

古東京湾

菊地隆男 = 東京都立大学理学部地理学教室

古東京湾

千葉県北部一帯には、高度30mないし60mの平坦な台地が広がる。下総台地とよばれるこの台地は、図1にみるように、樹枝状に入り組んだ谷により細かく刻まれている。下総地方では、この谷の壁に沿って、浅い海底に生息していた貝殻の化石がぎっしりと詰まっている砂層がみられることがある。台地上に散見される縄文時代の貝塚と違い、この貝殻を含む地層は、台地の地質そのものを構成しているの、貝塚よりはるかに古い時代に形成されたものであることがわかる。事実この貝殻の化石は、今から13万年から14万年前の海底に堆積したものであることが知られている。同じ時代の貝殻化石の分布は、千葉県下の下総台地ばかりでなく、茨城県霞ヶ浦周辺の常陸台地、東京の山の手台地など、図3の小原台地・下末吉面として示される地域にもみられる。これらの分布をたどれば、当時の海の広がりも明らかとなろう。かつて矢部長克は、このようにして現在の関東平野一帯に広がり、東の方に湾口をもつ大きな湾を想定した。これが古東京湾である。

古東京湾の出現は、今からおよそ40万年ないし50万年前にさかのぼり、約10万年前に消滅したものとみられている。現在の東京湾は、古東京湾の名残りともいえるのである。

古東京湾誕生の背景

房総半島中部の丘陵を構成する地層は、上総層群と呼ばれる前期更新世の海成層である。上総層群は主に泥岩と砂岩の互層よりなり、有孔虫化石などの微化石のほか、稀れではあるが貝化石も含んでいる。貝化石から推定される上総層群の堆積環境は、次のようなものである。

すなわち、房総半島の中央部についていえば、上総層群下部の黄和田層・大田代層・梅ヶ瀬層などは、新潮潜流性の深海区の群集からなっているが、上部の国本層・柿ノ木台層となると、下浅海帯の種も混ざるようになり、さらに上位の長南層・笠森層では、浅海帯の種が急増している。つまり上総層群は、現在の大陸棚斜面以深のような深海の堆積環境で形成された地層から、堆積期の後半になると、急に大陸棚以浅の浅海のものにかわっているのである。

こうした海況の変遷は、房総半島の地質構造の発達過程からも明らかにされていて、約500万年前の前期鮮新世にはすでに陸化していたと思われる房総半島南部の嶺岡隆起帯が、約200万

年前の前期更新世になると、さらに北方へとその陸域を拡大していったことが推定されている。このような房南地域における隆起運動は、丹沢山地から三浦半島を経て房総半島嶺岡地方に延びる一大半島を形成し、その結果として、房総北部から関東地方中央部にかけて存在していた当時の海域は、大きな湾（＝古東京湾）として封じ込まれることになったのである。古東京湾の水深は浅く、湾口は東方に開いていて、時折り外洋の海水が流れ込むような湾であった。この湾内に堆積した地層は、下総地方の名にちなみ、下総層群と呼ばれている。

下総層群の堆積環境

下総層群は、一般に砂層からなっているが、泥層・礫層などもはさんでいる。砂層は所により貝化石を多量に含み、泥層は植物化石を含んだり、泥炭層を伴うこともある。

下総層群の地質構造は、図1Bにみるように、房総半島の中部では5前後で北西に傾き下がっているが、次第に傾斜は小さくなり、半島北部ではほとんど水平となる。この構造は、後述するように、下総層群の堆積過程を推定するのに重要である。

下総層群はまた、不整合により下位から、地蔵堂層、藪層、清川層、上岩橋層、成田層の5つの累層に区分することができる（図2）。各々の累層は、厚さは120mから30m程度で、それぞれが1あるいは2つの堆積のサイクルからなっている。ここで1堆積サイクルというのは、1つの海進期の堆積の場に対応するもので、地層としては下位から順に、上方にむかって

（不整合）

砂礫層

泥層または砂泥互層

貝化石を含む厚い淘汰のよい砂層

泥層（泥炭を伴うこともある）

というような重なり方の堆積層として示される場合が多い。このように、下総層群はいくつもの不整合により区分され、それぞれの不整合面の上に1～2サイクルの堆積物が重なっているのが特徴であるが、この事実から下総層群の堆積環境を以下のように推定できる。

第四紀を通じてたびたび起こっていた汎世界的な現象としての氷河性海面変動は、氷期には100mから130mの規模で海面が低下したものと考えられている。このような氷期のたびごとに古東京湾の大半は干上がって、そのとき、水

面付近あるいは水面上に姿をあらわして陸域となった浅海の地層は、削剥を受け侵食されて、不整合面を形成したであろう。

そして陸域から延長してきた河川は礫を運び、不整合面をおおったのであろう。

その後に続く海面上昇期には、湾口が狭かったためか、強内湾性の泥質層が堆積した。

しかし海進の極大期を迎え、間もなく外洋水も流入する大きな湾となり、淘汰の良い砂層が厚く堆積していった。

湾の埋積が進むと同時に、次の海面低下期を迎え、湾の周辺部は急激に浅化したものと思われる。湾の浅海化を示す証拠として、厚い砂層の最上部には、ほとんど例外なくある特定の生物の生痕化石が含まれていることがあげられる。その生物とは、体長7mm前後のヒメスナホリムシ(*Excirrolana chiltoni japonica*)という甲殻類等脚目に属する小動物で、現在では、例えば九十九里浜のような、波のある砂地の浜の潮間帯にのみ生息しているものである。ヒメスナホリムシの生痕化石は、それを含む地層が、間違いなく潮間帯に堆積したものであることを教えている

