

天竜川扇状地と遠州灘海岸の形成

芝野 照夫・土屋 義人
富谷 雄・山本 武司

The Formation and Reduction of Enshu-nada Coast, an Alluvial Fan of the Tenryu River

By *Teruo SHIBANO, Yoshito TSUCHIYA, Takeshi TOMIYA*
and *Takeshi YAMAMOTO*

Synopsis

Recently, due to a decrease in sediment input from the Tenryu River flowing into Enshu-nada coast facing the Pacific Ocean, beach erosion has advanced remarkably along the river mouth coast. The beach erosion can be considered as a reduction of the deltatic alluvial fan of the Tenryu River.

To consider the reduction process, therefore, formation of the alluvial fan is studied by use of topographical and archaeological knowledge of the long-term formation processes of the coast. In the reduction process a remarkable influence of river discharge and rising sea level since the geological age has taken place on the formation and reduction of the alluvial fan.

1. 緒 言

遠州灘海岸は、御前崎から渥美半島の伊良湖岬までの延長約 110 km の砂浜海岸であって、主要な流入河川は天竜川である。天竜川の流域面積は約 5,000 km² で上流域に崩壊地が多く、流送土砂の多い河川である。流送土砂によって天竜市鹿島から下流部に扇状地を形成するとともに、海岸部では漂砂として広大な砂浜と砂丘を形成してきた。また、天竜川河口部は多量の流送土砂によって扇状地デルタが発達して、海側に凸な形状をしているが、近年の上流域における開発に伴って流送土砂に変化が生じ、河口西側海岸を中心として海岸侵食が顕著となってきている。

ここでは、天竜川によって形成されてきた扇状地デルタと遠州灘海岸の形成とその変化を、地形学および考古学の知識を取り入れて明らかにしようとするものである。

2. 遠州灘海岸における海岸地形の形成

遠州灘海岸、すなわち御前崎から伊良湖岬までの範囲にわたって地形上の高地を見ると、まず御前崎台地、牧ノ原台地、南山丘陵、小笠山丘陵および磐田原台地が天竜川以東に分布している。また、この範囲の海岸に流入する主要な河川は菊川および太田川であって、いずれもその流域は台地を開析、埋積して、とくに下流域では軟弱な地盤から成る低地を形成している。一方、天竜川以西には芳川の流入が見られるが、太田川および菊川と相違して旧天竜川氾濫域を流下し、軟弱地盤から成る低地を形成していない。芳

川の上流域は三方原台地に接しており、この三方原台地は現在の天竜川扇状地および天竜川低地と浜名湖に挟まれた地域に分布した隆起扇状地である。また、浜名湖以西には旧天竜川三角州堆積物から構成された湖西丘陵、さらに新所原台地の西方に渥美半島の海崖地域へと続いている。

2.1 海底地形と海底堆積土砂

海底地形を見ると水深約100 mまでは、天竜川河口沖合を除いて海岸線と平行な等深線を示しているが、Fig. 1のように御前崎から伊良湖岬の間には海底谷が8ヶ所あり、それらは沖合の天竜海谷へと続いている。とくに、天竜川河口より西側に見られる本宮山、高松および安乗口海底谷は谷頭の水深が約200 m程度と深く、天竜川河口沖合から御前崎の海域に見られる川口、大東および浜岡海底谷の約100 mの谷頭水深とは大きな差異が認められ、また、それらの海底谷の勾配は前者で1/10、後者で約1/25と大きく違っている。水深100 m以浅の海底地形は天竜川河口を境として御前崎側と渥美半島側で相違が見られ、渥美半島側では伊良湖岬に近づくほど100 m等深線は沖合に遠くなり、海底勾配が次第に緩くなっている。一方、天竜川河口から御前崎の範囲においても、渥美半島側とほぼ同様の傾向であるが、海底谷の谷頭が比較的海岸線まで迫っているために若干の相違がある。また、御前崎から伊良湖岬までの海岸は、3ヶ所の突出部があり、御前崎と伊良湖岬付近の台地から形成されたところと天竜川河口デルタの先端である。この陸上地形の特徴と一致して水深100 m程度の地形も同じような地形を示しており、前述の海底谷の形成時期、すなわち水深100 m以深の地形の形成は天竜川河口部デルタの形成よりも古い時代のもと考えられる。

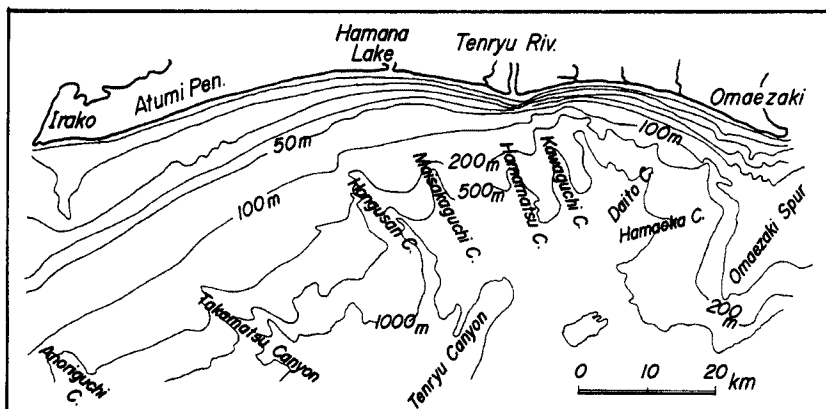


Fig. 1. Bottom topography along Enshu-nada coast.

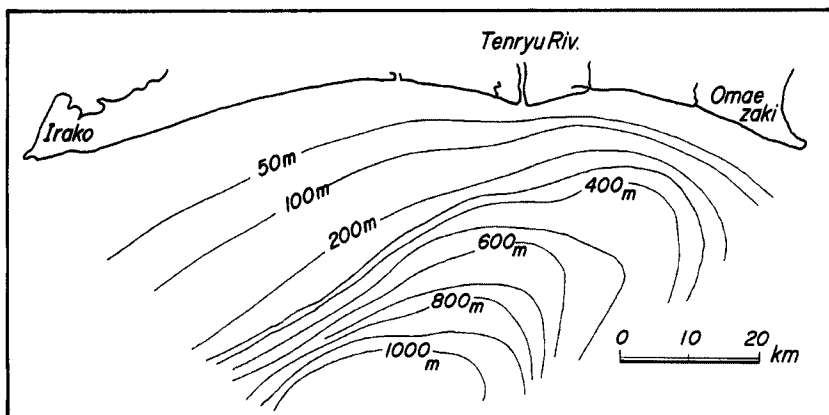


Fig. 2. Summit level of bottom topography.

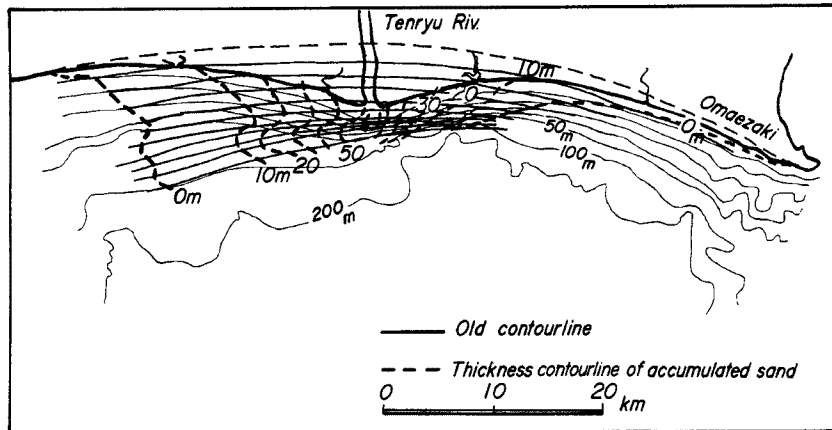


Fig. 3. Accumulate thickness of sand transported and from the Tenryu river and old-contourline along Enshu-nada coast.

Fig. 2 は、これら海底谷が形成される以前の地形を表す埋積切峰面図である。水深 1000 m 以上の深さに続く天竜海谷は、その方向を浜岡からはほぼ SW にとって沖方向に深くなっている。また、天竜川河口部はデルタとして形成され、ほぼ三角形で海側に突出しているが、御前崎から渥美半島にかけて海岸背後地の海側端部を結び、さらに 100 m 以浅の等深線について Fig. 3 に示すように、沖側に突出している範囲が天竜川からの流送土砂によって形成された沖積層であると仮定し、御前崎沖と渥美半島沖の等深線を滑らかに結んで仮定した旧等深線を引いて、それと現在の等深線を比較して土砂堆積厚さを示している。このようにして求めた土砂堆積厚さは、当然のことながら天竜川河口部で最大となり、ほぼ 60 m ~ 70 m と算定される。この堆積厚さについて、門村¹⁾がボーリング資料によって約 70 m の上部砂礫層、その下に下部砂礫層が分布していると指摘した結果とほぼ一致するといつてよいであろう。また、天竜川河口部沖合の土砂堆積形状は沖方向への堆積もさることながら、河口を中心として東西方向に広がり、とくに浅海域における東西両方向の広がりが顕著であつて、沿岸漂砂が活発であつたことが明らかである。

2.2 天竜川扇状地の堆積土砂

天竜川扇状地の形成およびその形状については、門村¹⁾や武藤²⁾らにより、これまで多くの研究が行われ、その成果が発表されており、それに基づいて考察する。

天竜川扇状地は Fig. 4 のように、その扇頂は天竜市鹿島であり、それより下流の三方原・磐田原の両台地に挟まれた南北約 26 km、東西の最大幅約 13 km で、遠州灘へと続いて



Fig. 4. Contourline of Tenryu alluvial fan¹⁾.

