

## 講演要旨(第162回)\*

### 特集 関東平野の第四系—堆積場と地殻変動

#### 関東平野南西部の中・上部更新統

岡 重文

1. 関東平野南西部には、関東山地と丹沢山地が南北に連なり、山地の東側には北から武蔵野台地・多摩丘陵及び相模原台地が広がっている。これらの丘陵・台地は、中・後期更新統の相模層群と段丘堆積物により構成され、これらを風成のローム層(テフラ)が覆っている。

「関東ローム、その起源と性状」(1965)は、このローム層にもとづいて丘陵・台地の地形面を多摩Ⅰ・Ⅱ、下末吉、武蔵野及び立川面に区分した。この地形面区分は、我国における模式とされて広く使われている。演者は、これらの地形面を構成する堆積物をテフラにより再検討し、新たな地層区分と対比を行い、同時に海水準変動と地殻変動についても考察を行った。以下には、当地域の中・上部更新統に関し、演者の考えを含む最近の知見を、従来の説と対比しつつ紹介する。

2. テフラによる地層の区分と対比は、従来、段丘堆積物を整合に覆うテフラにより行われていたので、堆積物の上限は正確に対比されていたが、下限については正確な不整合が認められるまでは同一の地層と判定していた。上杉(1976)は、大磯丘陵におけるテフラを10層に区分し、火砕質鍵層を225枚記載した総合柱状図を公表したが、この鍵層は、丘陵・台地を構成している水成中にも堆積していることが明らかになったことにより、水成層を直接対比することが可能となると同時に、水成層中の不整合も明らかにすることができるようになった。

3. 武蔵野台地を主として構成している地層は、東京地盤図(1959)により東京層と呼ばれて下末吉層(約13万年前の海進堆積物)と対比され、加藤ほか(1973)により追認されている。しかし、淀橋台西部の露頭(稲子ほか、1978)とボーリング資料によれば、武蔵野台地の主たる構成層は約24万年前の早田海進の堆積物である鶴見層であることは明らかであり、それ以降は、小海進と小海退の繰り返しにより侵食と堆積が行われ現在に至っている

と考えられる。

4. 多摩丘陵西部の八王子市から多摩市にかけては御殿峠礫層と多摩Ⅰローム層が堆積し、礫層は高位と低位の2面に区分され、武蔵野台地の狭山丘陵に堆積している芋窪礫層より僅かに新しい堆積物とされている。演者は、御殿峠礫層を高位・中位及び低位面に区分し、中位面の御殿峠礫層を整合に覆っている多摩Ⅰローム層の火砕質鍵層と、芋窪礫層を整合に覆っている多摩Ⅰローム層の火砕質鍵層を比較した。その結果、芋窪礫層が僅かに古いか或はほぼ同時期に堆積したと考えられる。高位面の御殿峠礫層は中位面の礫層より高位にあり、堆積原面は侵食により失われ、礫層の直上には多摩Ⅰローム層上部の火砕質鍵層(八王子黒雲母軽石層)が斜面堆積している。これらのことから、高位面の礫層は芋窪礫層より少し古いか、或は同じ時期に堆積したと考えられる。

5. 多摩丘陵東部には、約30万年前の藤沢海進により堆積したおし沼砂礫層と、約19万年前の七国峠海進により堆積した土橋層があり、これらを多摩Ⅱローム層と土橋ローム層が整合に覆っているとされていたが、演者は、多摩Ⅱローム層を2分し、最下部のゴマシオ軽石層からドーラン軽石層の直下までを多摩Ⅱローム層とし、ドーラン軽石層から上位を早田ローム層とした。土橋層のなかに早田ローム層下部の火砕質鍵層が認められたことから、土橋層は鶴見層と対比される。

6. 下末吉台地には多くの埋没谷があり、この埋没谷の堆積物は、約18万年前の戸塚層と対比されると共に、下末吉期の埋没谷も存在するとされていた。石綿ほか(1980)も埋没谷の堆積物を、鶴見層(早田海進)と下末吉層に区分したが、演者は、埋没谷堆積物は鶴見層と戸塚層からなっていると考えている。

7. 横浜市の本牧台地に堆積している下末吉層は、上部・中部及び下部に区分され、保土ヶ谷礫層は、下末吉層の下部礫層とされている。演者は、水成層中の火砕質鍵層から下末吉層の下部及び中部をそれぞれ屏風が浦層と戸塚層(保土ヶ谷礫層)に対比した。したがって下末吉層は、上部の波食台堆積物だけとなり層厚は1-2 mである。

