

松本 秀明

Hide-aki MATSUMOTO

1. はじめに

仙台湾は牡鹿半島南端から鵜の尾岬に至る海域であり、湾に面する海岸線の背後地には仙台港や石巻工業港を中心とした商工業地帯や広域仙台都市圏を抱えている。海岸線は80km程であるが、石巻市渡ノ波から鳴瀬町野蒜に至る約15kmの海岸線と七ヶ浜町湊浜から山元町磯浜に至る約40kmの海岸線は、それぞれ連続する砂浜海岸であり、砂浜背後には防潮林としてのクロマツが植林され、古くから白砂青松の景観を呈していた。前者の海岸は北上川、江合川、迫川下流部に形成された臨海沖積平野(海岸平野)としての石巻平野¹⁾、後者は七北田川、名取川、阿武隈川の下流部に形成された沖積平野である仙台平野²⁾の海岸線にあたる(図-1)。

これらの沖積平野は、2万年前ないし1万8千年前とされる最終氷期最寒冷期以降に堆積した沖積層³⁾とよばれる堆積物で構成されている。沖積層は最終氷期最寒冷期から約8千年前までの期間には急激な海面の上昇により海が内陸側に移動するいわゆる海進の過程で堆積が進み、それ以降は海面上昇速度の低下により河川や沿岸漂砂に

よって供給される土砂量が相対的に優勢となり、海岸線を前進⁴⁾させながら堆積が進行した。とくに、海水準高度がほぼ安定する約5千年前以降は、海岸線を大きく前進させながら現代に至っている。その前進速度は、例えば石巻平野では年間1.0m、仙台平野では年間0.4~1.2mの速度であったことが知られている(松本, 1984)。このように、仙台平野は過去5,000年間において、 $10^2\sim 3$ 年のタイムスケールの現象として海岸線が急速に前進する傾向を維持してきたが、近年では砂浜が侵食され、その傾向とは逆に海岸線の後退⁵⁾現象が部分的に進行している。とくに1980年代に入り、一部の砂浜が消失し防潮堤の倒壊などの具体的な被害が生じはじめている。

本報告では仙台平野の海浜を例に、近年の海岸侵食・堆積の実態を過去22年間の実測結果にもとづき整理するとともに、仙台平野の形成過程やその形成にかかわる地形環境の変化を $10^2\sim 3$ 年の時間尺度で復元し紹介するものである。この報告が近年の海岸や河川に関する急激な環境の変化を掌握するための、そして、将来を考えるための一資料となれば幸いである。

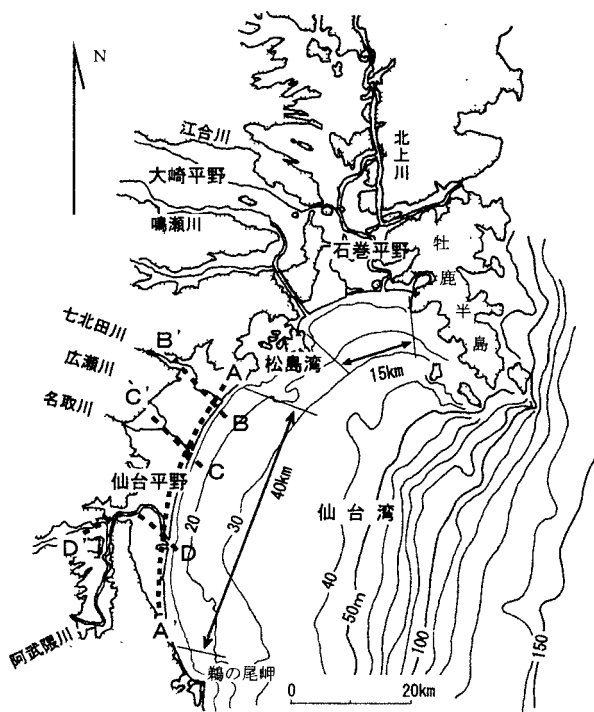


図-1 仙台湾岸の沖積平野

仙台平野の海岸線 約40km、石巻平野の海岸線 約15kmには連続した砂浜が連続的に分布していた(ハッチ部分は山地、丘陵)

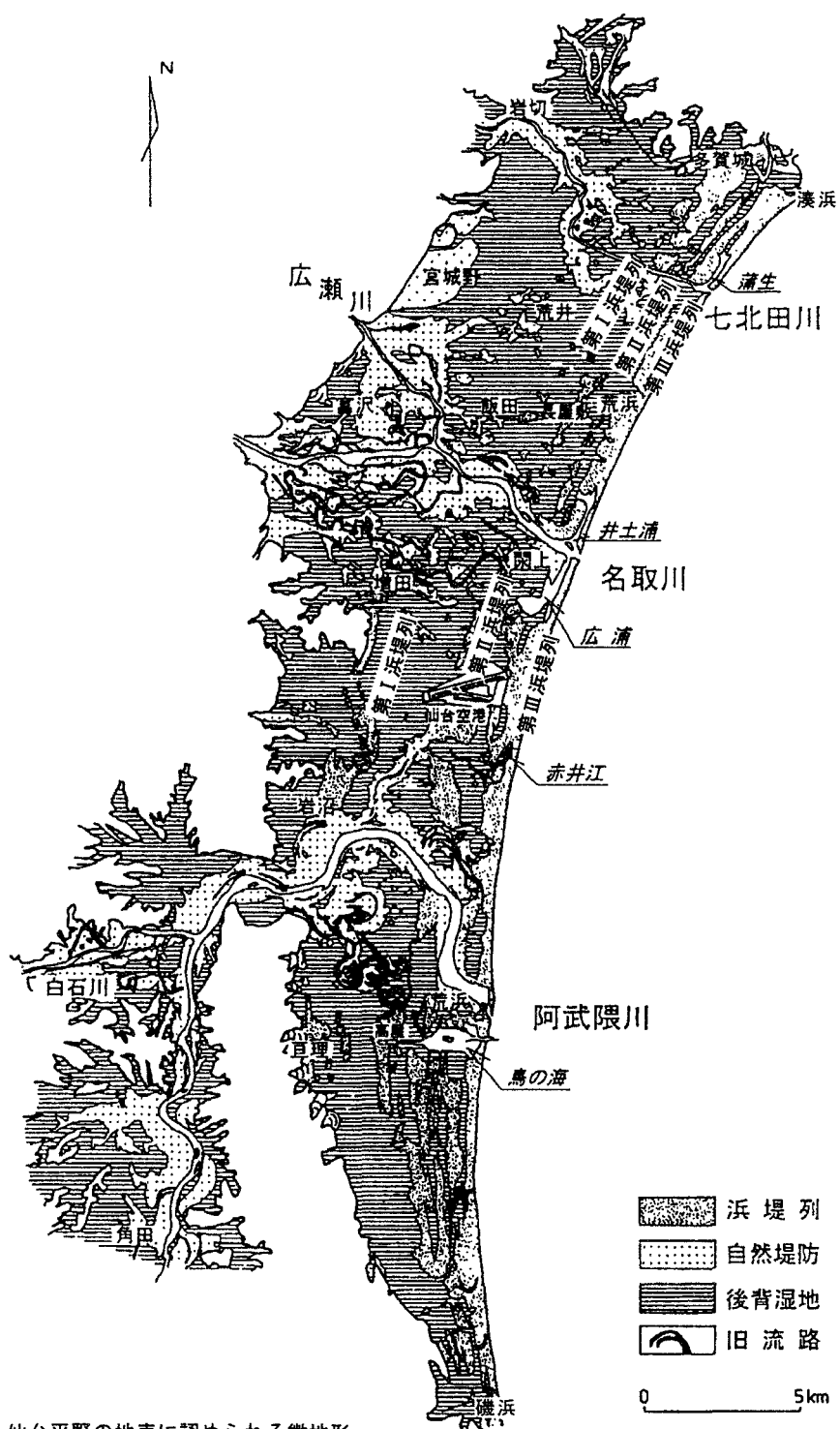


図-2 仙台平野の地表に認められる微地形

浜堤列は 過去の海岸線の位置を示す地形として注目される (松本, 1984による)