最後にこの砂層の上には、再び泥層が重なっている。泥層は泥炭層を伴うこともあり、海から離水した、湿地のような環境に堆積したものであることを暗示している。

以上が、1つの海進期に対応する1堆積サイクルの堆積物の形成過程である。このような堆積サイクルは、深海あるいは下浅海帯堆積物の上総層群にはみられない。また、房総半島においては、このような堆積サイクルをもつ地層群が、順次上位に累積している。これは、堆積の場であった古東京湾が、氷河性海面変動により深くなったり浅くなったりしつつも、次第に沈降していったことを物語る。沈降地域は、その後隆起域にかわり、これらの海成層は陸上にあらわれることとなった。この経過については、後の節で再びふれることにする。

古東京湾西方地域の海成層

ところで、下総層群のような堆積形態をもつ中期更新世の海成層は、どこにでもあるというものではない。沿岸地域にあるこの時代の海成層といえば、段丘地形を形成しており、厚さも比較的薄いのが普通である。間氷期の海面上昇に対応して海成層が堆積し、海成平坦面が形成されるのであるが、沿岸地域の多くは第四紀を

図 1・A - 房総半島北西部の地質図

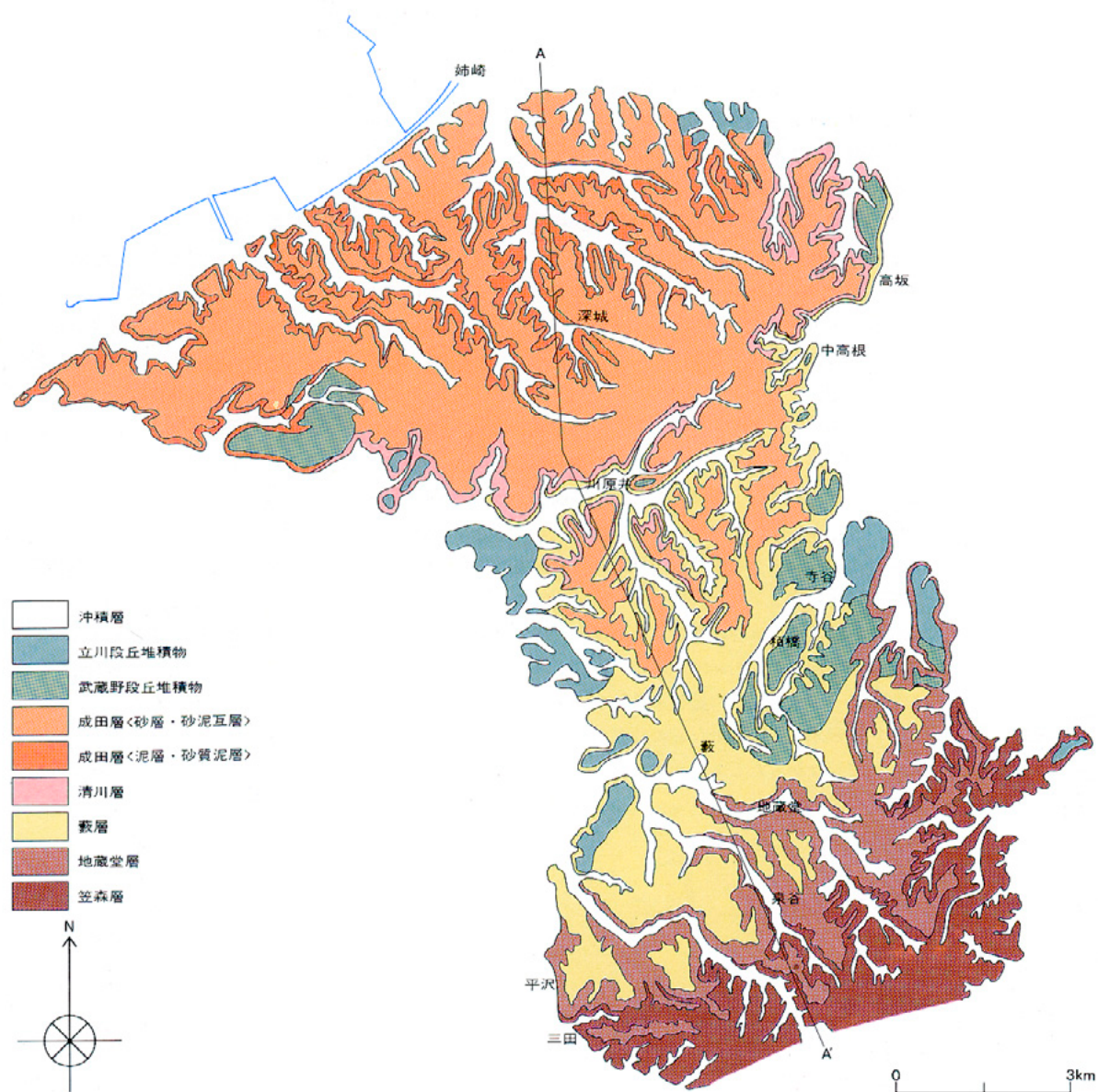


図 1・B - A—A の断面

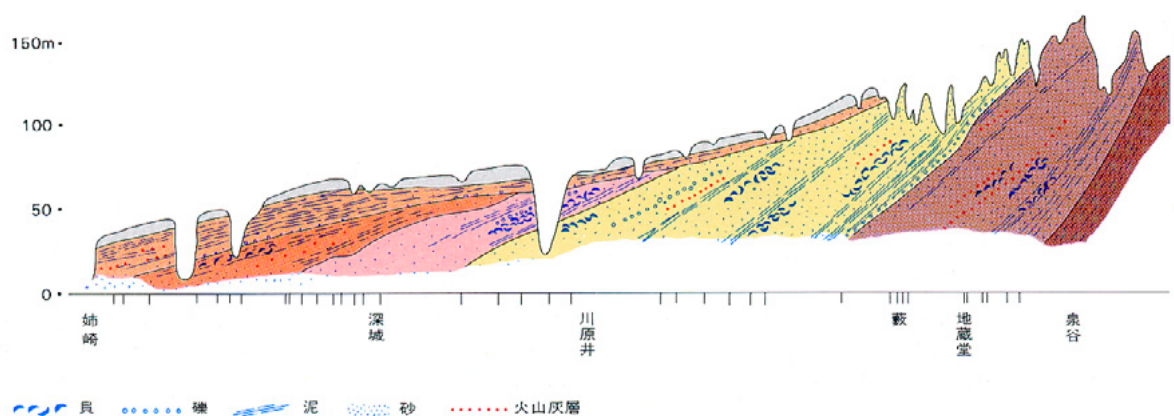
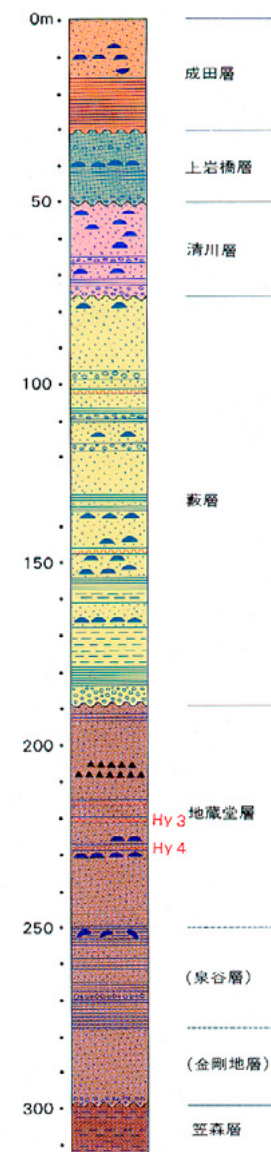


図 2 - 房総半島北部の下総層群 海成層の層序



