・Cy Sh	7.9	61.9	13.5	16.7	2.675	1.20	3.01	-	-
8	fS・Si Sh	3.2	59.9	18.9	18.0	2.696	2.61	3.96	-	-
9	fS・Cy	3.2	72.8	11.1	12.9	2.694	2.36	3.57	-	-
10	fS・Si	0.8	62.3	20.1	16.8	2.732	3.16	4.58	-	-
11	fS	4.8	77.0	10.6	7.6	2.703	2.26	2.67	-	-
12	fS	0.1	94.1	5.8		-	2.48	2.39	-0.82	-0.06
13	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14	mS Sh	9.6	71.3	11.5	7.6	2.588	1.36	2.20	-	-
15	G・S Sh	48.9	46.6	4.5		-	- 0.95	- 0.64	-1.82	0.35
16	cS・G Sh	20.1	64.4	8.8	6.7	2.676	0.42	0.84	-2.99	0.41
17	cS・G Sh	42.8	53.4	3.8		-	-0.73	-0.62	-1.54	0.20
18	cS・G Sh	26.2	69.9	3.9		-	0.60	0.04	-1.77	-0.30
19	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20	cS・G Sh	28.2	67.3	4.5		-	0.32	-0.15	-1.79	-0.27
21	cS・G Sh	28.3	68.2	3.5		-	-0.44	-0.49	-0.98	-0.02
22	cG	-	-	-	-	-	-	-	-	-
23	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-
24	fS・Si	0.3	69.5	17.5	12.7	2.801	3.02	4.11	-	-

表-4 粒度分析結果一覧表(その2)

番号	底質記号	重量百分率(%)				土粒子 の密度 g/cm ³	中央粒径値 (Md Φ)	平均粒径 \bar{X}	淘汰度 $\sigma \Phi$	歪 度 SK
		礫	砂	泥						
				シルト	粘土					
26	R	—	—	—	—	—	—	—	—	
27	cS・G Sh	44.7	54.5	0.8		—	-0.72	-1.04	-1.50	-0.24