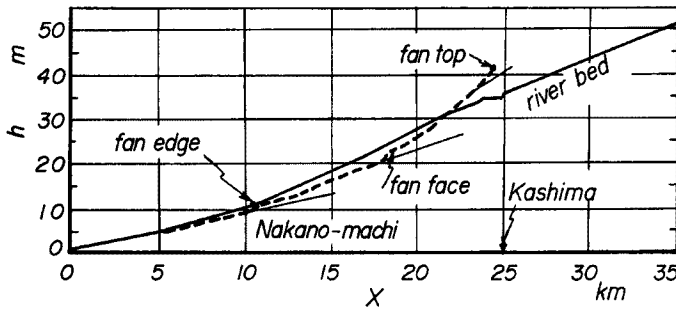


Fig. 5. Longitudinal profiles of alluvial fan and river bed in the Tenryu river¹⁾.

10 mに沿ったところを扇端としている。このことはそれより上流側では一般の扇状地地形の形成範囲であり、下流域では埋積作用の大きな三角州性の扇状地形成範囲であるとしている。

一方、武藤²⁾は現天竜川扇状地の形成を次のように述べている。天竜川の左右岸には磐田原および三方原台地があり、これら両台地は旧天竜川の形成した古期扇状地であって、この古期扇状地を侵食し、侵食された台地が側方への新期扇状地の広がりやを制約しながら発達してきた『制約扇状地』であるとする。ともに、旧扇状地から現扇状地の形成には門村¹⁾および井関³⁾と同様に、海水準の変動が大きく作用したことを指摘している。

さらに、門村は数多くのボーリング資料から、天竜川扇状地の地質断面を Fig. 7 のように示し、図中の I および III で表す砂礫層の勾配が大きく相違することに注目するとともに、下部砂礫層 (III) は天竜川扇状地の上流域で上部砂礫層の上にて、現在の地形面へ続いていることを明らかにしている。また、下部砂礫層 (III) の上面は、かつて地表に露出して風化を受けたことを示す黄褐色の色調をしており、上部砂礫層から構成された扇状地より古い時代の扇状地であることがわかる。しかし、現河道付近では下部砂礫層が見られず、上部砂礫層と下部砂礫層の中間層ともいべき砂礫層 (II) が下部砂礫層 (III) を削って堆積している。このことは武藤の指摘した古期扇状地を削って新期扇状地が形成され、側方の制約のみ

ならず深さ方向にも制約された扇状地であるといえよう。

ここでは国土地理院によって報告されている土地条件調査報告書⁴⁾に示されている天竜川下流域のボーリング資料から、これまで行われた方法と同様に地質断面図を作成し、新期扇状地すなわち砂礫層 (I) および (II) の層厚と堆積土砂量を算定するが、ボーリング深さが浅いために精度は十分とはいえない。しかし、Fig. 6 に示すように東海道新幹線に沿うボーリング資料から上部砂礫層 (I) と下部砂礫層 (III) との境界面は、ほぼ -40 m 程度と算定可能であり、これは門村による Fig. 7 とほぼ一致する。また、下部砂礫層 (III) の現天竜川河道から西側への広がり、一応、三方原面との境界までとし、その上面もほぼ水平に -40 m としている。さらに、天竜川左岸側についてはボーリング深さが浅いために明確ではないが、右岸側とほぼ同様であると仮定した。この結果から下部砂礫層 (III) より上部の (I) 層の体積および現天竜川河

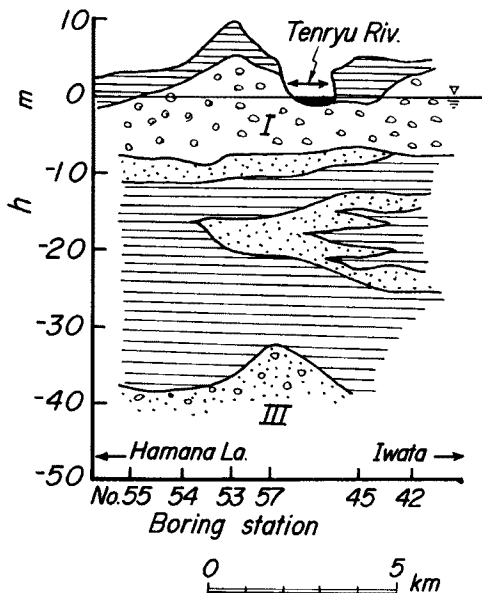


Fig. 6. Geological section of Tenryu alluvial fan along Tokaido Shinkansen.

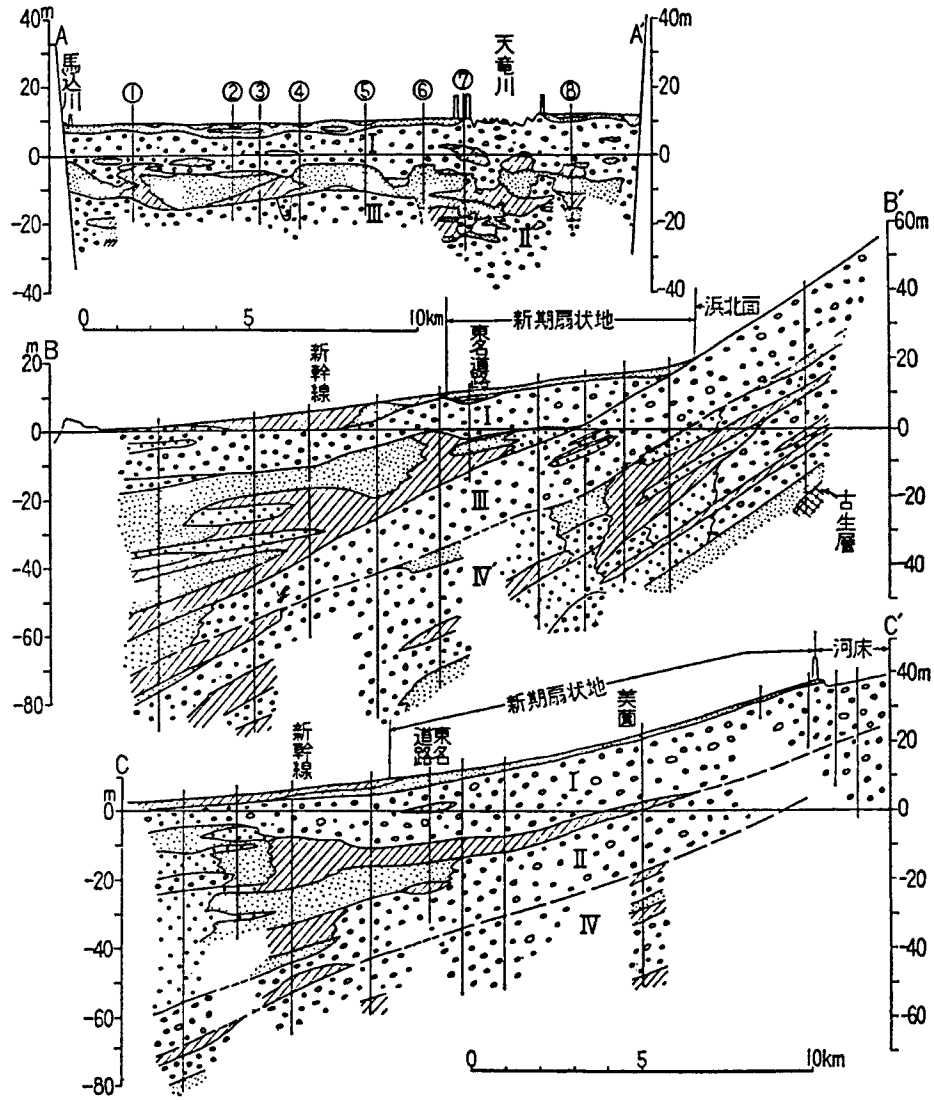


Fig. 7. Geological section of Tenryu alluvial fan¹⁾

道部付近にみられる中間層 (II) の体積を算定することが可能である。

そのため、Fig. 8のような単純化したモデルを考え、堆積土砂を概算すると次のようである。まず、(I) 層は $7.3 \times 10^8 \text{ m}^3$ 、(II) 層は $4.8 \times 10^8 \text{ m}^3$ 、さらに (III) 層は $4.7 \times 10^8 \text{ m}^3$ となる。しかし、扇状地末端部における沿岸方向への広がり、あるいは三方原および磐田原台地と接する扇状地側方端の層厚の算定など明らかでない部分もあるが、これ以上の土砂が堆積しているものと考えられる。さらに、基盤上の全堆積土砂量については、天竜川河口沖合の海谷の谷頭水深を 150 m とすれば、(I) 層から (III) 層までを合計すると約 $105 \times 10^8 \text{ m}^3$ と推定することができる。この