通じて隆起傾向にあるため、古い平坦面ほどより高所に段丘面として保存されるからである。古東京湾の沿岸地域で、このような段丘地形が残されているところとして、東京湾の西側にある多摩丘陵北東部があげられる。この付近には、顕著な段丘面として、高い方から多摩面、多摩面、土橋面および下末吉面の4つの段丘面が残されている。このうち、明らかな海成段丘として知られているのは、多摩面と、下末吉面である。前者は、川崎市西部の向ヶ丘遊園付近に模式的な発達認められ、海拔90m前後の丘陵地をなしている。丘陵の背面は平坦で、この面をつくるのは厚さ約10m程のおし沼砂礫層である。砂礫層の上面は60mないし70mで、この上を関東ローム層（多摩ローム層）がおおっている。砂礫層の基盤をなすのは上総層群で、その境界は平らな波食台状の地形をつくっている。おし沼砂礫層は房総半島の敷層に相当する波食台上の堆積物といえる。

また、後者の下末吉面は、多摩面の東方にある海拔50mから40mの台地である。横浜市北部から川崎市の東部にあり、台地の名称は、平坦面を形成した海成層の下末吉層に由来する。下末吉層は、溺れ谷を埋積した厚い部分では30m

以上はあるが、大部分の地域は波食台堆積物で、その厚さは50 cmから2 m程度となる。厚い部分の層相は、下位から、礫まじり砂層、貝化石を含む厚い泥層、最上部の薄い砂層となっている。台地の大半を占める波食台の上には、最上部の砂層だけが載っているのである。下末吉層を堆積させた海進は、下末吉海進と呼ばれていて、日本各地にこの時代の堆積物が知られている。房総半島北部の成田層も、この海進による堆積物である。以上のように、多摩丘陵の東部地域は、古東京湾の湾岸をなし、隆起運動が引き続いていたために段丘を残したものと考えられる。