28	cS・G Sh	25.2	73.3	1.5		—	-0.26	-0.39	-0.99	-0.18
29	cS・G Sh	46.0	50.5	3.5		—	-0.69	-0.59	-2.02	0.11
30	pG・cS Sh	69.4	29.4	1.2		—	-1.55	-1.53	-1.09	0.08
31	gG・S Sh	50.9	47.1	2.0		—	-1.03	-0.99	-1.10	0.14
32	gG・S Sh	53.9	43.0	3.1		—	-1.16	-1.04	-1.50	0.21
33	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—
34	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—
35	S・G Sh	46.7	49.9	3.4		—	-0.89	-0.59	-1.54	0.32
36	G・S	—	—	—	—	—	—	—	—	—
37	cS・G Sh	39.3	59.1	1.6		—	-0.48	-0.52	-1.53	0.00
38	pG・S Sh	53.7	45.2	1.1		—	-1.72	-1.68	-1.95	0.11
39	cG	82.8	14.1	3.1		—	-3.26	-2.61	-1.66	0.66
40	S・G	—	—	—	—	—	—	—	—	—
41	cS・G Sh	27.5	70.8	1.7		—	-0.32	-0.44	-1.03	-0.15
42	cS・G Sh	42.7	55.8	1.5		—	-0.77	-0.92	-1.36	-0.08
43	cS Sh	16.4	81.1	2.5		—	-0.20	-0.25	-0.83	0.01
44	Si・S	0.6	37.2	46.9	15.3	2.682	4.61	5.13	—	—
45	Si・S	0.7	42.2	38.1	19.0	2.691	4.35	5.29	—	—
46	cS Sh	14.4	82.3	3.3		—	0.87	0.71	-1.55	-0.12
47	Si	0.2	7.2	69.0	23.6	2.679	6.06	6.57	—	—

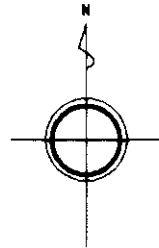


図-19 底質分布図

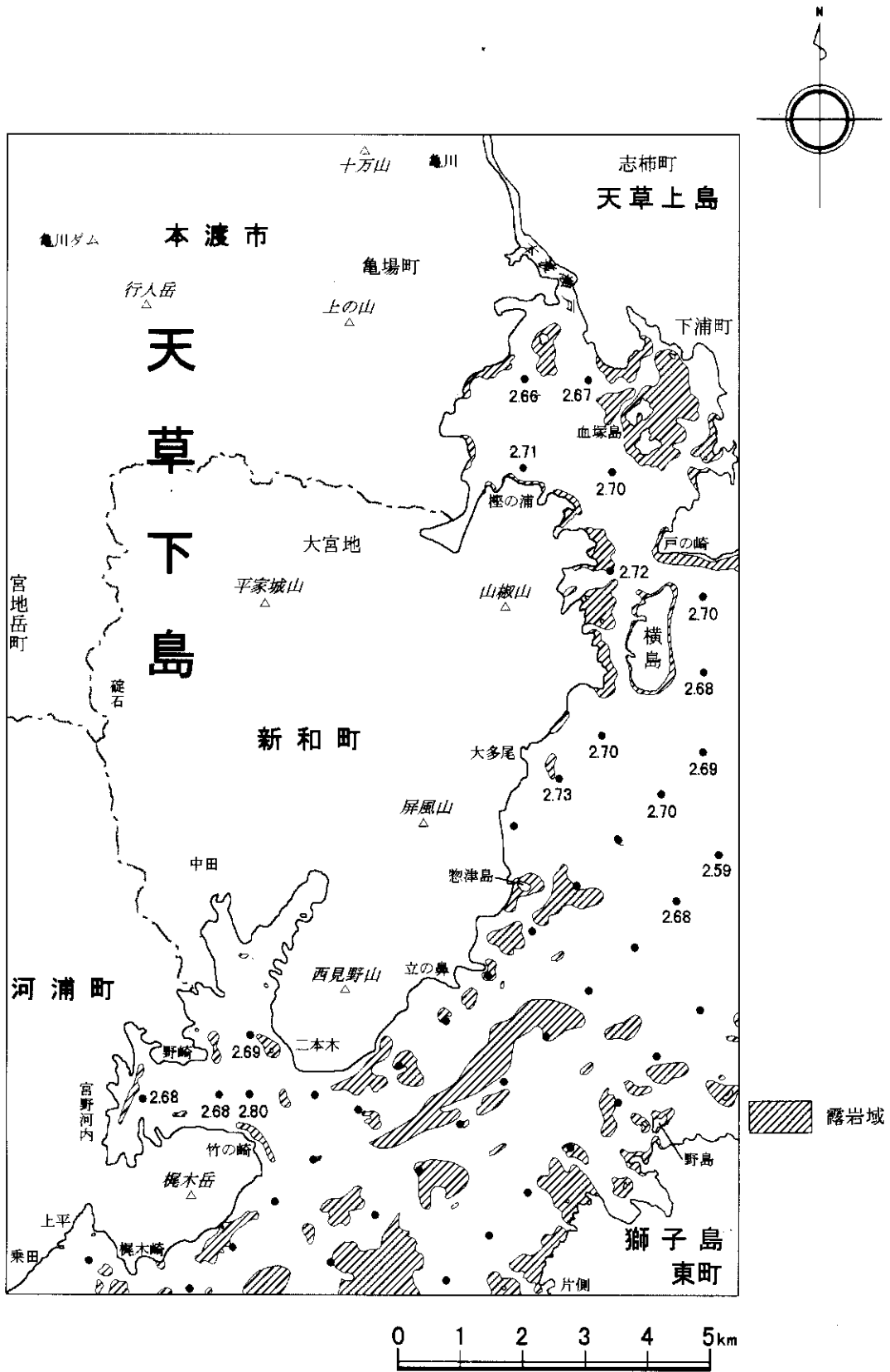
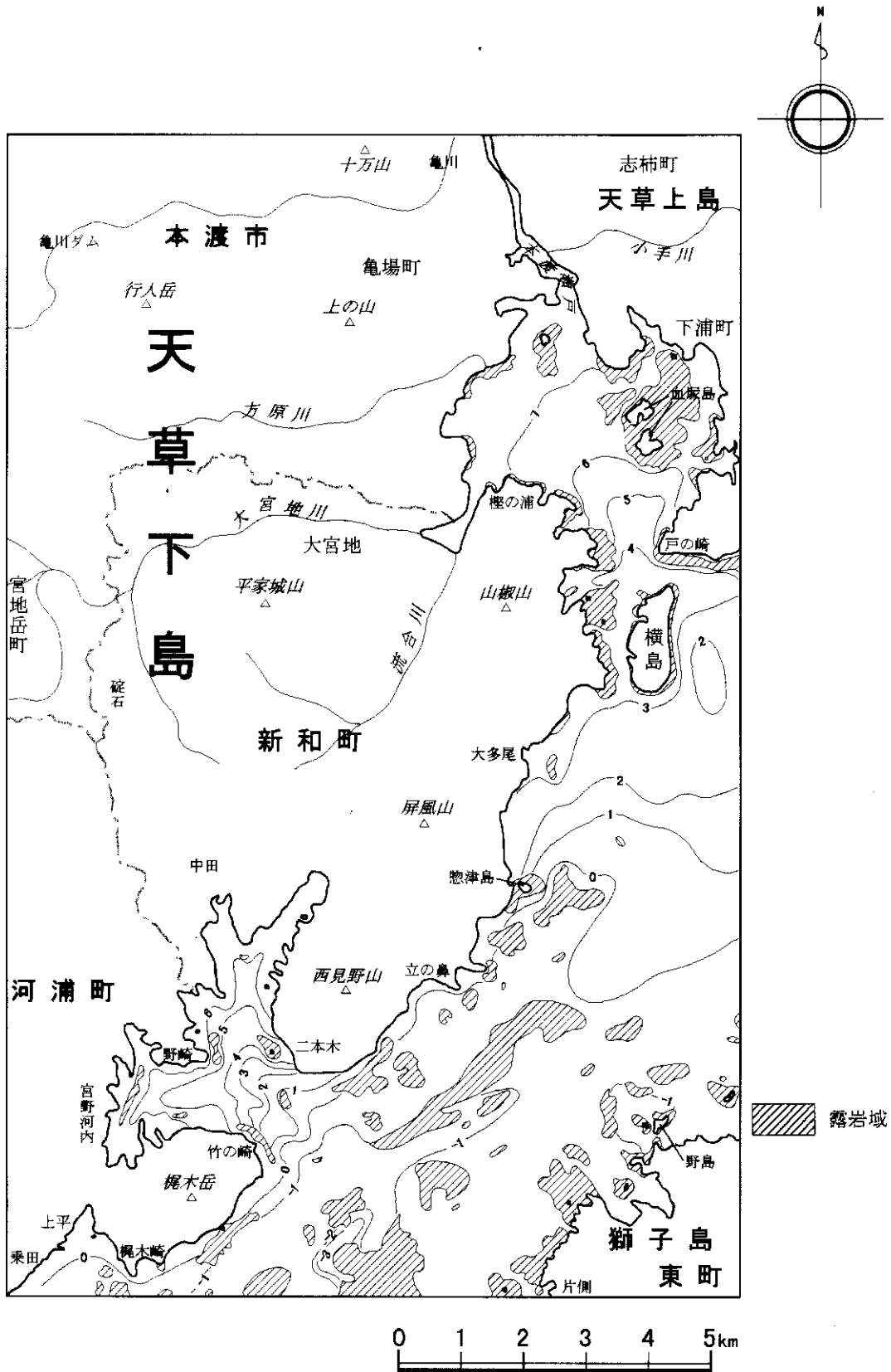


