

演習林 Miscellaneous Information

No.20, 1—38, Jan. 1976

The Tokyo University Forests.

千葉演習林の地質

Geology of the Tokyo University Forest in Chiba

飯島 東・池谷 仙之*

Azuma IJIMA and Noriyuki IKEYA

目 次

I. 序言.....	1	IV. 地質構造.....	21
II. 地質概説.....	2	V. 考察.....	26
III. 層序.....	3	VI. 引用文献.....	30

I. 序 言

農学部付属演習林から、千葉演習林地域の地質調査の依頼を受けたが、ようやく地質図その他の資料を纏めることができたので、ここに報告する次第である。現地調査は、昭和49年7・8月の約40日間、著者らの指導の下に理学部地質学教室学部3年生10名**および大学院修士課程1年生2名***が、林域を4班に分けて行なった。さらに、昭和50年3月に著者らが補足調査を行なってとり纏めた。

千葉演習林地域の地質については、さきに小池 清・西川 泰(1955)により2万分の1地質図が作製されている。今回の調査に際しては、2500分の1地形図を5000分の1に縮尺したものを基図として使用し、さらに1万分の1に縮尺して地質図に纏めた。地質図は精密な地形図に基づいているので、鍵層の追跡、地層の分布などが前回のものより詳しく表現されており、とくに郷台地区南部は全面的に改訂されている。(付図：千葉演習林地域地質図)。また今回は、段丘堆積物、関東ローム層の分布をも調査し、付図(河岸段丘分布図)として示した。

調査に際しては、演習林の畑野健一助教授・遠藤健治郎講師・蒲谷 肇助手、および千葉演

* 東京大学理学部地質学教室

Geological Institute, Faculty of Science, University of Tokyo.

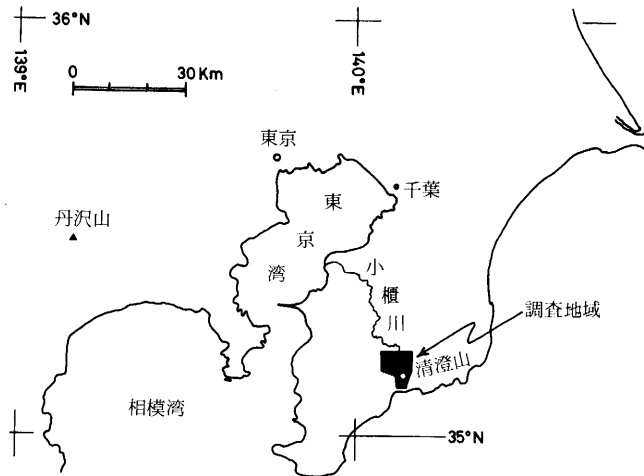
** 青山茂雄・阿部勝巳・安部忠彦・新井英憲・内田 隆・内田雅大・多田隆治・辻村凡平・羽田直弘・原田敏夫

*** 岡田 豊・小坂一夫

習林清澄・札郷・郷台各作業所の職員の方々にお世話頂いた。ここに記して感謝する次第である。

II. 地質概説

千葉演習林は房総半島東南部の清澄山地にあり太平洋岸に近い。しかしながら林域の大部分は東京湾に注ぐ小櫃川の流域に入り、その南西を限るスカイラインが房総の分水嶺をなしている。



第1図 調査地域位置図

る。このような地形は地体構造区分を反映したものである。すなわち、林域は関東造盆地域と丹沢造山運動により生じた丹沢—嶺岡隆起帯との境目に位置しており、北部は前者の南縁に、また南部は後者の北縁に属する。従って、演習林地域は両構造単元の関係进行研究の上で非常に重要な、興味深いフィールドである。

しかしながら、演習林地域の地質に関して公表された研究は少なく、脇水(1901)、大塚(1937)、沢田(1939)、小池・西川(1955)などに過ぎない。

演習林地域南部には北西から南東に横断する清澄背斜が走り、北に向って順次新しい地層が重なっている。南部は北から南に押し被せた四方木衝上断層により複雑な構造を示す。林域の基盤を構成する地層は表に示すようにすべて新第三紀海成層である(第1表)。

清澄山地はかつて一面に関東ローム層に蔽われたが、その大部分は侵食により流失し、現在のはなだらかな山頂部に点在するにすぎない。北斜面の小櫃川流域には数段の河岸段丘が発達する。これらのうち、関東ローム層が載るのは最も古い高位の第V段丘のみである。そのローム

層は関東平野の立川ローム層に対比される。

Ⅲ. 層 序

千葉演習林地帯を構成する地層は、総合柱状図（第1表）に示すように基盤の新第三紀海成層と、これらを不整合に被覆する第四紀非海成層とである。

Ⅲ. 1. 新第三系

林域内の新第三系は黒滝不整合（小池，1951）によって，下位の三浦層群と上位の上総層群に2分される。いずれも海成層であり層厚は林域内において計約1,900mに達する。

Ⅲ. 1. 1. 三浦層群 Miura Group

演習林地帯の新第三系は，北端部を除いてすべて三浦層群に属する。本層群は岩相により，下位の泥岩を主とする天津層と，上位の砂岩を主とする豊岡層に2分される。天津層と豊岡層との間は，従来整合とされていた。しかし，清澄背斜の南翼部では，両層間に侵食による層序の欠除および構造差が認められ，両者の少くとも一部は不整合関係にある。層厚は計約1,700mに達する。三浦層群の地質時代については研究者により意見の相違があるが，中新世中期から鮮新世前期（Kimura, 1974）としておく。

A. 天津層 Amatsu Formation

天津層は大塚（1937）により，天津西方に分布する灰色泥岩層に対して命名された。

演習林地帯に分布する最下部の地層で，林域の中央南部をW N W—E S Eに走る清澄背斜の軸部を中心に広く分布する。本層は岩相により，下位の真根泥岩層と上位の白岩凝灰岩層に2分される。また，背斜北翼の真根泥岩層中には，長尾砂岩レンズと呼ばれる粗粒砂岩層が局部的に発達する。天津層の下限は露出しないが，層厚は1,000m以上と推定される。