また関東地方には、中・後期更新世を通じて、相対的に隆起も沈降もあまり顕著ではなかった地域もある。図4は、横浜市南部地域の中部更新統の分布ならびに地質断面図を示している。図には、複雑に入り組んだ谷地形と、それを埋積する地層の様子があらわされている。このような地質層序が形成されたのは、中期更新世の氷河性海面変動が、沿岸地域において直接に谷の形成やその谷の埋積に影響を与えたからであって、隆起あるいは沈降などの運動があまりはたらいていなかったことを示すものである。

なお、横浜市南部地域の中部更新統は、相模層群と呼ばれている。相模層群を堆積させた湾は古相模湾で、相模平野内に中心部をもち、現在の相模湾の方に湾口を開いていた。古東京湾とは別の小さな堆積盆地をなすものであったが、海進期には古東京湾と連なることもあったようである。

沈降中心部の移動と古東京湾の変遷

以上に述べてきたように、古東京湾は全体としては浅海性の海であった。しかしその海域は、長い時代を通じて一定していたわけではなく、沈降運動の中心部は徐々に北西の方に移動し、それにつれて古東京湾の海域も少しずつ変化をしてきたのである。

このような傾向は、すでに上総層群の堆積期以前から続いていたものであった。図5は、成瀬洋氏によって描かれたもので、房総半島の各時代の地層の厚層から求められた堆積盆地の移動の様子を示している。もっとも、この図には、房総半島南部の隆起運動の様子は示されていない。前章で述べられているように、上総層群の堆積盆の中心は房総半島中部にあったが、南部の隆起域が次第に拡大して沈降域が隆起域にかわるとともに、沈降の中心を北西に移動させて、