図-20 土粒子の密度分析図



図一21 中央粒径値(Md)の等値線図

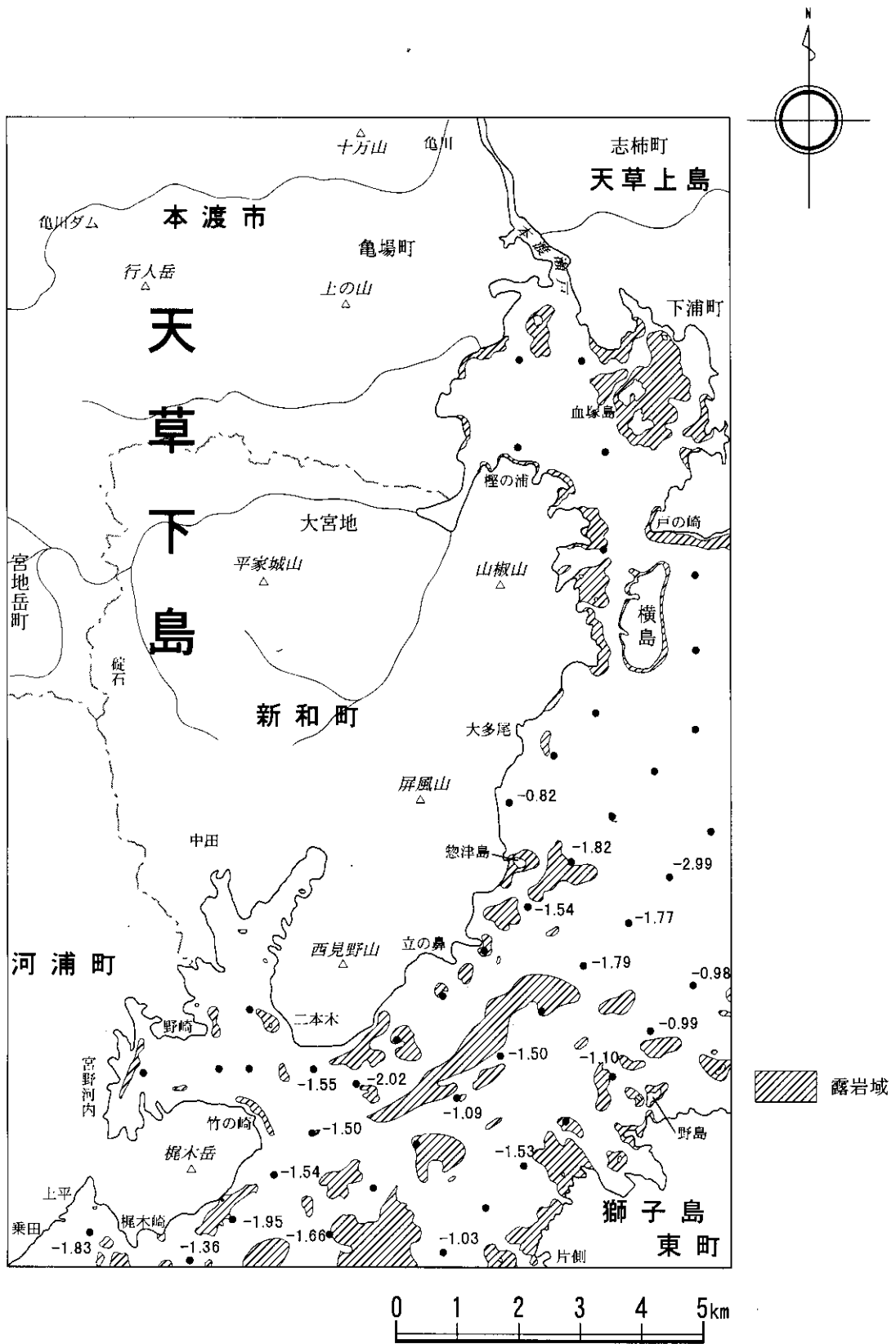


図-22 淘汰度分布図

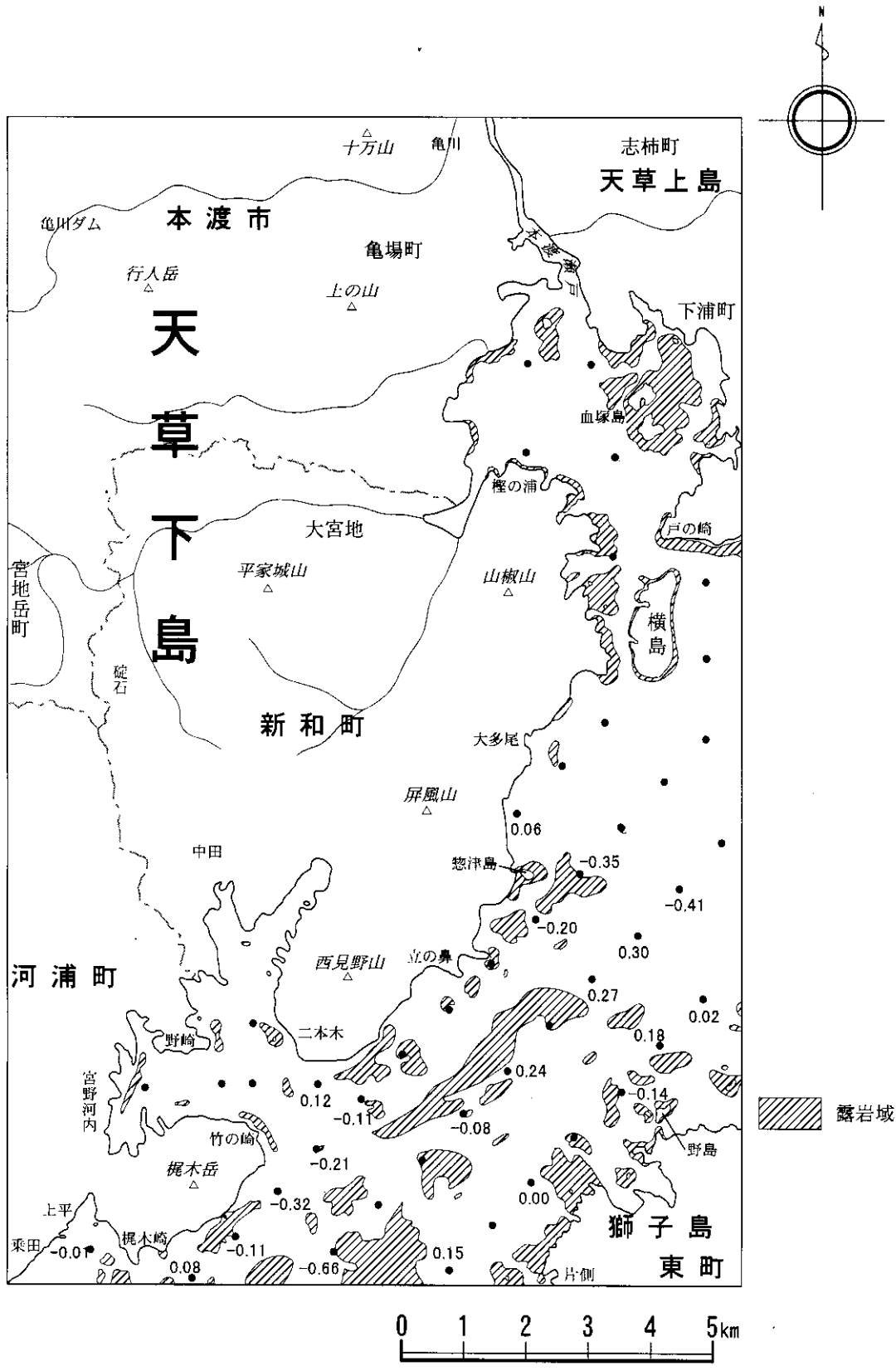


図-23 歪度分布図

表-5 調査海域の地質区分表

時代		地層区分		音波探査記録の特徴	構成物質など	
新 生 代	第 四 紀	完 新 世	沖 積 層 A	A1層	<p>内湾部では全体に反射が弱く、白く抜けるパターンの音響的透明層である。</p> <p>調査海域中央部では層相の変化により、表層が黒く強い反射を示し、ソノプローブ記録では基底面の反射を確認することが難しい。</p> <p>砂堆を形成する部分では、斜交層理を示す内部反射面が顕著にみられ、礫質堆積物とみられる部分では、回折波が卓越するパターンを示す。</p> <p>砂堆の形成などにより層厚の変化が大きく、最大25mを超える。</p>	<p>本調査海域の最上部層である。泥・砂・礫からなる未固結堆積物。</p> <p>内湾部では泥質堆積物が優勢で、調査海域中央部では砂質～砂礫質堆積物が優勢となる。</p>
				A2層	<p>内湾部(A2-a層)では、ソノプローブ記録で強く濃い縞状のパターンを示す。層厚は3m程度である。</p> <p>獅子島北方(A2-b層)では、スパーカー記録で上面が強い顕著な反射面を示し、内部はやや乱れた堆積形態を示すものと考えられる。層厚は最大で10m程度である。</p>	<p>内湾部では砂礫を主体とする堆積物からなると考えられる。</p> <p>獅子島北方では砂～砂礫からなる堆積物であると考えられる。</p>
	紀	更 新 世	洪 積 層 D	D1層 D2層 D3層	<p>D1層は獅子島北方のみに小規模に分布し、スパーカー記録で白く抜ける弱い縞状パターンを示す。D2層上面の凹地を埋積して分布する。層厚は最大で18mである。</p> <p>D2層は調査海域のほぼ全域に分布し、海底谷や斜面の一部では露出する。上面が強く黒い顕著な反射面で、内部は波打つ太い縞状パターンを示し、やや乱れた堆積状況を示すと考えられる。層厚はおおむね5～10mで20mを超える部分もある。</p> <p>D3層は獅子島北方のみで区分される。他の海域での分布は不明。細かい線状パターンを示す。層厚は5～9m程度である。</p>	<p>D1層は砂泥質の堆積物からなる想定される。未区分洪積層に対比される。</p> <p>D2層は砂～砂礫主体の堆積物からなる。更新世中期～後期の阿蘇火砕流に対比される。</p> <p>D3層は砂を主体とする堆積物である。未区分洪積層に対比される。</p>
				古 第 三 紀	始 新 世	R 層

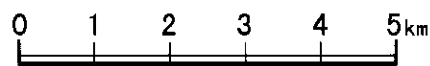
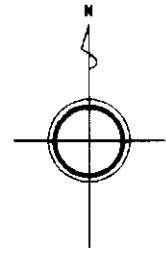


図-24 沖積層等層厚線図

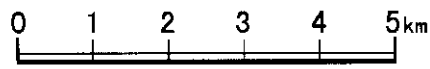
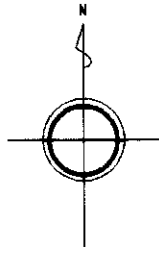


