

## 常磐南部から鹿島灘の自然条件

久保治良

### はじめに

本報でいう所の“常磐南部から鹿島灘”とは本州の太平洋に面する東岸に位置し、北は塩屋崎から南は利根川に至る内陸から海岸域を指し、茨城県全域と福島県の一部を含んでいる。海岸線の全長は約180 km (内福島県側約30 km)である。

この沿岸海域では、魚介類が豊富で、まき網漁業をはじめとした各種漁業が盛んであるが、環境条件の調査では小規模な局所的な現象の解明にのみ努力が払われているきらいがある。沿岸水産資源の環境条件としては、後背地を含むもっと広範囲な総合的研究が必要である。

本報ではその基礎としての自然条件の体系的な取りまとめを試みたものであり、内容の殆んどが参考文献の中から引用または抜粋されている。

従って、本報告は常磐南部から鹿島灘の自然条件に関する研究のダイジェスト編と考えても差しつかえない。

### 陸上地形と地質

#### 1. 地形

関東構造盆地の北東部にあたる当地方の地形は、南西部に低く、北部および北西部に高度を増している。高度分布からみると、北部の山地と中央部から西部にわたる台地および南東部の霞ヶ浦、北浦を含む低地との3地形に区分される(高橋, 1968)。山地は茨城県総面積(6,088 km<sup>2</sup>)の約1/3(1,820 km<sup>2</sup>)を含め、残る2/3(4,268 km<sup>2</sup>)が台地及び低地を含む常総平野となっている。

特に河川、湖沼の面積は総面積の8%(487 km<sup>2</sup>)で、このため、流入する水量は年平均約135億トンにのぼっている(蜂須ら, 1977)。図1に茨城県の地形区分を示した。

北部山地は福島県から常陸太田市付近に至る阿武隈山地の一部をなす多賀、久慈の両山地と、その西側を八溝山(1,022 m)から西部県境を南に延びて筑波山(876 m)に終る八溝山地に代表される。

多賀山地は頂上部が比較的なだらかで、山麓部へいくほど急傾斜となっており、全体としてはドーム

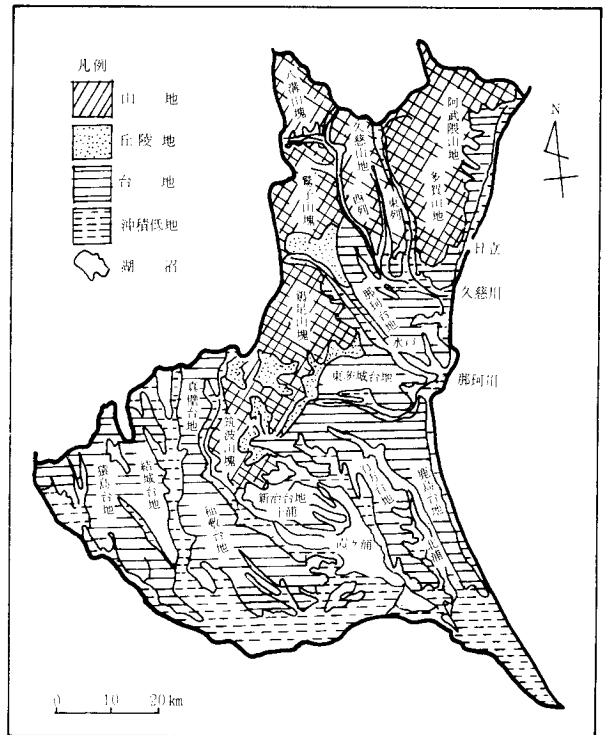


図1 茨城県の地形区分(蜂須ら, 1977による)

状を呈した山地である。東西にとった断面図でこの山地を見ると、いくつかの平坦面とその間にそびえるやや高い所、平坦面をとり囲む急斜面の三つの部分の組合せからなっている。

このことから隆起準平原の存在が考えられる。花園山(802m)や高鈴山(624m)は、度重なる浸食に抗して残った浸食残丘である(蜂須ら, 1977)。

久慈山地は多賀山地に比べて、高度も低く、南北の方向をもつ河谷によって開析されており、山地は直線状又は雁行状に谷と平行して山陵が配列している。その高さは谷の両側で異なり、崖は多くの三角形の山脚となって残っている。これは断層と考えられ、事実、久慈山地は断層運動が密で、地質学上棚倉破砕帯と呼ばれている(OMORI, 1958)。この西縁は久慈川によって区切られており、久慈川の右岸に沿って八溝山地がある。

八溝山地は八溝山を主峰として塊状に鷺子、鶏足、筑波の四つの山塊で構成され、筑波山より南は関東平野に没している。中・古生界の山体を中心にその周囲をとりまいて丘陵が細長く分布している。円すい形をした高度の険しい八溝山を除いては、各山塊とも開析が進み、比較的広い谷が発達して、山地が小単位に分離し、笠間や羽黒、岩瀬など小盆地は山塊の鞍部にあたる横谷である(高橋 1968)。

丘陵で顕著なものは、友部丘陵と所貫丘陵である。友部丘陵は鶏足山塊の南縁に沿って笠間や岩瀬の盆地まで分布し、所貫丘陵は久慈川と那珂川の間の所貫付近より瓜連付近まで分布している。これら丘陵はその上に平坦面を残し、最上部が多摩ロームに相当する関東ロームに覆われていること、開析の程度が多摩丘陵と相似していることから、多摩面(洪積統下部)に対比されている(蜂須ら, 1977)。

常総平野は主に洪積地からなり、この台地は常総台地とも呼ばれ、北から那珂、東茨城、鹿島、行方、新治、稲敷、真壁、結城、猿島の各台地に分かれている。鹿島灘に沿った鹿島台地では約40mの高度があり、これより内陸に向かうほど低くなって猿島台地北西端の古河付近で約15mとなっている(蜂

須ら, 1977)。

台地を刻む谷は地質時代の新しい時期に海進を受け、その名残りとして千波湖、涸沼、霞ヶ浦及び北浦がある。鬼怒川や小貝川は流路のかけかえによって、利根川と合流し、霞ヶ浦や北浦の水を受けて水郷をつくり、銚子より太平洋に注いでいる。このような沖積低地の発達には各河川沿岸に多く、東海村や鹿島には河口付近に形成された浜堤が母体となって新田の砂丘が成長している(町田, 1968)。

## 2. 地 質

当地方の地質は地質構造の上から次の3つの地質区に大別される。

- ① 阿武隈山地およびその東縁地区。
- ② 八溝山地およびその周縁。
- ③ 常総台地および低地である。

阿武隈山地と八溝山地には、中世代以前の古い地層や花崗岩類が分布し、その周辺には第三紀の地層が分布している。また、常総台地や低地には新しい第四紀の地層が広く分布している(猪郷ら, 1980)。

図2に茨城県の地質分布を示した。

阿武隈山地の地質は、主に片麻岩、結晶片岩などの変成岩類、花崗岩類および古生層でできている。山地の東西両側には第三紀の地層が分布している。また阿武隈山地の南にある那珂湊や大洗の海岸には中生代の地層も見られる(蜂須ら, 1977)。

阿武隈山地の古い変成岩類は山地の中部から南部に分布している御齊所、竹貫変成岩類と日立古生層の西側に分布している西堂平変成岩類がある。

阿武隈山地南部の多賀山地には日立古生層が分布し、これは下部から赤沢層、大雄院層、鮎川層と呼ばれている(猪郷ら, 1980)。阿武隈山地東縁は主に古第三紀漸新世から新第三紀鮮新世までの地層が分布し、古第三紀漸新世の地層は福島県いわき市から高萩市に分布し、常磐炭田を形成している。この層は、石城層、浅貝層、白坂層などといわれ、石炭や貝化石を産する。新第三紀中新世の地層は北茨城市から日立市までの海岸に広く分布している。一般に、滝層、五安層、水野谷層、亀ノ尾層、多賀層の名称

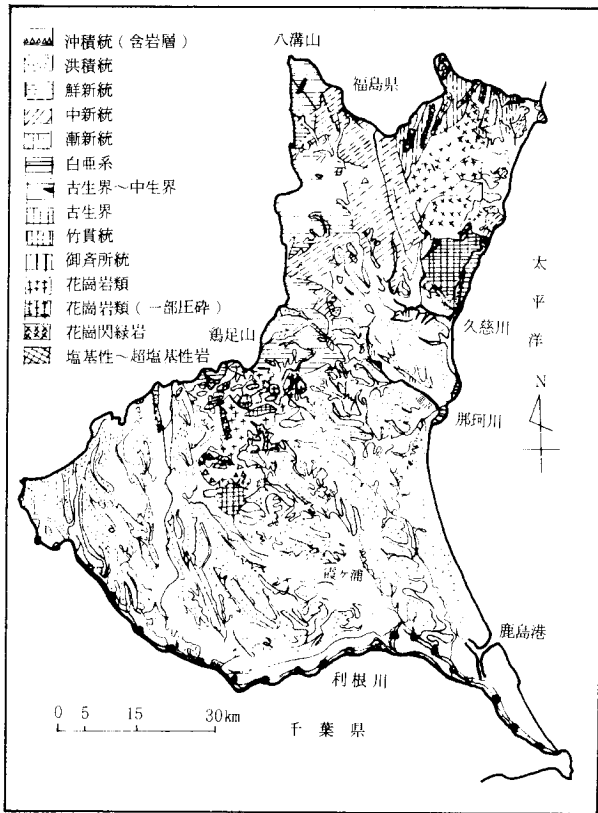


図2 茨城県の地質分布(蜂須ら, 1977による)

と呼ばれ、貝やケイソウの化石を産する。第三紀鮮新世の地層は日立市離山や初崎に部分的に分布し、貝化石を産する(蜂須ら, 1977)。

那珂湊、大洗付近の中生代の地層には大洗層、那珂湊層があり、大洗層は主に礫岩からなっているが、那珂川河口の泥質岩から植物化石を産する。那珂湊層は主に砂岩でアンモナイトやイノセラムスの化石を産し、いずれも白亜紀に堆積した地層である。那珂湊付近にはこの他の地層として新第三紀中新世の殿山層、磯崎層、鮮新世の阿字ヶ浦層が分布し、殿山層からは貝化石が、磯崎層からはケイソウ化石が産する(那珂湊市, 1960)。

八溝山地の八溝山塊、鷲子山塊、鶏足山塊の地質は中・古生代の地向斜に堆積した地層と、これを貫く花崗岩類からなっている。鶏足山塊と筑波山塊の花崗岩類は、稲田を中心として花崗岩が大規模に

分布している。南端の筑波山塊は山頂の斑岩、その周囲の花崗岩類や変成岩類からなっている。八溝山地の東縁と各山塊間の低地には新生代の第三紀や第四紀の地層が堆積している。特に第三紀の地層は鷲子山塊の周囲に厚く堆積している。この地層より新しい第三紀層は八溝山地と阿武隈山地の間の久慈川流域の低地に広く分布している。

八溝山地の中・古生層は古期岩類と呼ばれ、地層は主に砂岩、頁岩、チャートからなっている。地質構造は一般に東側が下位、西側が上位の同斜構造をしている。久慈川流域の第三紀層は中新世のグリーンタフ変動の頃堆積した地質で、主に凝灰岩、凝灰質泥岩、砂岩などからなっている。第三紀中新世の終わり頃には、棚倉破砕帯の大断層を作った運動も終わり、鮮新世になると常陸太田市付近に久米海進があり、久米層が堆積した(蜂須ら, 1977)。

常総台地の段丘面は関東ロームに厚く覆われ、その下には砂や泥など比較的軟らかい地層があり、海生の貝化石などが入っている。台地と急崖で接する一段低い段丘面は水田面になり、沖積低地と呼ばれる。低地には川が流れており、霞ヶ浦、牛久沼、瀬沼などの湖沼が残っている所もある。低地には谷地形が埋没しており、北浦の埋没谷の谷底は湖面下70 mにあり、その上に砂礫や黒色腐植シルトが堆積している。霞ヶ浦では湖面下40 mに埋没谷底があり、南東の鹿島灘に向って次第に深くなっている。谷底を埋める黒色シルトには貝化石や微化石が含まれている。当地方の沖積低地の地質を表1に示した。沖積低地の周囲は一段高い台地になっており、台地の表面には赤土(関東ローム)が堆積している。赤土は赤城山や古富士、箱根の火山灰が積ったものである。段丘は高さによって丘陵と台地に分けられ、丘陵は50~100 mの所で、水戸市から友部町の北西部に細長く平坦面を残して分布している。地質は主に砂鉄を含む砂層でできており、瀬沼周辺に分布している石崎層や鹿島台地に分布している鉾田層も、これらの砂層と同じ時代の堆積物である。表2に常総台地の地質を示した。