\* 昭和58年11月15日日本所において開催の研究発表会。

第1表 第四系の対比表

		大磯丘陵 <sup>1)</sup>		「藤沢図幅」地域 <sup>2)</sup>		「横浜図幅」地域 <sup>3)</sup>		「東京西南部」図幅 <sup>4)</sup> ・八王子地域	
		風成層	水成層	風成層	水成層	風成層	水成層	風成層	水成層
完新世	沖積層	黒土層	下原層	黒ぼく土	沖積層	黒ぼく土	沖積層	黒ぼく土	沖積層
中・後期更新世	新期段丘堆積物	新期ローム層	尾尻面構成層	立川ローム層	陽原礫層	立川ローム層	新期ローム層	立川ローム層	立川礫層
			今泉面構成層		田名原礫層				
			才ヶ戸面構成層	武蔵野ローム層	中津原礫層	武蔵野ローム層	立川面構成層	立川礫層	
			岩倉面構成層		台砂礫層	段丘堆積物	武蔵野ローム層	中台段丘礫層	
					相模野礫層	武蔵野ローム層	武蔵野礫層		
					善行礫層				
		吉沢ローム層	吉沢層	下末吉ローム層	下末吉層	下末吉ローム層	下末吉層	下末吉ローム層	下末吉層
		土屋ローム層	土屋層	土屋ローム層	伊勢山辺層 土屋層	土橋ローム層	戸塚層	土屋ローム層	寺尾層
		七国峠ローム層	七国峠層	七国峠ローム層	七国峠層				
		早田ローム層	明沢層 早田層	早田ローム層	早田層	舞岡ローム層	舞岡層	早田ローム層	鶴見層
		藤沢ローム層	藤沢層 曾我山層	藤沢ローム層	座間丘陵礫層		新沢層	多摩IIローム層	おし沼砂礫層
		下庭ローム層	下庭層 釜野層	下庭ローム層	下庭層	西根ローム層	西根層		
		雑色ローム層	雑色層 羽根尾層	雑色ローム層	大庭砂礫層	山台ローム層	上倉田層		
		柄沢ローム層	柄沢層 山西層			平戸ローム層		多摩Iローム層	(坂下)御殿峠礫層 (保久保)御殿峠礫層 (野猿峠)御殿峠礫層
			下田上部層		屏風が浦層		屏風が浦層		
		前川層 下田下部層		長沼層		長沼層			
前期更新世	上総層群		妙見層		上総層群		上総層群		

1) 安野(1982) 2) 岡(1979)に加筆 3) 三梨(1982) 4) 本報告

8. 相模原台地南部に堆積している大庭砂層と藤沢泥層は、従来、下末吉層と対比されていたが、水成層中に堆積している火砕質鍵層から、約40万年前の雑色層、早田、土屋及び下末吉層の4層に区分されることがわかった。

9. 下末吉層は、武蔵野台地から相模原台地まで広範囲に分布すると共に広い波食台を形成し、層厚も30-40mと報告されている。然しながら前述のごとく、従来の下末吉層の大部分は先下末吉の堆積物となり、下末吉層の層厚は10m一位である。このことから、下末吉海進の海水準変動量は当地域では10m±位と考えられる。下末吉海進による波食台が広範囲に認められる理由は、早田海進の時に形成された波食台を下末吉海進が再利用(下末吉台地)し、同時に海水準高度が最も高くなったことによるものである。

10. 相模川の下流域から相模原台地の南部は、地殻変動の著しい地域で、台地の南端部は北方に傾動隆起している。寒川町から茅ヶ崎市にかけては、武蔵野礫相当層と下末吉層が、ほぼ同じようなドーム状の隆起を示している。このドーム(寒川ドーム)は約7万年位前からの隆起運動により形成されたものである。下末吉台地は、従来隆起安定地帯として位置づけられていたが、演者は、下末吉層堆積以前は安定地帯か或は沈降帯として位置づけられ、下末吉層堆積以降に隆起帯に転じたものと考えている。(環境地質部)

#### 相模平野北部周辺の第四系—とくに相模層群及び新期段丘堆積層について—

宇野沢 昭

相模平野は、かつての相模川が形成した広大な開析扇状地である相模原台地と中津原台地からなり、西方は関東山地及び丹沢山地に、北-東方は多摩丘陵に囲まれた盆状地である。本平野は構造盆地として古くから研究されており、相模積成盆地(成瀬・戸谷、1957)と称されている。一方この平野は、更新世中・後期における河成堆積物の堆積場として、また一方では、その主たる供給河川である相模川の変遷と相模造盆地運動との関連を解明する上での重要なフィールドでもある。

<層序及び分布構造> 相模平野とその周辺地域における中・上部更新統は、相模層群及び新期段丘堆積層に大別され、それぞれ9層及び6層の地層から構成されるが(第2表)。当平野の北部地域では早田層から下末吉層までを欠いている。竜籠砂礫層及び御殿峠礫層(下部・中