図-25 基盤等深線図



図-26 R層上面等深線図

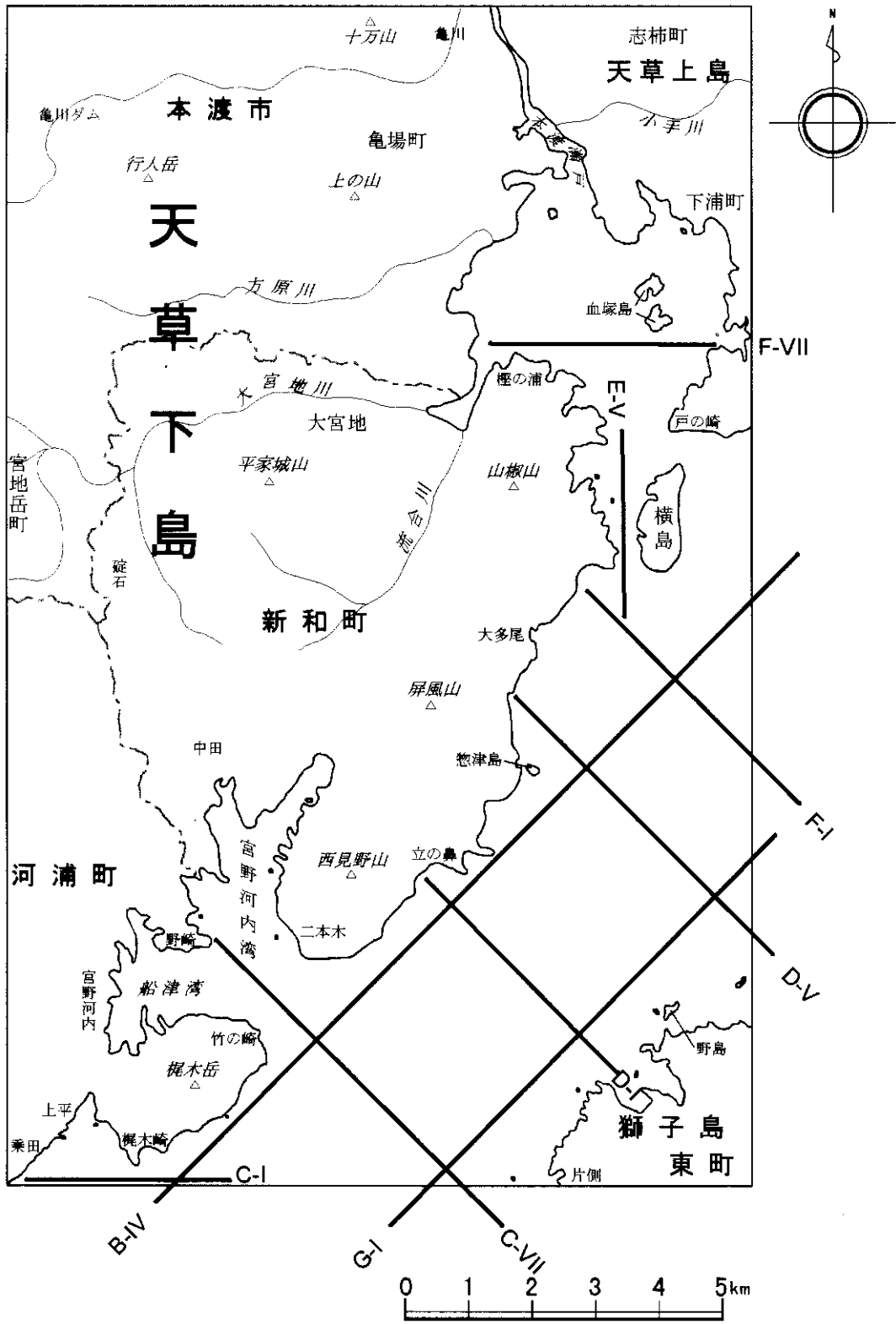
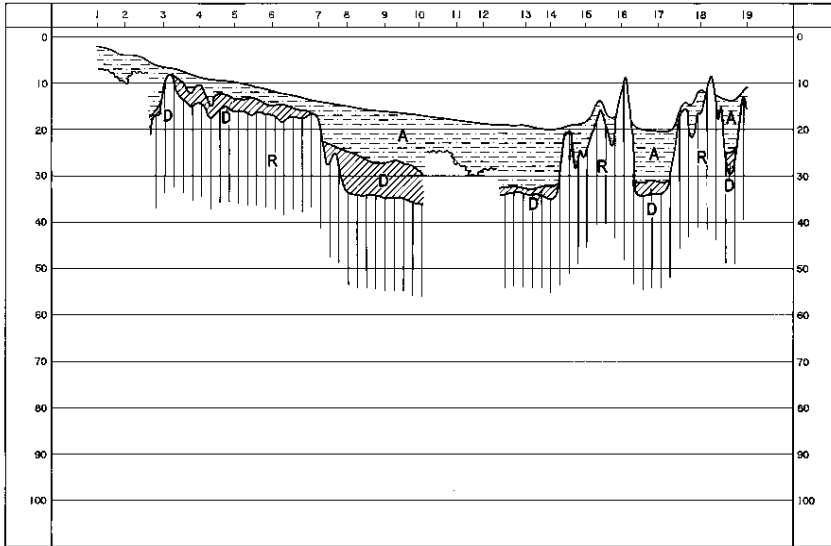


図-27 地層断面位置図

F-VII



F-I

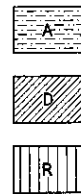
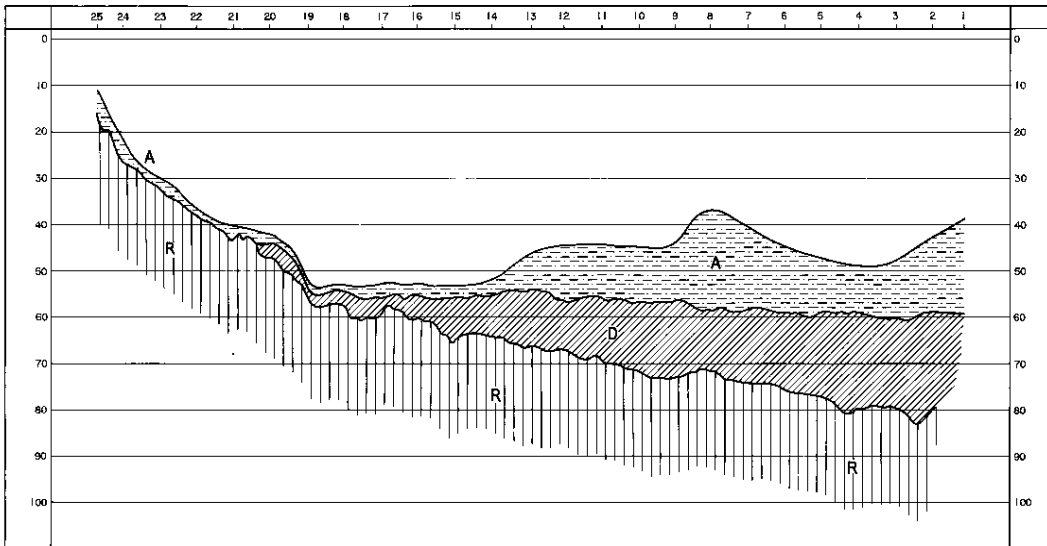
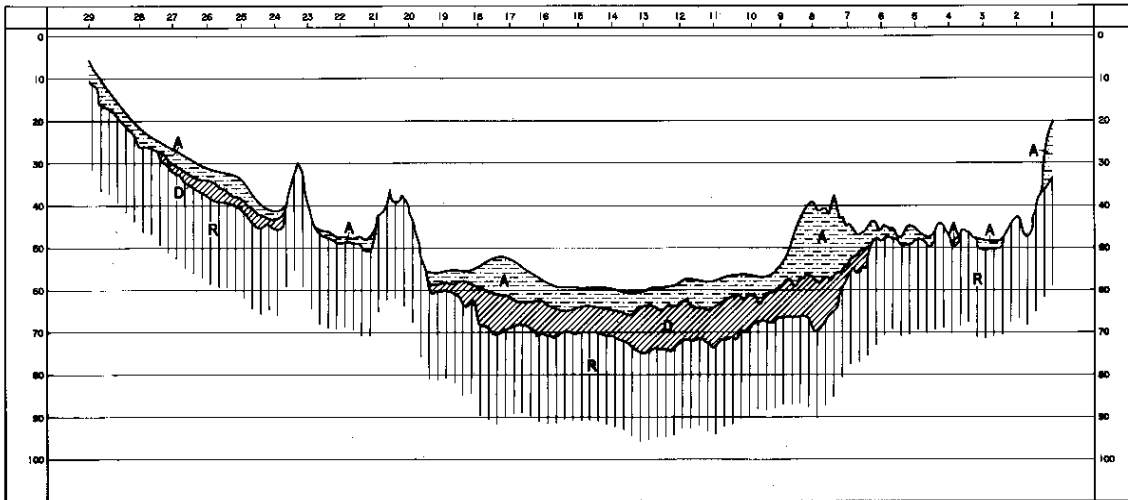