2. 仙台平野の地形概要

仙台平野は、北・西・南の3方を丘陵や台地に囲まれる南北約50kmの沖積平野であり、北から順に七北田川、名取川および阿武隈川が流入している⁵⁾。地盤高は大部分が海拔5m以下で低平であるが、広瀬川・名取川の合流点以西や阿武隈川沿いの内陸部である角田・大河原方面では10～15mに達する。海岸線は七ヶ浜町湊浜から、南端の山元町磯浜まで、ほぼ連続する我が国有数の長大な砂浜海岸である。

地表には自然堤防、浜堤列、後背湿地、旧河道などの地形が分布している(図-2)。自然堤防は河川の流路に沿って形成された砂質の堆積地形であり、河川の増水時に河道からあふれ出た流水中の土砂が、流速の減少とともに沈積して周囲の後背湿地よりも0.5～1m程度高い微高地を形成する。広瀬川、名取川および七北田川の河道沿いに顕著に発達しており、一部は若林区南小泉から荒井、霞の目方面へもそれらの分布が認められる。後背湿地は自然堤防や浜堤列などの微高地に囲まれた低地部であり、洪水時には長時間冠水しやすい地形である。旧流路は過去の河道跡が取り残された地形であり、地表では連続する凹地として追跡される。浜堤列は海浜において波によって打ち上げられた砂質堆積物とそれがさらに風で内陸側に飛ばされてきた小規模な砂丘などからなる一連の砂堆地形である。現在の海岸線に沿って形成されているもののほか、内陸部にも海岸線と平行に数条の浜堤列が認められる。浜堤列は内陸側から順次、第Ⅰ浜堤列、第Ⅱ浜堤列、第Ⅲ浜堤列として区分されている。内陸部に位置する浜堤列は、現在では形成後の河川による侵食や土砂の堆積により、地表ではその連続性は極めて不明瞭であるが、過去の海岸線の位置を示す地形として注目される。

3. 最近20年間における砂浜の侵食・堆積の状況

(1) 仙台平野の海浜および浅海底地形

仙台湾岸の砂浜は一般に直径0.25～0.5mm前後の砂粒からなる砂層で構成され、内陸側から砂丘、後浜、径浜、前浜、沿岸州の各地形が配列する(図-3)。砂丘は幅50～70m、頂部の高度は3～4mを示し、多くの場合その位置に防潮堤が設置されている。前浜の傾斜は4～7°である。沿岸州は、海岸から100～150m沖合いに位置し頂部の水深は2m前後であり、周辺の海底と比較して粗い砂によって構成されている。沿岸州から海側に連続する浅海底は水深4m付近から18m付近まで24/1000前後の急斜面をなし、それ以深は40m前後の深度まで1/1000程度の極めて緩やかな海底面が広がっている(図-4)。沿岸漂砂は、ほぼ年間を通して北へ向かっている。

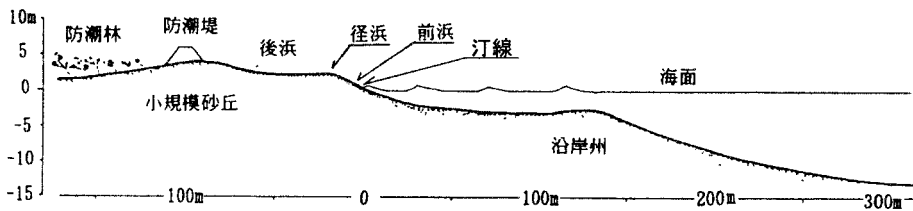


図-3 仙台平野海浜の模式断面図

(2) 海岸侵食被害の発生

仙台湾岸では1980年代から、海浜の縮小や消失、およびそれらを背景として台風通過時の防潮堤の倒壊などの被害が発生し問題となってきた。被害の主な事例としては、1983年8月(台風5号)、1987年9月(台風13号)、1991年9月(台風18号)による防潮堤損壊の被害などがあげられ、被災地域はいずれも仙台平野南部の中浜海岸と阿武隈川河口左岸の蒲崎海岸など特定の地区に集中している(仙台湾沿岸技術検討委員会、1993)。これらの被害は主として防潮堤海側の砂浜の消失により、波浪が直接防潮堤下部に達し、洗掘による防潮堤前面の根固・消波工事部分



図－４ 名取川河口部の海底地形 (水深 m)

の沈下や堤体土砂の吸い出しにより堤体が海側へ倒壊することにより生じている。さらに、被災地付近の住民への聞き取り調査によると、砂浜は1965年頃に境に拡大から縮小に転じ、実際の砂浜の縮小は構造物への被害が発生する以前から既にはじまっていたと考えられる。

(3) 砂浜断面測量と砂浜の経年変化

砂浜の断面測量は、1978年9月、1981年2月、5月、1993年10月、1998年10月および2000年10月に実施した。海岸線に沿って1～2km間隔の21の海浜(図－5)にそれぞれ定点を設け、汀線に直交する測線に沿って断面測量を行った。各測線において、地表面において2mの斜距離毎に0.25°刻みで傾斜を読み取り、これをもとに砂浜の起伏と水平距離を求めた(表－1)。測量は自作の簡易測量器具を用いたが、本報告で重視する砂浜の水平方向の距離の誤差は±1%以内である。また、高度や潮位による汀線位置の変化は測量を行った時刻の潮位をもとに補正した。測量の結果得られた砂浜の拡大・縮小の状況を表－1に示した。なお、砂浜の断面形には季節変化がみられるが、その水平距離に関する変化量は10m未満であり(西村他, 1982)、ここでは各測量時において前回の測量結果に対して10m以上の変化が見られた場合に、砂浜の侵食現象・堆積現象を議論することとする。

以下に各海浜における砂浜の経年変化を、仙台平野南部から順に記載する。

中浜海浜: 調査地域南端部にあたり、1978年には防潮堤から汀線までの砂浜の幅が約65m、1981年には65～70mで、大きな変化は無かったのに対し、1993年にはすでに砂浜が消失し防潮堤に直接波が達している。この海浜では、1983年8月と1991年9月に400～500mにわたって防潮堤堤体が海側に倒壊する被害が発生している。当海浜では1981年から1993年までの12年間に70mの砂浜が消失し、さらに現在においても防潮堤を倒壊させるほどの侵食力が認められる。年平均値で示すと5.6mを越える後退速度である。その後は砂浜が回復しない状況で現在に至る。

笠野海浜: 1978年には砂浜の幅は90m、1981年には80mに縮小し、1993年にはさらに侵食が進み砂浜は45mに縮小している。1981年5月から1993年10月までに35m程の砂浜の縮小があり、これは2.8m/yearの後退速度である。それ

表一 仙台湾の各砂浜の測線上における基準位置から汀線までの距離の変化

海 浜 名	基準対象物	測 量 年 月					1981 5～1993年の + 前進速度 - : 後退速度		1993～2000年の + 前進速度 - : 後退速度	
		1978年 9月	1981年 2月	1981年 5月	1993年10月	1998年10月	2000年10月			
湊浜海浜	旧防潮堤	5.0m	7.0	6.5	10.0	10.0	10.0	+2.8m/年	±0.0m/年	
仙台湾港南海浜	小 崖	2.5	4.0	3.0	4.0	4.0	5.5	±0	+2.1	
蒲生干潟海浜		<1983年 → 1990年に2.5m後退> ※						-3.6 (1983年から1990年)		
<NANAKITA R. >										
七北田下水処理場	小 崖	10.0	8.0	9.0	10.0	9.0	9.5	+0.8	±0	
深沼海浜	電柱防潮堤	5.0	5.0	5.0	10.0	9.5	12.5	+4.0	+3.5	
井土浦海浜		<1983年 → 1990年に2.5m後退> ※						-3.6 (1983年から1990年)		
<NATORI R. >										
関上海浜	人 工 柵	8.0	8.0	8.0	11.0	12.5	15.5	+2.4	+6.4	
広浦南端海浜	人 工 柵	9.5	9.0	9.0	10.5	11.0	13.0	+1.2	+3.6	
相の釜海浜	防潮堤	7.5	7.0	7.0	7.5	9.0	10.0	±0.0	+3.6	
二の倉海浜	防潮堤	7.0	5.0	5.0	5.5	6.0	6.0	±0	±0	
長谷釜海浜	防潮堤	4.0	5.5	6.0	4.5	4.0	4.5	-1.2	±0	
蒲崎海浜	土 手	4.0	5.0	4.5	砂浜消失	砂浜消失	砂浜消失	-3.6>	-0>	
阿武隈河口北	松 林	3.0	砂浜消失	砂浜消失	砂浜消失	(6.5)	砂浜消失	-12>	-0>	
<ABUKUMA R. >										
鳥の海北海浜	防潮堤	5.0	2.0	1.0	砂浜消失	5.5	6.0	-0.8>	+8.6	
<荒浜漁港>										
鳥の海南海浜	防潮堤	x	8.5	8.5	11.0	11.0	11.5	+2.0	±0	
藍塔前南海浜	防潮堤	x	6.5	8.0	11.5	11.0	13.0	+2.8	+2.1	
吉田浜海浜	防潮堤	6.0	4.5	4.5	9.5	10.5	11.0	+4.0	+2.1	
牛橋河口北	防潮堤	7.5	7.0	8.0	13.0	14.5	15.0	+4.0	+2.9	
花釜海浜	柵防潮堤	9.5	7.0	6.5	7.5	8.0	8.5	+0.8	±0	
笠野海浜	防潮堤	9.0	8.0	8.0	4.5	3.5	4.0	-2.8	±0	
中浜海浜	旧防潮堤	6.5	6.5	7.0	砂浜消失	砂浜消失	砂浜消失	-5.6>	-0>	