部・上部)は、それぞれ多摩丘陵西縁及びこれより東方に分布し、より堆積期の古いものほど高位の段丘地形を形成する。いずれも著しく風化した“クサリ礫”で特徴づけられる。竜籠砂礫層と御殿峠礫層下部層の堆積面は開析が進んでおり、多摩Iローム層以上に不整合に覆われている。御殿峠礫層中・下部層は堆積面を残し、八王子黒雲母軽石層を含む多摩Iローム層に覆われる。大庭砂礫層、下庭層及び座間丘陵礫層は相模原・中津原両台地下に主に分布し、より古いものが下位に累重する。

それらの分布構造は、基盤(小仏層群・中津層・上総層群)上面の高度分布と形態に密接に関連している。基盤上面高度は、座間丘陵北端付近を東西に結ぶ線を境として北方では、北から南へ125-25mを示すのに対して、これより南方では急激に低下し、最も低い所では-200余mを示している。相模層群はこの基盤高度変換帯で撓曲構造を示し、これより北方で早田層から下末吉層までを欠いている。これは相模平野内部においても造盆地運動が差動的であったことを示している。一方基盤上面には、ほぼ南北に伸びる谷地形群が分布し、その最も相模川寄りものは相模川溪口部に達し、さらに山間部に連続している。また串川や中津川の山間部にも同様の谷地形が認められる。これらの谷地形は大庭砂礫層の堆積にもなって形成されたもので、本礫層の主堆積域を形成する。下庭層は相模原台地東部にのみ分布し、一部で堆積面を残している。座間丘陵礫層は座間丘陵を構成するが、その大部分は新期段丘礫層に不整合に覆われている。すなわち前述の基盤高度変換帯に当る基盤上面部分には、相模川を中心とし、相模原台地西部から中津原台地西縁にかけて、谷壁高が20mに達する皿状の埋没谷地形が存在するが、これは座間丘陵礫層の堆積にもなって形成されたもので、本礫層の主堆積域を形成している。なお、本礫層は著しく風化の進んだ“クサリ礫”で特徴づけられる。新期段丘礫層は扇状地及び河岸段丘を構成し、武蔵野ローム層以上をのせるものと、立川ローム層をのせるものとに大別される。これらのうち、長津田礫層は主に鶴見川及び恩田川沿いによく分布する。半原礫層は中津川山間部にのみ分布する。

<河谷発達史> 本地域は地形にも明瞭に示されるように、相模川溪口部をかなめとして、中・上部更新統のつくる丘陵・台地・段丘が扇状に分布しており、それらの構成層の分布から、相模川とその支流の変遷は以下のように推定される。すなわち、竜籠砂礫層堆積期の相模川は北北東に流れていたが、御殿峠礫層下部-上部層の堆積期には、北東から東北東に流路を変えている。その後の大庭砂礫層堆積期に、相模川溪口部付近で河川争奪

第2表 相模平野周辺の地質層序

北 部 (宇野沢, 1983)				南 部 (岡ほか, 1979)									
時 代	層 序			地 形 面	層 序								
	風 成 層	水 成 層			風 成 層	水 成 層							
第 四 紀	新 世	更 新 世	新 期 段 丘 堆 積 層 (新 期 段 丘 堆 積 層)	沖 積 層	沖 積 層	省 略	省 略						
				下ノ街道礫層	下ノ街道面	陽原礫層	陽原面	陽原礫層	陽原面				
				立川ローム層	大栗川・乞田川段丘礫層	陽原礫層	陽原面	立川ローム層	田名原礫層	田名原面			
						田名原礫層	田名原面		田名原礫層	田名原面			
						中津原礫層	中津原面		中津原礫層	中津原面			
				武蔵野ローム層	相模野礫層	半原礫層	半原面	武蔵野ローム層	台砂礫層	台 面			
						長津田礫層	長津田面		相模野礫層	相模野面			
						相模野礫層	相模野面		善行礫層	善行面			
				相 模 層 群 (古 期 段 丘 堆 積 層)	相 模 層 群 (古 期 段 丘 堆 積 層)	相 模 層 群 (古 期 段 丘 堆 積 層)	相 模 層 群 (古 期 段 丘 堆 積 層)	下末吉ローム層 (吉沢ローム層)	下末吉層 (吉沢面)	下末吉層 (吉沢面)	下末吉面 (吉沢面)		
								土屋ローム層	(伊勢山辺層)	土屋層	長谷II面 土屋面		
								七国峠ローム層	七国峠層	七国峠層	七 国 面		
								早田ローム層	早 田 層	早 田 層	早 田 面 (長谷I面)		
								藤沢ローム層 (多摩IIローム層)	座間丘陵礫層	座間I面 (多摩II面)	藤沢ローム層	座間丘陵礫層 (藤沢層)	座間I面 (藤沢面)
								下庭ローム層	下 庭 層	下 庭 面	下庭ローム層	下 庭 層	下 庭 面
								多摩Iローム層	屏風が浦層・長沼層	御殿峠礫層	多摩I	雑色ローム層	大庭砂礫層 (雑色層)
多摩I	屏風が浦層	屏風が浦層											
	竜籠砂礫層	竜籠面	長 沼 層										