図-28 地層断面図(その1)

D-Y



D-I

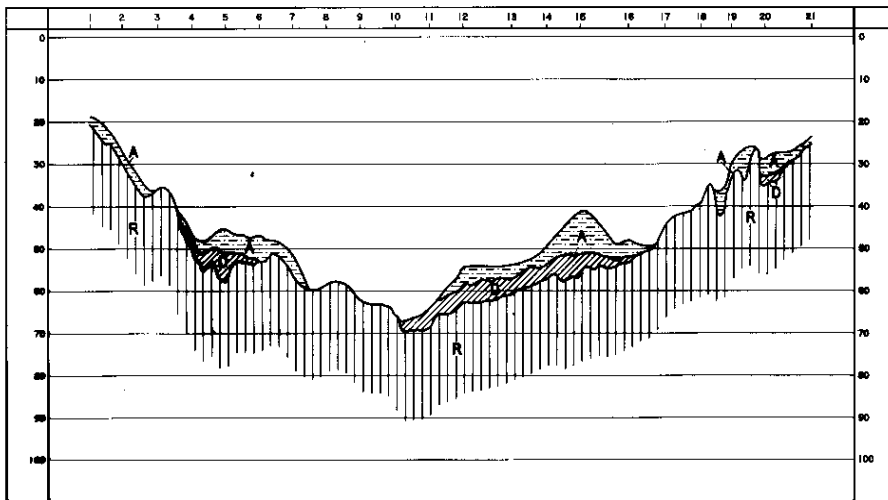
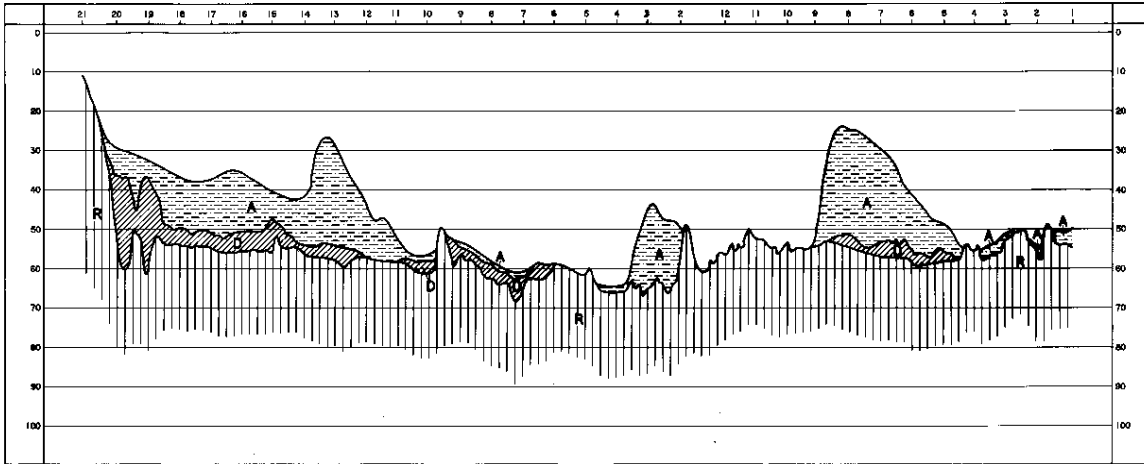


圖-28 地層断面圖(その2)

C-Ⅱ/Ⅲ



C-I

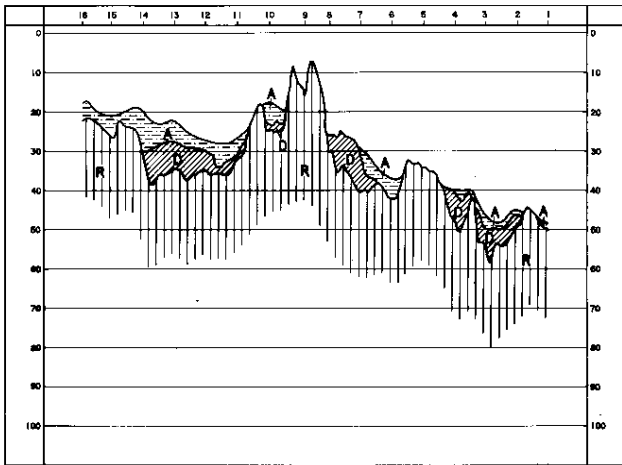
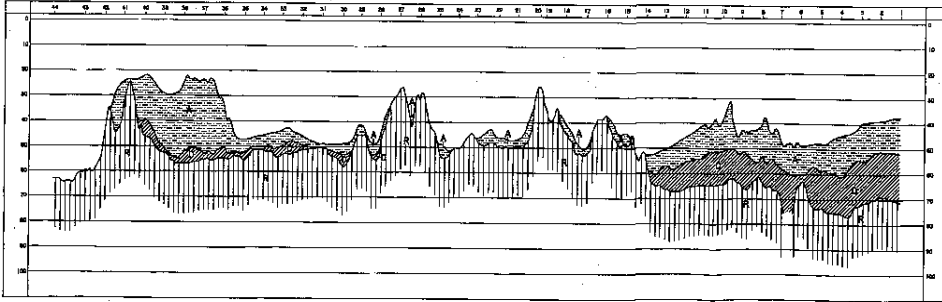
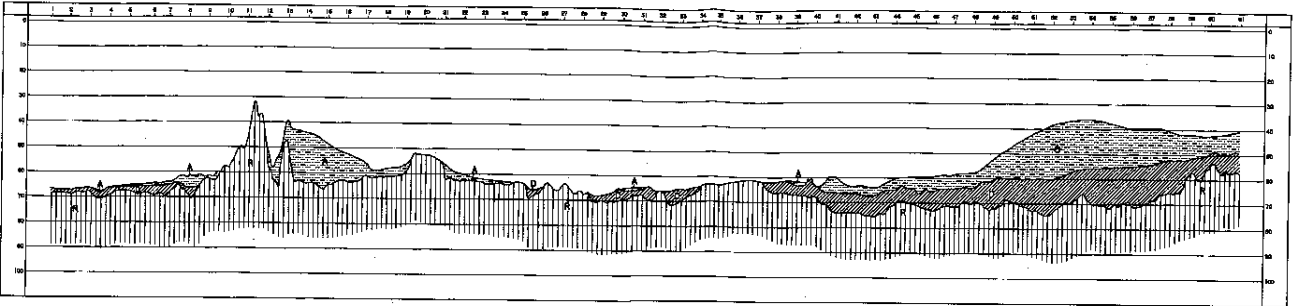


圖-28 地層剖面圖(その3)