表1 茨城県沖積地の地質

最上部層	水田の泥、河原の砂や礫、砂丘、海岸の砂など	埋没谷の堆積物
上部	砂層 海生貝化石を産する。湖沼の最上部にあり、土器片も産する。	
	泥層 海生貝化石を産する。黒色シルトで厚く、地盤沈下を起こす。	
下部	砂礫層	
	泥層 腐植物を含む黒色シルトまたは泥	
最下部層	腐植物を含む暗灰色のシルトで、上のシルトと区別しにくい。	
基盤土層	暗灰～暗褐色の砂礫、泥、砂が混じっている。	

(蜂須ら, 1977による)

表2 常総台地の地質

関東ローム層	立川ローム層	}に相当
	武蔵野ローム層	
常総粘土層	水戸周辺では茨城粘土層	
竜ヶ崎砂礫層	水戸周辺では上市礫層	
成田層	上部 水戸周辺では見和層	
	下部	
藪層	石崎層・鉾田層に相当	

(蜂須ら, 1977による)

霞ヶ浦湖岸に見られる藪層は石崎層と同じものと考えられ、砂鉄の多い固結した砂層である。成田層は藪層の起伏に従って低い所には泥やシルト、高い所には砂が堆積し、下部を形成している。また、上部は霞ヶ浦周辺では固結したシルト、他の地域では砂礫層や軟らかいシルトから成っている。下部と上

部から産出する貝化石にはかなり差があり、下部からは寒海に棲む貝が多いのに対し、上部ではバカガイが圧倒的に多くなっている。竜ヶ崎砂礫層は赤褐色の砂、礫及び粘土で構成されており、下の成田層上部の砂より粒砂で、斜交層理が発達している。この層は、成田層上部を堆積させた海が退くと、河

表3 茨城県に分布するおもな地層とその対比

地質時代	八溝山地とその周辺					阿武隈山地とその周辺			県南西部の台地と低地
	太子～山方	山方～太田	緒川～大宮	御前山～水戸	筑波	磯原～日立	日立	大洗～那珂湊	
第四紀	沖積層					沖積層			沖積層
	関東火山灰層					関東火山灰層			関東火山灰層
新第三紀	久米層					茨城粘土層			常総粘土層
	源代田層					見和層			成田層
	瓜連層					初崎層			藪層
	水戸層、敷富層					阿字ヶ浦層			
	荒屋層、坂地層					多賀層			
	那珂西層					日立層			
	玉川層					磯崎層			
	根本層					殿山層			
	石塚層					亀ノ尾層			
	勝見沢層					水野谷層			
中生代	根本層					五安層			
	小豆野層					滝層			
	西ノ内層					白土層群			
	筑波火成活動					阿武隈火成活動			
白亜紀	八溝火成活動					那珂湊層			
	八溝層群					那珂湊層			
ジュラ紀	鳥山層					日立古生層			
	八溝山層、国見山層					西堂平変成岩類			
三疊紀	笠間層群					竹貫・御所変成岩類			
	筑波変成岩類								
古生代									
先カンブリア代									

(蜂須ら, 1977による)

川の氾らん原に堆積したものと考えられている。常総粘土層は松戸粘土層とともに下末吉ローム層と考えられ、竜ヶ崎砂礫層を整合に覆い、関東ロームには不整合に覆われている。

関東ロームは最上部を占める地層で、石岡市付近から北ではそのロームの中に鹿沼軽石を、南では東京軽石をはさんでおり、鉢田町では東京軽石が鹿沼

軽石より下にはさまれている。南関東には下から多摩ローム、下末吉ローム、武蔵野ローム、立川ロームなどが堆積しており、当地方では、新期ロームといわれる武蔵野ロームと立川ロームが堆積している（蜂須ら、1977）。表3に当地方に分布する主な地層を示し、表4に地質時代の区分を示した。

表4 地質時代の区分とおもなできごと

地質時代		絶対年代 単位 100 万年	日 本	茨 城 県
新 生 代	第四紀	沖積世	島弧変動	縄文海進
		洪積世		下末吉海進
	第三紀	鮮新世	グリーンタフ変動	びょう風ヶ浦海進
		中新世		久米海進
	古第三紀	漸新世	四万十地向斜	海底火山活動、多賀海進
		始新世		棚倉破砕帯の活動
	晩新世	広島変動		
中 生 代	白亜紀	日高地向斜	常盤地方の海進	
	ジュラ紀		那珂湊白亜系の堆積	
	三畳紀	本州造山運動	阿武隈・八溝・筑波の火成活動	
古 生 代	二畳紀	本州地向斜	八溝山地古期岩類の堆積	
	石炭紀		筑波周辺古生層の堆積	
	デボン紀		日立古生層の堆積	
	シルル紀			
	オルドビス紀	飛騨大陸時代		
先カンブリア代			御斎所・竹貫変成岩類 西堂平変成岩類	

(蜂須ら、1977 による)

## 海岸地形と地質

海岸とはどこからどこまでであるかという問題については、SHEPARD (1963) は浜の直接陸側の広い地帯を海岸とし、低潮線の直接海側の砕波帯を沖浜、汀線から砕波帯のやや沖まで広がる比較的狭い地域を沿岸帯と定義した。また、BIRD (1968) は浜を含めて海の作用が影響した内陸（海崖、砂丘、潟、湿地など）の限界までを海岸とし、高潮線と低潮時に波が砕け始める線との間を沿岸帯、その外側（沖側）を沖浜とした。茂木 (1971) によると海岸は浜の直接陸側の広い地帯で、海岸や段丘を含むとしている。

海岸線は後浜の陸方の限界であるということでは三者とも一致している。FORBES (1853) は高潮線と低潮線によってはさまれる地域を潮間帯と呼び、前記の沿岸帯と一致している。ここで、浜とは低潮線と波の作用のおよぶ陸の限界との間をさし、低潮線と高潮線との間の前浜と、高潮線より上の後浜とからなっている（茂木、1971）。図3に海岸区分を示した。

川合 (1965) によると当海岸は阿武隈山地東縁海岸（福島県松川浦～久慈川河口）及び関東平野東部砂浜海岸（久慈川河口～千葉県太東崎）に入っているが、前述のごとく、後背地の地形、地質、海岸の

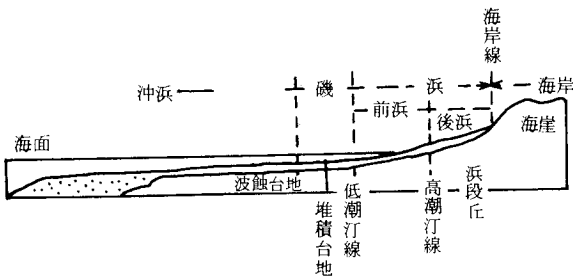
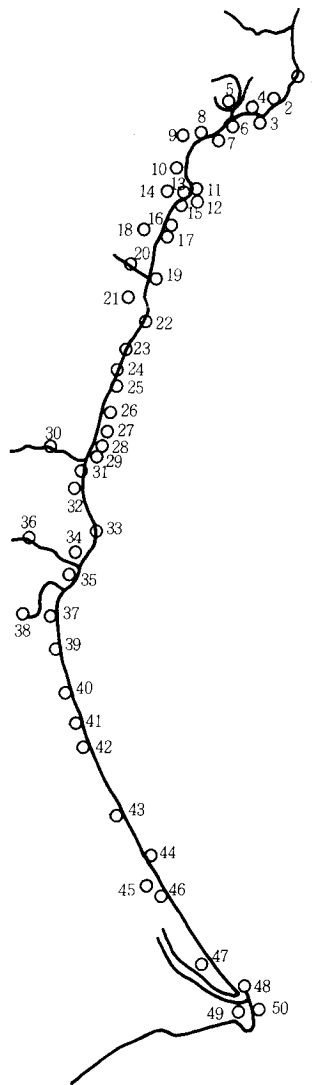


図3 砂浜の名称(佐藤, 1970による)

地形、地質及び従来からの呼称等を考慮すると、常磐南部海岸(塩屋崎~大洗岬)と鹿島灘海岸(大洗岬~利根川河口)の二つに大別するのが適当である。当地方で海の関係者により多く使用される地域名称を図4に示した。



- |        |              |
|--------|--------------|
| 1 塩屋崎  | 26 烏帽子岩      |
| 2 中ノ作  | 27 田楽鼻       |
| 3 三崎   | 28 古坊地鼻      |
| 4 小名浜  | 29 久慈        |
| 5 藤原川  | 30 久慈川       |
| 6 八海崎  | 31 東海村原研     |
| 7 小浜鼻  | 32 新川        |
| 8 亀宮岬  | 33 磯崎        |
| 9 鮎川   | 34 那珂湊       |
| 10 鶴ノ崎 | 35 大洗岬       |
| 11 九ノ崎 | 36 那珂川       |
| 12 大浦  | 37 夏海        |
| 13 大津岬 | 38 濁沼        |
| 14 里根川 | 39 玉田        |
| 15 大津  | 40 大竹        |
| 16 二ツ島 | 41 波上        |
| 17 天妃山 | 42 京知釜       |
| 18 大北川 | 43 明石        |
| 19 高戸鼻 | 44 鹿島港       |
| 20 関根川 | 45 奥野谷       |
| 21 花貫川 | 46 弁天森       |
| 22 川尻崎 | 47 ロラン下      |
| 23 田尻鼻 | 48 一の島(夫婦ヶ鼻) |
| 24 鶴首岬 | 49 銚子港       |
| 25 会瀬  | 50 犬吠崎       |

図4 当海域で多く使用される地域名称

## 1. 常磐南部海岸

この海岸は阿武隈山地東縁に当り、多賀層群を主とする新第三系からなる岩石海岸を成している。特に南部では20~30 mの比高の急崖が海に迫る所が多い。北半部では流出する諸河川によって沖積低地が形成されるとともに、海岸には砂浜の発達が顕著である。この海岸には海岸段丘が分布し、それらは上、中、下の三段に分類される(町田, 1968)。海岸線の全長は約102 kmであり南部の鹿島灘海岸に比して凹凸が激しく、凸出部は鼻とか岬と呼ばれている。海岸線に凹凸があると、突出部(岬、鼻)の尖端部では、波が海岸線の湾入部よりも先に海底の影響を生じて減速するため、波の前面は陸地に対して凹形となる。その結果、波のエネルギーは突出部に向って集約して、波の侵食力は特に突出部に集中する。海岸線が湾入した入江の所では、波の前面は陸地に向って突出し、波の峰は引き伸ばされ弱められる。また、突出部の尖端では砕け波が集中して海面が高まるため、両側にあつて海面の低い入江の軸部へ向って流れて、沿岸流を生ずる。その結果、沿岸流は突出部から入江に向って堆積物を運搬する。一般には、海岸線はその海域で卓越するうねりの前線に平行して発達するが、岬とか鼻は隣接した入江の部分よりも抵抗力の強い岩石でできているため、前述のような波の働きで海岸線が後退する過程で、突出部は常に海に向って突出し続ける(大森, 1971)。このような現象の現われているのが当海岸である。

当海岸は後背地や地形等からみて、更に、菊多浦海岸(塩屋埼~大津岬)、多賀海岸(大津岬~久慈川河口)、那珂海岸(久慈川河口~大洗岬)の三つに細分することができる。

### ○菊多浦海岸

通常綱取岬から照島間を小名浦、照島から茨城、福島県境までを菊多浦と呼んでいる(福島県水産課, 1969)。

この海岸は阿武隈山地の東縁部に相当し、海岸には第三紀層が帯状に細長く伸びている。この第三紀

層を開析した藤原川(小名浜)や鮫川(植田)の流域には沖積平野が開け、阿武隈山地が海に接している山地海岸には海蝕崖などが見られる(いわき市, 1973)。小名浜から高萩に至る海岸地質を図5に示した。海蝕によって海に向って突出した所は北から塩屋埼、綱取岬、三崎、八崎、小浜鼻、竜宮岬、鶴ノ子岬、九ノ崎と呼ばれている。離れ岩では照島がある。阿武隈山地に端を発して東流し、この海岸に流出する河川は、北より神白川、藤原川、鮫川、蛭田川、その他小河川が6本程である。この海岸の全海岸線長は約32 kmである。

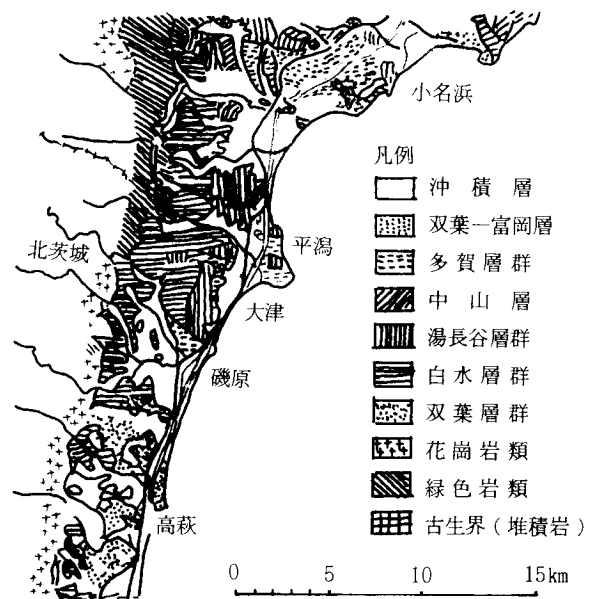


図5 常磐炭田地域の地質図  
(鎌田, 1962による)