図4 - 横浜南部地域の海成第四系の分布および地質断面図

<関東第四紀研究会 1973>

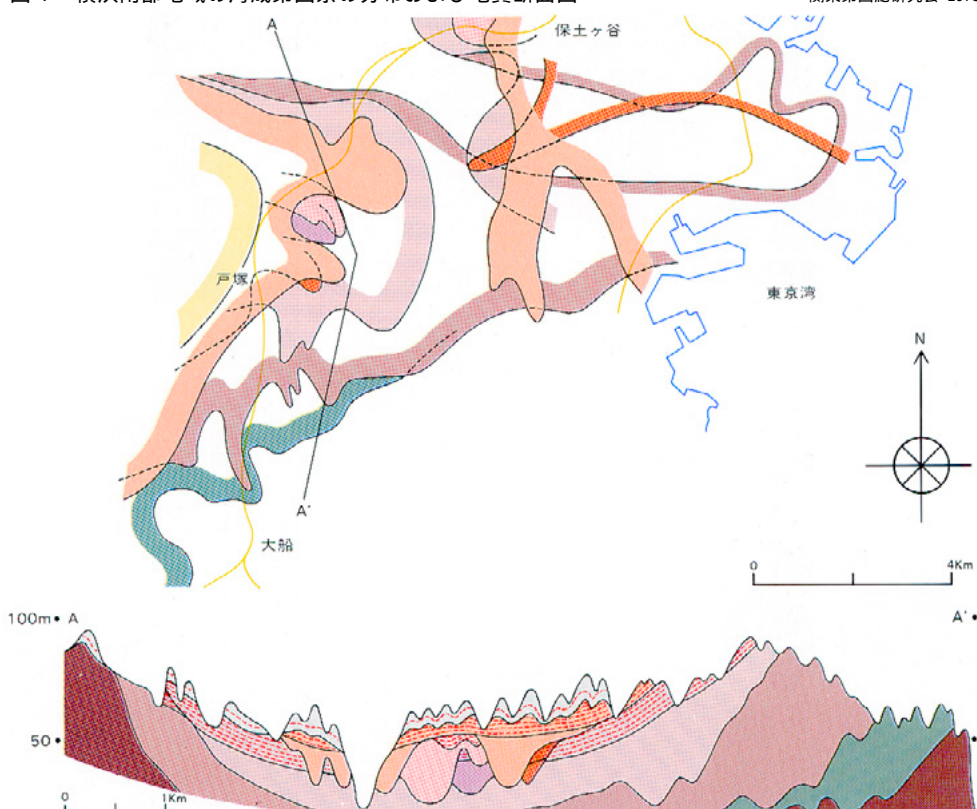


図5 - 房総半島の堆積盆地の南北断面図 <成瀬>

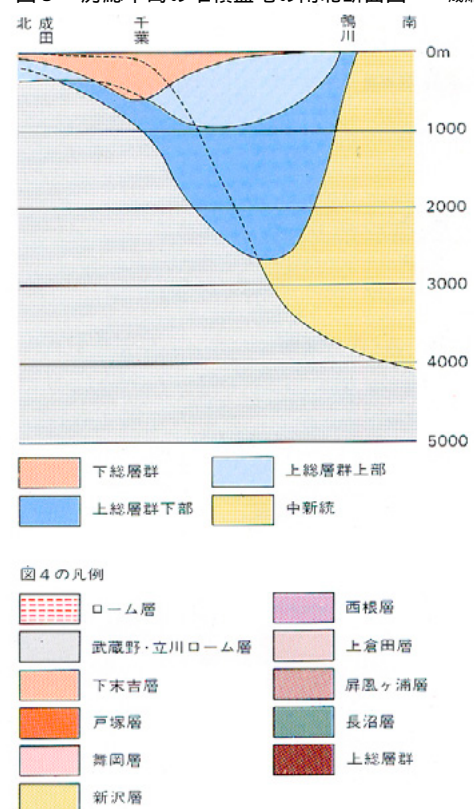


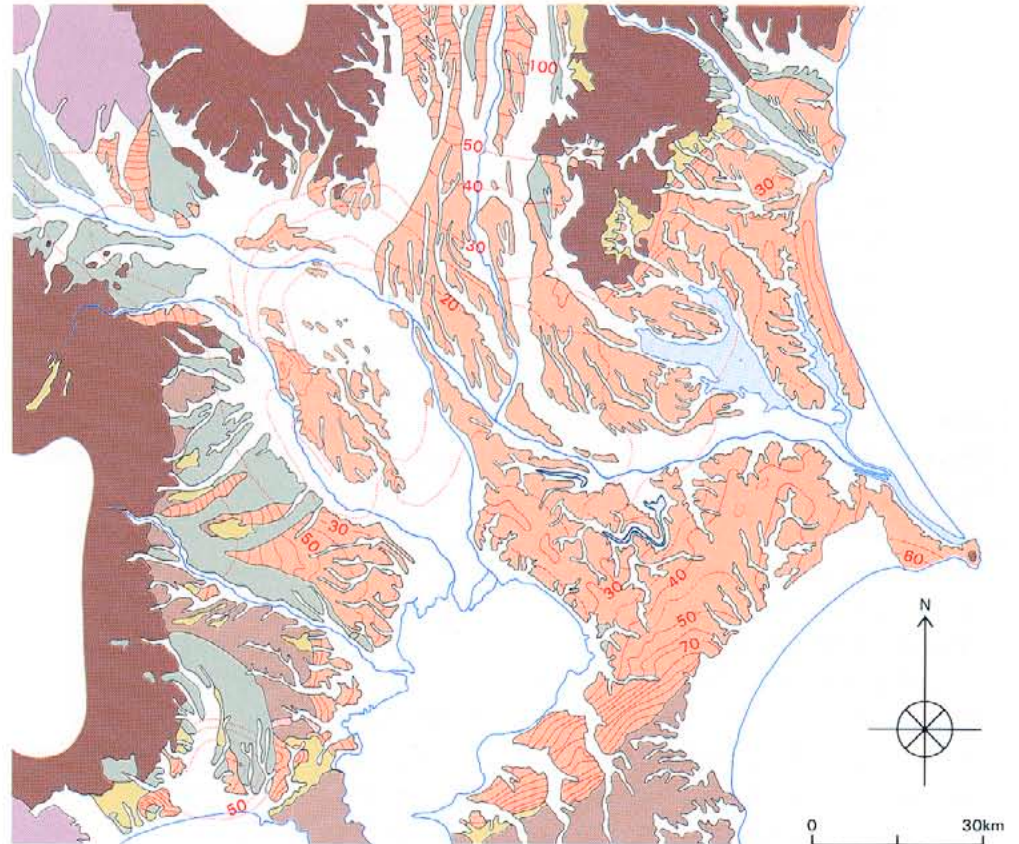
図4の凡例

- | | |
|------------|-------|
| ローム層 | 西根層 |
| 武蔵野・立川ローム層 | 上倉田層 |
| 下末吉層 | 屏風ヶ浦層 |
| 戸塚層 | 長沼層 |
| 舞岡層 | 上総層群 |
| 新沢層 | |

図3の凡例



図3 - 関東地方の地形面区分



新たな沈降域をつくるという形で発展してきたのである。さらに図1Bでみたように、房総半島の下総層群は北西方向に傾いた構造、しかも傾斜の角度は北西方ほどゆるやかになるような構造を示しているが、このような構造を示すに至ったのは、上記のような運動の経過があったからに他ならない。

ところで、関東平野中央部付近の下総層群の構造については、地下地質の資料が十分ではないため、必ずしも明確になっていない。図6は、上水用、農業用、工業用などの井戸の掘削資料にもとづき、記録に残された礫層の追跡によって、地下の下総層群の構造を描いたものである。この構造は、多少対比上の問題が残されているが、ほぼ清川層の基底面の構造を指しているとみられる。この図には、東京湾北部の養老川河口付近および、かつての利根川の流域でもあった埼玉県春日部市の北方地域の2つの地域に、盆状の構造が認められる。このような盆地の分化は、上総層群の時代にはなかったことである。とくに後者の地域は、下総層群の時代になってから著しく発達した沈降盆で、この傾向は図3の地形面高度や、次章でくわしく述べられているような、最近の地質時代まで継続している運