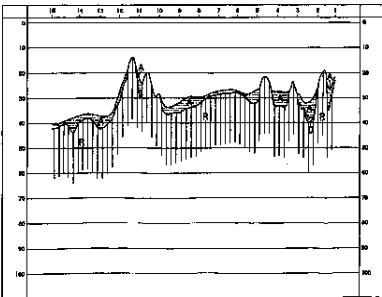
G-I



G-I



E-Y



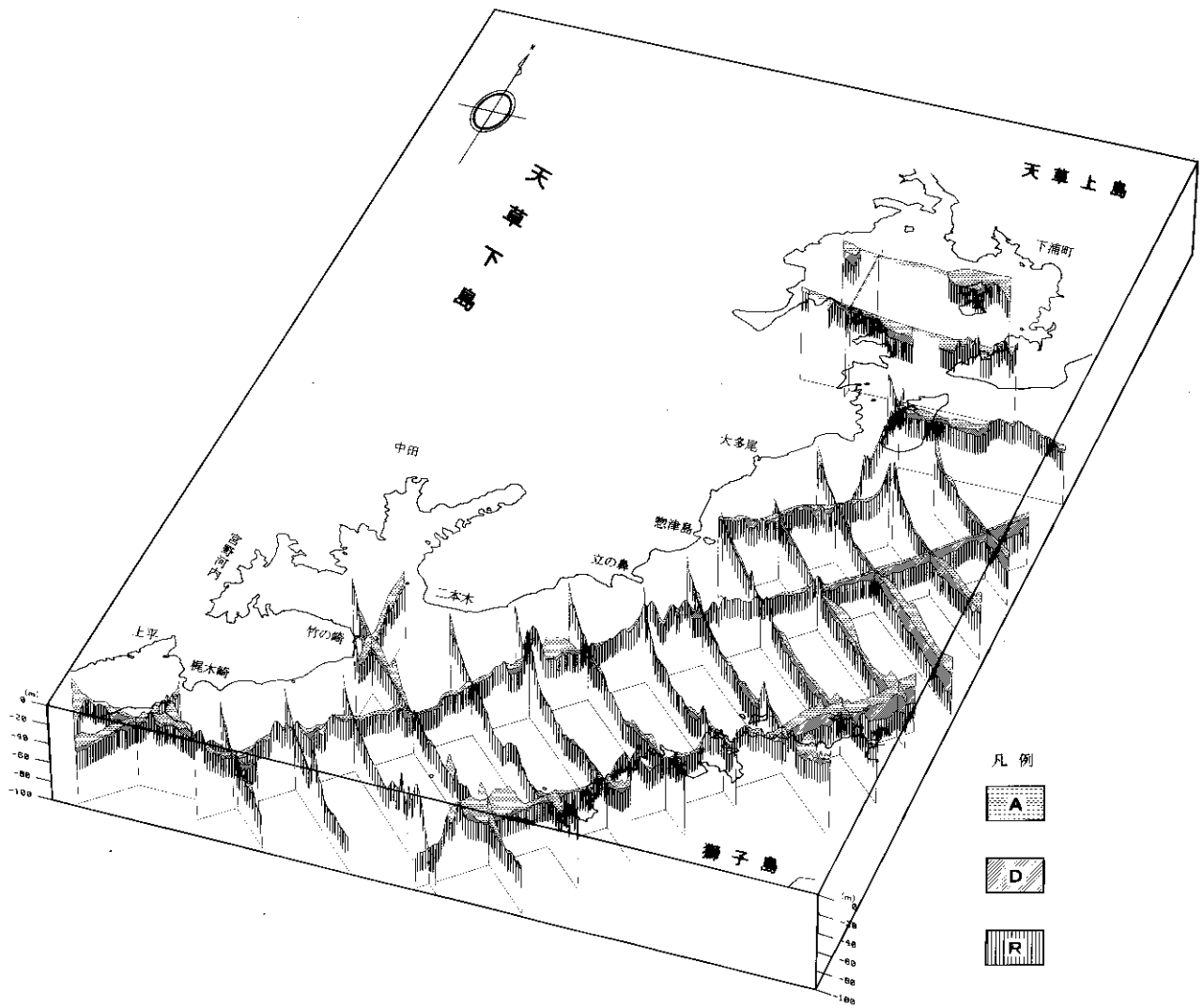


図-29 調査海域のパネルダイアグラム

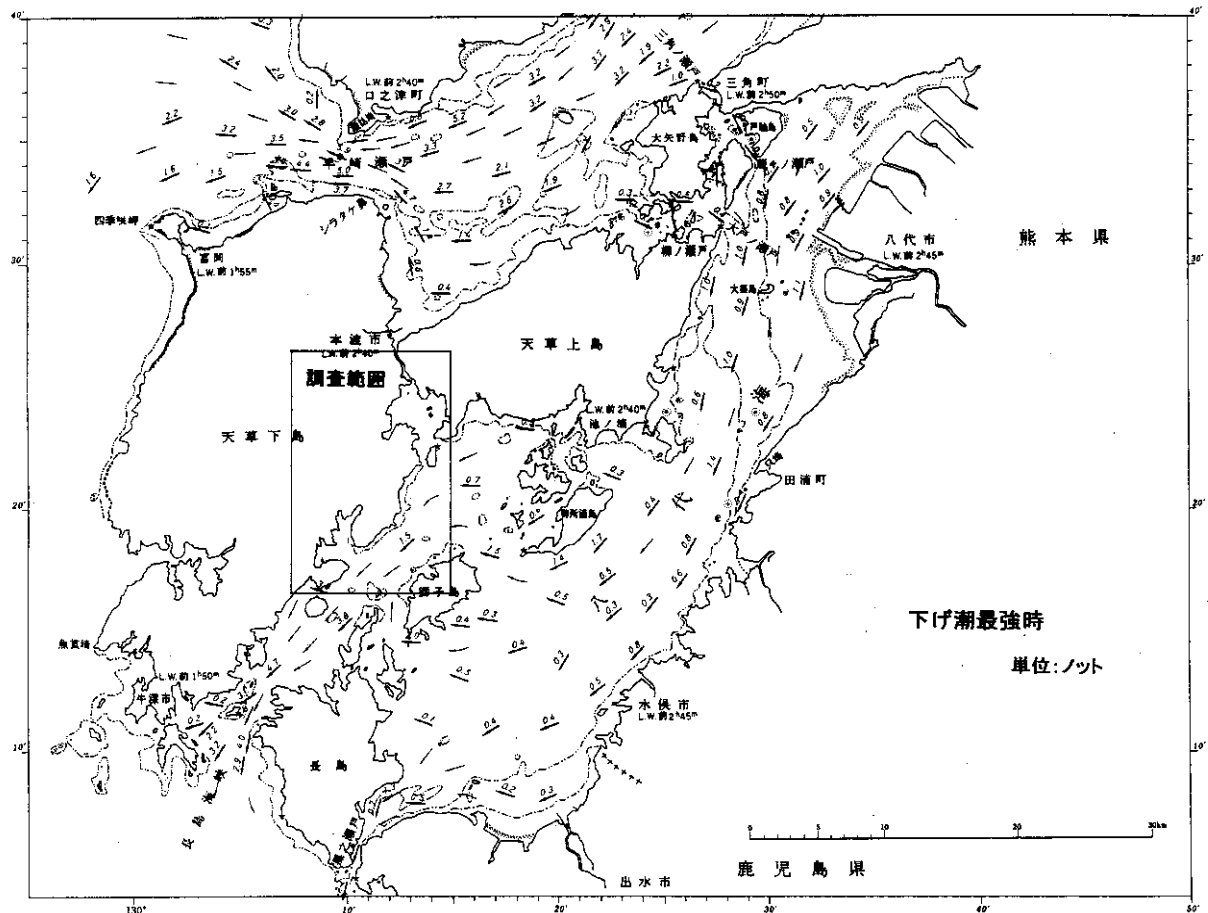
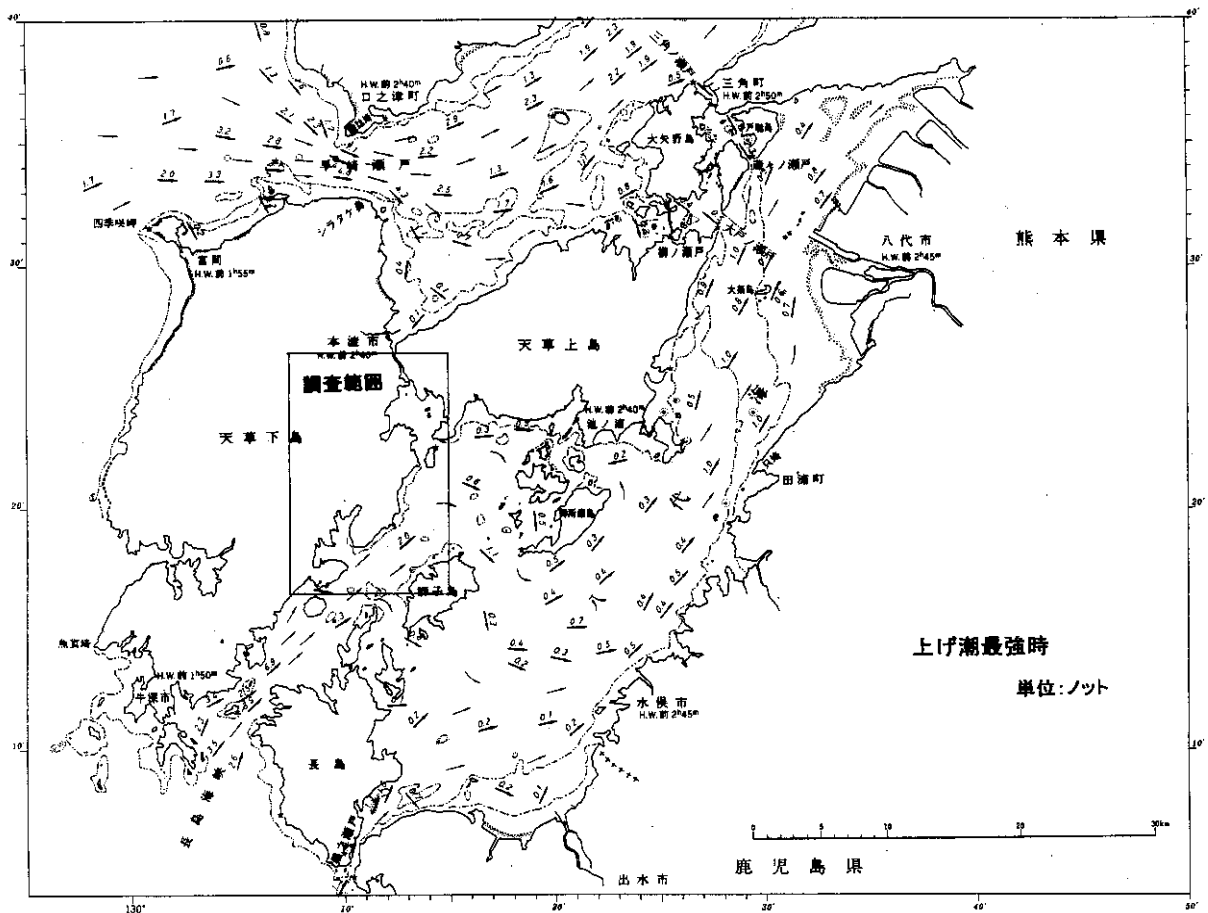