※：仙台湾技術検討委員会 (1993) による

以降、1998年および2000年の測量時点ではそれぞれ35m、40mであり、砂浜に大きな変化は認められない。

花釜海浜:1978年には95m、1981年に65～70mに縮小、1981年には65～70m、1993年には75mの砂浜が観測されており、他の海浜にみられるような、1981年5月と1993年10月の測量時点間に大きな変動はみられない。さらに、1998年、2000年の測量においても、それぞれ80m、85mの数値を示し、1981年以降、侵食・堆積においてほぼ平衡状態にあると考えられる。

牛橋河口北:1978年には75m、1981年には70～80mであるのに対し、1993年には130mに拡大している。1981年5月から1993年10月までの砂浜の拡大は急速であり、その間の前進速度は4.0m/yearである。その後は1998年、2000年には145m、150mであり、わずかに拡大する傾向にある。1993年から2000年までの前進速度は2.1m/yearである。

吉田浜海浜:1978年に60m、1981年に45mに縮小したが、1993年には95mに拡大している。1981年から1993年までに50mの拡大があり、この間の砂浜前進速度は4.0m/yearである。離岸堤が設置されたことも影響していると考えられる。その後は1998年に105m、2000年に110mとわずかながら砂浜が成長し、前進速度は2.1m/yearである。

藍塔前南海浜:1981年2月には65m、1981年5月には80mと砂浜は拡大しており、さらに1993年10月には115mに急速に拡大している。1981年5月から1993年10月までの砂浜前進速度は2.8m/yearと算出される。その後、1998年には110m、2000年には130mに拡大し、その間の前進速度は2.1m/yearである。

鳥の海南海浜:1981年2月と5月には85mであったのに対し、1993年には110mに拡大している。その間の前進速度は2.1m/yearである。その後、1998年には110m、2000年には115mであり、ほぼ平衡状態である。

鳥の海北海浜:当海浜地域は離岸堤やヘッドランドが順次設置されており、海浜の一般的な変化を追うには適当な地点ではないが、測量結果のみを以下に示す。1978年の砂浜の幅は50mであったが、1981年2月には20m、1981年5月には10mに縮小し、1993年には砂浜はほぼ消滅している。1981年5月から1998年10月までの後退速度は0.8m/yearを越える(1978年9月から1993年10月までの後退速度は4m/yearを越える)。現在では砂浜の消失を防止するために海岸線に直交して50m前後のヘッドランドが設置されており、1998年には55m、2000年には60mと砂浜が急速に回復する傾向にある。

阿武隈川河口北:1978年9月には約30mの砂浜が存在したが1981年2月の時点ですでに砂浜は消失した。この間の後退速度は12m/yearを越える。その後、この海岸は盛土と消波ブロックにより保護された人工海岸となった。しかし、1998年10月には同年8月の阿武隈川の洪水後に一時的に消波ブロックの海側へ65mの幅で土砂が堆積した。

蒲崎海浜:1978年に40m、1981年には45～50mであったのに対し、1993年には砂浜は完全に消失している。1987年9月に台風により防潮堤が222mにわたり決壊し、その後、盛土を行い消波ブロックを設置するなど、海岸侵食対策工事が行われている。1981年5月から1987年9月までの砂浜後退速度は7m/year以上である(1981年5月から1993年10月までの後退速度については3.6m/yearと算出される)。それ以降砂浜の回復はみられない。

長谷釜海浜:1978年には40m、1981年には55～60mと一時的に拡大したが、1993年には45mに再び縮小しており、1981年5月から1993年10月までの後退速度は1.2m/yearである。若干の縮小傾向にあったものの、1998年には40m、2000年には45mであり、ほぼ平衡状態にある。

二の倉海浜:1978年に70m、1981年に50mに縮小したが、1993年の測量においては55mで変化がなく、さらに1993年に60m、2000年にも60mであり、1981年以降はほぼ平衡状態にある。

相の釜海浜:1978年、1981年および1993年の各測量時にいずれも70～75mの砂浜が確認され、1978年から1993年まで、ほぼ平衡状態にあった。しかしそれ以降傾向が変化し、1998年には90m、2000年には100mへと拡大傾向に転じており、1993年から2000年までの砂浜前進速度は3.6m/yearである。

広浦南端海浜:当海浜は砂浜が広く、1978年には95m、1981年には90mであり、ほぼ安定していたが、1993年には105mに拡大している。1981年5月から1993年10月までの砂浜の前進速度は1.2m/yearである。その後も砂浜の拡大傾向は続いており、1998年には110m、2000年には130mに拡大している。1993年から2000年までの前進速度は3.6m/yearである。

関上海浜:1978年には80m、1981年にも変化が見られなかったものの、1993年には砂浜は急速に拡大し、110mに達

した。1981年5月から1993年10月までの前進速度は2.4m/yearである。現在では測量地点から約300m北側で、関上漁港関連工事が進行しており、汀線に直交して海側へ約100mの防波堤が建設された。それに伴い砂浜の近年の拡大傾向は加速されており、1998年には125m、2000年には155mに拡大し、1993年から2000年までの前進速度は6.4m/年である。

井土浦海浜:測線は設けていないが、1983年から1990年にかけての7年間に約25mの縮小が認められており、この間の後退速度は3.6m/yearである。

深沼海浜:1978年と1981年では変化が認められず50m前後であったが、1993年には約50m砂浜が拡大し、砂浜の幅は100mに達している。1981年5月から1993年10月までの砂浜の前進速度は4.0m/yearである。離岸堤が設置されている。その後、1998年には90m、2000年には125mに達し、1993年から2000年までの前進速度は3.6m/yearである。前浜の勾配が極めてゆるいため、わずかな潮位の変化により浜の幅が大きく変動する。

七北田下水処理場海浜:1978年以降1981年にかけて大きな変化はないが、1981年5月から1993年10月までに10m前後の拡大が認められる。その間の拡大速度は0.8m/yearである。1998年には90m、2000年には95mで、ほぼ平衡状態にある。

蒲生干潟海浜:測線は設けていないが、1983年から1990年までに約25mの縮小が認められている。この間の砂浜の後退速度は3.6m/yearである。

仙台港南海浜:1981年から1993年まで砂浜の幅は40m前後であり、ほぼ平衡状態にある。また、近年仙台港の沖合展開にともなう構造物の建設がさらに進み、わずかながら砂浜は拡大傾向にある。1998年には40m、2000年には55mであり、1993年から2000年までの前進速度は2.1m/yearである。

湊浜海浜:仙台港の北側に位置し、防波堤とセーバ半島部に囲まれており、今回の一連の砂浜とは性格が異なり、他の海浜と同等の比較はできないが、1978年には50m、1981年には70m前後であった。その後、離岸堤の設置などの影響で砂浜が拡大し、から1993年10月には100mに達している。1981年5月から1993年10月までの前進速度は2.8m/yearである。その後、1998年および2000年の測量でも100mと変化なく、1993年以降ほぼ平衡状態にある。