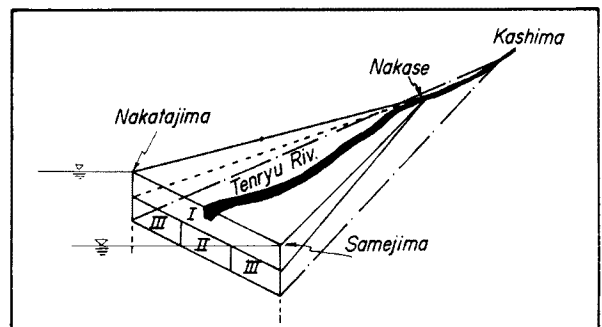
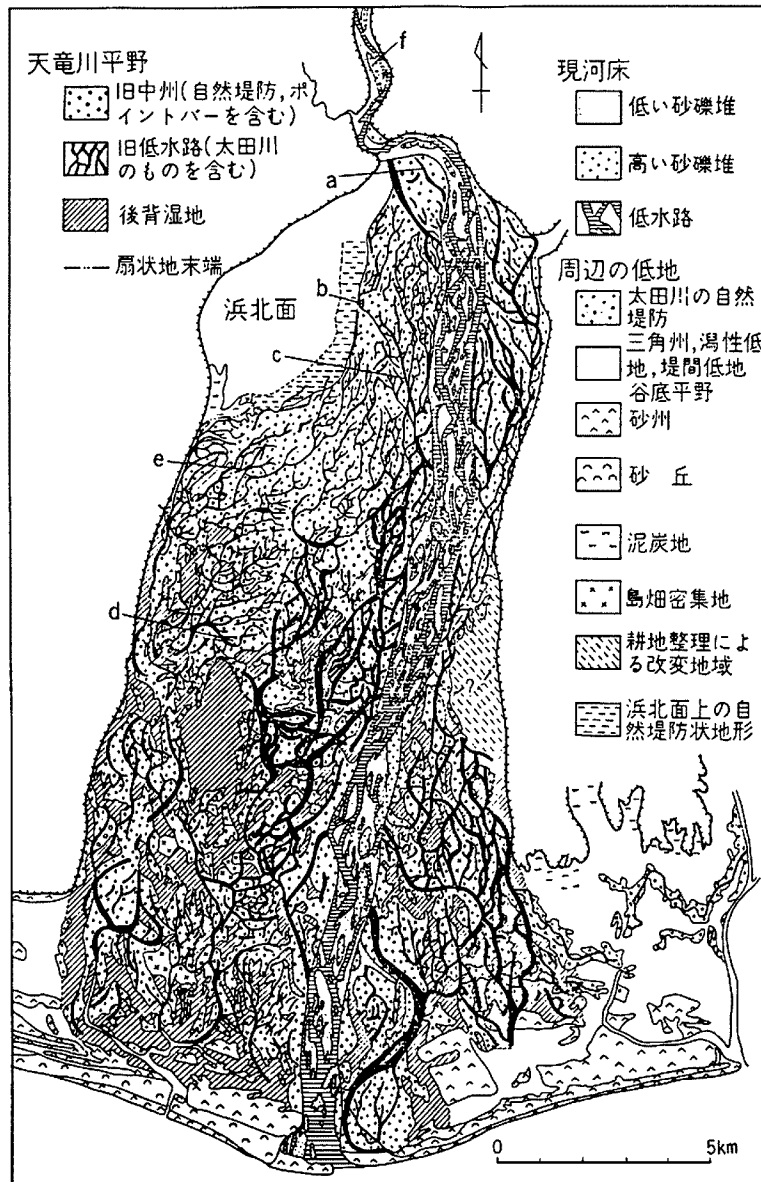


Fig. 8. Schematic model of sediment deposition thickness in Tenryu alluvial fan.

海谷が約 20,000 年前の低海水準時代に形成されたものと考えらるならば、現在まで平均的に約 $5 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{year}$ の堆積土砂量となるが、実際には沿岸方向および沖方向への土砂の移動があることから、それ以上の土砂が天竜川から供給され、扇状地と沿岸の海岸地形を形成してきたものといえよう。

2.3 デルタの形成と海底堆積土砂

天竜川扇状地は前述の扇端より下流域に比べて一般に鱗状の微高地が見られず、旧河道に沿う自然堤防の南北方向に長い微高地が見られる。また、Fig. 4 に示した天竜川扇状地の等高線図においても扇端より下流域では、現河道の等高線が海側に突出する形状を示している。さらに、Fig. 9 の地形分類図においても扇端以南に後背低湿地と区分された地域が広く分布し、上流域の扇状地とは形成過程に相違があるものと考えられる。すなわち、上流域では通常の扇状地を形成させるような大きな掃流力をもった領域であると思われるが、下流域では細砂および泥質砂を流下・堆積させるような形成力であったものと考えら



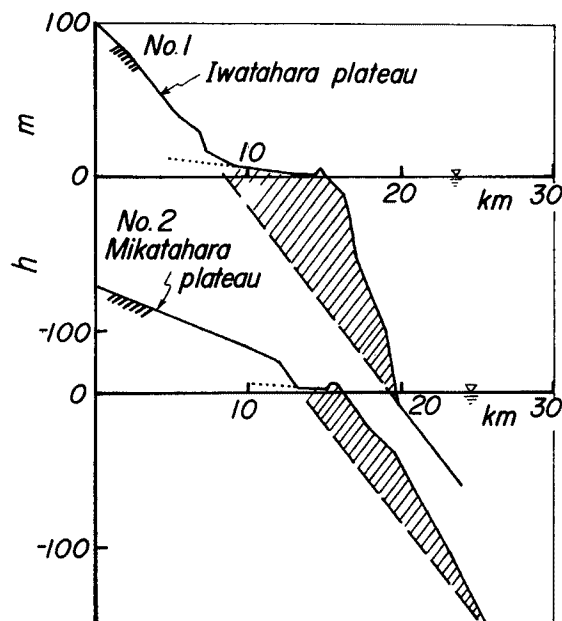
れる。このような底質が海水準の変動と関係して堆積したものといえよう。

井関⁹⁾は上部砂礫層 (I) の形成について、海水面が現海水準まで上昇し、上昇速度が低下した時期以降に生成が開始されたもので、下流部では海面上昇期の海成堆積物を覆って発達しているところが見られ、三角州の前置層のような堆積形態を示している指摘している。

このように海水準の変動と関係して天竜川扇状地は発達してきたことが明らかであるが、天竜川河口部の三角州性の扇状地を形成するに至った基準海面ともいべき、古期扇状地を形成した当時の海水準について若干の考察を行う。まず、Fig. 1 に示した天竜川河口を含む遠州灘沖合には数多くの海底谷が見られ、その谷頭水深はほぼ 100 m の間に存在する。また、古期扇状地面である磐田原台地の断面形は、Fig. 10 のようになって、前出の天竜川の河床勾配および扇面の縦断曲線と比較すると非常に急な勾配であることがわかる。この古期扇状

Fig. 9. Topographical classification map of Tenryu alluvial fan¹⁾

地面の勾配を延長し、海底断面形と結んでいるが、これからも、扇状地上流域の勾配が約 $1/800$ 、扇端より下流部では約 $1/1000$ 、海岸から水深約 100 m では約 $1/70 \sim 1/100$ となっている。また、磐田原台地の勾配は約 $1/100$ 程度であり、海底の勾配に近く、水深 $140\text{ m} \sim 150\text{ m}$ 以深の海底が磐田原台地面と比較的滑らかに延長できることから、新期扇状地形成による堆積土砂は図中の斜線の範囲に堆積しているものと考えられる。一方、天竜川右岸の三方原台地面の延長と海底地形面の接続は、三方原台地面の南北方向の勾配が比較的緩く、約 $1/250$ の勾配であって、磐田原面の場合と対照的であるが、三方原台地を形成した古期扇状地の生成過程において、台地を構成する三方原礫層の最大粒径の分布と古流向の分布が南西方向を示すとともに、磐田原台地に比べて東西方向の広がりも大きいことによるものと考えられる。前述の海底谷の谷頭水深、古期扇状地地面の海