図-30 調査海域周辺の潮流図

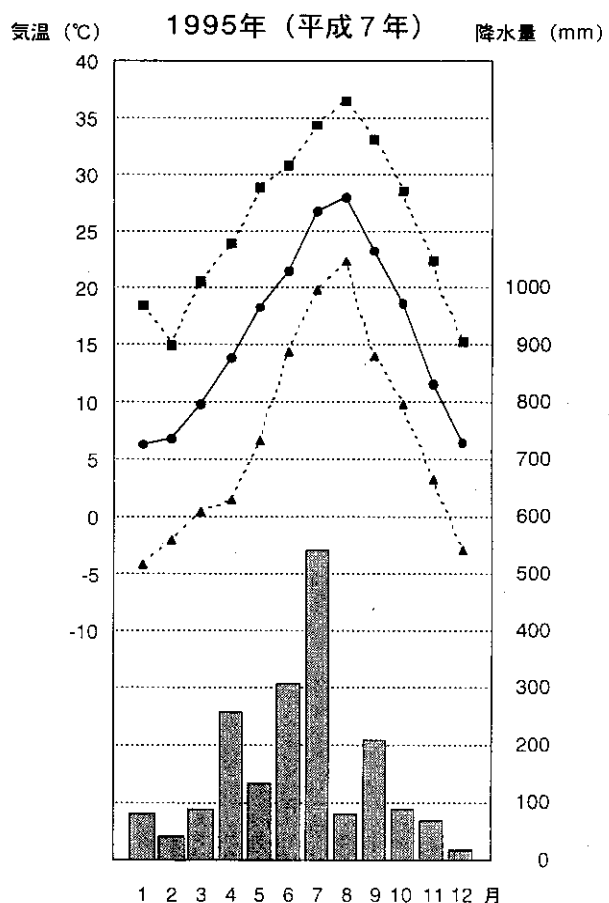
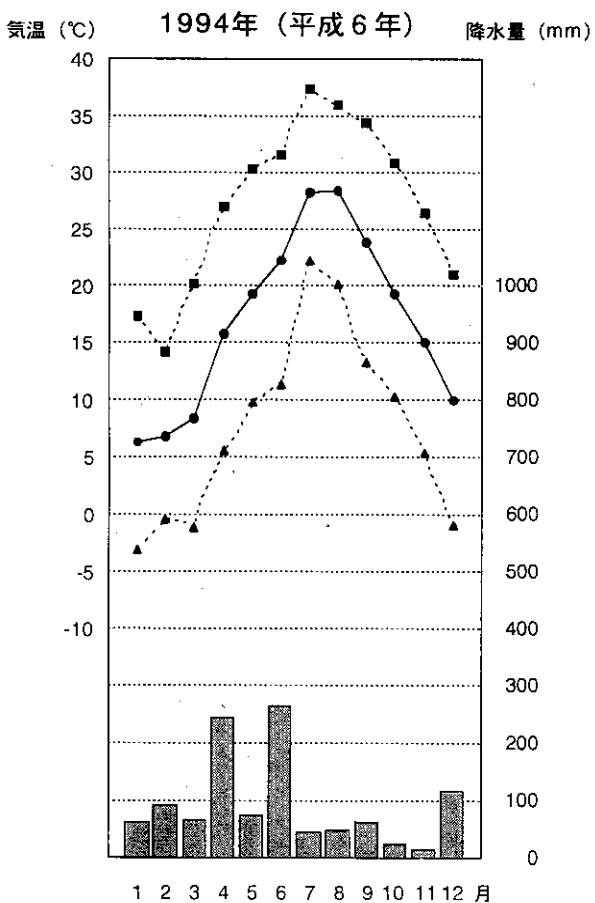
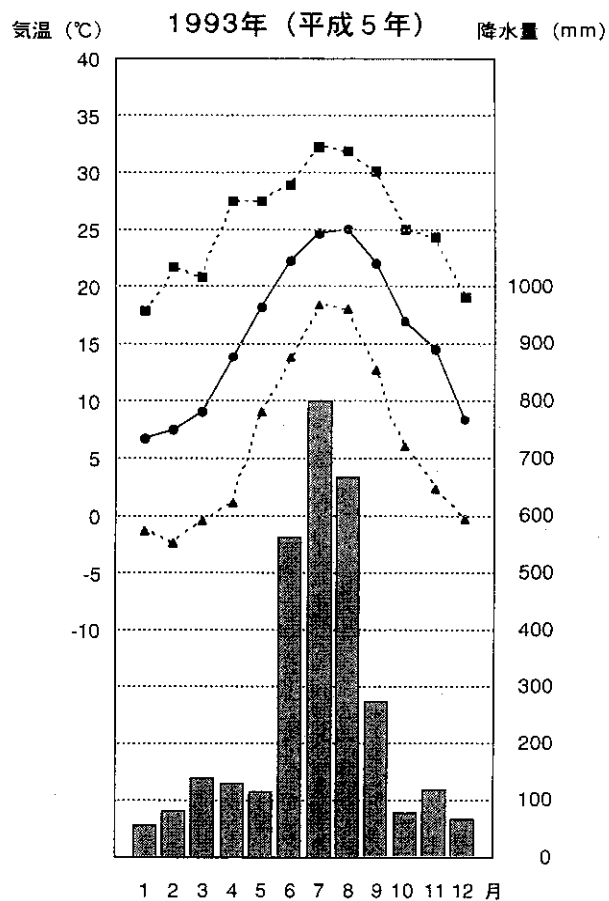
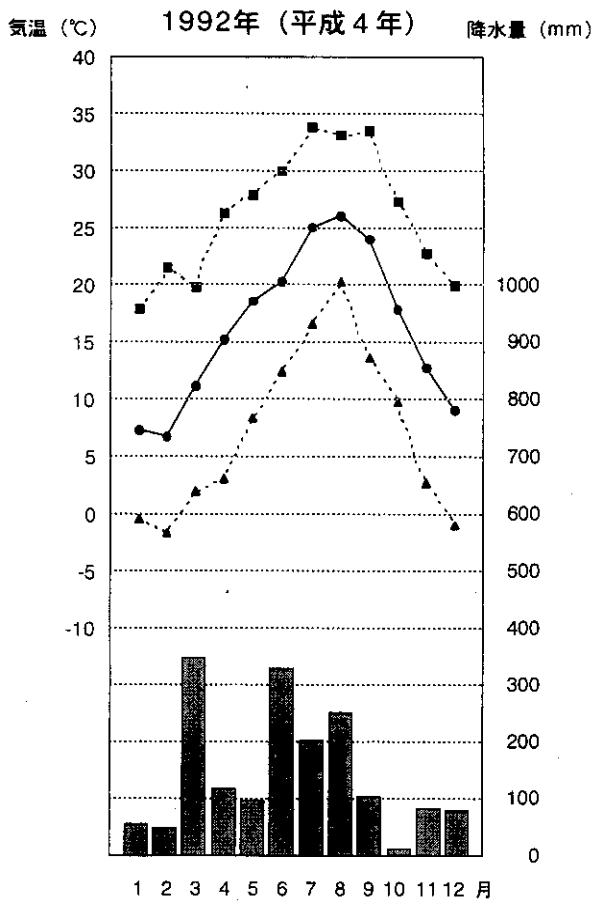
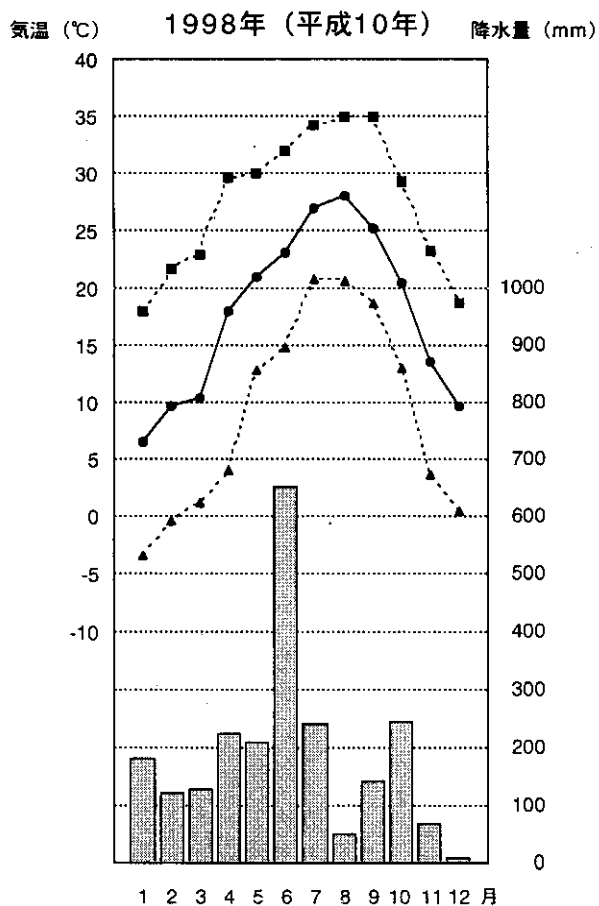