以上から見いだされる特徴は、多くの海浜において、1981年5月から1993年10月までの期間において、それ以前の砂浜の状況と比較して急激な変化が現れている点である。すなわち、中浜海浜・笠野海浜・蒲崎海浜・鳥の海北海浜においてはそれ以前には比較的安定していた砂浜が、急激に縮小し、一方、牛橋河口北・吉田浜海浜・藍塔前南海浜・鳥の海南海浜・広浦南端海浜・関上海浜などにおいては急速な拡大が生じている。また、これらに対し、花釜海浜・長谷釜海浜・二の倉海浜・相の釜海浜においてはほとんど変化は確認されず、数字の上では平衡状態にある。1993年10月の測量時点以降、相の釜海浜を除くすべての海浜において1981年5月から1993年10月までの期間に認められた傾向の変化が現在まで継続、あるいは加速されていると言える。

(4) 海岸の侵食域・堆積域と海岸構造物

上に示された、1981年5月から1993年10月にかけての変化に注目して、仙台湾岸の砂浜の縮小と拡大の地域的な分布を示したのが図-5である。これによると、南端の中浜海浜から笠野海浜は極端な縮小域をなし、その北に隣接する花釜海浜では平衡状態にあり、その北側の牛橋河口北海浜から鳥の海南海浜にかけての海浜では逆に拡大域をなしている。また、鳥の海北海浜から蒲崎海浜にかけては砂浜の縮小域をなし、長谷釜海浜から相の釜海浜までの平衡状態の地域を経て、広浦南端海浜から関上海浜までは拡大域をなす。さらに類似した傾向が井土浦海浜から七北田下水処理場までの区間、そして、蒲生海浜から仙台港南海浜までの各区間において認められる。

仙台湾岸の海浜には、工業港や漁港の防波堤、各河川の河口部の導流堤など、海岸線方向にほぼ直交する海岸構造物が各所に建設されている。仙台平野の海浜に注目した場合、福島県側の相馬港の防波堤（現在では最大で海岸線から約3,000m）や隣接する新松川浦漁港の防波堤が1965年頃から設置され、現在も関連工事が進行している。また、宮城県山元町の磯浜漁港には海側へ約400m突出する防波堤が設置されているのをはじめ、亘理町鳥の海にある荒浜漁港関連施設として鳥の海灣口部に約600mの突き出た導流堤、名取川河口右岸の関上漁港関連

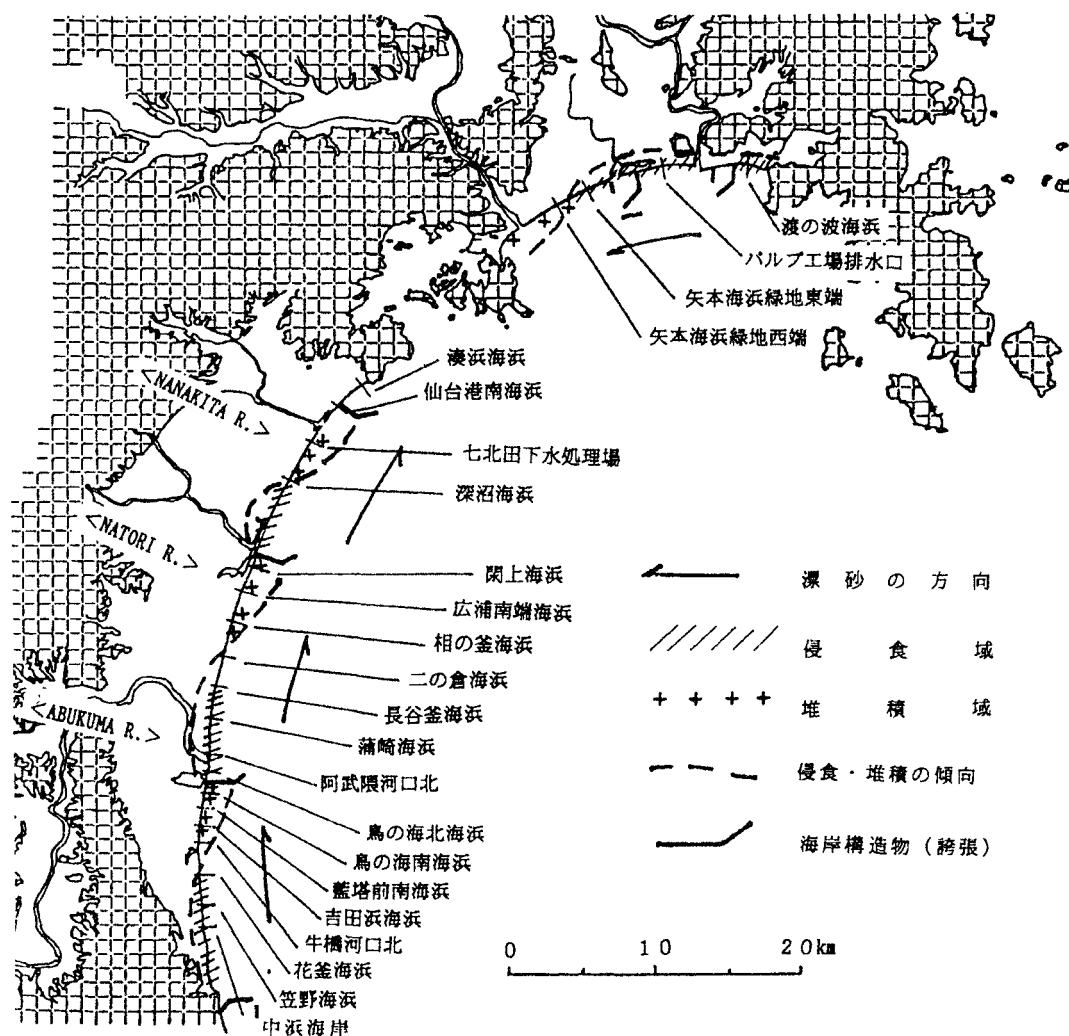


図-5 仙台平野の海浜における近年の砂浜新夜区域・堆積域と海岸構造物
(松本, 1994による)

防波堤が沖合いへ展開中である。さらに、七北田川河口右岸側の導流堤の存在。そして仙台港では2,000mにおよぶ防波堤が設置されている。

このように、海岸線に直交する方向にいくつかの海岸構造物が設置されており、これらの海岸構造物は港湾施設等の効果的な運用を行う上で欠かせない設備であるが、沿岸を移動する漂砂をせき止める働きも兼ね備えている。したがって、このような海岸構造物の漂砂の下手側では漂砂の供給が遮断されるために砂浜への土砂供給と侵食のバランスが崩れ、結果として海岸線は侵食され、逆に上手側には堆積が生じることは多くの事例から明らかにされている。

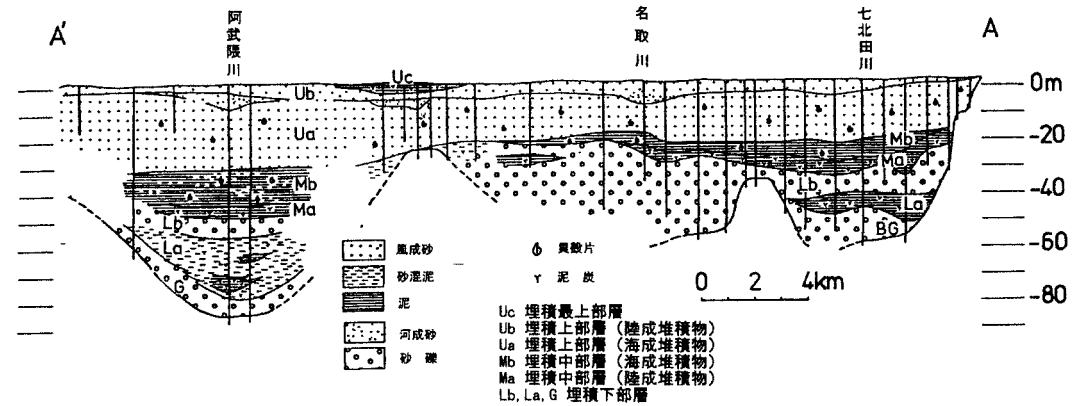
先に示された堆積域と侵食域の境界(図-5など)には先に示した港湾の防波堤や河口の導流堤といった海側に突出する海岸構造物が位置しており、各海岸構造物に区切られた区間の漂砂の上手側では侵食域、下手側では堆積域が生じている。また、海岸構造物を越えた漂砂の移動が困難であることから、仙台平野の海浜のように複数の海岸構造物が存在する場合にはとくに、砂浜を構成する土砂は各海岸構造物に挟まれた各区間内に限られて移動することになり、各区間は土砂の供給・堆積の関係においてそれぞれ閉鎖系をなしていると考えることができる。すなわ