A. 1. 真根泥岩層 Mane Mudstone Member

真根層は脇水（1901）により命名され，後に小池・西川（1955）によって真根泥岩層と改称された。〔模式地〕演習林地帯内小櫃川支流の真根沢。〔層序関係〕下限は露出しない。上限は白岩凝灰岩層に漸移する。〔層厚〕700m以上。〔分布〕林域西縁の西の沢北方から東縁の一杯水に至る清澄背斜の核をなして連続的に分布する。背斜北翼においては，層序学的にはほぼ連続して観察できる。とくに，郷台地区の猪ノ川上流の相ノ沢，四方木西方の池ノ沢，白岩南方から四方木までの七里川，真根沢下流から大台脇に至る支流などに露出がよい。南翼においては，四方木衝上断層により切られ，層序学的に連続して露出するところは少なく，相ノ沢上流，仁

第1表 千葉演習林地域の地質総合柱状図

地質時代	年 ×10 ⁴	地層名		層厚 (m)	柱状図	岩相			
第四紀	沖積世 洪積世	1	第四紀層	I, II, III段丘	<10		砂礫		
				IV段丘	<10		褐色火山灰混り砂礫		
				立川ローム層	~1		褐色火山灰		
				V段丘	<10		砂礫		
				(隆起・削剝)					
第三紀	200 500	上総層群	関	和田泥岩層	100+		暗灰色軟質塊状泥岩(凝灰岩, 砂岩を挟む)		
				黒滝礫岩層	40~50		角礫岩, 砂岩, 凝灰岩, 石灰砂岩 ——(黒滝不整合)——		
			豊岡層	安野互層	155 170		青灰色砂岩, 暗灰色泥岩互層 海底地入り層(北東部)		
				清澄砂岩層	清澄	525		K 3 海底地入り層(北西部) 上部: 砂岩がち互層 中部: 中粒砂岩(炭質物質を含む細粒砂岩, 泥岩を挟むタービダイト様堆積物)	
					砂岩層	600			
			天	白岩	200		K 2 K 1 下部: 粗粒砂岩(細礫岩を挟む) ——(清澄不整合)—— S 4,5 浮石質凝灰岩, スコリア質, 凝灰岩, 泥岩互層(中部は泥岩が優勢) S 1		
				凝灰岩層	275				
			後中期	1000	津	真根泥岩層	700+		M 6 上部: 暗灰色板状, やゝ硬い泥岩(凝灰岩, 砂岩の薄層を挟む)
									M 5 中部: 暗灰色塊状泥岩
									M 4 下部: 暗灰色泥岩中に細~中粒砂岩を挟む
			長尾砂岩			MS 含礫砂岩			

ノ沢から長尾に至る林道沿いなどで観察できるに過ぎない。西ノ沢に露出するものは逆転し、著るしく剪断されている。また、林域南東部の二間川下流、坂本付近、および井戸沢から県道天津—清澄線の長坂北方にかけては、大ベラ、坂本、井戸沢の3断層に規制されて、切れぎれに分布する。

〔岩相〕 おもに泥岩からなるが、凝灰岩、凝灰質砂岩、砂岩の薄層を頻繁に挟む。泥灰岩の薄層または団塊を含み、まれに細礫岩、含礫砂岩を挟む。清澄背斜北翼東部の真根沢付近には砂岩が発達する。

泥岩は暗灰色ないし暗青灰色で、乾くと淡灰色になる。凝灰質になるところを除いては均質で、砂粒や浮石粒などを含まない。層理はふつう認められず、塊状で、挟みのない新鮮な露頭では層理面を識別し難い。風化すると不明瞭ながら層理に平行な割目が生じ、また同心円状の割れ目が生じて玉ねぎ状構造を呈する。泥岩は十分には固結しておらず、小刀で容易に削れる。多量の水分を含み、乾燥すると粗に割れ目が入る。沢沿いの新鮮な露頭においても、冬期の凍結作用により、露頭面に添って板状に剥がれる。剪断 (shear) に対して弱く、四方木衝上断層ぎわ、および郷台西ノ沢の急傾斜地域では著しく圧砕されている。また、清澄背斜の軸部では節理が規則的に発達する。層理面にはよく Trace Fossils (底棲動物の這い跡や巣穴) が密集している。これらはフリッシュ層中に見られる *Helminthoidea* のように規則的で細かい模様とは異なり、ずっと太く、かつ不規則である (図版3の5, 6を参照)。泥岩中には有孔虫化石, *Makiyama* sp. をふつうに産する。また, *Lucinoma acutilineatum* (CONRAD), *Thyasira bisecta* (CONRAD), *Acila divaricata* (HINDS) などの保存のよい二枚貝化石を散発的に含む。とくに *L. acutilineatum* が多く目につき、いずれも自生的産状を示す。四方木付近の七里川に露出する頁岩質泥岩からは、広葉樹の葉化石 (*Fagus*?) がまれに出る。

泥灰岩は厚さ30~50cm程度の層として、また長径30~100cmの楕円体状の大型団塊として泥岩中の特定層準に含まれる。長尾砂岩レンズの下位約100mの間に挟まる2層準は、真根沢下流から池ノ沢西方まで追跡できる。淡褐灰色、風化すると灰白色、ち密で堅い細粒岩で、方解石と泥とから成る。塊状で葉理は認められず、とくに核として貝化石を含むこともない。長尾砂岩レンズに取りこまれた泥岩の同時礫は、収縮われ目を伴う泥灰岩団塊に変ることがある。泥灰岩は地層埋没後、比較的早い時期に形成されたものであろう。