底への延長および井関による基底礫層形成期における海水準の算定⁹⁾などに基づくならば、新期扇状地の形成初期における海水準は、わが国周辺に広がる陸棚水深とほぼ一致する -150 m 程度であったと考えられよう。その後、海面の上昇に伴って天竜川下流域の扇端部より海側では、三角州性の扇状地として泥層および海成泥層を挟んだ地層が海水準の変動とあわせて形成されてきたものと考えられる。

3. 遠州灘沿岸の砂丘と後背低湿地

3.1 砂丘地形の形態と分布

遠州灘沿岸のうち、砂丘地形が顕著に見られる地域は御前崎から浜名湖西側の新居町付近までの約 60 km の沿岸である。その内、汀線付近から内陸側に向かって数列以上の砂丘が分布するのは、浜岡から弁財天川河口までの範囲である。また、砂丘列および内陸側への砂丘の広がりも、弁財天川から浜岡町に向かうほど広がっており、浜岡町新池田付近では丘陵地の前面まで砂丘地が達している。

土地条件調査報告書⁴⁾によれば、この範囲の砂丘地を Fig. 11 に示すように、沿岸方向に3つの領域に分け、第1を浜岡・大須賀砂丘地、第2を浅羽・福田砂丘地および天竜川河口以西の中田島・新居砂丘地と分けている。まず第1の浜岡・大須賀砂丘地を7種の地形区に分類し、1) 斜行砂丘地帯、2) 縦列砂丘地帯、3) 風成砂に覆われた砂堆・砂州、4) 砂嘴、5) 風成砂に覆われた台地、6) 風成砂に覆われた丘陵地、7) 砂丘間低地の地形分類としている。

斜行砂丘地は長さ $1 \sim 1.5\text{ km}$ 、幅約 100 m および比高 $10 \sim 20\text{ m}$ であり、汀線から Fig. 12 のようにN方向に対して約 60° 傾いた方向をもっている。土地利用の面では植生が進み「松林」となっている。

一方、斜行砂丘地帯より海側には汀線とほぼ平行な砂丘が見られ、前述の「縦列砂丘地帯」として分類されている。この砂丘は前者に比べて幅が狭く、比高も 10 m 程度となっている。さらに明治22年測定の $1/2$ 万地形図では、砂丘の形態が若干相違しており、Fig. 13^{4), 5)} に示すように汀線近くでは汀線と直行する方向に約 $500\text{ m} \sim 1000\text{ m}$ の砂丘が見られ、これらの砂丘が汀線と平行方向に並ぶ砂丘（縦列砂丘）に続いている。また、斜行砂丘はその内陸側に分布しており、現在では国道が斜行砂丘を切って走ってい

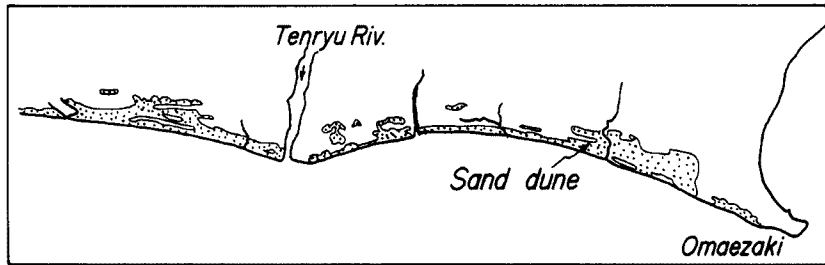


Fig. 11. Distribution of sand dune along Enshu-nada coast.

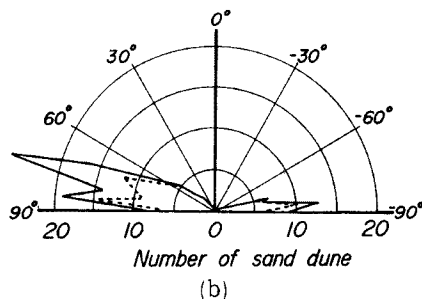
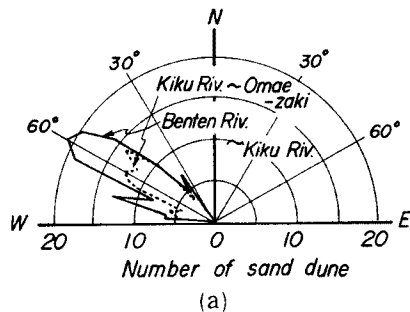
る。このような砂丘地に挟まれた低地はいずれも湿地あるいは草原となっており、とくに国道150号線はほぼその低地に沿って直線状に延びている。

一方、菊川から弁財天川までの範囲では、砂丘の幅は次第に狭くなり、菊川右岸で約2km程度内陸側に広がっているが、弁財天川付近で約0.7km程度の幅となっている。砂丘列も次第に数を減少するとともに、比高も5m～6mと菊川以東の浜岡町の砂丘に比べて規模が小さくなっているが、砂丘列の形態は汀線付近にそれと平行な「縦列砂丘」、その内陸側に「斜行砂丘」と分布している。

第2の浅羽・福田砂丘地では前述の浜岡・大須賀砂丘地と様相を変え、「斜行砂丘」は弁財天川河口右岸に見られるのみで、天竜川河口左岸まで汀線に平行な「縦列砂丘」が分布している。また、「縦列砂丘」は浅羽町大野、東同笠および磐田市南田伊兵衛新田付近における内陸側に小さな比高をもった列が続いている。浅羽・福田砂丘の背後にはいずれも前川および仿僧川が砂丘列と平行に流れており、これは前述の浜岡・大須賀砂丘地に見られない特徴である。

さらに、第3の天竜川右岸から新居町に至る範囲では、天竜川河口付近を除いてほとんど「縦列砂丘」が分布しており、しかも浜名湖の今切口に近付くほどその幅が狭くなっている。しかし、東海道本線および国道152号線に挟まれた可美村増楽付近には、かつての砂州を覆った砂丘列が続いている。さらに、雄踏町宇布見においてもっとも内陸側に位置する砂丘地形が見られる。

一方、今切口より西側では新居町に顕著な砂丘地形が見られるのみで、それ以西の渥美半島では背後の崖がしだいに海浜近くまで迫り、顕著な砂丘地形を形成していない。

Fig. 12. Directional frequency of sand dune alignment⁴⁾.

- (a) Faced on N
(b) Faced on shoreline

3.2 砂堆・砂州地形と砂丘背後の低湿地

砂堆・砂州地形は砂丘近傍、とくに現砂丘を載せた地形と現砂丘より内陸側に分布するものとに分けることができる。

前者は汀線に近いところに位置しており、旧天竜川からの流送土砂を主とする沿岸漂砂が堆積して浜堤 (beach ridge) を形成し、その背後に低湿地、すなわち back marsh が作られたものと考えられる。この浜堤はここでいう砂堆・砂州地形に対応するものであって、海水準の変動に伴って形成の位置を変え、さらに浜堤前面が海水準の低下によって広い砂浜となれば、風による砂の移動つまり砂丘が浜堤を覆うように形成されたものであろう。一方、内陸側の砂堆・砂州地形もその形成過程は、前者と同様に旧天竜川による流送土砂を主とする沿岸漂砂の堆積が海水準の低下に伴って取り残されたものである。