ち、海岸侵食によって持ち去られた土砂は区間内の漂砂の下手側の海浜に堆積し、堆積域を形成することになる。仙台平野の海浜の事例においては、砂浜の侵食は海浜全体に進んでいるのではなく、海岸構造物の下手側に集中して生じているものと判断される。図－5に示された砂浜の侵食域と堆積域および海岸構造物との関係は、この考え方と矛盾しない。

4. 臨海沖積平野としての仙台平野の形成過程

(1) 沖積層の堆積と堆積時の地形環境

仙台平野の地下には七北田川、名取川、および阿武隈川に対応した埋没谷がそれぞれ存在し、それらを埋積して60～80mの層厚をもつ埋積堆積物が認められる(図－6)。埋没谷埋積堆積物のうち、中部および上部が最終氷期最寒冷期の低海水準期以降、100mにおよぶ海水準の上昇の過程で堆積した沖積層である。沖積層は堆積途上において顕著な海面の低下を経験していない未固結堆積物である。仙台平野地下の埋没谷を埋積する地層は、堆積物の粒径や含有物をもとに以下のように細分される(松本, 1994)。



図－6 仙台平野の海岸線に沿う地質断面図(松本, 1981による) 断面位置は図－1 参照

埋積下部層(非沖積層)：おおむね－25～－30m以深に堆積している厚い砂礫層であり、詳細にみるとその中に挟する泥質層によって上下2枚の砂礫層に分けられる。このうち上位の砂礫層中に混入する木片や有機物の放射性炭素年代から、これらの砂礫層はおよそ26,000年前にはほぼ堆積が終了していたと考えられている(松本, 1988)。したがって埋積下部層は最終氷期最寒冷期よりもさらに時代を遡る時期の堆積物であり、井関(1975)の広義の沖積層基底礫層に相当する。沖積層には含まれないが沖積平野地下に存在する埋没谷地形を埋積する堆積物である。

埋積中部層(沖積層)：堆積環境の異なる2枚の泥層からなり、堆積深度は－15～－30mである。標準貫入試験値(N値)は10以下の軟弱な泥層である。このうち下部の泥層は泥炭や腐植物を多量に混入しており、湿地帯や後背湿地に堆積した陸成層である。上部の泥層はマガキなどの貝殻を混入しており、入り江や潟湖底および干潟に堆積した内湾底の海成層である。海岸線に直交する断面(図－8)において、上部の海成泥層の堆積は下部の陸成泥層の堆積後に、潟湖～干潟的な環境が海側から陸側に向かって広がった海進があったことを示している。

埋積上部層(沖積層)：堆積環境の異なる上部・下部2枚の砂層からなり、仙台平野の北端から南端まで連続的に分布している。全体で20～30mの層厚をもつが、そのうち下部の砂層中にはハマグリやウバガイなどの浅海底～海底に棲息する種類の貝殻や貝殻片を多く含み、砂層を構成する砂粒も比較的粗く、砂浜の波打ち際やそれに続く浅海底に堆積した砂層(海成堆積物)である。これに対し上部の砂層は貝殻片をほとんど含まず、粒径0.25mm前後の淘汰良好な砂粒で構成されており、緩やかな波状の起伏をもつ鰐目が認められ、砂浜陸側の小規模な砂丘を構成する堆積物(陸成堆積物)である。両砂層は現在の海岸線における地表の海浜砂層に連続している。

埋積最上部層(沖積層):図-8にも示されるように、断面図の内陸側の地表面直下には腐植物を多量に混入する泥層が堆積しており、これはいわゆる後背湿地を構成する陸成の堆積物である。とくに七北田川沿いの海岸線から約8km付近(国道4号線仙台バイパスと国道45号線インター付近)では下位に堆積している埋積中部層の陸成泥層と連続した堆積構造を示し、層厚が10mを越える軟弱層を形成している。

(2) 最終氷期最寒冷期以降の海面変化

地球規模での大気温の変動と海面高度との関係については、近年いわゆる温室効果と海面上昇との関係で議論されている。その議論は人為の影響による自然環境の変質としてとらえられている面も多分にあるが、地球の自然史として、過去200万年間の第四紀と呼ばれる地質時代においても頻繁に氷河期と温暖期(間氷期)が繰り返し到来したことが知られている。とくに過去数十万年間において、少なくとも大きな氷河期が4回到来している。そのうち最後の氷河期をここでは最終氷期と呼び、およそ6万年前頃から寒冷期を迎え、一時的な温暖期を挟みながら、約20,000年前～18,000年前に最も寒冷な時期に達している。地球規模で大気温が低下すると、地球上の水の循環系の中で、水が陸上に氷として蓄積される割合が増え、その結果として海水の量が減少し、海面の低下という現象を引き起こす。また、大気温の上昇により、陸上に氷として蓄積されていた水が一部融けて海に戻り、海面は上昇する。

最終氷期最寒冷期には、現在を基準として年平均気温が6～7℃低下しており、海面の高さもこれに応じておよそ100m低下していたことが知られている。仙台湾で得られている当時の海水準は-97m付近にあったことが報告されている(Saito et al.,1989)。したがって、当時の海岸線は、現在の水深100m付近の海底にあたる位置に存在していたことになる。その位置は仙台湾の海底等深線から判断すると、現在の海岸線から数十キロ沖合の地点である。その後、氷河期から温暖な時期へと変化し、海面は急速に上昇し始める。急速に海面が上昇することにより、海岸線の位置は内陸側へと移動する。すなわち海岸線の後退である。

図-7は仙台湾岸に分布する沖積層から産出された多くの放射性炭素年代試料をもとに復元された過去2万年間の海面変動曲線である(松本・伊藤, 1998)。これによると、16,000年前頃の最終氷期最盛期の最低海面は-97m付近にあり、その後急速に海面が上昇し、約9,300年前には-40m付近に、約8,600年前には-30mを越えている。この頃から海面の上昇は徐々に緩やかとなり、約7,800年前には-10m、約6,800年前には-5m、約6,000年前には0m付近、そして約5,500年前には-1～+0.5mの間の高度に到達している。約5,000年前には海面の上昇はほぼ停止し、最終氷期最盛期以降最高の+1m付近に達した。その後は、海面は1～2mの振幅で上下変動を繰り返しており、約4,000年前頃には-3m付近に低下、約3,500年前には-1m付近に上昇し、さらに、約2,500年前には-2mまで低下、約1,800年前には-1m前後の高度に達した。そして、約1,000年前には-2m以下に低下した後、最終的に現在のレベルに到達している。

仙台湾岸で得られた資料から求められる海面変化は、16,000年前から7,000年前までは、約10,000年前の一時的な停滞期を挟むものの、急激な上昇を示し、それ以後は微変動を伴いながらも比較的に安定した水準を保っているといえる。このことにより、後述するように、最終氷期最寒冷期から7,000年前前後までの時期には急激な海面上昇により海岸線が陸側へ後退し、海面が広がったが、7,000年前以降は海面高度がほぼ安定することにより海岸線は海側へ前進し、仙台平野は拡大に転じたものと判断される。

(3) 最終氷期最寒冷期以降の海岸線の後退過程

最終氷期最寒冷期以降の海面上昇に伴う海岸線の後退の過程は、前出の沖積層の堆積構造から復元することが可能である。すなわち、沖積層の断面を水平な面で切った場合、陸域で堆積した陸成層と海底および潟湖底で堆積した海成層の接線は、かつての陸域と海域が接する海岸線の位置をほぼ示している。例えば、七北田川に沿う沖積層断面図(図-8 B-B')では、最終氷期最寒冷期以降、急速に海面が上昇し海水準が-30m(現在の海面を基準)に達する約8,600年前に現在の海岸線直下において潟湖としての海域が侵入、海水準が-20mに達した約8,200年前には、外洋に面した砂浜海岸が陸側へ移動してきている。海水準が-5mに達する約7,000年前においては、海岸