砂岩は黒色ないし暗青灰色、および青灰色ないし淡灰色の2種類ある。前者の暗色砂岩は角閃石、輝石などの有色鉱物と、安山岩片の多いもので、安山岩質火山砂岩と言える。スコリア質凝灰岩と識別し難いものもある。後者の淡色砂岩は、石英、斜長石、浮石粒が多く、石英安山岩ないし流紋岩質火山砂岩で、浮石質凝灰岩と識別し難いものもある。これらの火山砂岩を構成する砂粒は角ばったものが多い。ただ、長尾砂岩レンズ中の厚い砂岩のなかには、基底部に円磨された細礫を伴うものがある。砂岩はふつう軟質でもろく、泥岩よりも侵食に対して弱

く、露頭面では凹んでいることが多い。時に方解石でセメントされ、厚さ30cm程度の石灰質砂岩層として、あるいは厚い砂岩中の大型団塊として産する。

砂岩層の厚さは1cm程度から10mを越すものまでであるが、1m以下のものが多い。厚さ数10cmから数mの砂岩層には、級化成層が認められることがある。また、真根泥岩層下部に挟まる厚さ10m前後の青黒色、粗粒泥質砂岩層（地質図にMSとして示され、直下に泥灰岩層または団塊列を伴う）は、径1～3cm程度の固い円礫が下半部に点在し、級化を示さない。浮石粒を含む凝灰質砂岩はしばしば平行葉理を示す。斜交葉理はむしろ稀である。

礫岩は長尾砂岩中に、円磨された礫からなる細礫岩が級化砂岩の基底部に時に発達する。同様の細礫岩は池ノ沢中流の下部泥岩中に薄層として1～2枚挟在される。また、MS砂岩中には円磨された小礫が散在する。

これらの円礫は石英、珪岩、灰色チャート、緑色変成火山岩、泥質ホルンフェルスなどからなる。蛇紋岩、斑れい岩、角閃片岩など、鴨川付近に出る嶺岡帯の塩基性岩の礫は発見できなかった。

凝灰岩は流紋岩ないし石英安山岩質と、安山岩質の2種類ある。前者は灰白色、淡灰色、淡桃色を呈し、細粒ガラス質、中粒結晶質、粗粒浮石質のものがある。中・粗粒凝灰岩は白地に角閃石、輝石、岩片などの黒点が散らばり、“ごま塩タフ”と俗称される。後者は黒色、暗灰色、暗紫灰色を呈し、中・粗粒スコリア質凝灰岩である。火山源鉱物はほとんど変質しておらず、ガラス片の多くもお新鮮で、その縁辺がモンモリロナイト化している程度に過ぎない。沸石は認められない。ごく一部の石灰質になっている部分を除き軟弱でくずれ易い。

凝灰岩層の厚さは1cm以下から5mを越すものまでであるが、多くは50cm以下に過ぎない。とくに、スコリア質凝灰岩はふつう30cm以下で、級化成層を示すことが多い。浮石質凝灰岩はしばしば平行葉理を示し、“縞タフ”と呼ばれる。また、層内褶曲(convolution bedding)が発達し、“おどりタフ”と俗称されるが、成因的には微褶曲の背斜頂部が上盤の下面により切られ、明らかに海底地すべりによるスランプ構造と認定できるものと、埋没後の荷重差により生じた二次堆積構造との2種類がある。凝灰岩層は内部構造も含めて、一般に連続性がよく、鍵層として追跡できるものが多い。地質図に示したものを以下に記す。

M1：長尾砂岩の直下に位置する。淡灰色、粗粒、浮石質“縞タフ”。七里川本流で厚さ350cm。池ノ沢では砂質になり、長尾砂岩相当層との識別不可能。真根沢下流では長尾砂岩中に入り、不明瞭になる。

M2：長尾砂岩中。淡桃色、細粒ガラス質凝灰岩で葉理を伴う。長尾東ノ沢付近で厚さ50～70cm。

M3：長尾砂岩最上部の細礫つき級化砂岩の頂部に挟まる。灰白色、中粒ガラス質凝灰岩。径1cm内外の砂管を密に含む。厚さ5cm。

M 4：長尾砂岩の直上に来る。淡灰色，粗粒，浮石質“縞タフ”で，上部は細粒ガラス質になり，スランプ構造を伴う。厚さ150～300cm。七里川本流では上部のみが発達し80cm。

M 5：淡灰色～灰色，浮石一スコリア質凝灰岩で，ふつう3層構造を示す。相ノ沢では中層に白色，細粒“おどりタフ”が挟まる。池ノ沢では上層が“おどりタフ”になる。厚さ30～50cm。

M 6：真根泥岩層上部の良好な鍵層。清澄背斜北翼では，3～5 m間隔の3枚の凝灰岩からなる。下層は淡灰色，粗粒，浮石質“縞タフ”。厚さ150～200cm。中層は灰白色，中粒，浮石質凝灰岩。厚さ30cm。2枚になることもある。上層は淡桃色～淡灰色，細粒ガラス質“おどりタフ”。スランプ構造を伴う。厚さ50～100cm。林域東縁の真根沢上流では，薄化して厚さ60cmの浮石質凝灰岩として認められる。また，背斜南翼においても薄化しており，厚さ50cmの浮石質凝灰岩が同層準に追跡できるので，一応M 6に対比して地質図に示した。

〔層序〕柱状図を第2図に示す。

鍵層M 4までの下部層は，後述する長尾砂岩をはじめ，M S砂岩など厚薄さまさまの砂岩を頻繁にはさむ。M S砂岩は七里川以西に追跡できる。下部にはしばしば泥灰岩，石灰質砂岩が含まれる。

鍵層M 4からM 5までの層厚約100～150 mの中部層は，挟みの少ない塊状泥岩により特色づけられる。

鍵層M 5～M 6に至る上部層約200 mの間は，流紋岩ないし石英安山岩質ならびに安山岩質凝灰岩薄層，砂岩薄層をかなり頻繁に挟む。泥岩は硬くなり，しばしば厚さ10～30cmの板状を呈する。