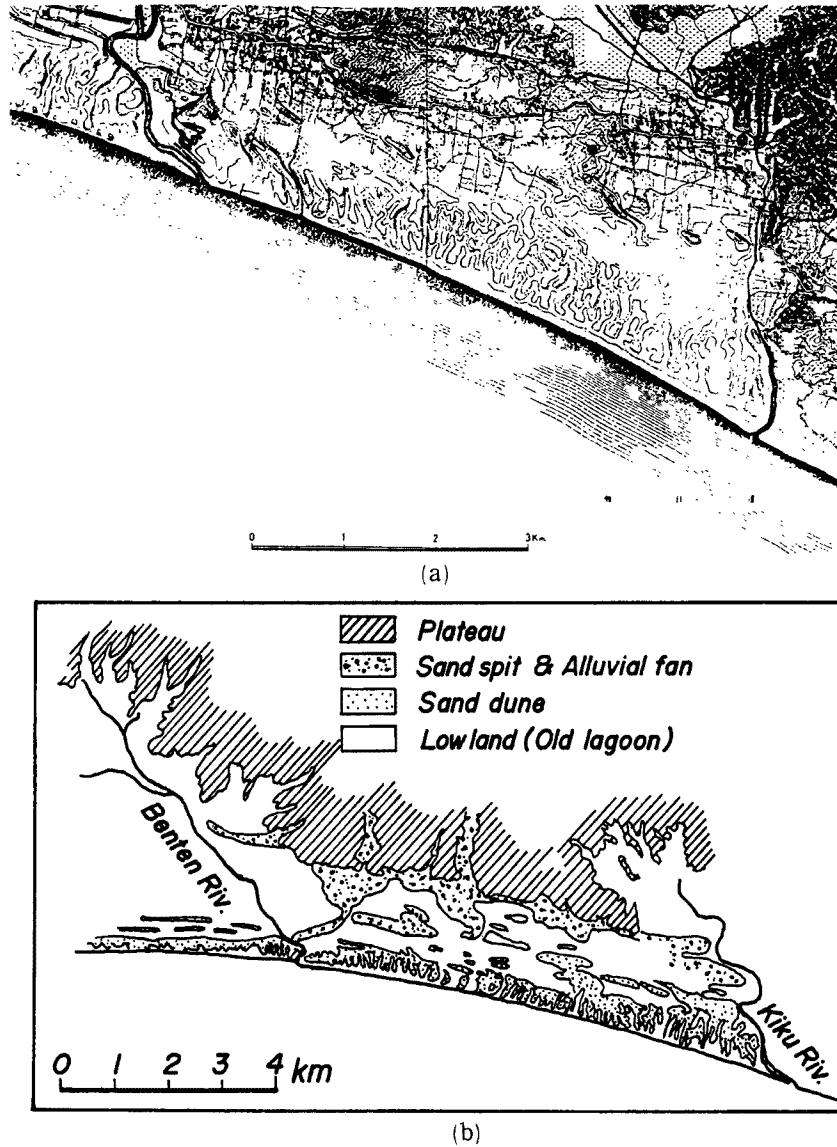


Fig. 13. Distribution of sand dune in Hamaoka and Ogasa regions^{4),5)}

この内陸側の砂堆のうち、もっとも標高の高いものは、浜岡町池新田、小笠町千浜付近に見られ、約 15 m~20 m に達している。しかし、この砂堆上に風成砂層が厚く覆い、土地条件調査報告書⁴⁾では砂丘地と分類されている。

このように浜岡町池新田から菊川に至る範囲では厚い風成層に覆われ、明瞭な砂堆・砂州地形が明らかでないが、汀線と平行な砂丘の背後の県立砂地試験場および高松川下流付近と国道 150 号線の北側の県立砂地試験場と合戸の南側までの範囲は、かつて低湿地であることを思わせる水田が帯状に広がっている。さらに、千浜集落が載る地域は南山丘陵の南西端に位置し、西方へと砂嘴状に伸びた微高地となっており、かつての湾口砂州ではないかと考えられる。

菊川以西においても国道 150 号線と汀線の間には、砂丘の背後に低湿地を干拓した草地在帯が砂丘列と交互に分布し、また、国道 150 号線より北側には水田地帯が東西に伸び、その背後に新井、中新井、雨垂、沖之須および今沢集落といずれも砂堆の微高地を住宅地としたものである。さらに、これら集落から北側の小笠丘陵の間にも微高地と低地が東西方向に並んでおり、砂堆と思われる微高地は丘陵の麓で、丘

陵から流下する小河川の扇状地堆積物に覆われていると考えられるが、小笠丘陵の南西端の石津集落と大坂集落は、前出の千浜集落と同様にかつて菊川中流域まで海であったときの湾口砂州として形成された砂州上に載っているものといえよう。また、石津集落から弁財天川の西方には、ほぼ同じ位置に松山、梅山、松原および初越集落を載せる砂堆が続いており、石津湾口砂州と同時代に形成されたものと考えられる。このような砂堆（浜堤 beach ridge, 沖の州 barrier beach）が磐田原台地の麓まで続いたものと思われるが、旧太田川や旧天竜川の流路の変遷に伴って次第に消滅したものであろう。

太田川から天竜川の間における砂堆は、天竜川に近づくに従って天竜川の流路変動に伴う自然堤防や旧河床など複雑な地形が入り組んでいることから、明瞭に判別されるのは福田、新田、浜部、鮫島および平松集落を載せるもので、また、その海側に石田、飛平松集落を載せるものが分布している。前者は砂堆の位置から見て大須賀町沖之須および今沢集落を載せるものと同一と考えられるが、後者はそれよりも時代的には後のものといえよう。

一方、天竜川河口以西の砂堆の内もっとも内陸側のものは、三方原南縁に沿って分布しており、JR浜松工場北側、入野町、志都呂町および雄踏町宇布見の集落を載せるもので、いずれも「沖の州」(barrier beach)として発達・堆積したのではなく、その分布形態から三方原の南縁沿いに移動した漂砂が堆積した砂浜ではないかと考えられる。また、入野町集落の北側にある佐鳴湖は古い時代の潟湖であり、前面に堆積した漂砂によって閉塞されたものともいわれている⁴⁾。そのほか海岸に向かって、まず東海道本線および国道1号線、小沢渡町および新橋町、米津町、福島町および江之島町、さらに中田島や遠州浜の各集落などが載る砂堆が3列あり、汀線付近の中田島砂丘列へと続いている。とくに、浜名湖の今切口に近い坪井町、馬郡町などを載せる砂堆は、第1および第2の砂堆が複合したもので構高3m~4m以上の浜堤をもった砂堆となっている。

今切口以西の新居町では、砂丘の発達と同様に砂堆の分布が顕著でなく、新居砂丘地および日崎付近に見られるのみである。これら湾口砂州を含む砂堆の分布を Fig. 14 に示すが、一般的に天竜川河口部付近では河川の洪水氾濫など流路変更に伴って砂堆が流失し、顕著なものが見られず河川による影響領域であるといえよう。しかし、浜岡町など遠州灘沿岸の東部では、丘陵などの西側に広い砂堆が見られ、沿岸漂砂が丘陵西側に堆積すると同時に風による飛砂が砂丘を形成し、砂堆を覆っていることが明らかである。また、砂丘列および砂堆列の間には低湿地が見られ、とくに菊川から新野川までの範囲では、汀線近くの砂丘背後に低湿地が見られるものの、それより内陸側では砂堆列の間を埋めるように風成層が厚く堆積し、他の地域ほど広い低湿地は見られない。この低湿地は「沖の州」とその背後の潟湖 (lagoon) という関係で発達・形成されたものと Fig. 15 から考えられ、また、Fig. 16 に示す遠州灘沿岸の土地利用図からも内陸側の砂堆列の間の低地は、水田となっている。菊川および太田川の流域のうち砂堆列より上流域では軟弱な地盤、すなわち河川によって流送された泥などによって埋められた埋積平野であり、それより下流の砂堆地形の領域は、河川による流送物質と lagoon 内の埋積物質から形成されているといえよう。また、地形的に見ても汀線近傍の砂丘列の背後を流下する河川の方角も、菊川はかつて河口が現在より東側にあつて、流路も東へ向き砂丘列間の低地を流下していた。さらに、弁財天川に流れ込む前川も浅羽砂丘の背後を蛇行はしているものの砂丘列と平行に流れている。このように砂丘列とはほぼ平行して流下する河川は仿増川も同様であり、かつて lagoon 内に流入していた諸河川が幅をしだいに狭め、砂丘列を横切ることなく低湿地の水路として残されたものと考えられる。

このような砂丘、砂堆および低湿地の発達と形成は、Fig. 17 に示すように、海水準の変動に伴って現在よりも沖側に砂堆が形成され、海水準の上昇とともにそれが lagoon を埋めながら内陸側に移動してきたが、その時期はこれまでの海水準変動の研究によって述べられている 9,000~6,000 BP の縄文海進期と考えられる。その後 6,000~4,000 BP に海水準が現在の海面より 2m~3m 高くなったが、その当時にもっとも内陸側の砂堆が形成され、それ以降の現海面までの海水準の低下に伴って第2、第3の砂堆(沖の州)が形成されると同時に、砂堆を構成する細粒な底質が風によって運ばれ浜岡町に見られるよう

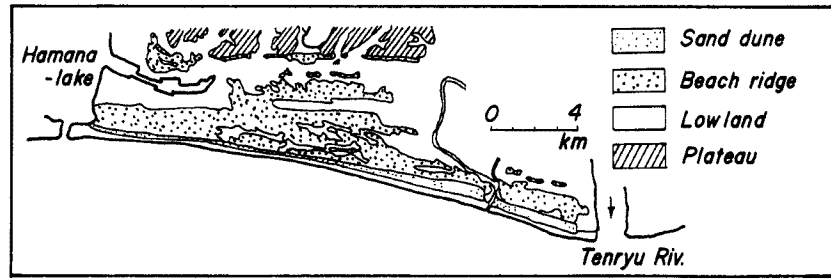


Fig. 14. Distribution of beach ridge from Tenryu river mouth to Imakiri-guchi.