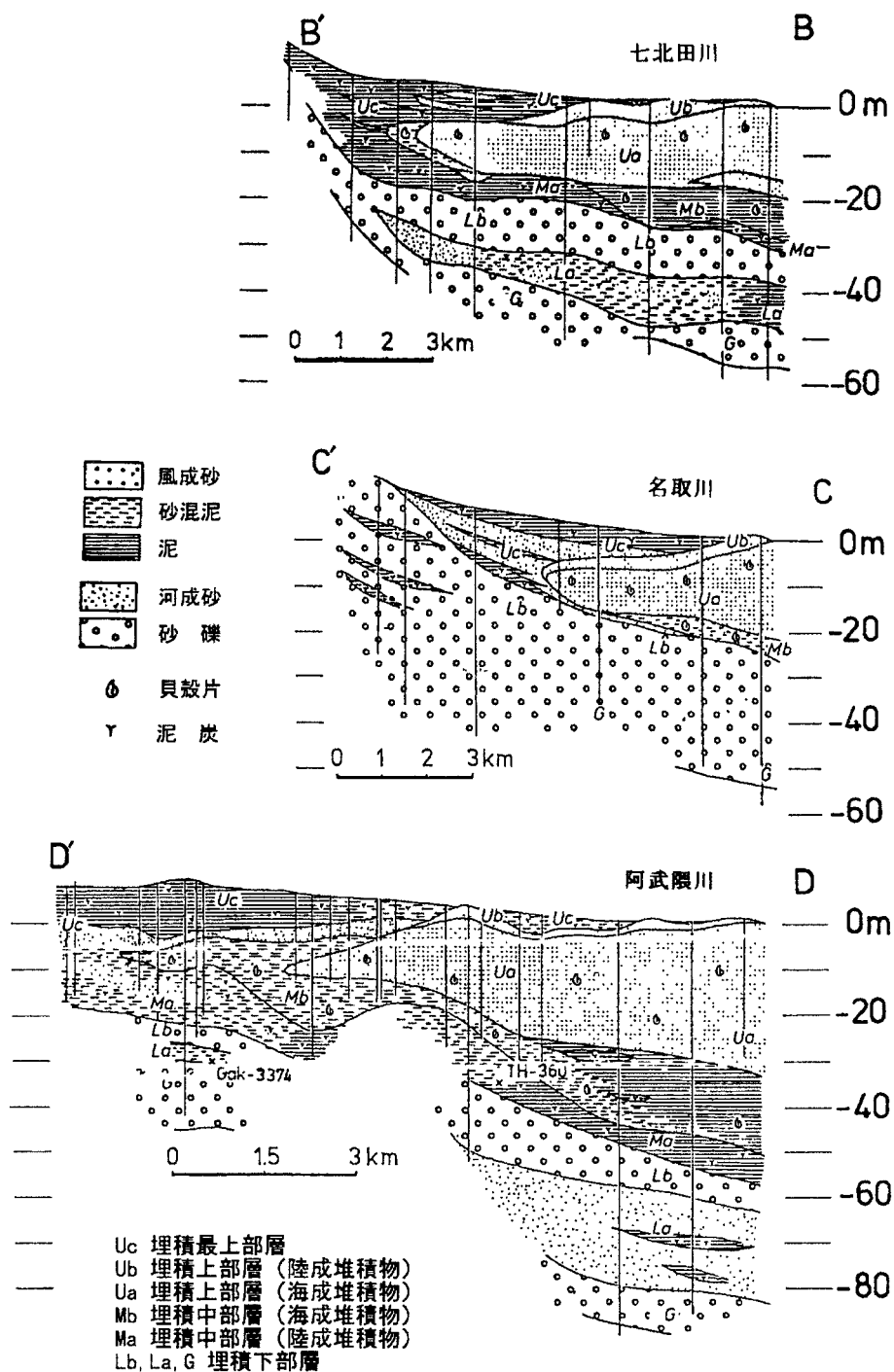
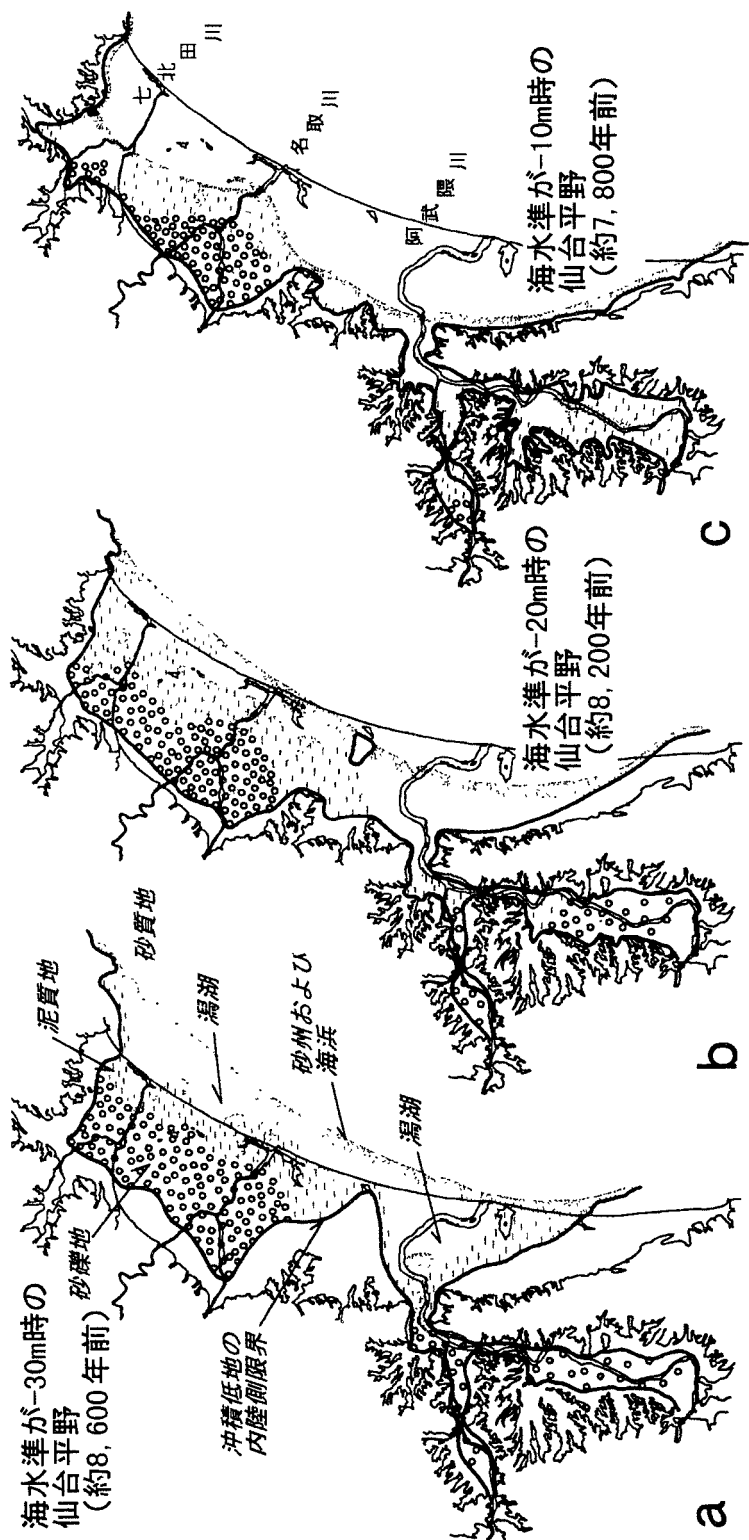


図-8 七北田川、名取川および阿武隈川に沿う地質断面図 (松本, 1981を改変)
断面位置は図-1参照



図一9 海面上昇期の仙台平野の海岸線後退過程

線は現在の海岸線位置より約8km内陸の地点まで侵入している。海岸線の後退がみられるのはこの時期までで、海水準が-5mを越える時期になると、海水準上昇速度の鈍化～安定化により海岸線を前進させる作用が相対的に優勢となり、海底がしだいに埋め立てられ、海岸線が前進しながら現在に至っている。