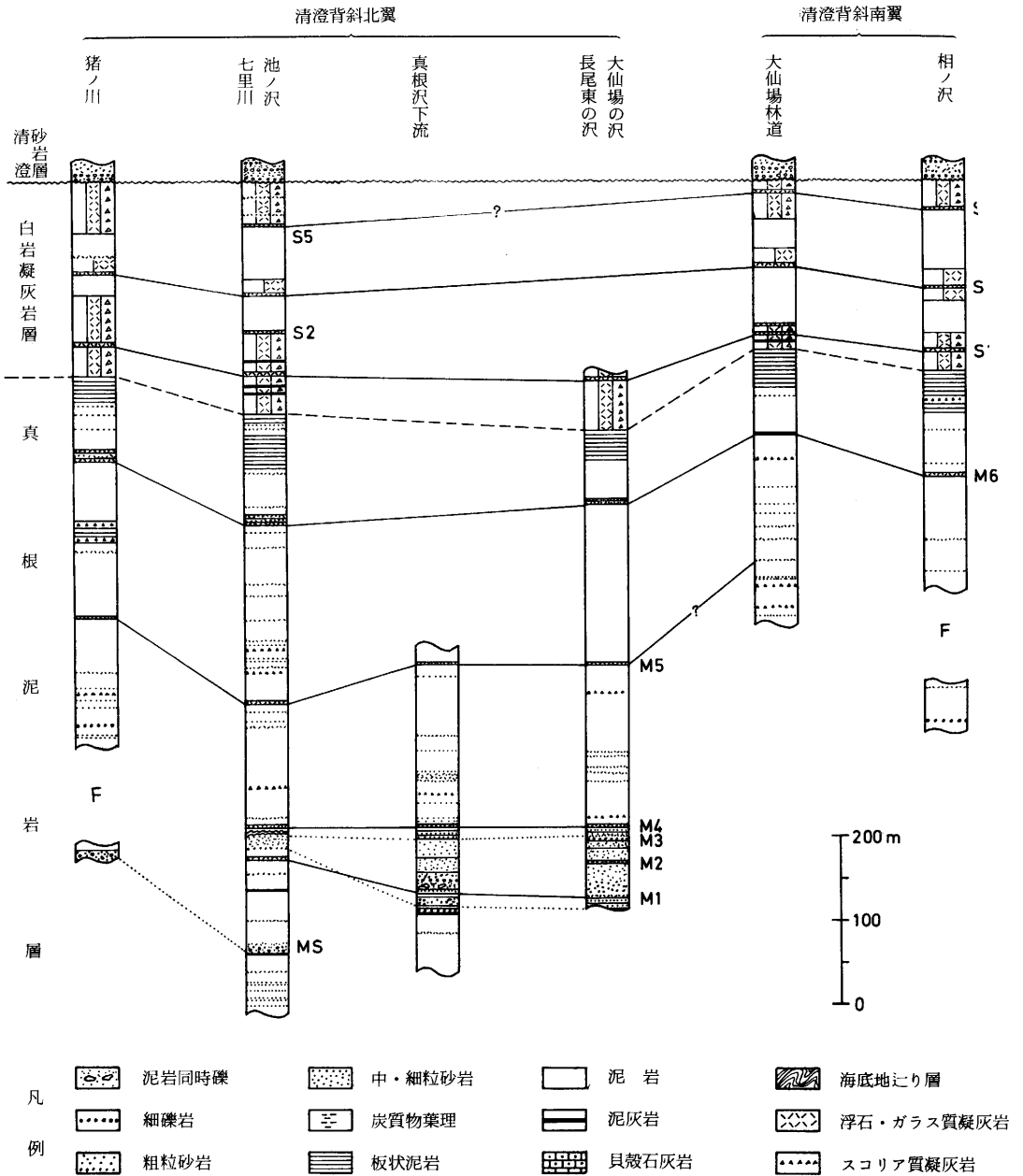
鍵層M 6から上の最上部層約100～150 mは，砂岩のはさみは少なく，凝灰岩薄層が多くはさまれる。とくに白岩凝灰岩層に近づくと，泥岩は硬くなり板状を呈するようになる。

長尾砂岩レンズ

小池・西川（1955）により，真根泥岩層中部に挟まれる砂岩に対し，長尾沢を模式地として命名された。〔分布〕清澄背斜北翼に限られる。池ノ沢支流の山椒沢下流から七里川本流，真根沢下流を経て長尾東ノ沢の東方まで追跡できる。大降断層以東および背斜南翼では，この層準は地下にもぐり露出しない。西部の郷台地区では薄化する。〔層厚〕池ノ沢で約10m，七里川本流で17m，真根沢下流で70mと，東に向かって厚くなる。長尾の沢以東では少くとも上部はより厚く発達するが，四方木衝上断層およびそれに付随する断層に切られ下限は不明。