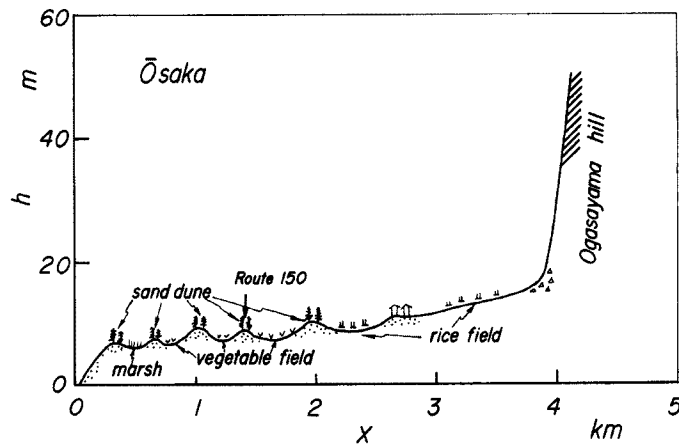


Fig. 15. Land utilization and topography in the east area of the Kiku river.

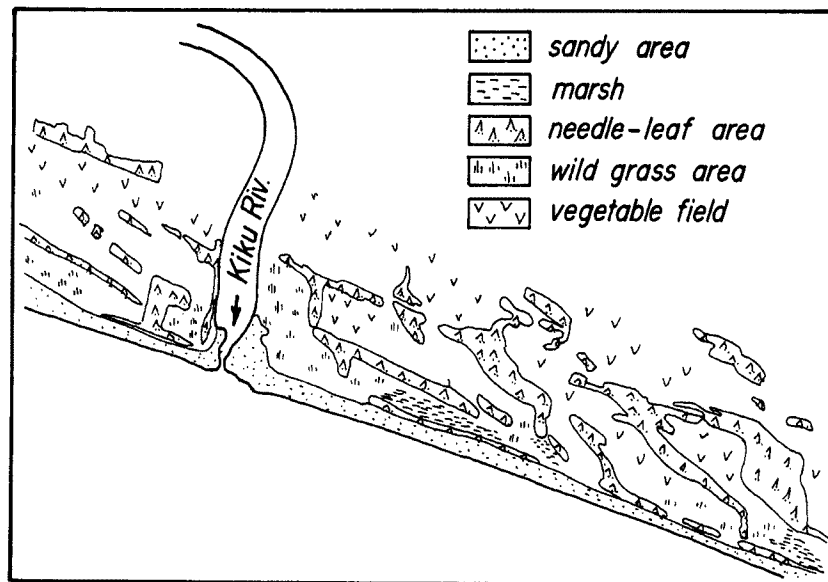


Fig. 16. Land utilization in the east area of the Kiku river.

に砂堆の上に風成層が厚く堆積したものと考えられよう。

以上のように、砂堆の形成は当時の海岸線を示すものであって、砂堆から出土する遺跡など時代を特定することが可能なものがあれば、詳細なタイムスケールとして海岸地形の発達を明らかにすることができるであろう。

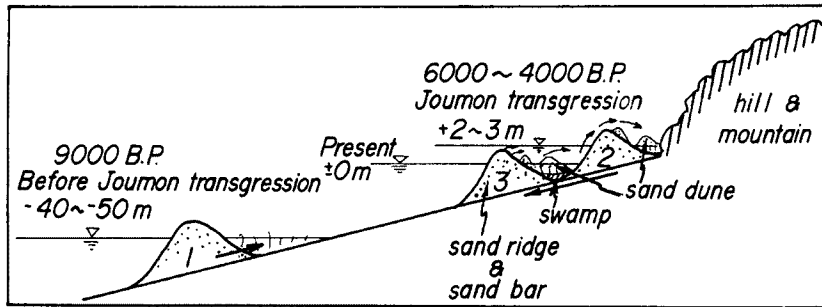


Fig. 17. Schematic diagram of development of beach ridge, sand dune and sea-level changes.

4. 地名と土地の性状

その土地の性状は地名の一部として残されていることは良く知られているが、御前崎から渥美半島の伊良湖岬に至る範囲において、沿岸部および天竜川下流平地部さらに丘陵地とその領域を区分してみると、過去における土地の性状の概略が明らかにできる。まず、沿岸部に多く見られる地名には、「浜」、「松」など海岸とその背後の植生などを示す地名がある。しかし、浜岡町から浜名湖西側の新居町付近までに比べて、それ以西の伊良湖岬までの範囲では、1/2.5万地形図上にはほとんど見られない。このことは新居町より東側の遠州灘沿岸で海浜の背後に砂丘が広く分布し、また、松林が生育している地域であることに原因しているといえよう。

伊良湖岬までの渥美半島南岸では、広い前浜が続いているものの背後地が崖となっているために、そのような地名が少ないものと考えられる。さらに、天竜川下流の鹿島から河口までの低平地においては「島」、「淵」および「瀬」と河川によって形成された微高地を示す地名が多くみられ、「島」は自然堤防などの微高地を示すものと考えられる。これら沿岸部および天竜川低平地におけるかつての土地の性状を表していると思われる地名の分布を示したものが Fig. 18 であり、地名がある程度過去の土地の性状を知る手掛りとなることを示しているといえよう。

5. 遠州灘海岸における海岸地形の形成史

遠州灘海岸の形成には、天竜川からの長期にわたる流送土砂に起因することが明らかであるが、その流送土砂は地殻変動などによって形成された原地形を修飾して現在の海岸地形を形づくっている。

まず、遠州灘海岸の原地形、とくに小笠丘陵、牧ノ原台地、磐田原台地および三方原台地の形成について見ると次のようである。Fig. 19 はそれぞれの丘陵と台地の分布を示しており、そのなかでも小笠丘陵^{7),8)}の形成がもっとも古く、約30～50万年前に現在駿河湾に流入する大井川が流路を南西方向にとり、遠州灘海岸に流下していた当時の礫堆積物から構成されている。その後の地殻変動は Fig. 20 のように、御前崎から赤石山系および渥美半島天伯原台地の地盤隆起と逆に海岸部では浜名湖付近と天竜川平地から沖合の沈降をもたらしたといわれている。この波状的な地殻変動によるわが国太平洋沿岸の地形の形成について、土⁶⁾は波状地形の crest 位置が四国の足摺岬、室戸岬、紀伊半島の潮岬や志摩半島など、南へ突出したところと一致し、それぞれの岬付近などはいずれも長期的にみて地盤が隆起しつつあるところであると述べている。一方、波状地形の trough 位置はいずれも内陸側に湾入し、海底地形からみても大陸棚がもっとも陸地に接近したところであって、遠州灘沖合の急峻で深い海底地形が形成されてきたとしている。

また、牧ノ原台地、磐田原台地および三方原台地は約10万年前に形成された台地であって、牧ノ原台

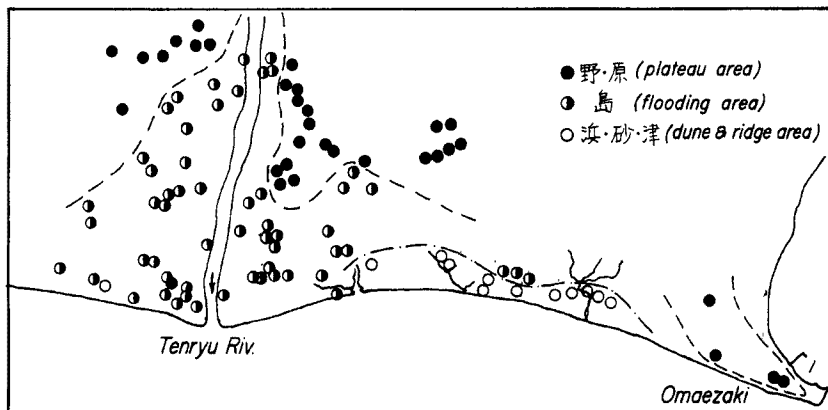


Fig. 18. Distribution of old land properties based on location names.