### ○多賀海岸

この海岸は前記菊多浦海岸と同様阿武隈山地の南部に当る多賀山地の東縁部に相当し、海岸には第三系の地層が分布し、第三系を基盤としている所に海岸段丘や扇状地が発達している。その他、地形的には海蝕台、海蝕洞、海蝕崖などが発達している(蜂須ら, 1977)。第三紀層を開析した里根川(大津)、大北川(磯原)、関根川(高萩)の流域には沖積平野が開け、川が平地に出る部分には小規模な扇状地が形成されている(高橋, 1968)。海岸線に沿って

多賀海岸台地が南北に伸び、台地が海岸に接する所は高度 20～30 m の海蝕崖を成し、間に砂浜から成るポケット・ビーチが発達している。多賀山地南部の東側には三段の海岸段丘が発達し、120～130 m は多摩面、50～70 m は武蔵野面、30～40 m は武蔵野面と後関東ローム面との中間に対比される（高橋，1968）。地質的には前述のごとく第三系で中新世にかけて堆積したもので、多賀層群や湯長谷層群と呼ばれ、地質の特徴により、多賀層群は多賀層、日立砂質頁岩層、離山凝炭岩層、初崎層に分けられ、湯長谷層群では当海岸に分布するのは五安層、水野谷層、亀ノ尾層がある（猪郷ら，1980）。湯長谷層群は当海岸の北部に多く分布し、多賀層群は南部に多く分布している。平潟から大津岬に到る海岸の地質を図 6 に示した。海蝕によって海に向かって突出した所は北から大津岬、鶴島ノ鼻、天妃山、高戸鼻、

川尻崎、田尻鼻、鶴首岬、会瀬鼻、烏帽子岩、田楽鼻、古坊地鼻と呼ばれ、これらの岬や鼻に続く海中には岩盤が露出している。離れ岩は北より二ツ島、小咲浪、大咲浪、鳥島、二ツ島、裸島等と名前が付けられている。阿武隈山地（多賀山地）に端を発して東流し、この海岸に流出する河川は北より順に里根川、大北川（花園川）、塩田川、関根川、花貫川、小石川、十王川、東連津川、宮田川、鮎川、桜川、久慈川、その他小河川が 16 本程である。久慈川周辺域は海岸から内陸まで沖積平野（久慈川低地）が広がっており、神谷（1969）によると、本地域の中新統の下半部は陸成～陸水成層で、上半分は海水成層でできており、時間の経過とともに南から北に向かって海進し、その前面に発達した潮間帯に棲息した生物が生痕化石を残している事実が認められる。当海岸の全海岸線長は約 48 km である。

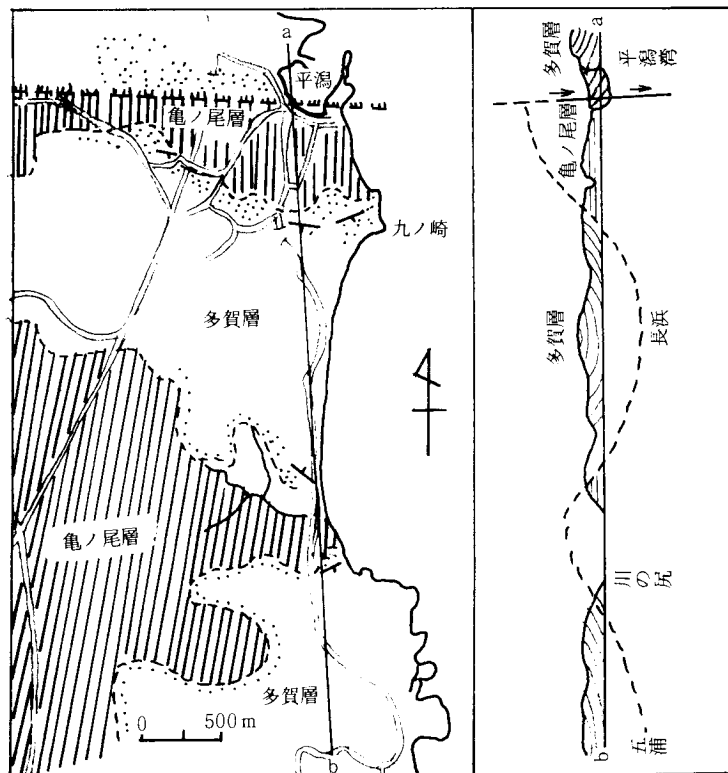


図 6 五浦付近の地質図（蜂須ら，1977 による）



## ○那珂海岸

前述の海岸が阿武隈山地の東縁部であったが、この海岸は八溝山地の東縁部に当り、那珂台地が海岸まで伸びており、茨城県の海岸線のほぼ中央の突き出ている部分である。久慈川河口から阿字ヶ浦の海岸には風で運ばれた海岸砂が堆積して砂丘をつくっている(蜂須ら, 1977)。久慈川の右岸には標高20mから28mにわたり、幅約1.9kmの河岸段丘が発達している。その南側には前記の那珂台地が発達し、この洪積台地は武蔵野面と下末吉面に対比される。標高5~10mの基盤面高度を示すのは武蔵野面に相当するもので、その他の段丘面として認められるものに地面下6m面と地面下15m面があり、地面下6mの面は海岸に沿って認められ、この面上にのる基底砂礫が、砂嘴として発達した跡を示す。このことは地面下6mの面が海の営力によってできた波蝕面であることを示唆している。地面下15mの面は久慈川に沿って、武蔵野台地の縁にできた河岸段丘らしい。以上の段丘面の北側、現在の久慈川沖積面の下には急傾斜の壁面と、地面下50mに平坦面のある河谷底がある。この基盤及び壁面を構成するものは、多賀層群の固結した砂質シルト岩である(加賀美, 奈須, 1964)。

那珂湊中の殿山や阿字ヶ浦の南端の海岸は新生代第三紀の比較的軟らかい砂岩や泥岩から成り、これが海蝕崖となって海にせまっておき、前者を殿山層、後者を磯崎層と呼んでいる。また平磯から磯崎にかけての海岸一帯には、砂や泥の粒の固まった硬い砂岩やシルト岩が、ノコギリの歯のような岩礁をつくっており、那珂湊層と呼ばれ、中に中世代白亜紀のアンモナイト化石を含んでいる(蜂須ら, 1977)。

大洗町の海岸一帯は、大小様々な石の固まった礫岩層が岩礁状に露出しており、この礫岩是那珂湊市側へと連続している地層で、大洗層といわれ、第三紀の要素も強く、那珂湊層より若く、上部白亜系ないし古第三系の可能性も残されている。

那珂湊層及び大洗層は、部分的には中新世の殿山層に、それらをすべて覆って第四系の見和層に覆わ

れている。現在の地表面は、さらにその上に重なる関東ロームでつくられている(猪郷ら, 1980)。図7に那珂湊から大洗に到る海岸の地質を示した。那珂川周辺域は海岸から内陸まで沖積平野(那珂川低地)が広がっている。海蝕崖が海に向かって突出した所は磯崎岬、大洗岬がある。八溝山地から発して東流し、この海岸に流出する河川は新川と那珂川の二河川であり、この海岸の全海岸線長は約22kmである。

奈須, 飯島(1959)によると、久慈川及び那珂川の堆積物は共に砂質が主であるが、粒径の中央値に対しての淘汰度の関係は図8にみるように相当な広がりを示している。これに対し海岸の堆積物では粒径の中央値が細砂の範囲で淘汰度( $\delta\phi$ )の値は殆んど直線的な相関をもって増加している。これは汀線堆積物では淘汰が最も良く行なわれたことを示し、河川堆積物では流水の作用による選択、淘汰が未だ十分でなかったことを意味している。

日本の海岸では外洋に面した主要な砂浜はバー海岸であり、東海村の海岸もそれに入る。東海村の海岸は1列のバーをもった1段バー海岸であり、バーの頂部の平均水深は2.8mで、最大値は水深4.1mである(茂木, 1971)。ここでバーとは、海岸に沿ってその沖側に帯状に連なる砂の堆積地形のうち、常に水面下にあるものをいい、バー海岸は、バーとその前面のトラフからなる断面を有し、通常バーは陸側に急傾斜し、海側に緩傾斜する非対称断面が多い(図9)。海岸と海底の勾配をみると、きわめて急な所ときわめて緩かな所にはバー海岸はみられない。バー海岸になる海岸の勾配は1~3/100の範囲にあり、この範囲内で勾配が緩かなほどバーの比高は小さく、急なほど大きい。バーの規模は波高の大きい海岸で大きい。バーの発生は砕波型が崩れ波の場合に起り、巻き波の場合に消滅するといわれるが、この砕波型を決定するのは、波形勾配と海底勾配である。波形勾配は周期と波高の函数である。東海村海岸の北部は岬の蔭にあたる所で、この部分でバーの減衰が見られ、ここでは海底等深線が広がり、勾配は緩かになっている。(茂木, 1963)。

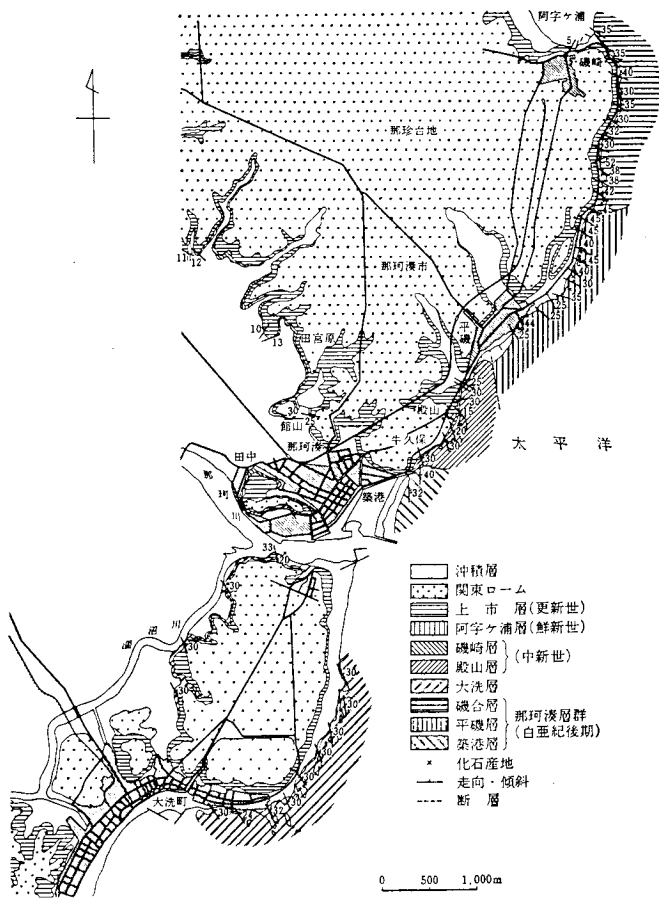


図7 那珂湊付近の地質図(斉藤, 1961による)

カスプは陸地と水面との境に作られる平面的な波で、砂浜にある浅い凹みが打ち上げ波と引き波によって侵蝕され拡大し、打ち上げ波によって打ち上げられた砂礫が高まり集ったものである。

カスプは砂浜の勾配が大きいかほど発達し易い。表5は、山内(1963)が調査した茨城県海岸のカスプの平均波長(間隔)を示したものである。彼は各地のカスプ間隔の平均値を各季節で比較し、カスプ間隔が夏から秋にかけて拡がり、秋から冬にかけて狭くなることを示し、夏から秋にかけての波高の増大がその原因であると述べている(図10)。

茂木(1971)は東海村海岸について次のように述べている。「東海村海岸には距離約2000mの大凹凸入部があり、その中に波長約300mの大カスプが

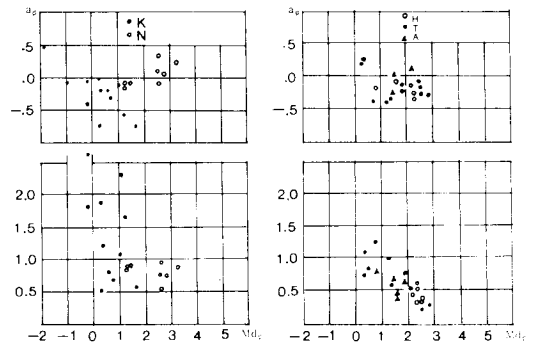


図8 河川堆積物および汀線堆積物の粒度分布ダイヤグラム(奈須・飯島, 1959による)

左: 河川堆積物 (K: 久慈川, N: 那珂川)  
 右: 汀線堆積物 (H: 日立海岸, T: 東海村海岸, A: 磯崎一大洗海岸)