基盤岩層 (上総層群・中津層・小仏層群)

が起り、これを契機として相模川は南流するようになった。現在の広大な平野の素地はこの時期につくられ、下庭層の堆積期にはすでに盆状地が完成したものと推定される。串川は相模川の支流であるが、中津川の中津湊谷より上流部は大庭砂礫層堆積期から相模野礫層堆積期まで串川の流路であった。鶴見川及び恩田川沿いには前述のように長津田礫層が分布するが、その堆積当時の恩田川上流部は相模原台地に達しており、その後の田名原礫層を堆積させた境川によって争奪されている。

(環境地質部)

### 関東平野の第四紀における地塊状造盆地運動の特徴

小玉喜三郎

更新世後期に関東平野中央部に広く堆積した常総層(1981, 小玉ほか再定義)は、凝灰質粘土や砂から成る淡水成の地層で、挟在するテフラより南関東の下末吉ローム層上部に対比されている。本層中のとくに下半部には、淡水棲の珪藻化石(杉原, 1978)や水草の根の痕跡が多数含まれる事から、本層は当時の主要河川の周囲の後背湿地に堆積したものとみなされ、ほぼ平坦な堆積面を形成していたと考えられる。

常総層は、千葉県茂原以北、武蔵野台地北部以北から群馬県大田市、茨城県南部と広い範囲に分布し、場所により岩相や厚さを異にするが、本層上限の現在の分布高度を測定すると、堆積面形成以後現在までの間に同面が変形している事が示される。即ち、相対高度の最も低い部分は、埼玉県東部(標高5m)および東京湾周囲(市原市で標高-12m)であり、常総層が沖積層下に埋没しているが、平野周縁部では、洪積台地を形成して、海拔20m以上(千葉県長柄町地蔵堂では、標高129m)に分布する。各地の露頭調査(約420地点)、地下地質工事資料(約350地点)より本層の構造等高線を作成すると、上記の変形が、比較的平坦な上面と周囲に撓曲部をもつ地塊単元に区分されるとみなされた。これらの地塊が不連続的に変位しながら、全体としては上記のような沈降の中心部へ向って、地塊状造盆地運動を行ったと推定された。

房総半島北部の千葉市、茂原市、東金市を中心とする東西・南北28km四方、深さ3kmの系をとり、3次元弾塑性有限要素法によるシミュレーション実験で、上記の常総層の変形を再現させ、深さ3km層準の基盤変位と、断層分布を求めた。その結果、常総層の地塊状撓曲部のほぼ真下の深部には、基盤断層の発達を示す歪の集

中域のある事が再現された。

同様の方法の調査と実験を、現在、茨城県南西部の北海道一岩井一野田に至る断面線に沿って行っている。まだ予察的段階だが、北海道市飯沼、岩井市菅生沼付近には、落差4-7mの西落ちの撓曲が認められ、台地が地塊状に東から西へ沈降していくことが明らかにされた。

(燃料部)

### 千葉県「姉崎」地域の下総層群及び河岸段丘

遠藤秀典・徳橋秀一

1/5万「姉崎」図幅地域に分布する下総層群は下位から、地蔵堂層、藪層、上泉層、清川層、横田層、木下層及び姉崎層の7累層から構成される。このうち地蔵堂層、藪層及び上泉層の各層の基底部の泥層は、深井戸資料等によって、地表露出地域から東京湾岸の地下分布地域にかけて連続的に追跡できる。この分布構造は、本地域の地殻変動を反映していると考えられる。

これらの各層準共、おおむね北東-南西方向の走向で、北西に傾むいており、上位の層準傾斜が緩くなり、各層の厚さは東京湾岸方向に厚くなっている。しかし細かく検討すると、走向方向及び傾斜角度等に地域的な差異が認められ、本地域は構造的に4地区に区分できる。つまり、市原市姉崎付近と市原市松崎付近、袖ヶ浦町上泉付近と長南町水沼付近、袖ヶ浦町高谷付近と長南町山内付近を結ぶ各境界を境に、北からA、B、C、Dの4地区に区分できる。走向方向はB地区がほぼ北東-南西であるのに対して、A地区及びD地区では、東西方向よりになっており、C地区は南北方向よりになっている。傾斜は、B地区及びC地区に比べてA地区及びD地区はより急傾斜である。これらの傾向は、清川層基底部及び姉崎面の分布高度にも同様認められる。特に清川層基底部の分布高度にこれらの傾向が最も顕著に認められる。なかでも、B地区とD地区とでは、袖ヶ浦町野里付近で分布高度が大きくくいちがひ、C地区の走向がほぼ南北方向となっている。

各地層の厚さは、B地区で最も厚く、B地区の中でもC地区側でより厚くなっているという傾向が認められる。なお、A地区では、上位の層準程、走向が、より南北方向よりになる傾向があり、各層の厚さは、北方ほどりすくなる。