沖積層の堆積構造(図-6, 8)と最終氷期最盛期以降の海面変化曲線(図-7)をもとに、仙台平野の沖積平野の地形変化は以下のように復元される(図-9)。

1) 沖積層堆積開始直前の約18,000年前の地表面は、直径2～5cmの小礫を多量に混入する砂礫層が厚く堆積する扇状地状の地形が広がっていた。この扇状地は、広瀬川と名取川の2河川が形成した合流扇状地であり、扇頂は現在の若林区舟町付近と太白区山田地区に位置していた。当時の海面は-97mにあり、海岸線の位置は現在よりも遥か沖合い約40kmの地点に位置していた。

2) やがて、海面が上昇を開始し、約9,300年前には海面は-40mまで上昇してきてた。これに伴い海岸線は急速に内陸側へ移動し、当地域の扇状地性の砂礫層を覆うように沖積層が堆積を開始する。堆積開始当初の沖積層は低湿地帯を構成する埋積中部層に含まれる陸成泥層である。

3) 海水準が-30m付近に達する約8,700年前には、現在の若林区荒浜付近においてはじめて海域の侵入が認められる。これは砂浜海岸の背後に位置する潟湖状の海域であり、埋積中部層の海成泥層を堆積させる。沖積層堆積開始直前に広がっていた扇状地もしだいに海側から地表面下に没し始めている(図-9a)。

4) 今からおよそ8,200年前には、海面の上昇と海岸線の後退により、現在の七北田側河口付近や名取川河口付近に潟湖やそれをとりまく湿地帯が広がる。扇状地の砂礫層の露出範囲は急速に減少している。また、砂浜海岸としての海岸線が名取川河口付近に到達している。海面の高さは-20mである(図-9b)。

5) 約7,500年前は、仙台平野において最も海が内陸に広がった(海岸線が後退した)時期である。海面の高さは-10m付近にあり、砂浜海岸が内陸へ侵入し、埋積上部層を構成する海成砂層が堆積している。また、七北田川流域の宮城野区福田町地区から岩切地区にかけて広大な潟湖とそれを囲む湿地帯が広がっている(図-9c)。

6) その後、海水準が-5mへ上昇する約6,700年前頃になると、それまで縮小を続けていた平野は、しだいに拡大を開始し、砂浜海岸も海側へ前進しはじめている。

(4) 過去の海岸線位置の指標としての浜堤列の形成

約7,000年前以降、海面の上昇傾向がほぼおさまり、これに伴い、河川や沿岸漂砂によって海浜に供給された土砂は、砂浜を発達させ、海岸線が前進を開始した。これにより沖積平野は拡大期に入る。現在の沖積平野の地表には沖積平野拡大過程を記録する浜堤列と呼ばれる地形が分布している。

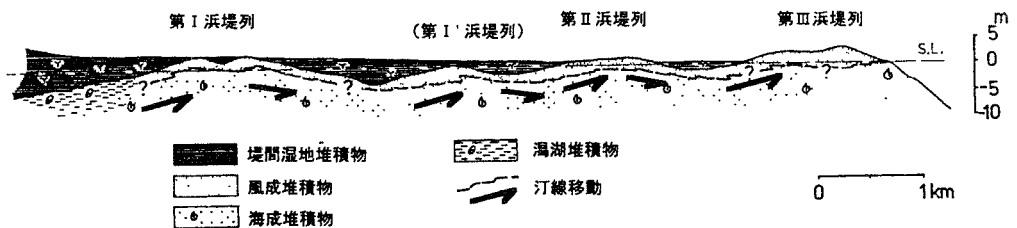
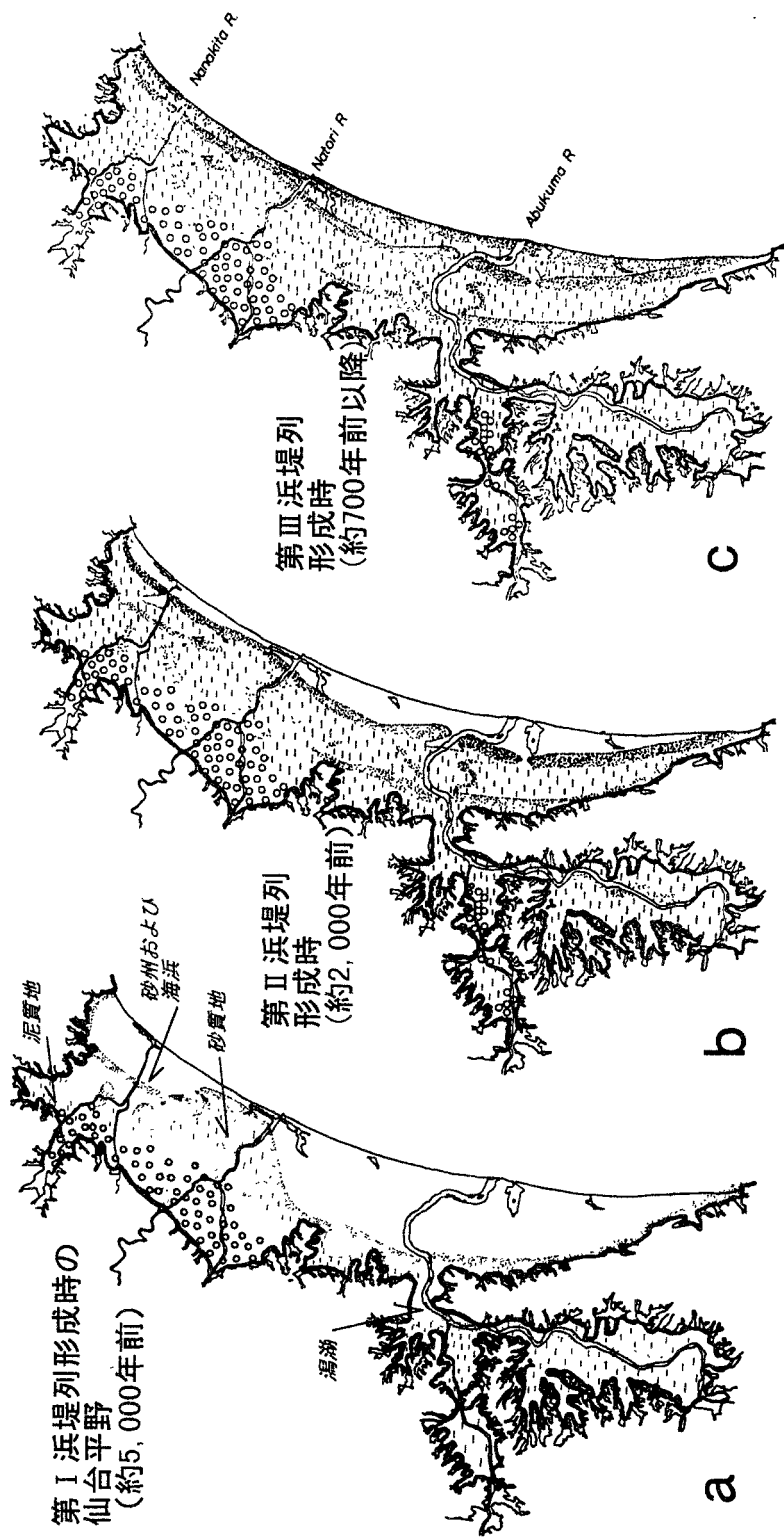


図-10 浜堤列の形成と海水準微変動

第Ⅰ浜堤列はおおよそ5,000年前、第Ⅱ浜堤列は2,000年前前後、第Ⅲ浜堤列は約700年前から形成されはじめていることが、各浜堤列内陸に隣接する堤間湿地堆積物の放射性炭素年代から求められる(松本, 1984)。浜堤列は国内外の海岸平野で確認され、第Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ浜堤列について、それぞれほぼ共通の形成年代が求められている。



図一11 仙台平野の拡大と海岸線の前進過程

1) 海面の高さは約5,000年前前後に最終氷期以降において最大の+1mに達し、このときの海浜の砂堆が、仙台平野の3列の浜堤列のうち最も内陸に位置する第Ⅰ浜堤列として形成された(図-11a)。