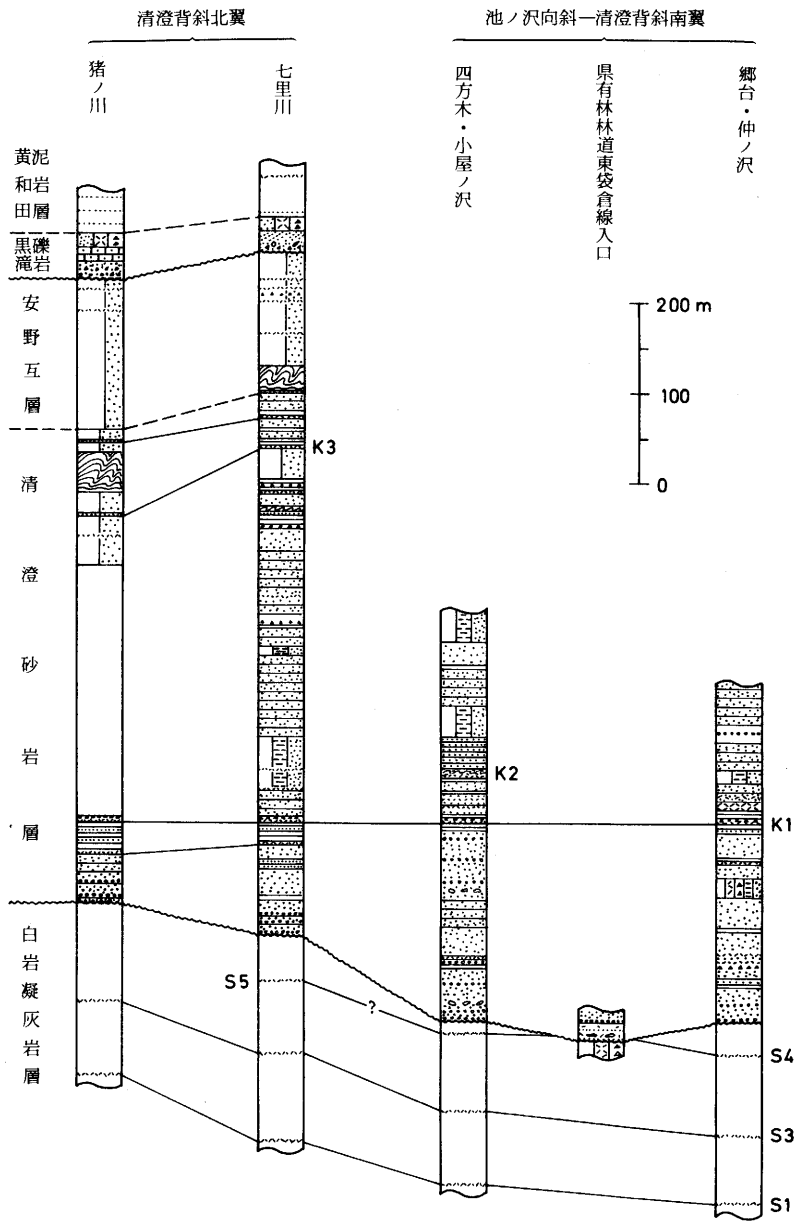
〔層序関係〕上下限とも真根泥岩に漸移する。また西方に指交関係で移り変る。

〔岩相〕池ノ沢一七里川地域では，淡灰色ないし青灰色，浮石質粗粒砂岩からなる。下部は級化成層を示し，上部は葉理が発達し，スランプ構造を伴う。真根沢では，おもに同質中～粗粒砂岩からなり，石灰質砂岩，細礫岩薄層，暗灰色泥岩，連続性のよい浮石質凝灰岩を挟む。砂



第2図 天津層の柱状断面図

MS：青黒色，礫入り泥質粗粒砂岩層，M1～M6：真根泥岩層中部の鍵層，
S1～S5：白岩凝灰岩層中の鍵層，F：断層による地層の欠除。



第3図 豊岡層の柱状断面図 (凡例は第2図に同じ)

S1～S5：白岩凝灰岩層中の鍵層，K1～K3：清澄砂岩層中の鍵層

岩中には、径1 m以上の様々な形をした石灰質団塊が含まれる。また径20cm内外の泥岩の同時礫を数層準に含みスランプ構造が認められる。粗粒部にはしばしば*Chlamys*その他の貝殻片がかなり含有される。長尾沢付近以東の本砂岩層最上部には、上位の清澄砂岩層に酷似するタービダイト様堆積物が発達する。すなわち、円磨された細礫を含む礫質砂岩から細粒砂岩への級化成層を示す。厚さ4 mの砂岩層頂部は、炭質物による葉理を示し、convolution beddingを伴う。さらに砂岩は厚さ5 cm程のシルト岩に移化し、最後に厚さ5 cmの灰白色凝灰岩（鍵層M3）で終る。凝灰岩中には、径1 cmぐらゐの層理にはほぼ平行な砂管が密集する。この凝灰岩薄層は走向方向に500 m以上続く。この上には約30 mの砂泥互層が重なる。

A. 2. 白岩凝灰岩層 Shiraiwa Tuff Member

小池・西川（1955）により、七里川沿いの白岩付近を模式地として命名された。〔層序関係〕真根泥岩層から漸移するが、スコリア質凝灰岩が多くなり、泥岩も凝灰質になって不均質になり始めるところから、白岩凝灰岩層とした。上限は清澄砂岩層に少くとも一部不整合におおわれる。〔層厚〕清澄背斜北翼では250～275 m。同南翼では相ノ沢一檜尾地域で250m。半軒茶屋では210 m。林城南東部の独鈷山東側では200～210 m。郷台地区西ノ沢では激しく圧砕されて120 mに減少。〔分布〕清澄背斜北翼においては、真根泥岩層の北側に、西端の鳥居沢から東端の真根沢上流まで、急峻な尾根と峡谷をなして帯状に分布する。さらに、林域の南東を限る鳥帽子山、硯石、雞毛山を連ねる尾根に沿って続く。背斜南翼では西ノ沢、相ノ沢、および四方木東方から清澄周辺にかけて分布する。

〔岩相〕おもに凝灰岩、凝灰質泥岩、泥岩の互層からなり、全体として暗色を呈するが、風化すると淡色になる。模式地の白岩の地名も淡灰色の大崖に由来すると考えられる。真根泥岩、清澄砂岩に比べて侵食に強く、険しい尾根や峡谷をなし大崖を作る。