以上の事から、本地域の地蔵堂層形成時代以降の地殻変動は、東京湾方向への緩かな傾動を伴う全域的な沈降が継続していたものの、地蔵堂層形成時代から地区ごと

の差別的な運動があったと考えられる。その運動は、各層準の現在の分布構造とは異なり、むしろ他地域にくらべてB地区でより沈降量が大きい運動であった。このような運動は、少なくとも清川層地表露出地域では、清川層形成時代まで引き続いていたと考えられる。一方この地域では、清川層から姉崎層形成時代までの間に、B地区が相対的に隆起する運動に転じたと考えられる。このような運動は、姉崎面の変位をもたらしたように、最近まで継続していたと考えられる。また、この運動は、東京湾岸方向によりくいちがいが大きくなるような差別的な運動である可能性がある。

本地域の河岸段丘堆積層(新时期段丘堆積層)は、それらの形成時代のちがいから、市原I・II、南総I・II・IIIの各段丘堆積層に区分できる。これらの段丘面分布高度と共に、沖積段丘(久留里段丘面群)の段丘面分布高度について、本地域全域について比較検討することによって、より新しい時代の本地域における地殻変動の実態を明らかにできる。

(環境地質部・燃料部)

### 筑波研究学園都市の地質

磯部一洋・宇野沢昭・遠藤秀典・  
相原輝雄・岡重文

筑波研究学園都市の地質の研究は、当研究学園都市をモデルに、地盤地質と水文地質の実態を明らかにし、新都市の建設とその拡大に伴う土地条件の改変等に対処しうる環境地質に関する総合的情報を提供することを目的に、昭和56年度から4年計画で、所内特別研究の一つとして開始された。今回の発表は、最終成果である環境地質図類のうち地盤地質図の作成のために進められてきた浅層層序解析の研究の紹介と、これまでの成果及び今後の研究課題について行うものである。

筑波研究学園都市建設のために、3,000本以上の地盤調査ボーリングが実施され、当研究グループにおいてもこれまでに大部分の資料収集を終えた段階にある。これら大量のボーリング資料を最も有効に使い、深度60m以浅の筑波台地表層部及び谷田川等の小河川低地下の地質を明らかにするために、地表地質調査・層序ボーリング・簡易ボーリング等の野外調査と室内分析を実施してきた。オールコアによる層序ボーリングは、3年間に研究学園都市中央部において2本、南西・北東・南東部において各1本の合計5本を、深度50-70m、口径100-115mmの規模で行い、試料を97%以上の高率で採取し、現

在微化石分析等を実施中である。

層序ボーリング結果に基づいて作成した標準地質柱状図を参考にし、研究学園都市南部、中部、北部の西南西一北東方向の3断面について、既存ボーリング資料による地質断面図を作成した結果、深度40m(北部のみ)-60m以浅の地層は、6層に区分されることが分かった。最下位の地層は、その上部がわずかに認められるに過ぎないが、中南部においては貝化石を大量に伴う海成砂層から成り、成田層(広義、以下同様)より下位に当たる下総層群であると考えられる。本層は、3部層から成る成田層によって、不整合に覆われる。成田層の上位には常総層(宇野沢ほか、1983)が整合にのり、さらに新期ローム層(風成)によって不整合に覆われる。

成田層は、下部に陸成の泥一砂礫層、中部に海成の泥層、上部に海成の砂層及び一部砂礫層により構成される。中・上部層は、研究学園都市南部から北部にかけて薄く、堆積環境も海から陸へと変化する。成田層の基底面高度は、現在の台地地形と調和的で、北一北東側の筑波山塊及び南東側の稲敷台地に向かって-15m及び-20m以浅と浅くなり、反対に土浦市街地・霞ヶ浦ならびに研究学園都市西側に-35m、-30m以深と深くなる。なお、霞ヶ浦に面した美浦村馬掛の稲敷台地崖下に露出する砂礫層は、上述の基底面高度の分布傾向から推定して、本層の砂礫層に対比される可能性も残されている。これからの研究のとりまとめに際しては、筑波台地下の本層と、稲敷台地及び下総台地下の地層との対比を、軽石(層)に着目して確実に行い、早急に層序区分の確立を計る予定である。