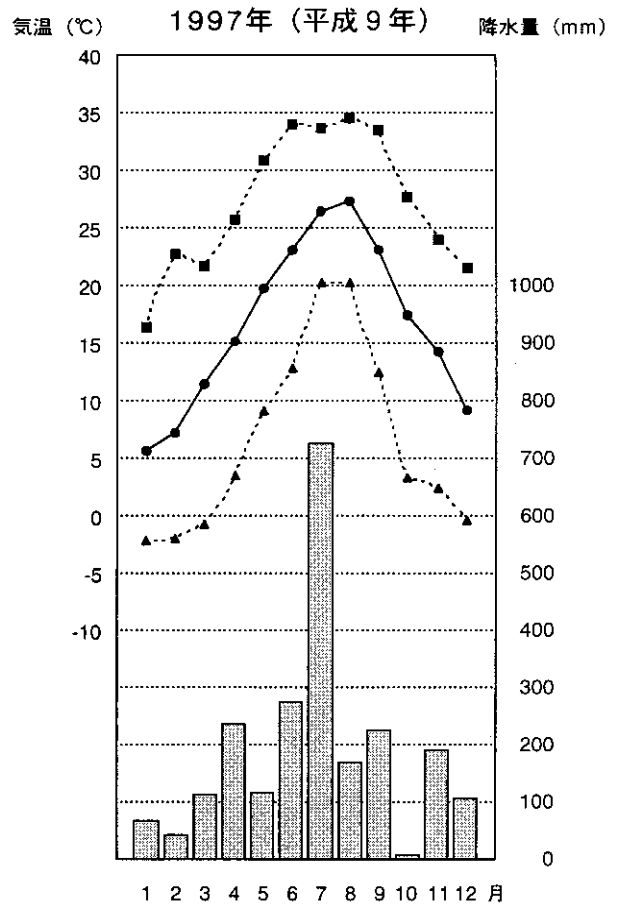
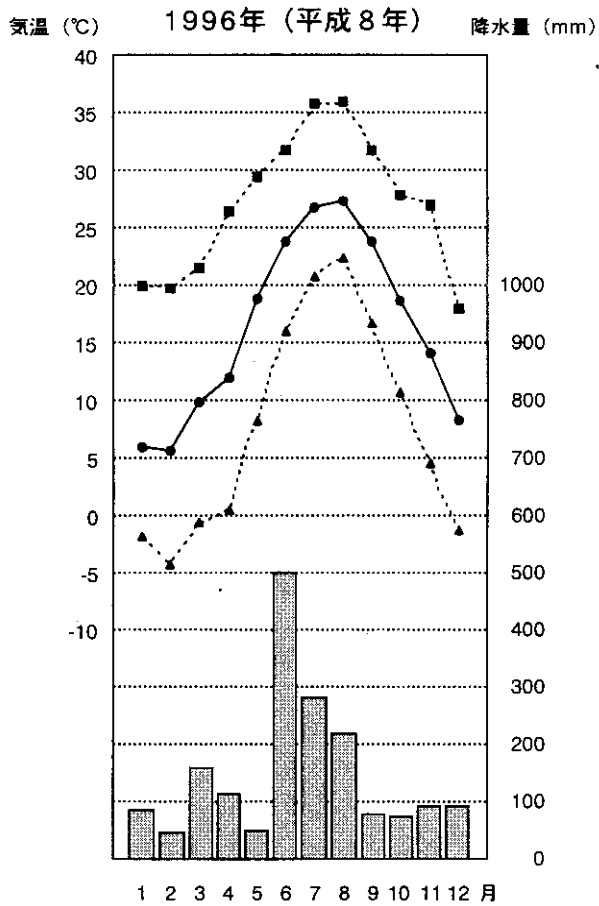


図-31 調査地域の気候(その1)



凡例

- 月降水量
- 月平均気温
- 最高気温
- ▲ 最低気温

*観測所気象年報 平成4年(1992)～平成10年(1998)によるアメダス観測点 No.86316 本渡地点 (北緯32° 28.0'、東経130° 11.0'、標高30m)の観測データをとりまとめた

図-31 調査地域の気候(その2)