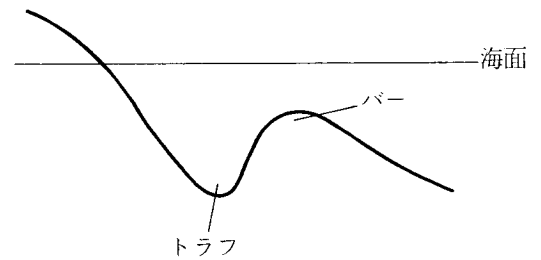


図9 1段バー海岸の断面模式図(茂木, 1971による)

存在し、更に60~30mの通常のカスプが存在する。このうち大湾入部は一続きのバーに対応して存在し、大突出部はそれらのバーの切れ目に相当し、300mのSpanを有する湾入部は、一続きのバーの中に見られる次のOrderの起伏に一致することが明らかである。この300m波長の大カスプに一致して通常のカスプの一周期が存在する。これらの対応関係がかなり固く結びついていることは、バーの海岸に沿う移動に伴って、海岸のこの波状の屈曲も移動することから知ることができる(図11)。1956年12月当時のバーは翌年8月には100~300m南に移動していた。バーとトラフの比高断面をみると、移動方向に比高が大きく、後方に減少する。この期間の風向は圧倒的に北北東が卓越しているから、沿岸流によって砂

表5 各地のカスポ間の幅員

	調査 地区	調査 月日	Cusp Spacing (m)	
			後浜	前浜
			上段	下段
常	磯原	7-26	25	
		10-11	47	30
		12-9	34	25
磐	高萩	7-23	39	29
		10-11	38	
		12-9	34	25
磐	東海村	7-23	35	25
		10-12	42	42
		12-7	42	22
磐	夏海村	7-27	21	
		10-3	32	

(山内 1963 による)

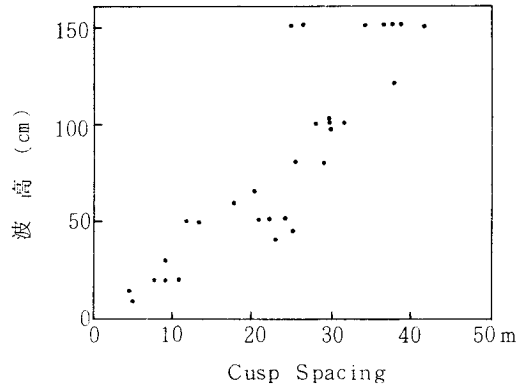


図10 Cusp Spacingと高波との相関関係図(山内, 1963による)

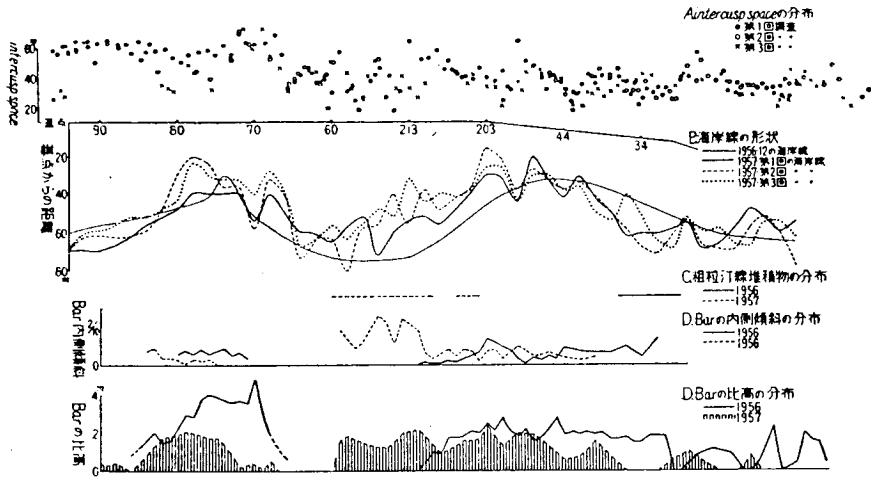


図11 海岸線の形状および bar, cusp との関係(東海村海岸の例)

(茂木, 1971 による)

がバーに運ばれ、バーの南端に堆積して行ったものであろう。バーの南端が堆積によって浅くなると、砕波も大きくなり、前面のトラフも深められるに違いない。このバーの移動に伴って海岸線の屈曲も同時に南の方に移動した。海岸や前浜の下部斜面に突出部があると、斜めに入った波によって突出部の前面から砂が洗われ、その下流側(裏側)に堆積するため、この海岸の屈曲は次第に流れの方向に移動するのである」。

永田(1964)は東海村海岸の砕波帯で波による底面での流れと浮遊砂を測定した。それによると(図12)、砕波直前(c)の波は底面で著しい岸向きの流れが卓越している。砕波点(b)では前浜からの backwash の影響を受けて岸向きの流速はやや減少するのだが、波が崩れ落ちる plunging point (E) では逆に冲向きの流れが著しく卓越するようになる。前浜(F)で再び等速の swash と backwash が生ずるのは、波が崩れ落ちた所で急速に水位の上昇が起

り、その位置エネルギーがswashに変わるためであるという。各測点における底面から20cmの高さの岸向き、沖向きの浮遊砂の総量は、C、D、Eで1：4：7の割合であった。E点では流れの強さとは逆に岸向きの砂量が沖向きの三倍であり、沖向きの砂は中砂であったが、岸向きの砂には多数の細礫が含まれていたという。

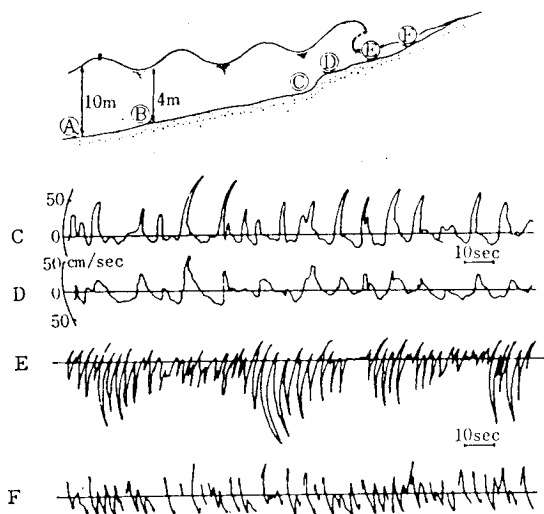


図12 砕波前後および前浜での水粒子の軌道運動

上図はその測点を示す。記録のO線より上方は岸向きの流れ、下方は沖向きの流れを示す（NAGATA, 1964による）

## 2. 鹿島灘海岸

この海岸は大洗岬から南南東に緩かな弓状の曲線を描いて利根川河口に至る単調な輪郭の緩傾斜砂浜海岸で、広い洪積台地（鹿島台地）や海岸低地（沖積平野）が連らなっており、我が国でも有数な鹿島灘砂丘海岸を形成している。この海岸地域は東に鹿島浦、西は北浦、利根川下流に限られ、南南東へ半島状に延び、鹿島半島ともいわれている。鹿島町以北には台地、以南には砂丘が発達し、前者を鹿島台地、後者を鹿島砂丘と呼んでいる（高橋、1968）。海岸線の全長は約74kmであり、前記の後背地から当海岸は、更に、鹿島台地海岸（大洗岬～鹿島港）と

鹿島砂丘海岸（鹿島港～利根川河口）の二つに分けるのが妥当と考えられる。

### ○鹿島台地海岸

この海岸は後背地に鹿島台地をひかえ、大洗町付近では基盤に前述の大洗層が存在しているが、それ以南になると成田層を基盤としている。鹿島台地は関東造盆地運動によって隆起した波状起伏の洪積台地で、地質は上部より関東ローム、その下が成田層上部、下部、一番下が銚田層となっている。（蜂須ら、1977）。銚田層は前出の藪層に相当するもので（表3）、成田層群に入る。

成田層群は貝化石を多量に含む洪積統である。鹿島台地は海岸に平行して海に迫り、30m～40mの急崖をもって終っている。この急崖の縁辺に狭長な砂浜が付着しており、崖線は南方ほど汀線から遠ざかり、崖下の浜の幅が増大している。この地域の台地上には浜から吹き上げられた砂によって、台地から5～10mの比高を持つ砂丘が形成されている（町田、1968）。大小志崎での鹿島台地から海岸までの地形断面の模式図を図13に示した。この付近の地形は大体図のようになっており、海岸地形の種類では離れ海岸と呼ばれ、陸地の隆起あるいは海面の低下によって新たに陸地となった海岸で、そこに十分な砂の供給地と卓越風の存在による砂丘が形成されたのである（蜂須ら、1977）。

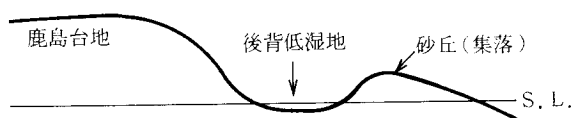


図13 大小志崎付近東西方向の地形断面模式図（蜂須ら、1977による）

鹿島台地から鹿島灘へ抜ける河川は小河川が2～3本であるが、後背地面積が狭く干川となっている。全海岸線長は約35kmである。当海岸もバー海岸であり、バー海岸は潮差の小さい海岸に限られ、その限界は大潮差2.5mである。

バーは海岸に対して互いに平行に分布し、当海岸は一系列のバーをもった一段バー海岸であり、バーの頂部の平均水深は1.5 mで最大値は水深2.4 mである(茂木, 1971)。

### ○鹿島砂丘海岸

この海岸は典型的な砂浜海岸で、低い沖積低地が広がり、北浦、霞ヶ浦、利根川などの沖積低地に続いている(町田, 1968)。鹿島砂丘は鹿島台地の南端から利根川河口の波崎に至る利根川左岸の地域である。神之池東方の八光台砂丘(27.6 m)、その南の昇天台砂丘(26.2 m)、知手台砂丘(37.9 m)、宝山砂丘(19.3 m)は標式的なものである。これらの砂丘は土地の隆起のために侵食期に入り、砂丘頂には凹陥地が生じ西側斜面に馬蹄形の凹地がえぐられている。この地域の基盤は息栖層と呼ばれる砂礫層で前述の鉢田層に相当し、成田層群に入る。鹿島浦海岸に平行に発達する高度5~15 mの小砂丘は息栖層の上に新期の粗砂が堆積して生成された浜堤が母体となって発達したものである。また、利根川に沿って標高6 m位の浜堤状小砂丘列が息栖から波崎町矢田部付近まで断続的に分布するが、これは自然堤防または一種の河畔砂丘と考えられる。以上のように鹿島砂丘は侵食期に入った旧期大砂丘、成長期の新期海岸砂丘、利根川沿岸の河畔砂丘と三類型に分けられる(高橋, 1968)。当海岸の砂丘の分布を図14に示した。

この海岸に流出している河川は我が国最大の利根川のみであり、全海岸線長は約39 kmである。当海岸もバー海岸で、一系列のバーをもった一段バー海岸であるが、南端の利根川河口付近では二段バー海岸となっている。

鹿島海岸での底質移動の方向は波向と一致して大体海岸に向っている。その傾向は水深15 m付近まで認められるから、Neutral pointは少なくとも水深15 mの外にあると見られる。バー付近に見られる横向き砂移動は沿岸帯では沿岸流の影響があらわれることを示すものであろう(茂木, 1971)。

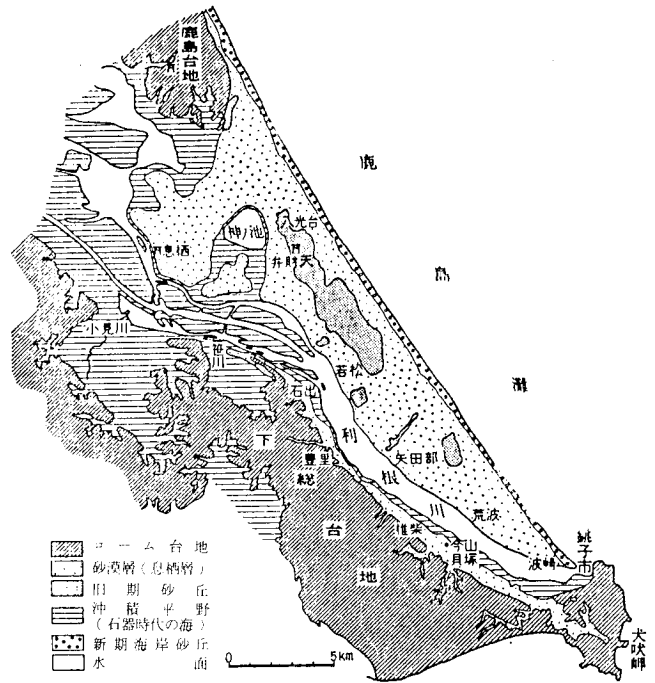


図14 鹿島半島における砂丘の分布  
(多田, 1948による)

## 大陸棚の地形と地質

大陸棚とは、大陸のまわりの低潮線から、深海に向って傾斜が急に増大するところまでの海域をいい、水深が急に増大するところを、大陸棚の外縁と呼んでいる。大陸棚の外縁水深は所により異なるが、その値は大体水深130 m程である。一般に大陸棚は極めて平坦な地形として知られていて、その平均の傾斜は、1.7/1000(0.06分)程であり、人間の目が判別できる傾斜は0.17分程であるというから、その平らの程度を推定することができよう。元来、大陸棚とは地形学的な用語であるが、法律学上では、低潮線から水深200 mまでをもって大陸棚と定義している(星野, 1971)。