地は旧大井川、磐田原および三方原台地は旧天竜川による堆積土砂によって構成されている。この時代の地殻変動も小笠丘陵形成当時と同様に、Fig. 21のように御前崎は隆起し、浜名湖および三河湾の沈降が続いて現在の海岸地形の骨格が形成された。

天竜川扇状地およびその周辺における地質について、門村¹⁾、井関⁹⁾および土・高橋⁷⁾の成果に基づいて模式図を示したものがFig. 22である。まず、基盤が形成され、その後の小笠期において、旧大井川および旧天竜川〔砂礫層の堆積物から旧天竜川堆積物は、5回にわたって土砂堆積の期間があったものと考えられ、それぞれをa) 小笠期、b) 三方原期、c) 下部砂礫層期Ⅲ、d) 中間砂礫層期Ⅱおよびe) 上部砂礫層期Ⅰとする。〕による砂礫の堆積が広範囲にわたって生じた。その間の御前崎と天伯原台地の隆起と浜名湖、天竜川下流域および太田川、菊川下流域の沈降によって、小笠山は丘陵として、天伯原台地も標高50 m以上の丘陵として開析されながらも残存するようになってきた。次いで、三方原期にも旧天竜川および旧大井川からの流送土砂は、三方原、磐田原台地および牧ノ原台地を形成したが、旧天竜川の流れ、すなわち古流向について武藤は、下部三方原礫層（磐田原台地下部にのみ現存）の砂礫の粒径分布特性から、ほぼ現在の天竜川の流向と同様に南へ流下していたことを示しているが、上部三方原礫層すなわち三方原および磐田原台地の主形成期には、通常の扇状地形成に見られるように放射状の流向をもち、一時的には浜名湖方向へ、あるいは太田川の方へと広範囲に流下して

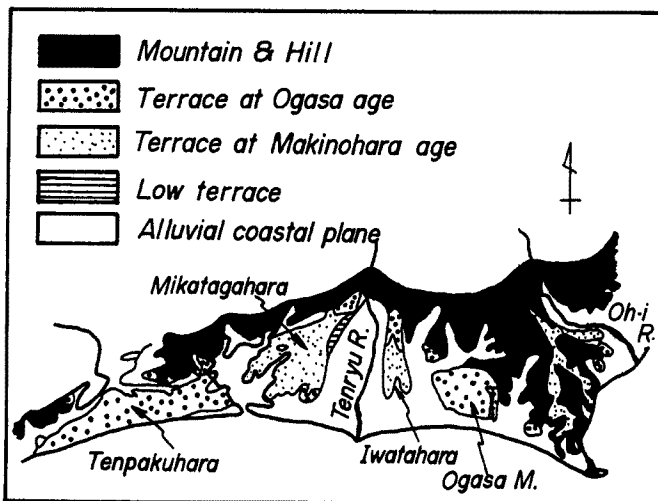


Fig. 19. Distribution of hills and plateaus⁶⁾

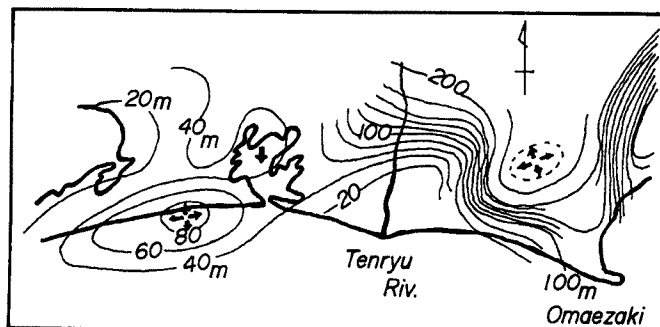


Fig. 20. Ground changes in Ogasa age⁶⁾

いたと推定している。一方、三方原台地と同時期に形成された牧ノ原台地は、小笠山丘陵と同じく旧大井川によって形成されたものであって、地盤の隆起による大井川の流路の変更とその後の継続した地盤隆起が台地として現存させたものである。また、その後、天竜川下流の低平地では三方原礫層を削って下部砂礫層Ⅲが堆積して、埋積扇状地を形成したが、その後も三方原および磐田原台地に挟まれた範囲において武藤が指摘した「制約扇状地」として、古い天竜川からの堆積土砂を削って中間砂礫層および上部砂礫層が堆積することによって現在の天竜川扇状地を形成してきたものである。

以上のような過程で丘陵、台地および扇状地が形成されてきたが、かつて台地の端部には貝塚などの遺跡が分布していたことが知られている¹⁰⁾。とくに磐田原台地の南端には石原貝塚、見性寺貝塚および西貝塚があり、また、太田川の東方の小笠山丘陵南西端に大畑遺跡など太田川流域の段丘上に数多くの遺跡が分布している。これら遺跡はいずれも縄文時代後期から晩期にかけてのものであり、貝塚の貝類の主体はヤマトシジミであるが、なかには若干塩水性の貝類が含まれている。貝塚は当時の収穫後の運搬や消費の形態から考えて、その近くに海岸線または湖岸線があったものと考えられることから、それぞれの台地の端部、すなわち標高20 m程度のところまで湖状の低湿地であったと推定できる。これら貝塚の分布をFig. 23に示すが、これら貝塚遺跡の立地には台地の微高地から谷底への緩傾斜部が選ばれており、生活物質の収穫と同時に生活用水の確保も重要な立地条件の一つとされている。

このように比較的内陸部まで湖状の低湿地が形成されたのは、縄文前期といわれる「縄文海進」に伴って旧天竜川からの流送土砂による砂州（沖の州）地形が形成され、次第に海側への通路である inlet が閉

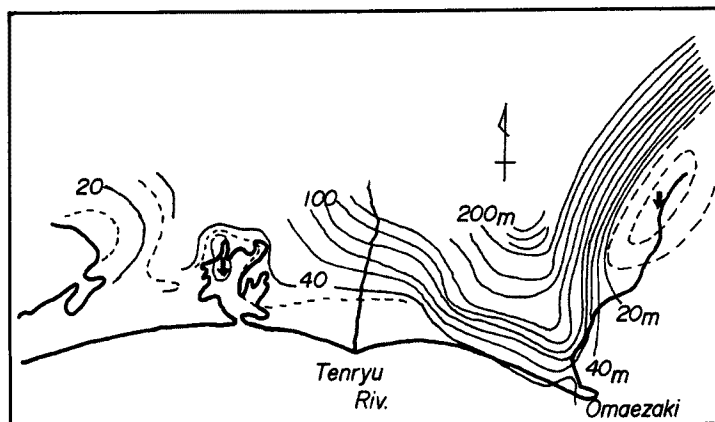


Fig. 21. Ground changes in Makinohara and Mikatahara ages⁶⁾.

じ、内陸水によって淡水化されてきたものと考えられる。このような海水準の変動について前田¹¹⁾は、遠州灘海岸に近接する南知多町の遺跡の調査から、Fig. 24に示すような相対的な海面変化を示している。この海水準の変動は遠州灘沿岸においても合致するものと考えられ、海面の上昇・下降にあわせて砂州（沖の州）が形成されると同時に砂丘地形、さらに、その背後の低湿地が形成されてきたものであろう。この湖状の低湿地が外海と水路をもって通じて

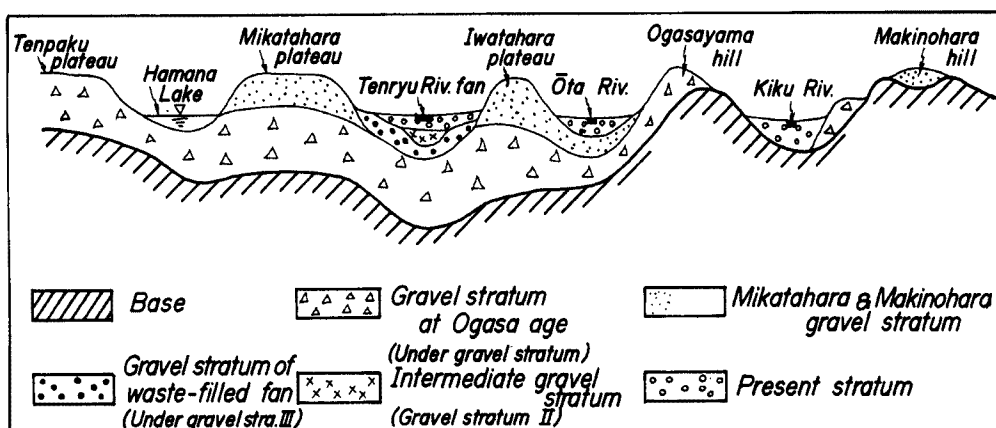


Fig. 22. Schematic diagram of geological section along Enshu-nada coast.