泥岩は暗灰色ないし暗青灰色を呈し、一見真根泥岩と似ているが、浮石粒、有色鉱物、火山岩破片等、火山源の粗粒物質を混じえ、淘汰が悪く雑色を呈する。また、黄鉄鉱の砂粒大の微小団塊がとくに中部泥岩に多く、風化すると黄鉄鉱粒を中心に径1～3 cm程の褐色斑模様が浮き出る。火山ガラスから変ったモンモリロナイトをかなり含むため、風化するとくずれ易い。とくに浮石質凝灰岩の多い部分にこの傾向が強く、谷の頭部ではくずれた粘土と岩屑が押し出して谷を埋めていることが多い。泥岩中には有孔虫化石が多く、*Makiyama* sp. も多く含まれる。また自生的産状を示す大型の二枚貝、巻貝が散見される。確認した化石は次の通りである。*Lucinoma acutilineatum* (CONRAD), *Thyasira bisecta* (CONRAD), *Dentalium yokoyamai* (MAKIYAMA)。

凝灰岩は真根泥岩層に挟まるものに酷似する。流紋岩ないし石英安山岩質、安山岩質の2種類にわけられる。前者はふつう淡色を呈し、粗粒浮石質、細粒ガラス質のものがあゝ、時に径

5 cm程の火山岩角礫を含む。後者はふつう暗色を呈し、細～粗粒スコリア質、時に細角礫質になる。方解石でセメントされた部分を除くと、凝灰岩は軟質で浮石粒もつぶれていない。火山ガラスは一部モンモリロナイト、クリストバル石に変っているが、沸石は認められない。凝灰岩の厚さはふつう50cm以下であるが、浮石質凝灰岩は1～3 mの厚さのものが数枚ある。スコリア質凝灰岩はふつう級化成層を示す。浮石質凝灰岩はしばしば“縞タフ”、“おどりタフ”になる。一般に連続性に富み、鍵層として追跡できる。地質図に示した鍵層を以下に簡単に記す。

S 1：下部互層に挟まる2枚組の灰白色、粗粒、浮石質凝灰岩。上層は“縞タフ”からなり、清澄背斜北翼で厚さ50～70cm、南翼の荒檜沢で40cm。下層は“縞タフ”中に石灰質バンドを挟み、北翼で厚さ1 m前後あるが荒檜沢では50cmに薄化。

林域西部の相ノ沢一檜尾の沢上流地域においては、下部互層中に厚さ1.4 mの“縞タフ”が挟まる。確証はないがS 1に対比しておく。

S 2：下部互層から中部泥岩へ漸移する部分に挟まれる灰白色、粗粒、浮石質“縞タフ”。北翼の池ノ沢から東方の大沢又にかけて追跡できる。厚さ1.5～2 m。西部では薄化するようである。

S 3：中部泥岩中部に挟まれる。林域南東部においては厚さ1.2～1.5 mの灰白色、粗粒、浮石質“縞タフ”からなる。NNE—SSW断層系により繰返されるが、二間川流域においては2組の“縞タフ”になり、厚さは併せて2～3 mに厚くなる。相ノ沢一檜尾の沢上流地域では厚さ1 m。北翼においては、この層準に多数の浮石質凝灰岩があるが、目立つのは3枚組の淡灰色、細粒、ガラス質凝灰岩である。七里川では上・中層はいずれも厚さ30～50cmであるが、下層は厚さ1.6 mの“縞タフ”で、恐らく南翼のS 3に対比してよいであろう。

S 4：南翼部の上部互層中に追跡できる。灰白色、粗粒、浮石質“縞タフ”。S 2と同様、東部で厚く1～1.5 m、相ノ沢一檜尾の沢上流地域では0.7～1 m。

S 5：北翼部の上部互層中、清澄砂岩層基底から30～50 m下位に挟まれる。淡灰色、粗粒、浮石質“ごま塩タフ”。厚さ50cm。七里川においてはS 5の上位にさらに厚さ50cm “縞タフ”が2枚挟まれるので、南翼部のS 4との対比は困難であるが、層準から考えてS 4に相当すると考えられる。

[層序] 白岩凝灰岩層は上部互層、中部泥岩、下部互層に分けることができる(第2図)。

(1) 下部互層

厚さ10～50cmのスコリア質凝灰岩、凝灰質泥岩から成り、浮石質凝灰岩を頻りに挟む。

厚さ数10cmの淡灰色泥灰岩層または団塊列が数層準に認められる。また浮石質凝灰岩層中に硬い石灰質層、もしくは団塊が発達することがある。

(2) 中部泥岩

おもに暗灰色、塊状の泥岩からなり、厚さ30cm以下の淡色凝灰岩を挟む。とくに中部に

凝灰岩が多い。真根泥岩と混同され易いが、淘汰が悪く、不均質である。二間川流域においては下半部は砂質泥岩になる。

(3) 上部互層

下部互層と酷似する凝灰岩がち互層からなるが、下部に比べて浮石質凝灰岩が少なく、スコリア質凝灰岩が多くなる。軟弱であるが石材として小規模に採掘された跡が清澄周辺で見られる。

B. 豊岡層 Toyooka Formation

小池・西川(1955)に従って三浦層群最上部層に対して使う。小池(1949)の豊岡垂層群、大塚・小池(1949)の豊岡層群、池辺(1948)の清澄累層にはほぼ等しい。豊岡層の模式地は房総の西海岸にある。〔層序関係〕下位の天津層白岩凝灰岩層とは、多くの場合基底細礫岩で接し、境は明白である。少くとも一部において侵食面が認められる。上位の上総層群基底の黒瀧礫岩層に不整合でおおわれる。〔層厚〕清澄背斜北翼において700～720 m。演習林南部には下半部のみしか分布しない。

〔岩相および層序〕下部は砂岩に富み、上部に行くに従って泥岩が増し砂岩・泥岩の互層になる。砂岩の優勢な清澄砂岩層と上部の安野互層に細分される。北翼において、西部の郷台地区で砂岩は薄くなる。