### 1. 常磐南部沖の海底地形と地質

図15に常磐南部沖の海底地形図を示した。小名浜から久慈川に連なるこの海域の海底地形は水深20 m以浅は幅2 kmの現海成面で、20 m~50 mは起伏に富みこれは海底谷と海底谷間の海脚とによるものである(茂木, 岩淵, 1961)。この海底谷は溺れ谷であり、陸

上の谷と関連を有し、幅の狭い溺れ谷は短小な陸上の谷と、幅広い谷は陸上の沖積平野とつながっている。(佐藤, 1970)。水深20m以浅の海底は陸上地形と対応したかたちで広がり、山地海岸では岩の露出した海底の岬が沖の方にのびて、起伏ある地形を示しており、沖積平野の海岸ではかなりの厚さの砂で埋積されている(いわき市, 1973)。川尻以南の20m以浅の海底は複雑な地形で、底質は岩盤である。海岸は比高10mの海蝕崖が連綿と連なる所で岩盤の露出している所は、目下波浪その他によって浸食されつつある侵蝕面であり、砂の分布している所は、砂の堆積面であると考えられる。小名浜の沖積層下には地下15m付近に薄い礫層が存在し、大津付近の海岸の地下15m付近で多質層群に達することから、水深20m以浅の砂質堆積物の厚さは約15m内外であろう。水深20m以深の海底は前述のごとく、極めて明瞭な海底谷と海脚の交互する起伏のある海底である。これらの谷には谷幅の広い谷と谷幅の狭い谷との二つの

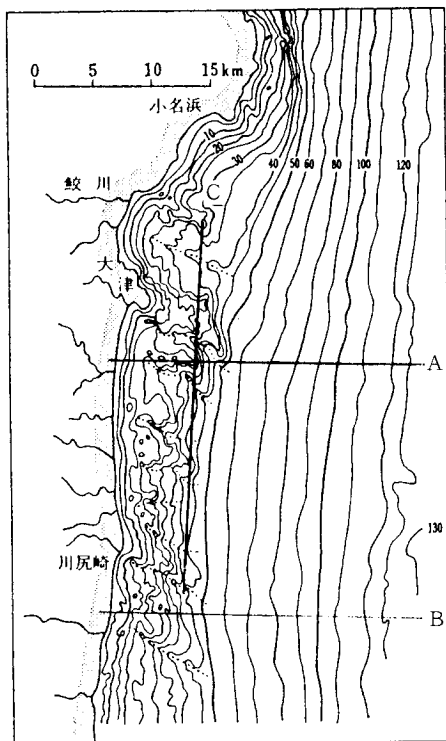


図15 常磐南部沖海底地形図  
(茂木, 岩淵, 1961による)

タイプがあり、前者は花園川, 関根川, 花貫川などの比較的大きな河川の沖に存在するものであり、後者は短小な河川に続くものであり、海底谷は明らかに陸上河川と密接に結びついている(茂木, 岩淵, 1961)。

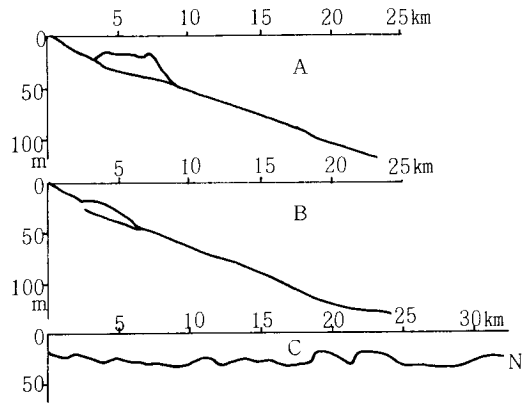
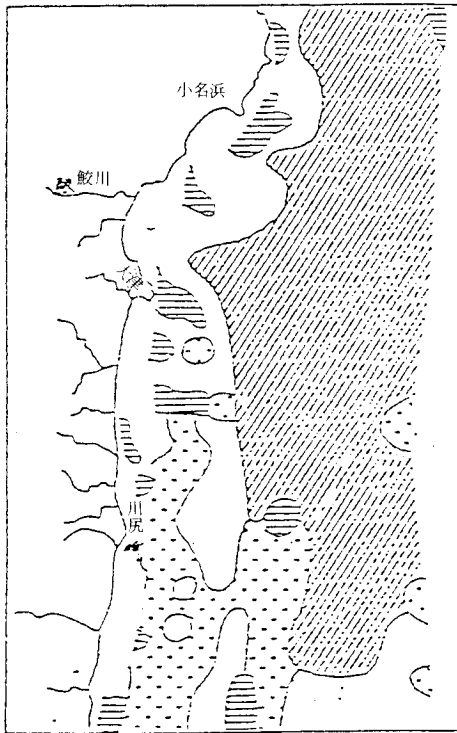


図16 常磐南部沖海底断面図  
(図15のA, B, C線)  
(茂木, 岩淵, 1961による)

海底谷間に見られる海脚の地形をみると図16に示したように、いずれも15~20mの一様な水深を示し、表面は平坦で、その周囲の斜面は急峻で特に各海脚の南側斜面に共通して急崖が見られる。海脚の分布と陸上地形との関係を見ると、陸上の各河川間に発達している段丘の分布と海脚の分布と一致している。すなわち段丘の広く発達している海岸の沖には広い海脚が発達しており(関根川北岸段丘)、段丘が狭い所では、海脚もその延長上に狭く帯状に発達している(花園川北岸, 南岸段丘, 花貫川南岸段丘)(茂木, 岩淵, 1961)。

この海域の底質の分布は図17に示したように、岩盤は広く水深50m以浅の海底から採取されている。その岩質は第三系の凝灰質砂岩及びシルト岩である。各海脚からは岩盤が採取されており、その上に薄く礫、貝殻、砂をのせている。海脚間の広い谷内及びそれに続く水深30~50mの平坦面上からも岩盤が採取されている。礫はこれらの岩盤を覆って広く分布している。礫種は珪質岩、砂岩、片岩などで場所によっては角閃岩も存在する。しかし圧倒的に多いのは珪質岩である。これらの礫の分布をみると川尻以北において



岩盤 礫・貝殻堆積物 砂質堆積物 泥質堆積物

図 17 常磐南部沖底質分布図  
(茂木, 岩淵 1961 による)

は水深30m以深の平坦面上にのみ分布し、谷の内部は砂によって埋められているが、川尻以南においては水深50m以浅の海底に広く分布している。砂質堆積物は北部に多く、南部に少ない(茂木, 岩淵, 1961)。水深50m以深の海底は水深110~140mに見られる平坦面と、50mから110mにわたる斜面部とからなる。この斜面部は傾斜20分のゆるやかな斜面で、その幅は約12kmに達する。ここの底質は細砂、泥が圧倒的である。しかし川尻付近より南部では粗粒で砂が多く、水深80m付近まで小礫を含む。110~140m平坦面は殆んど水平である。底質はやや粗粒となり、粒砂、小礫、細砂などである(茂木, 岩淵, 1961)。

## 2. 東海村沖の海底地形と地質

図18に東海村沖海底地形と古久慈川の堆積谷を示した。この海域の大陸棚の幅は約27kmで外縁の水深は140mである。水深7~12m間及び25~50m間に

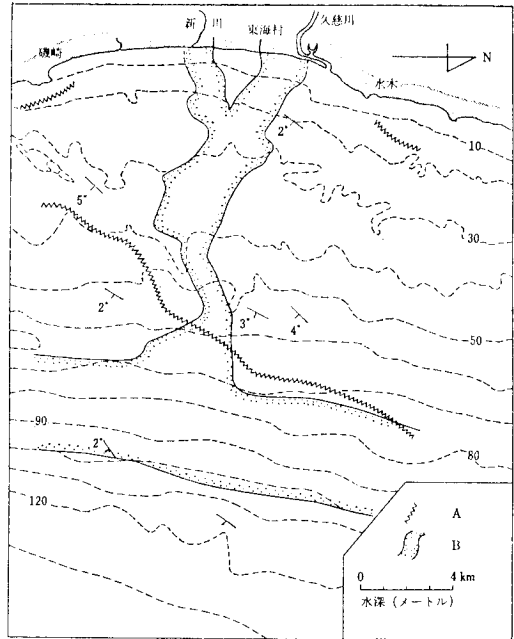


図 18 東海村沖の古久慈川  
(加賀美・奈須, 1964 による)

[ Aは地層の境界, Bは古久慈川と古汀線堆積物の境界 ]

やや平坦な所が存在し、段丘面を成しており、12~25mは斜面である。水深20m以浅での底質は海岸砂が一般に粗く、海底に入ると、バーの所で複雑な分布を示すが、漸次沖の方に細砂となっている。ここが現在の海面に関して形成されつつある海成面(現海成面)であり、幅は約1.5kmである。水深20m以深では礫や岩盤が不規則に分布している。水深25~50m平坦面をみると、全体的には平坦であるが、表面は起伏に富み、幅は12kmもある。この起伏は10m内外の凹凸であり、地形上では明瞭ではないが、海底谷によるものである。ここの海底地形と底質分布との関係は地形の高所に岩盤が露出し、低所を埋めて礫が分布している。この25m以深における礫の分布(図19)をみると、一つは新川の東北4kmの沖合から沖の方にわたって広く分布している礫帯がある。この礫帯は水深20m以浅の砂帯から連続し、1km以上の幅をもちながら沖の方に広がっている。他は久慈川河口の東方及び東北方4kmの沖合にみられる礫帯であっ

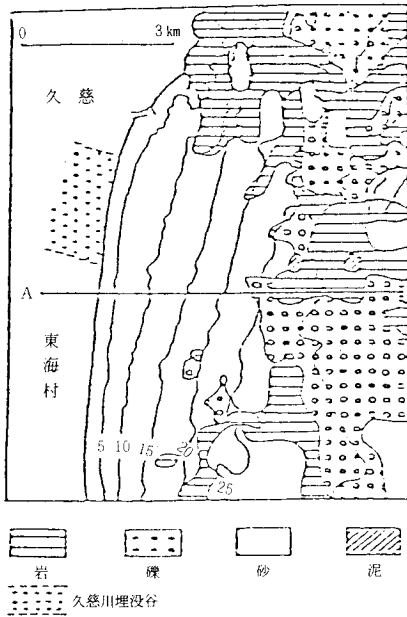


図19 東海村沖における底質分布図  
(茂木, 岩淵, 1961による)

て、この礫帯は20m以浅の砂帯との間に広い岩盤帯をはさんで、砂帯とは連続しない(茂木, 岩淵, 1961)。

水深50m以深の海底は50~100m間はゆるやかに沖の方に傾いた斜面があり、水深110m付近に至ると、再び平坦となり、陸棚外縁平坦面に移る。この50~100m斜面は傾斜30分で非常にゆるく、表面は平坦でその幅は5.5kmに達している。水深110~140mの陸棚外縁平坦面は幅20km、傾斜約30秒の水平に近い平坦面で、表面には起伏がない。底質は砂である。

前述のごとく、ここの海底谷は埋めつくされていて、海底下の埋積谷は海底地形からは不明瞭であったが(佐藤, 1974)、ボーリングや音波探査により、有名な古久慈川が加賀美ら(1961)によって発見された。

日立海岸においては海岸の地質で述べたとおり大陸棚上に多賀層群の地層が広く分布し、川尻沖6km、水深45m付近には最上部層の富岡層が向斜構造を示して南北に広がっている。図20はボーリング資料に基づく基盤第三紀層の上面の深度である。北部には古い川の跡らしい地面下55±5m程の深さがみら

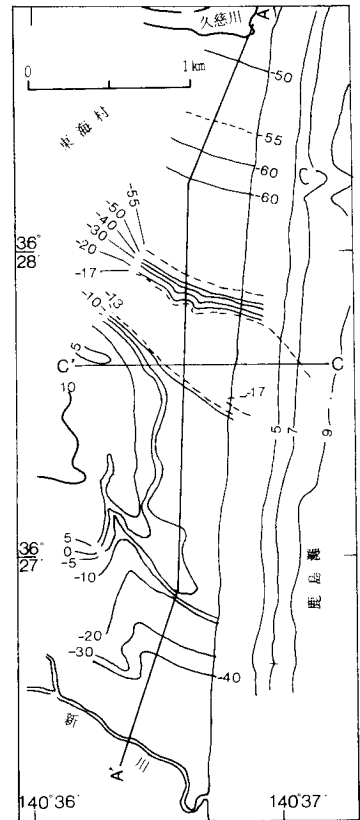


図20 東海村付近の基盤深度  
(奈須, 加賀美, 1970による)