図6 - 清川層基底の等高線図

<菊地・貝塚、1972>

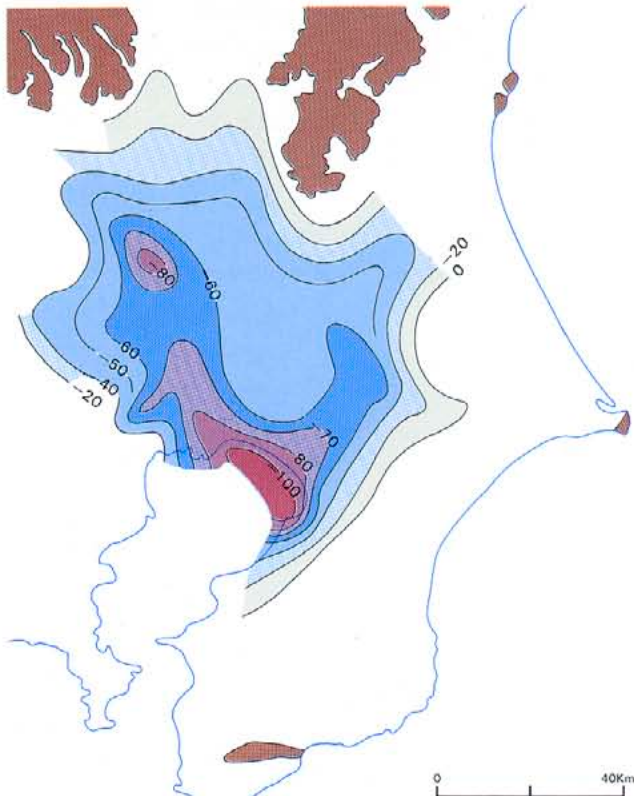


表1 - 関東南部地区の相模・下総層群と段丘堆積物の対比表

<菊地>

	横浜地区		多摩丘陵地区		武蔵野地区		房総地区	
	黒土層	沖積層	黒土層	沖積層	黒土層	沖積層	黒土層	沖積層
相模・下総層群	立川ローム層		立川ローム層		立川ローム層	青柳礫層	立川ローム層	
	段丘堆積物		段丘堆積物		立川礫層		段丘堆積物	
	武蔵野ローム層		武蔵野ローム層		武蔵野ローム層	武蔵野礫層	武蔵野ローム層	
	段丘堆積物		段丘堆積物		武蔵野礫層		千葉段丘堆積物	
	下末吉ローム層		下末吉ローム層		下末吉ローム層	成増礫層	下末吉ローム層	
	小原台面		段丘堆積物		成増礫層		電方崎砂層	
	下末吉層		下末吉層		所沢礫層	東京層最上部	成田層	
	土橋ローム層		土橋ローム層		東京層上部		上岩橋層	
	戸塚層		鶴見層				清川層	
	舞岡ローム層		多摩IIローム層		東京層下部		萩層	
相模・下総層群	舞岡層		おし沼砂礫層				地藏堂層	
	新沢層		多摩Iローム層				(泉谷層)	
	西根ローム層						(金剛地層)	
	上倉田層						上総層群	
	山王台ローム層							
	上倉田層							
	平戸ローム層							
	屏風力浦層		御殿沖礫層					
	長沼層							
	上総層群		上総層群		上総層群			

動の表われとみることができる。

下末吉海進期の古東京湾

下総層群の最上部にあり、海進期の1累層を構成するのは成田層である。この海進は、横浜付近の下末吉層を堆積させた海進と同一のもので、下末吉海進と呼ばれていることは前述のとおりである。

さて、下総台地や霞ヶ浦周辺の常陸台地一帯の成田層の層相や層厚、分布を詳しく調べてみると、成田層の堆積当時の古東京湾の様子が次第に明らかとなってくる。成田層は主に非常に淘汰のよい砂層からなっている。厚さは、最も厚いと思われる下総台地の中央部、印旛沼や手賀沼などの付近では、成田層の下限が沖積面の下にあるために不明である。しかし、観察されている厚さから判断して、35m以上と見積もられる。恐らく50m以上はあるものと思われる。

従来、古東京湾は、東方の鹿島灘の方に湾口があり、成田層の厚さも、東部の方が厚いものと漠然と考えられていた。ところが、成田層の基底にある不整合を追跡し、成田層の厚さを調べてみると、逆に東方に次第に基底の高度が増し、厚さも薄くなることがわかってきた。

図7は、この成田層の基底面の高度を測定し、等高線に示したものである。このように成田層の基底面はかなり起伏をもっており、霞ヶ浦北部や下総台地の成田付近のように、谷地形をつくっているところもある。成田層中の貝化石の産地は、この基底の起伏に規制され、基底の凹部に分布する様子がよみとれる。さらに、基底の構造と成田層の層相や貝化石群集の組成との間にも密接な関係が認められる。例えば、霞ヶ

浦北部の玉造町付近のように、内湾に生息するマガキが密集して礁を形成しているところや、ゴイサギガイ、エゾマテガイ、ナミガイ、ウラカガミ、ヨコハマチヨノハナガイなど、内湾の砂泥底に生息するような種類が散在的に分布するところは、谷の奥のような地域に多い。