B. 1. 清澄砂岩部層 Kiyosumi Sandstone Member

大塚(1937)により命名され、小池(1949)により再定義された。模式地は清澄山から黄和田にむかう県道沿い。ただし切割はコンクリートで巻かれたところが多く、川底でないと露出しない。〔分布〕清澄背斜北翼においては、30°～60°の傾斜をなし、林域北部に東西の帯状に分布し、鳥居沢、滝ノ沢、赤井沢、上人沢、カヤモク沢、仲沢など東西に近く流れる枝分れの多い沢を形成する。背斜南翼の西ノ沢、相ノ沢―檜尾地域では急傾斜をなして分布する。四方木衝上断層の南側においては、20°以下の緩傾斜で、清澄から元清澄山に至るスカイラインの北斜面に広がる。また、清澄寺仏舎利塔南南東の井戸沢と粟ヶ沢間の尾根および雞毛山には、断層と地形に規制されて切れぎれに分布する。〔層厚〕北翼においては郷台北方の猪ノ川沿いで530 m、札郷西方の七里川で600 m。南翼部においては上限が露出しないが440 m以上。

〔岩相〕おもに明色の砂岩からなり、泥岩を頻繁に挟む。下部、とくに基底部には細礫岩を挟む。炭質物の葉理をもつ細砂岩が多く、炭化木片を含むことがある。中上部には50～200 cmぐらいの厚さのタービダイト様堆積構造をもつ砂泥互層が繰り返す。凝灰岩も少なくない。

砂岩は青灰色ないし淡灰色、ふつう細～中粒であるがとくに下部には粗粒砂岩が多い。おもに火山起源の角ばった石英、斜長石、角閃石、輝石、浮石粒からなるが、堆積岩、変成岩の円

磨かれた粒が散見される。浮石粒が多くなって、凝灰質になると、浮石質凝灰岩と識別困難になる。石灰質の大型団塊を含むこともあるが、未だ十分固結しておらず軟弱である。セメントはおもにモンモリロナイト質粘土からなるので、風化すると崩れ易く、露頭面に平行に剥げる。また垂直に近い節理が粗く入り、崩落して急崖を作り易い。層厚10mを越す厚い塊状砂岩はしばしば泥岩の同時礫を含む。層厚数mから数10cmの塊状砂岩はよく級化成層を示すが、その頂部は炭質物細片の葉理を伴ない、しばしば convolution bedding, 小規模な斜交葉理などが認められる。基底部の礫質砂岩中に、*Ostrea sp.*, *Chlamys miurensis* (YOKOYAMA) などの貝殻、*Balanus* の破片が密集することがあるが、ふつう化石は稀である。

細礫岩は下部、とくに基底部に多く、時に厚さ5mを越す。長尾砂岩中のものと酷似する。礫は円磨された石英、珪岩、チャート、緑色変成岩、泥質ホルンフェルスなどから成り、他にやや角ばった結晶片岩礫をかなり含む。蛇紋岩、角閃片岩は認められなかった。細礫岩は級化成層を示す厚い砂岩の基底に出ることが多いが、レンズとしてまた不規則な形で砂岩中に挟まることもある。

泥岩は暗青灰色～暗灰色を呈し、軟質で、均質であるものが多い。荒樫南方、郷台林道から分岐する県有林の林道の切割では、厚さ20mに及ぶ淘汰不良の砂質泥岩が清澄砂岩基底部に見られる。この泥岩は30～50cmの砂岩を数層挟み、また浮石粒が多く、均質な泥岩の同時礫を含む。有孔虫化石をかなり含み、また小型の *Chlamys* をまれに産する。

凝灰岩は淡色流紋岩ないし石英安山岩質と暗色安山岩質のものがある。多くの場合、数10cm以下の薄層であるが、浮石質粗粒“縞タフ”は時に1～5mになる。連続性がよく、鍵層として使える。以下地質図に示したものを記す。

K1：暗色スコリア凝灰岩と浮石質凝灰岩の組合せからなる。上層は厚さ30～50cmの暗灰色スコリア質ラピリ凝灰岩。下層は厚さ130～300cmと変化し、淡灰色、浮石質粗粒“縞タフ”で、上部にスランプ構造を伴う。両層は1～3mの凝灰質泥岩、凝灰質砂岩により隔てられる。下層の下位30～40mのところ厚さ10～35cmの淡桃色、細粒ガラス質凝灰岩がつく。七里川沿いの千石付近の道路切割では、この凝灰岩に径2～3cmの砂管が穿たれている。K1は演習林全域に追跡できるばかりでなく域外にも広く続краしい。

K2：K1の約30～50m上位に挟まれる。3～4枚の淡灰色浮石質粗粒～細粒凝灰岩から成り、全層厚10mに及ぶ。泥岩の同時礫、炭質物の葉理を含み、スランプ構造を伴う。背斜南翼の緩傾斜地域に追跡できる。北翼においては薄化する。七里川本流では、K1の上位約30～50mのところ、炭質物葉理を伴うタービダイト様互層が発達し、その中に厚さ20～30cmの浮石質凝灰岩が挟まれる。恐らくK2と対比し得るものであろう。

K3：清澄砂岩上部に挟まれる。浮石質“縞タフ”で上部に浮石粒が多い。北翼の東部七里川においては厚さは170cmである。さらにK3の上位約35mのところ、厚さ150cmの“縞タフ”