れる。その幅は2.5kmにも及ぶ広大なものである。南部にはこの古い川の支流らしいものが認められる。北部の川の跡の南岸には川沿いに地面下15mの深さの面が認められる。

図21は図20の海岸沿いのA-A'線に沿う地下構造、図22は同じくC-C'線に沿う地下構造である。A-A'断面では古久慈川と古新川の浸食谷が後氷期の海水準上昇の時期(海進期)及びそれに続く海水準安定の時期を通じて、すっかり埋積されていることを示している。礫層や砂層が泥層の中にはさまれており、これらの新しい堆積層は沖積層である。この断面の地下15m面はその上に礫層をのせているが、その面とこの礫層は古い河床面でその後の地下55m±5m面の谷の形成のときに下刻され残された河岸段丘面であろう。

C-C'断面でその基底面の直上にある礫層は前記



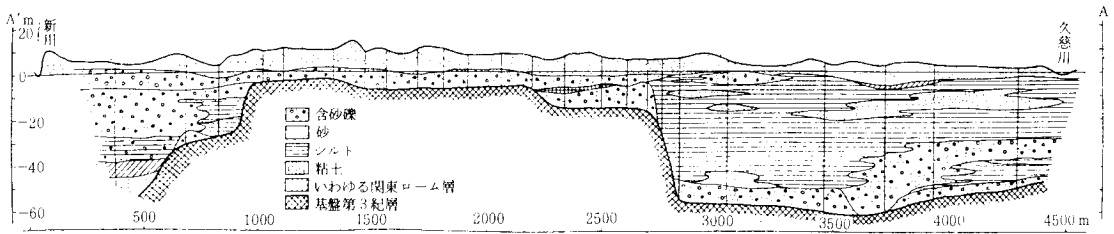


図21 図20のA-A'の地質断面図（奈須，加賀美，1970による）

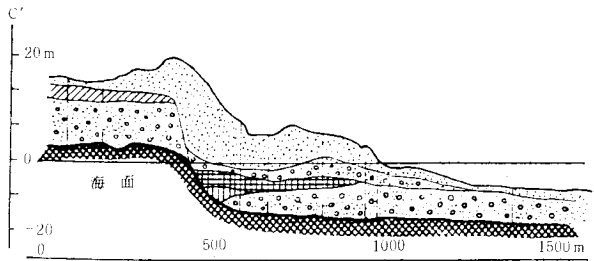


図22 図20のC-C'の地質断面図（奈須，加賀美，1970による）

の地下15 m面上の礫層の連続で、古い時代の堆積物が残留したものであろう。その上に新しい現世堆積物である砂層が海から海岸へ向ってくさび状に堆積している。沖へ向って水深20m前後でこのくさび型砂層は薄失し、それより沖の大陸棚上では、基底面上の礫あるいは粗粒堆積物、または基盤そのものが海面上に露呈することを示唆している。この図の左方の厚い礫層、及びその上にある斜線の入った層はもっと古いもので、後者は関東ローム層である（奈須，加賀美，1970）。

図18では古久慈川や古新川の埋積された旧河床が海岸の地地下60mにあり、この旧河谷が大陸棚の下を沖の方に続いて地地下70~100 mの旧海岸線で終わっている状態が追跡される。川の跡でない場所は基盤が海底面に迫り、上に薄く古い堆積物あるいは新しい泥質を薄くのせているに過ぎない（茂木，1970）。

### 3. 鹿島灘の海底地形と地質

海底地形は水深約50m付近を境に、それ以浅の平坦な海底と、以深のやや急斜した海底とに分けられる。水深50m以浅の海底には著しい谷状の地形が発達し、その始まる深さ水深約20m付近を境に、更にその以浅のなめらかな海底と、以深の起伏の激しい

海底とに分けられる。20m以浅の海底は現海成面で、その幅は約2.5kmで殆んど一様であるが、大洗岬の南部では那珂川の影響をうけて幅6kmと広くなっており、これは三角州的性質を有するものであろう。

水深20~50mにわたる海底は全体的に平坦（段丘面）であるが、その表面は図23に示すごとく比高10m未満の多数の谷（溺れ谷）によって刻まれた起伏

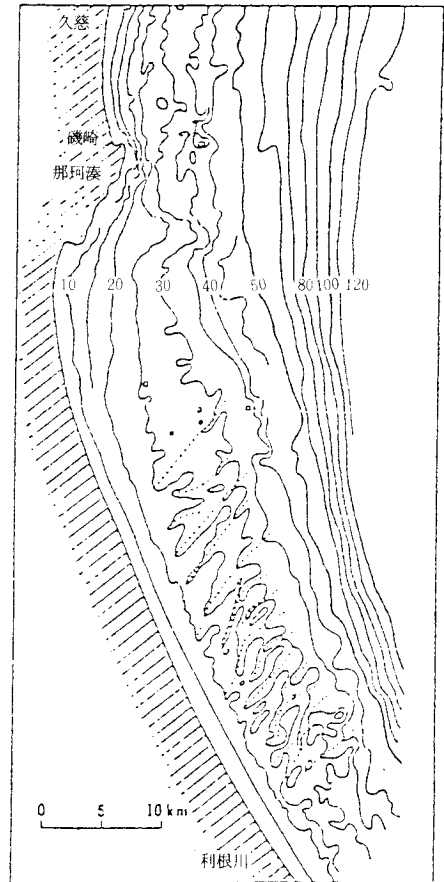


図23 鹿島灘の大陸棚（茂木，岩淵，1961による）

## 気 候

の激しい海底である。これらの谷状地形は鹿島丘陵中部以南の海底に広く分布しており、谷の方向は何れも北北東で互いに平行している。海底谷間の間隔は約2 kmで、ほぼ同間隔に配列している。これらの海底谷は水深20～50 m平坦面上で消失している。20～50 m平坦面の外縁水深は南部で40～50 m、北部で50～60である。

この地域の底質は殆んどが砂質で、含まれる礫も少なく、且つ一般に細粒である(図24)。

50 m以深の海底は急斜して水深110～130 mの陸棚外縁平坦面に移る。水深50～110 mにわたる斜面は約1度の傾斜をもっている。110～130 m平坦面も、この地域に入ると幅を減じ、平坦面の傾斜は35分となり増大する。大陸棚の幅は南部で20 kmほどである(茂木, 岩淵, 1961)。

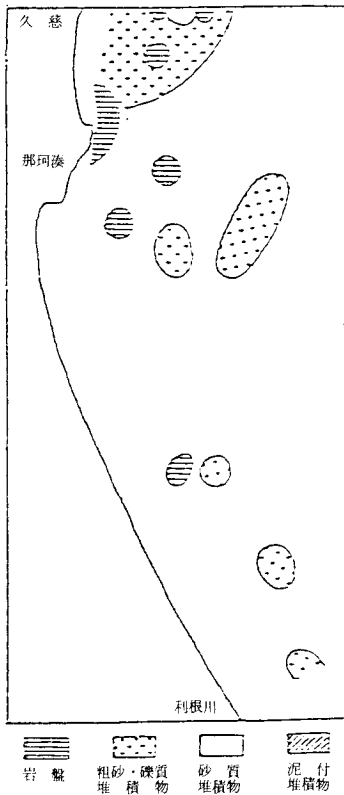


図24 鹿島灘底質分布図  
(茂木, 岩淵, 1961による)

茨城県の気候は、気候区分では温帯気候の太平洋岸式気候に属し、全体的にみると北関東の各県のうちでは最も温和である。太平洋に面した海岸地域はもちろん、内陸地域でも高山がなく地形が比較的平坦であるうえに、平野部でも関東平野内陸部の気温較差の大きい地域に属する部分は少ない。従って一般的に極端な低温、高温は現われにくく、年降水量平年値は大部分の地域が1400 mm前後である。しかし、細かくみると、筑波山麓では局地的にかなりの低温が出現し易い地域もあり、また海の影響以外に霞ヶ浦、北浦などの湖や北部の八溝、阿武隈などの丘陵性山地の地域的影響で、県内の気候にも地域的にかなりの変化がある。

茨城県の気候の最も著しい特徴は、北東気流の影響を強く受けることである。この点で、茨城県の気候は東北地方の太平洋岸の諸地域の気候と似ていて、夏季に北東気流の強い年には冷害が起ることもある(河村, 1968)。

### 1. 気温及び降水量

表6には沿岸域各都市の月平均気温を示した。選んだ都市は水戸を除いて主要河川の河口域にあたる。この表をみると、やや内陸に入った水戸での気温と沿岸域の気温とではかなりの差があり、その違いは暖候期におけるより、寒候期において特に著しい。たとえば、水戸と銚子の気温差は1月には3.5℃もあるが、8月には0.2℃の差があるに過ぎない。これは海水の比熱が陸地のそれに比べて大きく、沿岸部ではその影響を強く受けるからである(和達ら, 1958)。

最寒月(1月)の月平均気温が最も高い地域は大津～日立の海岸一帯である。冬期の日最高気温は山地を除き県内の地域差が冬期間を通して1℃以下で非常に小さいが、日最低気温の地域差はかなり大きく、内陸と海岸地域との間で前述のごとく平均値で4℃内外かそれ以上の差がある(図25)。

夏季の気温分布では日最低気温の地域差が非常に

表6 沿岸域各都市の月平均気温

都市名 \ 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計	統計年次
小名浜	3.0	3.1	5.7	10.7	14.9	18.3	21.9	24.1	20.9	15.3	10.3	5.6	12.8	1941～1970
日立	4.3	5.3	7.7	12.0	15.9	18.5	22.8	24.4	21.7	16.5	11.1	8.2	14.1	1957～1974
那珂湊	3.5	4.5	7.1	11.9	15.6	18.2	22.1	24.2	21.6	16.3	11.1	6.2	13.5	1953～1966
水戸	2.2	2.8	5.8	11.4	15.9	19.4	23.2	24.8	21.1	15.2	9.8	4.7	13.0	1941～1970
銚子	5.7	6.0	8.6	13.1	16.7	19.4	22.9	25.0	22.8	18.1	13.5	8.5	15.1	1941～1970

小名浜、水戸、銚子は理科年表(1980)、那珂湊是那珂湊の気候(1968)、日立は気象年報(1958～1975)より



図25 茨城県における1月の日最低気温(°C)の分布  
(河村, 1968による)

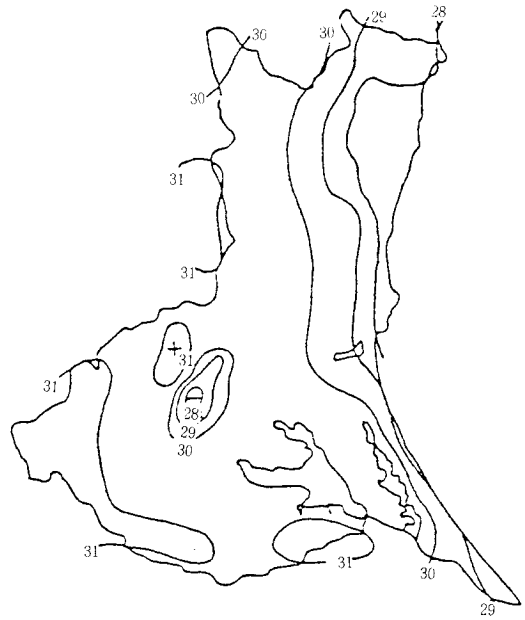


図26 茨城県における8月の日最高気温(°C)の分布  
(河村, 1968による)

小さく(平野部で1°C以下)、逆に日最高気温の地域差が大きい(平野部で3°C以上)(図26)。季節による気温分布の差異をもたらす原因の一つとして、海陸風の影響を考慮することができる。即ち、夏期は海水温と日最低気温の差は小さいが、陸地の昼間の気温との差が大きいため海風が発達する。そして直接海風の影響が及ぶ沿岸地域では気温の上昇が妨げられ、日最高気温が低くおさえられる(河村, 1968)。春期と秋期は冬期と夏期との季節の推移の過渡的

状態で、気温は冬期と夏期との中間的な地域差を示す。春先には北東気流や南西気流が発達し易く、茨城県の南部及び北東部は気流の通路にあたるために、内陸部の通路からはずれる地域との間に不連続的な気温差が現われる。また、春、秋に移動性高気圧に覆われる時には、台地一帯をはじめ内陸部では夜間の気温がかなり下がり、特に春は晩霜のために、霜害がおり易い。霜の終日は地域差がかなり大きく、平均状態で海岸地方では3月上旬、平野部で4月中

表7 沿岸域各都市の月平均降水量

都市名 \ 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年	統計年次
小名浜	43	56	101	114	139	172	140	128	173	187	91	53	1396	1941～1970
日立	41	64	91	106	164	199	141	135	168	157	65	71	1402	1957～1974
那珂湊	48	59	95	97	158	172	114	123	168	178	75	64	1351	1953～1966
水戸	43	55	97	106	142	185	144	126	167	176	82	55	1377	1941～1970
銚子	86	105	135	131	166	188	112	130	177	251	153	84	1729	1941～1970

(単位 mm)