一方、印旛沼や手賀沼周辺部などでは、バカガイ、アサリ、ハマグリ、サルボウ、クサビザラなど、より広い湾に生息するような種類を密集して産し、外洋水も流れ込むような、波の荒い奥央部を思わせる。

このような成田層の基底構造や層相、化石群集などは、成田層堆積当時の古東京湾の古環境を暗示している。すなわち、下末吉海進の初期には、鹿島灘付近や下総台地東部には基底の高まりがあり、陸地を形成していた。その頃の湾口は、房総半島北部の茂原から東金付近にあったという見方と、現在の東京湾の湾口がすでに開いていたという見方とがあるが、はっきりしない。霞ヶ浦北部や東京湾西方横浜付近、木更津付近などは、溺れ谷となって湾奥部を形成した。このときの古東京湾の古地理図を描けば、図9Bのようになっていたであろう。

続く最大海進期には、海域は急速に拡大した（図9C）。成田層の上部を占める砂層が、広く下総台地、常陸台地をおおっているからである。このときの海岸線は、台地の周辺部に旧汀線地形として残されている。下末吉台地西部には海拔50m付近に多摩丘陵との境をなす傾斜変換点がある。房総半島では、茂原西方権現森付近に、実に海拔130mの高度に旧汀線地形が残されている。霞ヶ浦北部にも、土浦層石岡の北

西方に海拔40m付近に当時の海岸線が認められる。一方、古東京湾北西部の地域は当時の海岸線は明らかではない。かつての荒川や利根川、鬼怒川などが、扇状地あるいは三角州をつくって古東京湾に注いでいたために、地形として残されにくいということもある。しかしこの地域が、その後も引きつづいて沈降していることが、当時の地形をおおいかくしてしまっているものと思われる。

古東京湾の消滅

成田層の最上部には、さきにも紹介したヒメスナホリムシの生痕化石をふくむ砂層がある。この砂層の分布をみると、当時の古東京湾が干上がったゆく過程の1時期の古地理をおもわせる（図8）。それは、現在の東京湾北東部の他、霞ヶ浦、印旛沼などの湖沼が分布する凹地地域を取囲むような形を示している。上記地域にはまた、湿地の堆積物をおもわせる泥質層の分布もみられる。

古東京湾の中で比較的早い時期に陸化をはじめたのは、むしろ湾の中央部に近い千葉県松戸市付近である。それは、当時活動していた箱根火山の噴出物のうち、より早期のものが、風成層（下末吉ローム層）として成田層上に重なるのを見ることができるからである。この地域には、構造的に隆起する運動が働いており、浅海化が進むと共に、他地域に先駆けて陸化した模様である。一方、他の地域は、当時の利根川や鬼怒川の河口からの土砂の流出があって、次第に海域をせばめたものの、長期にわたって湿地の環境が続いていた。下末吉ローム層の降灰は、一部松戸付近の台地と房総半島中部付近の台地を

図9・A - 下総層群下部の海進期の古東京湾



図9・B - 下末吉海進初期の古東京湾

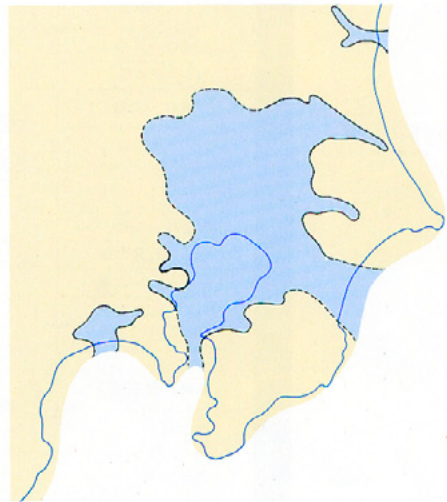


図9・C - 下末吉海進期の古東京湾



除き、すべて湿地あるいは氾濫原の上に堆積したものであると思われる。この時期の堆積物は、下総台地の広域にわたって凝灰質の粘土層（常総粘土層）となっているのである。この時期の古地理は、図10のようなものであったろう。

こうして古東京湾は、ほぼ全面的に干上がり陸化して消滅する。前述の2大沈降域のうち、春日部市付近はほぼ埋積が進んだが、現東京湾の北部は恐らく海域のまま残されていたのであろう。利根川・荒川水系は現東京湾に、また鬼怒川・霞ヶ浦水系は東の鹿島灘方面に河口を求めていったものと思われる。

関東地方は、成田層の堆積が始まる頃から新たな変動期に入り、成田層の堆積末期にほぼ変動の極頂期に至り、このために古東京湾は消滅していったのであろう。この時期に、関東平野はいくつかの小盆地に分化すると同時に、広域にわたり隆起したものと思われる。関東地方でも特に地殻変動が顕著にあらわれている大磯丘陵では、この時期が、全面的な隆起の時代に相当しているのである。

この時代に、なぜ隆起運動が活発化したのかはわからない。地殻変動というもの、ずるずると等速的に進行するのではなく、新たな条件のもとでは新たなタイプの変動へと発展するものであるならば、このような変動の波はむしろ当然のことといえるかも知れない。