2) その後、一時的な海水準の低下期を経て、海岸線は前進を続け、約2,000年前になると、海水準の上昇に伴って若林区長屋敷を通る第Ⅱ浜堤列が形成された(図-11b)。

3) その後、再び一時的な海面の低下期を挟み、約700年前頃から海水準は上昇し、現在の砂浜に相当する位置に第Ⅲ浜堤列が形成されている(図-11c)。

このように地史的に海岸線の位置の変化が復元されており、浜堤列の形成年代およびそれらの現海岸線からの距離をもとに、各期間における海岸線の前進速度が算出される。例えば、第Ⅰ浜堤列から現在の海浜までの距離を経過年数(5,000年)で割ると過去5,000年間の海岸線前進速度が求められる。同様に、第Ⅱ浜堤列から現在の海浜までの距離をもとに過去2,000年間の海岸線前進速度が求められる(表-2)。

表-2によると、仙台平野の海岸線は過去5,000年間に於いて、0.4~1.2m/yearの速度で前進してきたが、とくに阿武隈川河口周辺については1.0~1.2m/yearの前進速度が記録されている。表-2に示された10³年スケールの海岸線の前進速度と、表-1に示された近年の前進・後退速度を比較すると、近年のそれらは極めて大きな変化である。また、表-1に示された数値をもとに、砂浜の拡大・縮小を表現するにあたって、測量結果に変化がなかった場合を「平衡状態」として表現したが、むしろ、年間1m程の前進がある場合を平衡状態として示すほうが適切との考え方も成り立つ。

5. まとめ

砂浜海岸の拡大・縮小は沿岸漂砂による土砂の供給と海浜の波による侵食との収支によって左右されることはこれまで多くの事例で知られている。例えば、新潟県寺泊海岸においては1911年の新信濃川開削後1976年までの間に海岸線が数百m前進し(磯部, 1978)、河口を中心としてカスプ状に海岸線が突出している。仙台平野においても、七北田川、名取川および阿武隈川が排出した土砂や、仙台平野の南に隣接する福島県浜通り海岸の海食崖から供給される土砂により海岸線が前進し、沖積平野が発達してきた。その海岸線の前進速度は地域により違いがあるが、前述のように過去5,000年間に於いて0.4~1.2m/yearである。海岸線の前進に対する河川が果たしてきた役割に注目して浜堤列の分布状態を再確認すると、各浜堤列はそれぞれ河川の当時の河口位置に相当する部分で、海側にわずかに突出した分布形状を示していることが分かる。このことは、河川から排出された土砂が海浜の海側への成長にとって重要な役割を果たしていたことが確認される。このような河川からの土砂の供給は砂浜の拡大にとって、海食崖から沿岸流によって供給される土砂にも勝る重要な土砂資源であることは言うまでもない。

図-5に示される砂浜の侵食域・堆積域の分布状況において、土砂資源の排出口としての阿武隈川河口に隣接する沿岸漂砂の下手側にあたるいくつかの海浜では砂浜が大きく侵食されており、また、名取川河口北側の海浜および七北田川河口北側の海浜においても砂浜の侵食域にあたっている。このことは、少なくとも1981年以降、仙台平野の海浜において、これらの河川から排出された土砂は、砂浜海岸の拡大にはほとんど貢献していないことが指摘される。すなわち、河川から排出される土砂が近年極端に減少しているとみることができる。河川の土砂運搬量を減少させる原因として、河川上流・中流部における大規模ダム建設、かつて行われていた河川敷・河床からの砂利採取、治山のための砂防ダムの建設などを考えることができる。防波堤や導流堤などの海岸構造物による沿岸漂砂の遮断が、仙台湾岸の砂浜の侵食被害の直接的かつ個別的原因として極めて重大であると考えられるが、かつて、多量に供給されていたと考えられる各河川河口からの排出土砂が近年極端に減少していることも、海岸侵食のもう一つの大きな原因になっているものと考えられる。現在、仙台湾岸では関係自治体等により、海岸侵食防止対策として離岸堤やヘッドランド等の建設が計画され施工されつつあるが、河川や沿岸漂砂による外部からの土砂の供給が期待できない現況において、それを念頭においた構造物の建設も検討すべきといえよう。

仙台湾の海岸線には、長く連続する砂浜やその間に点在する干潟、さらには背後の成熟したクロマツ林など、自然的状態を保つ地域が多く広がっている。侵食防止対策とはいえ、海岸線の人工海岸化はこれら自然的状態を保

つ地区への開発行為の容認などにもつながる可能性があり、自然環境保全の立場に置いて、極めて憂慮される状況にある。

注)

- 1) 石巻平野は、研究者によって北上川下流沖積低地として示される場合もあるが、同低地の形成過程についてはMatsumoto(1981)や、伊藤(1999)の研究において詳細に復元されている。
- 2) ここでいう仙台平野は、高等学校社会科地図帳などに示されている台地や丘陵地を包括した地名としての仙台平野と異なり、ここではその一部である低平な沖積平野の部分はこの名称で示している。また、その地形発達史等については、松本(1981, 1984, 1994)などに示されている。
- 3) 沖積層の堆積層相や堆積環境、および沖積平野の形成に関する教科書として、井関弘太郎著「沖積平野」UP Earth Science シリーズ、東京大学出版会、海津正倫著「沖積低地の古環境学」、古今書院などがあげられる。
- 4) 「海岸線の前進」は、海岸線が土砂の堆積により海側に移動する現象を示し、「海岸線の後退」は、海岸線が内陸側に移動することを示す地形学の用語で、移動の主体はいずれも海岸線。他方、これに類似した用語として「海進」、「海退」がある。「海進」は海域が内陸に侵入することであり、「海退」は海が沖合に退くことを示し、これらの現象の主体は海域。
- 5) 七北田川、名取川(支流の広瀬川を含む)および阿武隈川の幹線流路延長は、それぞれ45km, 100km, 239km。流域面積は、それぞれ208km², 939km², 5,400km²である。

謝 辞

本稿をまとめる機会をあたえて下さった、土木学会および「2001年度水工学に関する夏期研修会」に携わる方々に深く感謝申し上げます。また、1978年当時から、このような調査を始める機会を与えて下さった東北大学名誉教授西村嘉助先生、元宮城県林業公社専務理事 大柳雄彦氏、宮城県自然保護課の方々、そして研究上有意義な示唆を頂いている岩手県立大学教授 首藤伸夫先生、東北大学工学研究科教授 澤本正樹先生に感謝致します。

文 献

- 磯部 一洋(1978):新潟県寺泊海岸における堆積過程について. 地質調査所月報, 29, 773-792.
- 仙台湾沿岸技術検討委員会(1993):仙台湾侵食対策検討報告書, 宮城県
- 伊藤 晶文(1999):北上川下流沖積低地の完新世地形発達. 季刊地理学, 51, 1-18.
- 井関弘太郎(1975):沖積層基底礫層について. 地学雑誌, 84, 247-246.
- 松本 秀明(1981):仙台平野の沖積層と後氷期における海岸線の変化. 地理学評論, 54, 77-25.
- 松本 秀明(1984):海岸平野にみられる浜堤列と完新世後期の海水準変動. 地理学評論, 57, 370-738.
- 松本 秀明(1994):仙台湾の砂浜侵食と海岸構造物. 東北大学特定研究「地域開発に伴う環境変化の地理学的研究」(研究代表者, 理学部 田村俊和), 45-53
- 松本 秀明(1994):沖積平野の成り立ち. 仙台市史特別編1「自然」, 仙台市史刊行委員会編, 264-277頁
- 松本 秀明・伊藤 晶文(1998):宮城県沖積平野における後氷期の海面変動. 日本地理学会発表要旨集, 53, 392-393.
- 西村嘉助・宮城豊彦・松本秀明(1982):仙台湾浜浜県自然環境保全地域学術調査報告書. 仙台湾浜浜県自然環境保全地域学術調査委員会編(宮城県), 2-20.
- Matsumoto, H.(1981):Developmental process of Alluvial coastal plain related to the Holocene sea-level change. *Science Reports of Tohoku Univ 7th series (Geography)*, 31, 155-171.