旬、山地では4月下旬である(河村, 1968)。

表7に沿岸域各都市での月平均降水量を示した。選んだ基準は気温の場合と同様である。この表から当地方の降水量分布の気候的特徴は地域差が小さいことである。年降水量は、最多雨域である阿武隈山地でも約1700mmにすぎず、内陸平野部の最少雨域の約1300mmと比べて3割程度多いだけである(図27)。

当地方の降水の主な原因は当地方の南東を通過する低気圧、台風及び前線などであって、このような時の風向は北東系になるので山地の東側に多く、かつそれらの擾乱に近い南東部で多量になる(茨城水試, 1968)。年間を通して月降水量の地域差が最も

大きい7、8月でも、最多雨域である阿武隈山地で190mm前後、最小雨域である県南東部の海岸地域では、120mm程度である。しかし、最大日降水量の分布では、これらの平均降水量の分布とは異なり、はるかに地域差が大きい。特に阿武隈山地の太平洋に面した斜面では、主として台風の影響で大雨が降ることがあり、時には、300mm以上に達することさえある。これに対して平野部では、これまでに観測された最大日降水量は200mm程度である(河村, 1968)。

次に月別の降水量分布をみると、冬期の降水量は県全域にわたって少ないが、相対的には海岸地域に多く、内陸では山地、平地の別なく少ない。このことは当地方が表日本型気候区に属していることを物語るもので、北部山地も季節風の雪の量は極めて少ない。冬期の当地方の降水量はその殆んどが、本州の太平洋岸沿いに東進する南海低気圧や、北高型の気圧配置のときの北東気流によってもたらされる降水の影響が多い。4月から9月に至る暖候期の間は、阿武隈山地の降水量の多いのが顕著な特徴の一つで、6月から8月までの間は海岸地域よりも内陸の降水量が多く、10月から3月までの寒候期の降水量分布と全く逆の分布傾向を示している。このように夏期に内陸部の降水量が多いのは主として雷雨の影響である(河村, 1968)。

当地方の降雨量のピークは二つに分かれ、一方は5、6月にみられるもので、これは梅雨前線に起因するピークであり、他方は9月、10月にみられ、夏期の豪雨台風に起因するものである。

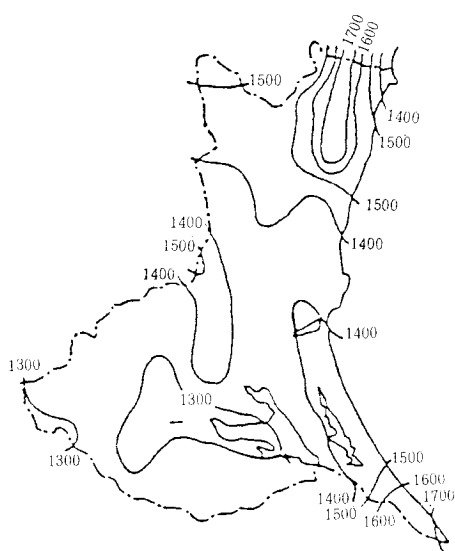


図27 茨城県の降水量(mm)の分布(全年)  
(河村, 1968による)

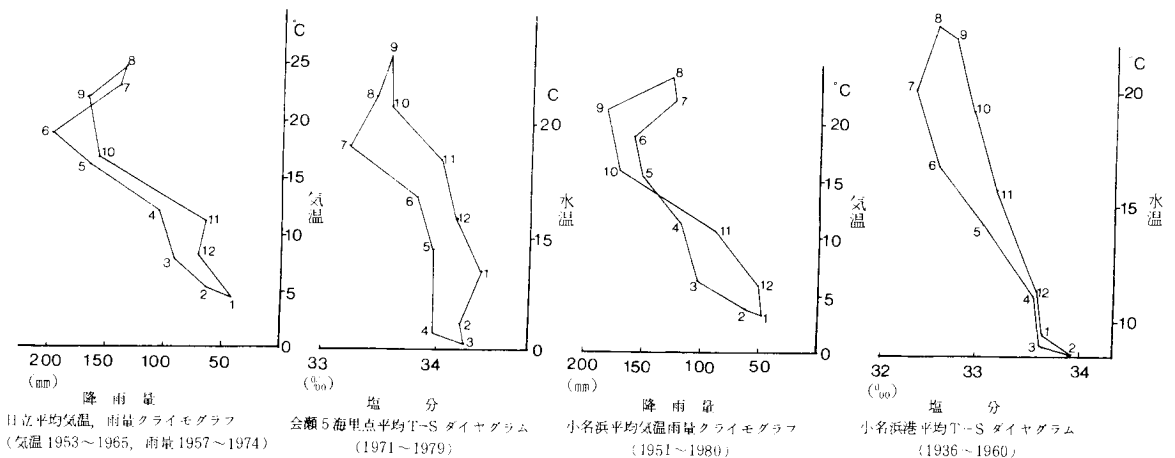
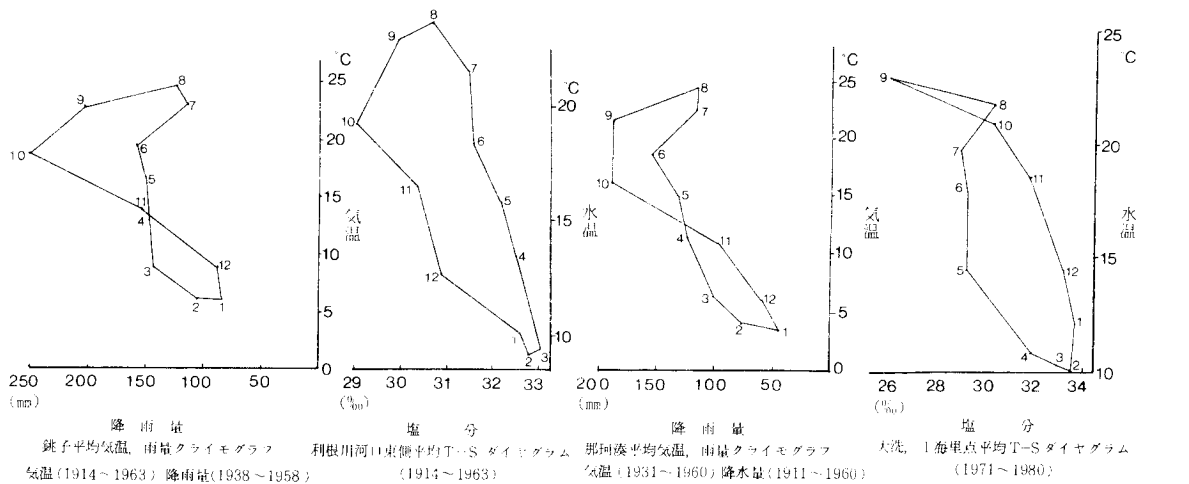


図28 沿岸主要都市付近におけるクライモグラフ及びT-Sダイアグラム  
(気温、降水量は表6、表7による)

図28に当地方の代表的沿岸都市の平均気温、雨量のクライモグラフ及びこの項ではふれないが、河川水量との関係からその都市を流れる主要河川の河口付近の平均水温、塩分のT-Sダイアグラムを示した。クライモグラフの横軸の降水量日盛を一般にとられている日盛と逆向きにとってあるのは、右のT-Sダイアグラムと比較する際に便利であるという理由による(川合、1965)。これらのクライモグラフをみると8の字型を示しており、これは表日本型気候区うちの海洋性気候の特徴である。南側の都市ほど頭でっかちになっており、北に行くにしたが

って頭の幅が狭くなっている。どのグラフも夏は高温で降水量が多いので、点が左上に集まり、冬は低温で降水量が少ないので、点は右下に集まっている。このため左上から右下にのびる形となっている。日立市のクライモグラフは5、6月の降水量が9、10月の降水量より多いため、他の三都市とは異なった形をしており、これはやや内陸に入った水戸市や東京都のグラフと同じで、観測所が多賀山地の縁辺にあることに起因すると考えられる。

## 2. 風

風向は図29に示すように、冬は南部では西風が卓

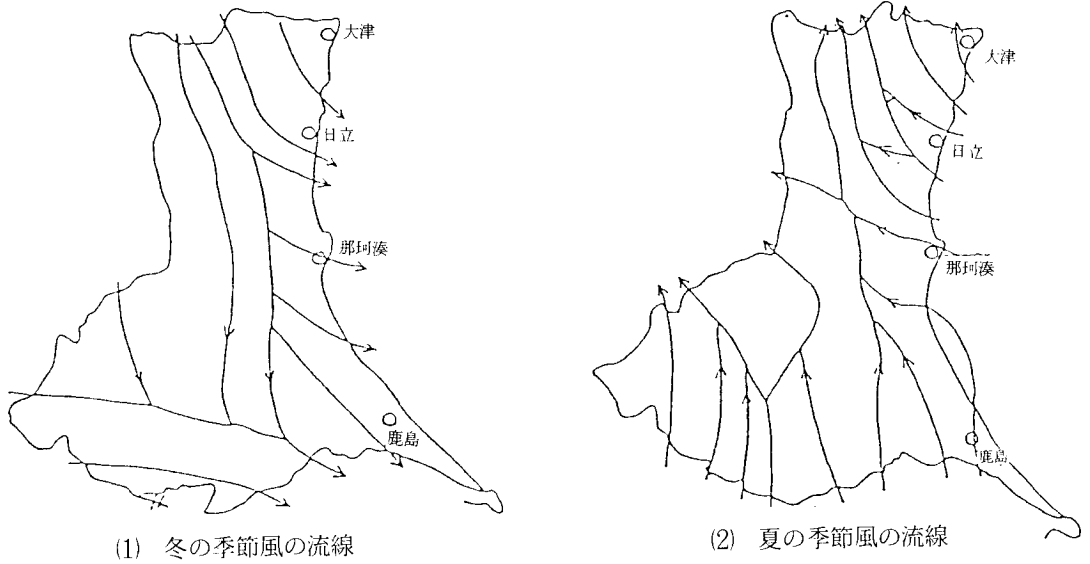


図 29 茨城県の冬と夏の風向（茨城水試，1968による）

越するが、中部以北では北西風、北風の頻度が多くなる。

夏は南部では南風が卓越するが、中部以北では東の成分をもつ風の度数が増加する。これは海風の影響である。小名浜での風向は春（3～5月）に北西～北東の風が卓越し、次いで南南西～南南東の風がやや多い。夏（6～8月）には南西～南東の風が卓越し、北北西～北東の風がそれに次いで多い。秋（9～11月）と冬（12～2月）には、北西～北北東の風が卓越し、南寄りの風がこれに次いで多くなっている。全年を通して、北西～南西及び北東～南東の風が非常に少ないのが特徴である。那珂湊では春は一定した風向がなく、北東と南の風が交互に吹き、夏は北東と南ないし南東風が卓越し、秋と冬は北西風が卓越している（茨城水試，1968）。鹿島では春には北東ないし南西の風が、夏には北ないし南の風が卓越している。秋には北北東～北東の風が、冬には西ないし東の風が卓越している（二港建他，1966）。天気が良く、気圧傾度が小さくて一般流が弱い時、陸上では海上に比べ気温の日変化が大きい。従って海上と陸上とを比べると、昼は陸上が相対的に暖かく、夜は冷たい。そのために海岸付近の陸上では昼には海から陸に向う海風が吹き、夜には逆に

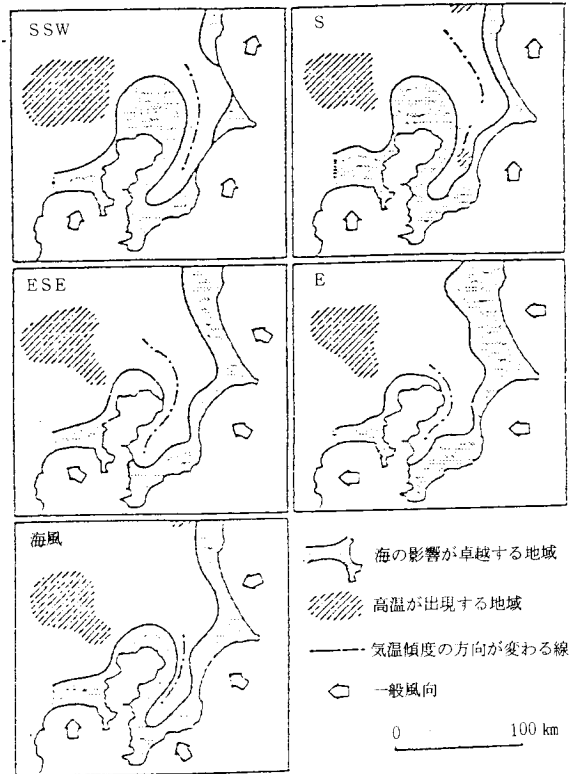


図 30 関東地方における一般風向に応じた海の影響の及ぶ範囲（Kayane, 1966による）

陸から海に向う陸風が吹く（茨城水試，1968）。当地方においては特に海風が発達する。図30は一般風向に応じて、海岸付近の気温分布に現われる海の影響の範囲が異なることを示している（Kayane, 1966）。例えば、東の一般風向の時は、房総南部から鹿島灘にかけては、海岸から30km位内陸まで海の影響が現われる。これは海風の方向と一般風向が一致したために、このような内陸まで海の影響が認められるようになるわけである。