図7 - 成田層基底の等高線図

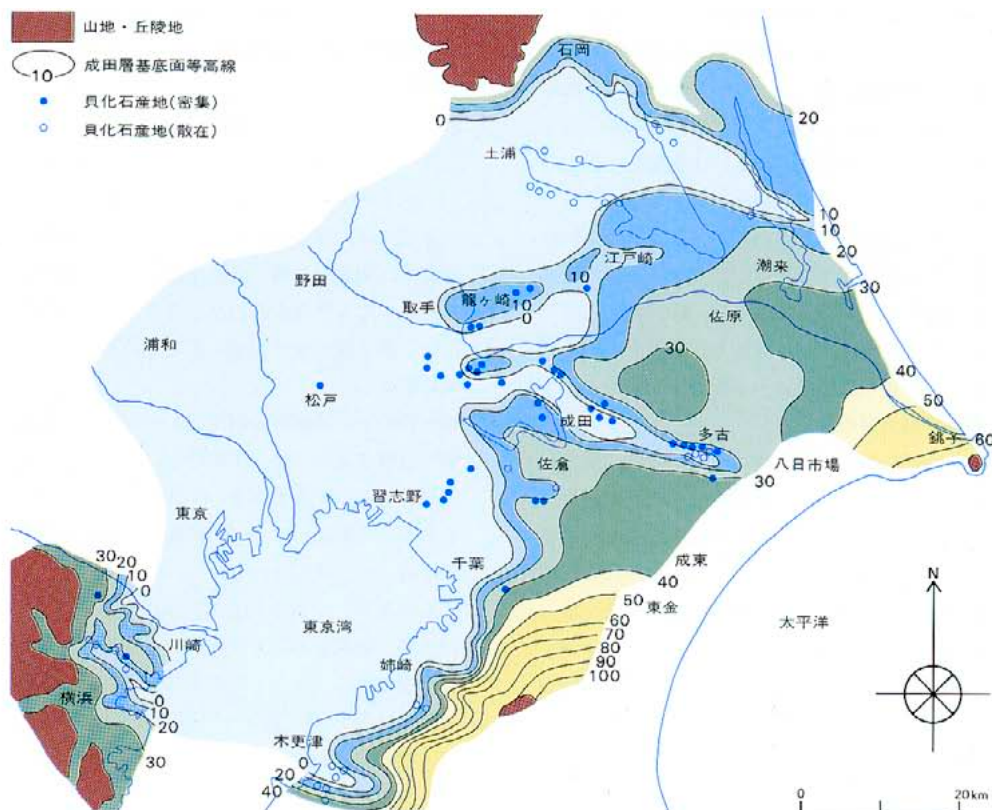


図8 - 成田層中のヒメスナホリムシ生痕の分布

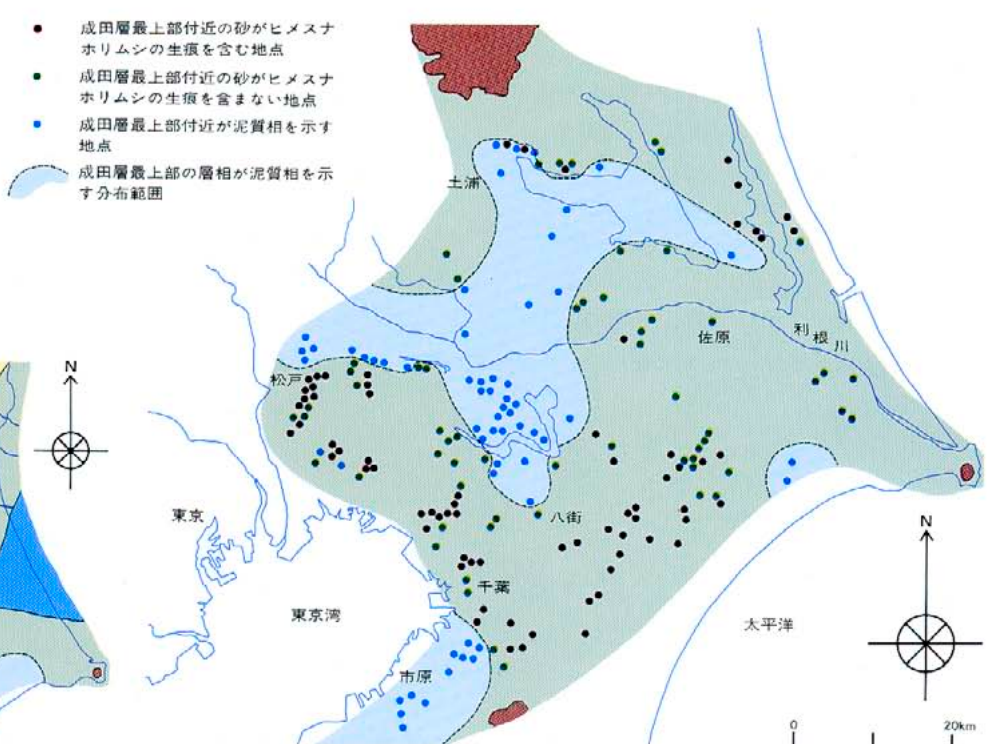


図10 - 常総粘土層堆積期の古地理図