常総層は、研究学園都市南部から北部に向かって、5mから10mへと層厚を増し、層相は泥、砂、砂礫へと著しく変化するが、北部ではむしろ砂礫が多くなる。中南部の泥質相卓越域において、4枚の軽石層が発見され、最下部の灰白色中・粗粒軽石(YP-1)層と最上部の白色細粒軽石層中の斜方輝石と角閃石粒について、屈折率の測定を行った。その結果、南関東に分布する下末吉ローム下部軽石(KLP)群、御岳第一軽石(Pm-1)層にそれぞれ対比されることが明らかになった。一方、常総層中部に含まれる2枚の黄色粗粒軽石(YP-2・3)層については、対比上の問題が残されてはいるが、層位的には下末吉ローム中部軽石(KmP)群に相当するものと考えられる。本層中には、2層準に砂礫層の発達認められ、二つのチャンネルを形成し、成田層最上部まで下方侵食するのが観察される。台地表面の微地形と常総層の層相との間には、対応関係が明瞭に認められ、砂礫相卓越域は、泥質相卓越域より5m以下の微高地を形成し、鳥趾状の平面

形を成す場合がある。

筑波台地を開析する小河川沿いの埋谷堆積物の形成過程を知るために、谷田川について上流から下流へほぼ等間隔に4地点を選定し、簡易ボーリング及び人工露頭の観察を実施し、材化石・腐植土等の $^{14}\text{C}$ 年代測定用試料を採取した。その結果、上流側2地点の堆積物は、層厚4 m以下と薄く、ほぼ深度2 mを境に上下2層に区分された。下部層は、腐植質砂及び砂礫層から成る最終氷期—1万年間に形成された立川礫層及び7号地層相当層であり、上部層は腐植質泥層を主体とする1万年以降に形成された有楽町層相当層であることが明らかになった。今後、下流側2地点の埋谷堆積物に関する $^{14}\text{C}$ 年代測定(依頼中)結果が得られれば、さらに詳細な小河川の形成過程が解明されることであろう。

(環境地質部)

### 関東平野の下総層群

青木直昭

関東平野で掘られた約40本のボーリングについて、深度250 mまでの堆積物の観察と貝および有孔虫の化石分析を行なって、地下の下総層群の地層のトレス、層相・

化石群の変化、地質構造などを明らかにしようとした。層群を7累層に分けた地表での地層区分は、そのまま平野中央部地下でも妥当と見られる。各累層の海は海進期にはほぼ平野全域に拡がっており、千葉県北部—霞ヶ浦南岸では主として浅海性化石群集にとむ砂層からなる。内陸側の平野西—北西部へ向って淡水—汽水成の礫・泥層が多くなり、大宮—浦和以西では海棲化石に乏しく、地層区分・対比は難しい。埼玉県東部は盆地の相対的な沈降部で、地蔵堂層相当層の下限は標高マイナス150 m付近、金剛地層下限はマイナス220-250 mのところ引かれる。また、上泉層も地下に埋積している。どの地層の境界面も比較的フラットで、北浦—銚子へ向ってゆるやかに上がり、成田層基底の不整合に切られる。すなわち、平野西部を下げ、東の海岸地域を静かに上昇させる広い傾動運動と、第四紀のひんぱんな海水準変動とによって、平野浅層部は形成された。東京湾湾口部を横断する木更津—川崎セクションでは、下総層群中部の上に、淡水—汽水成の七号地層と有楽町層が厚くのり、湾沿岸や平野中央部からひと続きの、同じ地下地質を持つ。成田層堆積以後、蘇我—大網以南は、東京湾側を下げ、太平洋側を上げるような傾動運動と隆起が急速に進んで、平野主部とは違った動きをする。