いるところでは、通常港として利用されるが、遠州灘沿岸の大須賀町の弁財天川下流域は、石津および横砂集落の載る「湾口砂州」とその沖側には河原崎および中新田集落の載る砂州があり、「湾口砂州」の南側が横須賀港として利用されていた。しかし、宝永4年(1707年)10月4日に発生した宝永大地震による大津波によって、湾口砂州の基部付近に築造されていた横須賀城の二の丸大広場まで浸水するとともに、中新田、今沢、西同笠および東同笠の砂州(沖の州)に立地していた集落も甚大な被害を蒙り、死者おおよそ1,000余人と言われており、Fig. 25に示す湖状低湿地から外海へ通じる水路が地盤隆起のため塞がれてしまったとされている。

このように遠州灘沿岸の砂丘地背後の低湿地は砂州(沖の州)の発達と同時に、流入河川の流送土砂による埋積および地殻変動、とくに現在でも継続している赤石山系からなる背後山地の隆起などによってしだいに埋められ、現在のような地形を現すようになったものと考えられる。

6. 結 語

遠州灘海岸、とくに天竜川河口部海岸を中心とする海岸地形の形成を、地形学、地質学および考古学的な研究成果に基づいて明らかにしてきたが、海岸地形の変遷を究明するためには海岸地形の形成から現在までの変化を系統的に把握する必要があり、地形学、地質学および考古学的な手法を導入した長期のタイムスケールと最近の実測資料に基づいた短期のタイムスケールの両者から検討しなければならないといえよう。

ここでは前者の立場から、遠州灘海岸の形成を明らかにしようとしたものである。その結果を要すると次のようである。

1) 遠州灘海岸は大きく3つの地域に分けることができ、天竜川河口を中心とする三角州性扇状地の領域とその東西両海岸であり、天竜川河口部付近の海底土砂堆積厚さは、約60m~70mに上部砂礫層が堆積しているものと推定された。

2) 天竜川扇状地の扇頂は天竜市鹿島付近で、扇端は中野町付近とする一般的な扇状地の領域とそれより下流の三角州性扇状地の領域に分けられる。また、扇状地の東西に分布する磐田原および三方原台地は、旧天竜川によって形成された古期扇状地であり、現在の扇状地は古期扇

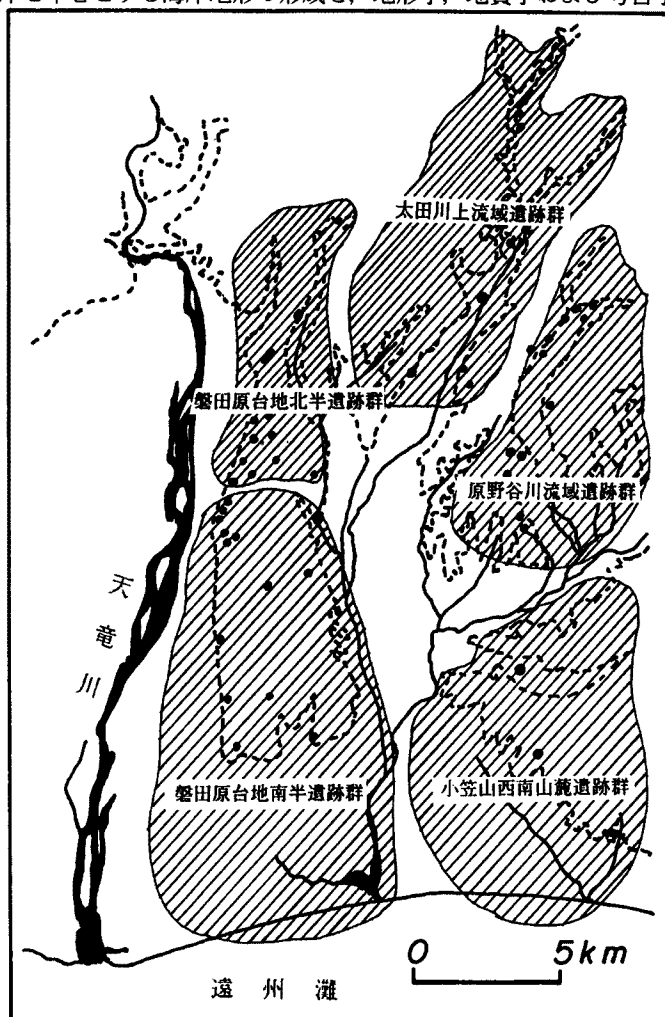


Fig. 23. Distribution of shell mound remained in Iwatahara plateau.¹⁰⁾

状地を削って形成されたものである。

3) 現扇状地を形成した堆積土砂量は約 $105 \times 10^8 \text{ m}^3$ と推定され、約 20,000 年前の低い海水準時代から現在までの期間に堆積したものとすれば、平均的に約 $5 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{year}$ となる。しかし、天竜川からの流送土砂が漂砂として沿岸方向と沖方向に流失していると考えられ、それ以上の土砂が供給されていたものであろう。

4) 遠州灘沿岸には砂丘が分布しているが、天竜川河口から東側の地域で大規模な「斜行砂丘」、「縦列砂丘」が見られる。また、旧天竜川からの流送土砂が沿岸漂砂として堆積・形成された「砂州」が砂堆として内陸側に広く見られるが、現在では住宅地あるいは耕地として開発・利用されている。また、砂丘

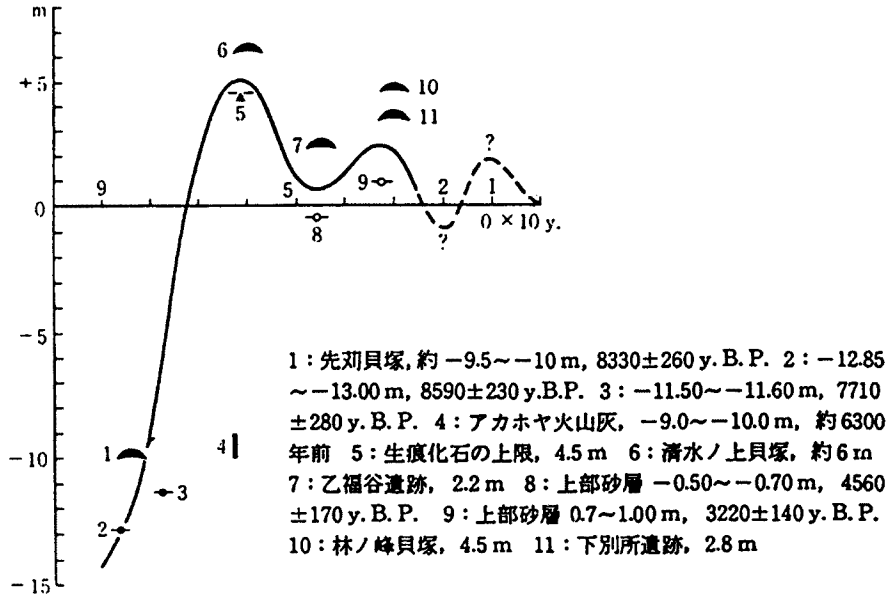


Fig. 24. Relative sea level changes from 9,000 BP in southern Chitaarea¹⁾



Fig. 25. Beach ridge and lagoon in old Ishitsu and Yokosuka towns⁵⁾

列の間は低湿地であったことを思わせる水田地帯が広がっている。砂丘・砂堆および低湿地の発達と形成は、海水準の変動に伴って「砂州」が形成され、その背後の lagoon を埋積しながら飛砂による砂丘の形成と移動をもたらして発達してきたものと考えられる。

5) 遠州灘沿岸における地名の分布から、天竜川河口以東の沿岸部には「浜」、「松」など、海岸の地形と植生を示すものが多く見られるが、天竜川河口近くの海岸付近と扇状地下流部では、「淵」、「瀬」および「島」のような河川あるいは河川の自然堤防を表す地名が多く見られる。

6) 遠州灘海岸の海岸地形は背後の山地部の隆起と同時に、沿岸部に波状性の隆起・沈降域をもたらし、その沈降部が天竜川下流域、浜名湖に対応しており、天竜川河口部沖合の海谷の形成もそれらの結果であると考えられる。

7) 天竜川河口部東側の磐田原地には、貝塚をはじめとする先史遺跡が数多く分布しており、これからも当時は台地の麓まで海または湖が迫っていたことが明らかである。なお、出土する貝類にはヤマトシジミが見られる。

最後に、資料収集にご協力いただいた建設省浜松工事事務所の関係諸官ならびに地形学上の文献などを教示いただいた京都教育大学名誉教授水山高幸先生に謝意を表する次第である。

参 考 文 献

- 1) 門村 浩：扇状地の微地形とその形成，扇状地（矢沢・戸谷・貝塚編），古今書院，1971，pp. 55～96.
- 2) 武藤鉄司：沿岸地域における制約扇状地の性質，堆積学研究会報，XXIV号，1986，pp. 13～18.
- 3) 井関弘太郎：沖積平野，東京大学出版会，1987.
- 4) 建設省国土地理院：土地条件調査報告書（遠州地区），1982.
- 5) 多田文男：遠州灘沿岸横須賀付近の海岸地形，地理学評論，第19巻，12号，1943，pp. 68～689.
- 6) 土 隆一：海岸線の輪郭の形成—最近地質時代の地殻変動から—，海岸，No. 22，1982，pp. 134～140.
- 7) 土 隆一・高橋 豊：東海地方の沖積海岸平野とその形成過程，地質学論集，第7号，1972，pp. 27～37.
- 8) 榎根 勇：小笠丘陵の地形特性について，東京教育大学地理学研究報告，XV，1971，pp. 63～69.
- 9) 井関弘太郎：日本周辺の陸棚と沖積統基底面との関係について，名古屋大学文学部研究論集（史学），14，1956，pp. 85～102.
- 10) 市原壽文：考古学的立地論，岩波講座日本考古学2 人間と環境，岩波書店，1985，pp. 248～288.
- 11) 前田保夫・山下勝年・松島義章・渡辺 誠：愛知県先苺貝塚と縄文海進，第四紀研究，第22巻，第3号，1983.