表8に当沿岸域の中心地である那珂湊における海陸風の交替時刻頻度を示した。那珂湊の海風の方向は南東、陸風の方向は北西～北北西で、季節によってその交替時刻が変動する。陸風から海風になる時刻は10月から3月までの寒候期は11時前後に、5月から9月までの暖候期にはそれより早く8～9時頃であり、また、海風から陸風になる時刻は11月から2月までの寒候期は17～19時頃に、6月から8月の夏期は22時前後のことが多い（茨城水試，1968）。

表8 海陸風の交替時刻頻度表

（1953年～1953年）

月\時	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	1	2	
1					3	5	1	2				4	2	3		1	1					
2					3		4	2				3	3	6	3	4	1		1			
3					5		5						1	6	6	6	2	1	1			
4				3	3	4	2							5	5	5	3	3	2			
5		1	5	8	9	1								5	5	3		5	2			
6	2	3	7	8												2	3	1	2			1
7		2	3	4											1	2	3	2	4	1		
8	2	4	5	2										1	1	2	4	4	4	2		
9	3	7	8		3	5							3	1	3	3	2	1	5			
10			4	4	6	10	2						2	4	5	3	3	1				
11						5	7	2				3	4	3	2	2						
12					2	7	4	1					6	5	2	1						

（茨水試，1968による）

鹿島灘での海風、陸風の割合は第二港建他(1966)によると、全風向を分けた場合57.2%対42.8%になり、海風がやや多くなっている。

図31に当地方の主要都市の月別平均風速を示した。

この図をみると平均風速は春は大きく、これは日本海方面にしばしば低気圧が発達し、しかも帯在期間が長いので平均風速も大きくなっている。春に次いで大きいのは秋で、台風シーズンであるためのものであるが、小名浜などの北部都市では比較的小さく、これは秋の台風は太平洋の沖合を通過することが多いため北部の沿岸域には大きな影響を及ぼさず、

しかも、台風は接近時には非常に強風となるが、そんなに頻繁にはやっこないのでこの期間全体としての平均風速はやや小さくなっているのである（和達ら，1958）。全般的にみると、風の強いのは南部の海岸地方であり、北部及び内陸部は風が弱くなっている。また、5～8月の梅雨期から初夏にかけては風が弱くなっている。那珂湊における四季別の風速日変化を図32に示した。海陸風の発達しない季節の風速日変化はあまり認められないが（図32，1月，10月），平均別には朝の7時頃から次第に増大し、秋、冬期（海陸風の発達があまりない時）は12～13

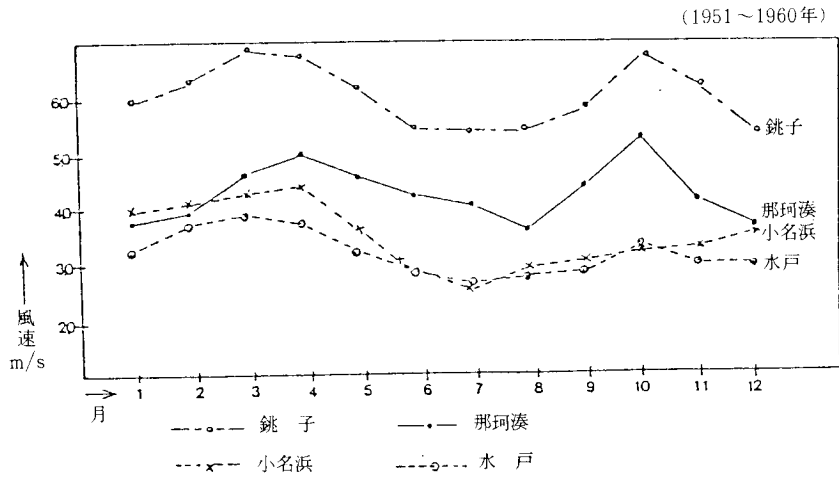


図31 那珂湊と各地の月別平均風速(m/s) (茨水試, 1968による)

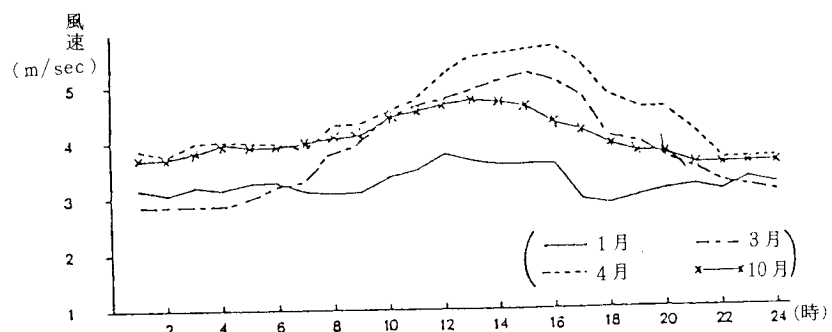


図32 那珂湊における四季別の平均風速日変化 (1958~1962年の平均, 茨水試, 1968による)

時頃, 春, 夏期(海陸風が発達)は15~16時頃に最大となる。その後次第に減少して早朝に最小となる。

### 3. 気候図

気温, 降水量, 風の地域区分から作成した気候区分を図33に示した。この図に従い各気候地域の主要特性を説明すると次のとおりである。気候地域Aは関東地方の代表的気候で, 冬は北西季節風が強く, 乾燥し, 夏は著しい高温になる。B地域は冬の季節風が比較的弱く, 夜明けに著しく低温となる。また, 宇都宮不連続線(局地的不連続線で栃木県南部から茨城県南部を東に抜ける収束域(無風帯)があり, ここを宇都宮不連続線と呼んでいる)が出現することもある。C地域では冬の北西季節風と乾燥は, 関東では東京湾奥部の地域に次いで著しい。宇都宮不連続線が南

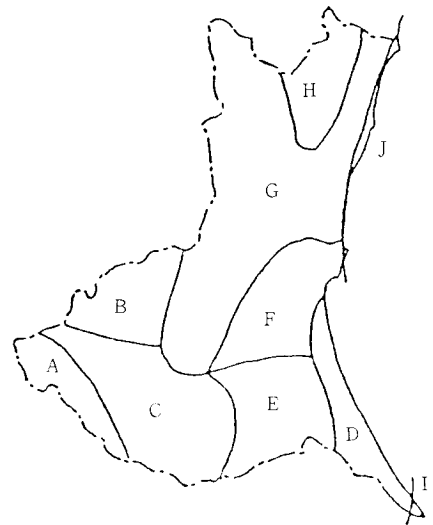


図33 気候による地域区分 (吉野, 1968による)



下すると風が弱く、夜明け頃低温となる。夏には南風が卓越する。D地域は房総不連続線(局地的不連続線で、関東の南部に西寄りの風が吹き、関東平野は北西ないし西北西の風となっていて、両者の間は収束域となっている。ここが房総不連続線と呼ばれる)に近いので南部は比較的低温で、海岸の代表的な気候を示し、晴れた日は海風が卓越する。E地域は関東平野内では比較的海洋性の気候を示し、冬の風のない朝は冷える。F地域は平野部と北東部山地との遷移的な気候である。G地域は北東気流のとき悪天候となる。冬の季節風は比較的弱い。H地域は夏に雷雨が多く、北東気流のときに降雨があり、特に台風時に強い雨が降る。I地域は典型的な岬の気候で、風が強く、気温の日較差や年較差は比較的小さい。J地域は全体としては温暖であるが、北東気流のとき悪天となり、冬には北西の季節風の吹き出しが強い(吉野, 1968)。

## 参 考 文 献

- BIRD, E. C. F., 1968, Coasts, Canberra.
- 第二港湾建設局, 港湾技術研究所, 茨城県, 1966, 鹿島工業港の自然条件について(総取りまとめ編), 352 pp.
- 福島県水産課, 1969, 菊多浦沿岸調査報告, 全国漁場環境保全基礎調査委託事業, 256 pp.
- 蜂須紀夫編, 1977, 茨城県地学のガイド, 茨城県の地質とのおいたち, 地学のガイドシリーズ3, コロナ社, 299 pp.
- 日立市, 1971, 日立市の公害概況, 110 pp.
- 日立市天気相談所, 1958~1975, 気象年報, 日立市。
- 星野通平, 1957, 日本近海の大陸棚について, 地理学評論, 30, 10, 53~64.
- 星野通平, 1971, 大陸棚, 海洋科学基礎講座, 7, 浅海地質学, 東海大学出版会, 253~439.
- 茨城県水産試験場, 1968, 那珂奏の気候, 74 pp.
- 茨城県水産試験場, 未発表, 月別, ステーション別水深別平均水温・塩分表, 1972~1980年。
- 猪郷久義, 菅野三郎, 新藤静夫, 渡部景隆, 1980, 日本地方地質誌, 関東地方(改訂版), 朝倉書店, 493 pp.
- 岩淵義郎, 1968, 日本列島東方沖の海溝地形について, 地理学雑誌, 74, 1号, 37~46.
- いわき市, 1973, いわき市史, 第5巻, 海洋, 155~183.
- 加賀美英雄, 奈須紀幸, 1964, 古久慈川一後氷期海面上昇による埋積谷一, 日高教授還暦記念論文集, 538~549.
- 神谷英利, 1969, 茨城県久慈川北部の第三系, とくにその層相変化について, 地質雑誌, 75, 3, 157~170.
- 川合英夫, 1965, 本州東岸の自然条件, 東北水研究報告, 25, 105~130.
- 河村 武, 1968, 茨城県総説, IV, 自然, 2気候, 日本地誌5巻, 二宮書店, 233~239.
- KAYANE, I., 1966, Meso-climatological reserch on the temperature distribution in the Kanto Plain, Japan, Sci. Rep., Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C, 9, 125~187.
- 町田 貞, 1968, 関東地方総論, IV, 自然, 1, 地形, 日本地誌5巻, 二宮書店, 16~39.
- 茂木昭夫, 1962, 日本近海 of 海底地形, 日本海洋学会20周年記念誌, 52~63.
- 茂木昭夫, 1963, 日本 of 海浜型について(沿岸州の地形学的研究第1報), 地理学評論36, 245~266.
- 茂木昭夫, 1970, 大陸棚 of 地形, 海洋科学, 5, 23~28.
- 茂木昭夫, 1971, 汀線と碎波帯, 海洋科学基礎講座, 7, 浅海地質学, 東海大学出版会, 109~252.
- 茂木昭夫, 岩淵義郎, 1961, 常磐沖ならびに鹿島灘陸棚 of 海底地形と底質, 地理学評論34, 3, 39~58.
- MOGI A. and T. SATO, 1964, Topography and Sediment in the Souther part of Japan Trench, The Jour.

- Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 20, No. 2, 51~56.
- NAGATA, Y. 1964. Deformation of Temporal Pattern of Orbital Wave Velocity and Sediment Transport in Shoaling Water, in Breaker Zone and on Foreshore, Jour. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 20, No. 2, 57~70.
- 那珂湊市, 1960, 那珂湊市建設基礎調査書, 218 pp.
- 奈須紀幸, 飯島東, 1959, 海岸堆積物とその供給源について, 東海村海岸調査報告書, 186-227.
- 奈須紀幸, 加賀美英雄, 1970, 大陸棚の成因, 海洋科学, 5, 17~22.
- OMORI, M., 1958, On the Geological History of the Tertiary System in the Southwestern Part of the Abukuma Mountainland, with Special Reference to the Geological Meaning of the Tanakura Sheared Zone. Science Reports, Tokyo Kyoiku Univ., Sec. C, 51, 25~82.
- 大森昌衛, 1971, 潮間帯, 海洋科学基礎講座, 7, 浅海地質学, 東海大学出版会, 1~108.
- 小名浜測候所, 未発表, 小名浜港水温, 塩分, 1936~1979年.
- 佐藤任弘, 1969, 海底地形学, ラティス刊, 丸善, 180 pp.
- 佐藤任弘, 1970, 海洋と大陸棚, 海洋開発シリーズ10, 共立出版, 193 pp.
- 佐藤任弘, 1974, 海底の地図, 地球科学のフロンティア, 中公新書, 222 pp.
- SHEPARD, F., P., 1963, Submarine Geology, New York (2nd ed.).
- 高橋 栄, 1968, 茨城県総説, III自然, 1, 地形, 日本地誌, 5巻, 二宮書店, 227~233.
- 東京天文台編, 1980, 理科年表, 丸善株式会社, 東京.
- 和達清夫その他編, 1958, 日本の気候. 東京堂, 東京, 429 pp.
- 山内英夫, 1963, 砂浜海岸の beach Cuspについて, 河海研究, No. 1, 9~24.
- 吉野正敏, 1968, 関東地方総論, III自然, 2. 気候, 日本地誌, 5巻, 二宮書店, 39~58.