### トピックス 日本海中部地震及び三宅島噴火の緊急調査

#### 1983年日本海中部地震の緊急調査

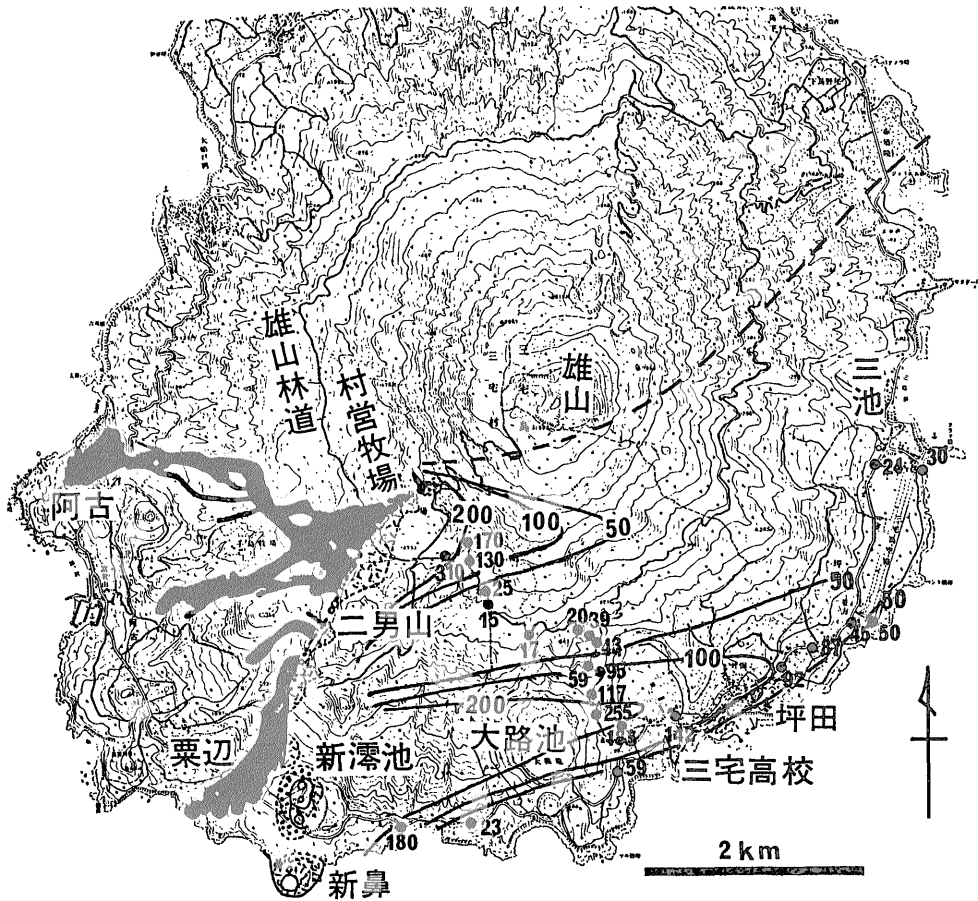
栗田泰夫・山崎晴雄

1983年日本海中部地震は東北日本内帯において記録された最大規模の地震であり、この地域、とりわけ日本海東縁部の地震対策およびテクトニクスの考え方に大きな影響を与えた。ここでは、1983年秋までに明らかにされた地震の概要と、地震直後に演者らが現地調査を行い明らかにした秋田県下の地震災害、とくに地盤災害の概要について述べる。

**地震の概要** 1983年5月26日正午、秋田県・青森県西方沖の日本海にM7.7の大地震が起り、「1983年日本海中部地震」と命名された。気象庁によれば、震源は北緯 $41^{\circ}21.4'$ ・東経 $139^{\circ}04.6'$ ・深さ14 kmであった。余震域は、本震そのものの余震域と北側隣接領域に誘発されたと見られる地震(M7.1)の余震域からなる南北150 km、東西50 kmの巨大なものであり、地震規模にふさわしい

ものであった(西出ほか, 1983)。発震機構(高橋ほか, 1983; 東北大ほか, 1983)および余震の深さ分布(海野ほか, 1983; 溝上ほか, 1983)から、震源断層は $\text{N}10\text{--}20^{\circ}\text{E}$ 走向で東傾斜の低角逆断層と推定される。本地震はM7.7という規模から、日本海東縁部に考えられている北米・ユーラシア両プレート境界(小林, 1983; 中村, 1983)などに起った地震ではないかとの期待が持たれた。しかしながら、余震の分布は深さ5-20 kmの地殻内部に限られており(海野ほか, 1983)、リソスフェア全体を破壊するには至らなかった。

本地震の震央は佐渡海嶺北端部に位置し、余震分布から推定される震源域の西縁は日本海中部断層(本座, 1983)と一致している。日本海中部断層は基盤地形と堆積構造から東傾斜の逆断層とされており(玉木, 1984)、本断層が日本海中部地震の震源断層であると推定される。このように、本地震は佐渡海嶺北端部の巨大な地殻のブロックから発生したものである。なお、震源域の東隣は比高2,500 mの地形的高まりをなし、久六島を含む奥尻海嶺が位置するが、今回の地震による歪の解放域は



第1図 溶岩および降下火砕物の分布(曾屋・宇都・須藤, 1983)

破線は降灰の北限, 実線は各々 50 mm, 100 mm, 200 mm の等層厚線を示す。黒丸は調査地点, 数字は厚さを示す(単位 mm)。地形図は国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用した。

この奥尻海嶺域までは及んでおらず, また歴史地震も記録されていない。

**地震災害の概要** 本地震による災害は津波災害と地盤災害に分けられる。地震直後に沿岸各地を襲った津波は死者・行方不明者 100名にのぼる大惨事を引き起し, 多数の港湾施設・家屋等に被害を与えた。一方, 内陸地域においては死者は4名にとどまったものの, 砂質堆積物の液状化を主因とした地盤災害によって建築物・土木施設・水田等が大きな被害を受けた(山崎・栗田, 1983)。今回の地盤災害は, 盛土崩壊型・埋土崩壊型・lateral spreading型に分けることができる。

1) 盛土崩壊型: 軟弱地盤上の盛土において盛土底部が液状化し, 側方支持を欠く盛土の端部が崩壊する現象である。男鹿市打ヶ崎の沼地に盛土を施した造成地や, 八郎瀧干拓地の締め切り堤防の被害に典型的な例が見られた。

2) 埋土崩壊型: 谷地形を埋めた埋土下部に軟弱層があった場合, 地震動によって軟弱層がすべり面となって生じる地すべり現象である。男鹿市脇本駅前の谷頭を埋め立てた造成地に典型的な例が見られた。ここでは明瞭な円弧状の滑落崖が生じ, 多くの家屋が被害を受けた。

3) lateral spreading型: 緩傾斜地ないし微傾斜地, 時には平坦地において, 液状化した下位層をすべり面として表層部が側方移動を起こす現象である。今回の地盤災害のうち最も大きな被害を出したもので, 他の二つのタイプとは異なり, 自然地盤において発生したことが特徴である。八郎瀧西岸の若美町玉ノ池および五明光で典型的な例が見られた。両地区では傾斜 $1^{\circ}$ 以下の微傾斜地に長さ500m, 幅300m程の大規模な側方移動が生じたため, 集落全体が水平方向に1-3m移動し大被害を受けた。また, 両地区では1939年の男鹿地震の際にも今回と同様の地変(大塚, 1939)が起っており, 空中写真判読から



第1表 1983年三宅島噴火の経緯(曾屋・宇都・須藤, 1983)

日	時刻	現象	備考
10月			
3日			
	13		
	14:59	地震始まる(測候所無感)	
	14:00	ガラス窓 ゆれ始まる(坪田)	
	15:48	震度1	
	15:15~20	噴煙目撃 錆ヶ浜	
	15:25	噴煙目撃 テニスコート 中継所	
	15:29	黒煙3,000m(全日空)	
	15:40	三池 空港で降灰 割れ目火口南へのびる	
	16:30	溶岩 阿古都道東上500mへ	
	16:40頃	新濤池爆発:45 通信線切断(新濤池南)	
	16:46	火山礫降下始まる(坪田):50 火山雷・硫黄臭	
	16:00頃	車のフロントガラス割れ始まる(坪田)	
	16:15	溶岩 阿古都道に	
	16:22	栗辺(新濤池西?)で火柱	
	16:30	栗辺の火柱 海よりに移る	
	16:00頃	阿古民家 燃え始める	
	17:34	火山礫降下弱まる(坪田)	
	17:49	震度3	
	17:00頃	溶岩 栗辺集落に	
	17:10	火山礫降下やみ 火山灰まじり泥雨になる	
	18:20		?
	18:34	震度3(坪田は相当なゆれ)	
	18:21		?
	18:26	爆発(薄木?)	
	18:40	激しい爆発(新鼻からタツネ)	
	18:22		
	18:33	震度5 M.6.1	
	18:36より後	(地震直後)栗辺付近2ヶ所で火柱	
	18:23		
	18:10より前	新鼻付近 海底爆発	
	18:24		
4日			
	18:1	45 新鼻付近 時おり激しい噴火	
	18:3	噴火小康状態	

も地すべり地形が認められ大地震の度に lateral spreading が繰り返されていると考えられる。lateral spreading の大規模なものは能代市萩の台・青葉町の一帯にも生じたほか、小規模なものは能代市街から若美町玉ノ池にかけての至るところに生じた。これらの地域は、いずれも海岸砂丘背後の急斜面と後背湿地の境界部に発達する緩一微

傾斜地であった。

今回の地震災害では地震動そのものによる被害は比較的小さく、いずれの被災地においても震度はVを越えなかったものと推定される。にもかかわらず、砂質堆積物の液状化が主因となって大規模な地盤の崩壊が生じた訳で、このことは今後の地震防災対策において十分に考慮

されるべきであろう。

(環境地質部)

### 1983年10月3日三宅島火山噴火について

曾屋龍典・宇都浩三

10月3日午後3時20分頃から翌4日未明にかけて22年ぶりの噴火活動を生じた三宅島火山を、10月4日-7日の4日間、緊急調査した。今回の噴火は、島の南西側山腹をほぼ南北に伸びる割れ目から溶岩噴泉および溶岩流出を生じる典型的な山腹割れ目噴火であった(第1図)。また、噴火割れ目が海岸付近に達した新瀨池、新鼻においては、マグマと水とが接触して、爆発性の強いマグマ-水蒸気爆発を行なった。

溶岩噴泉により放出されたスコリアは、折からの強い

西風により主に火口の東側に降下堆積し、島南西部の坪田地区では10 cm 以上も堆積した。一方、溶岩流は、噴火割れ目の西側および南西側の谷添いを流下し、割れ目列の中央やや北側から流出した最大の溶岩流は、島南西部の阿古地区に流入し約400戸以上の民家を下敷きにし、大きな被害を与えた(第1図)。

現地における噴出物調査と合わせ、住民からの聞き取り調査を行ない噴火の経緯を明らかにする試みを行なった(第1表)。

### 文 献

曾屋龍典・宇都浩三・須藤 茂(1983) 三宅島火山  
1983年10月3日の噴火。地質ニュース, no.  
352, p.10-21.

(環境地質部・技術部)