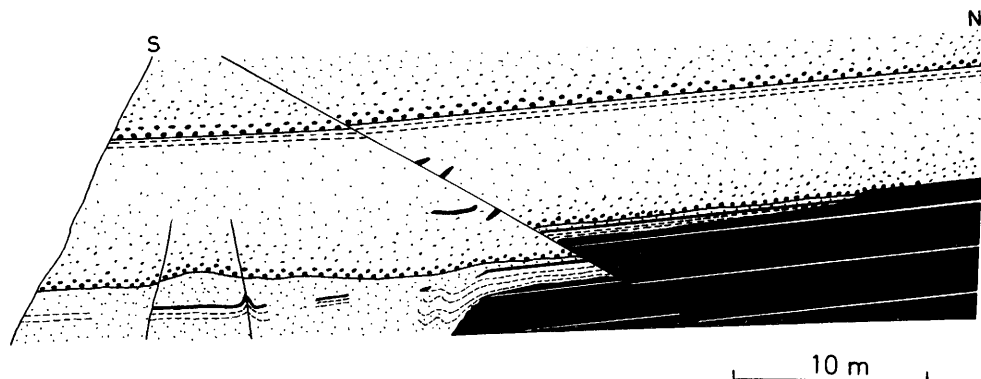
がくる。西部の郷台北方猪ノ川ではともに薄化する。南翼にはこの層準は分布しない。

〔層序〕清澄砂岩層は岩相により、下部砂岩、中部砂岩、上部砂岩がち互層に3分できる（第3図）。

(1) 下部砂岩

鍵層 K 1 以下の清澄砂岩を下部砂岩として地質図に示した。とくに K 1 より約30~40 m 下位の淡桃色細粒ガラス質凝灰岩より下位は塊状粗粒砂岩が優勢でしばしばその基底あるいは層間に円磨された細礫からなる礫岩を伴う。とくに南部の四方木から小屋ノ沢にかけて、礫質砂岩が発達し、少くとも10枚はある。礫質砂岩の発達する地域では、下部砂岩が厚くなる傾向が認められる。すなわち、南翼の四方木—小屋の沢地域および郷台地区仲ノ沢では215mあるが、北翼の七里川千石付近では130 m、郷台北方の猪ノ川では90 mに過ぎない。

下部砂岩基底の少くとも一部は、明らかに下位の白岩凝灰岩層を切る侵食面である。例えば、

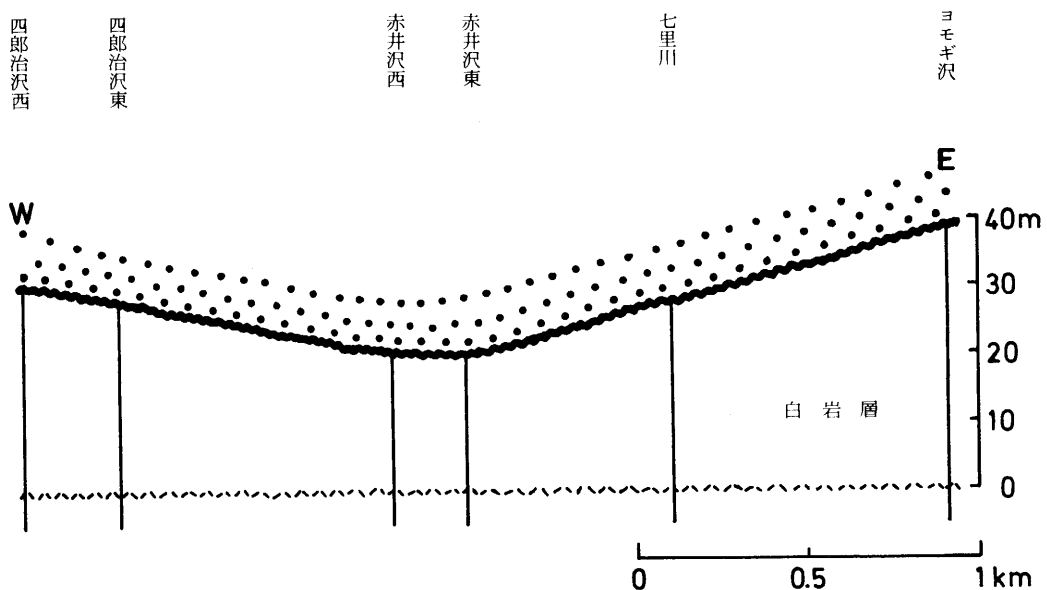


第4図 清澄砂岩層基底の不整合露頭スケッチ（清澄作業所西方，清澄寺登り口の道路切割）。

清澄作業所西方の県道から清澄寺登り口への道路切割において、第4図に示す現象が観察できる。切割北端においては、厚さ約4 mの塊状砂岩と白岩凝灰岩層が接するが、南へ下るに従って砂岩の基底に細礫がつき、約50 m下った県道三叉路では礫層は約50cmになり、塊状砂岩も5 mになる。礫岩がつくと同時に、その下位には、白岩凝灰岩層を切って炭質物の葉理を示す細粒砂岩がつき始め、南へ下るに従って厚くなる。同時に礫岩と白岩凝灰岩層との間に粗粒塊状砂岩が挟まれる。切割中央部の小衝上断層よりさらに南へ下ると、この塊状砂岩が発達し、葉理をもつ細粒砂岩は褶曲し、塊状砂岩中に切れぎれのブロックになって取りこまれる。このことは塊状砂岩が明らかにスランプ層であることを示している。その厚さは切割末端の三叉路で、厚さ2 m+、県道を越えた南側切割で、厚さ約5 mに増大している。つまり白岩凝灰岩層頂部は、北から南へ60 m行く間に5 m侵食されている。同様の現象は、この地点から北北西へ0.5 km離れた今澄において、長尾への林道トンネル内東口で観察できる。また、清澄寺登り口の西方

0.7kmの新林道切割においては、厚さ1.5mの清澄砂岩層細礫岩の下に浮石粒を含む淘汰不良の砂質泥岩が20mくる。これは均質な泥岩の同時礫を含むスランプ層であり、また清澄型砂岩を挟むことから、固まっていなかった白岩凝灰岩層を侵食した海底の溝を埋める堆積物と解される。

北翼においては、白岩凝灰岩層頂部の鍵層の追跡結果によると、七里川から赤井沢にかけて、白岩凝灰岩層が1.3kmで20m程侵食されている(第5図)。七里川本流の露頭では、清澄砂岩層の基底細礫岩の下面が白岩凝灰岩層を喰っているのが観察される。



第5図 清澄背斜北翼における清澄砂岩層基底の不整合。

(2) 中部砂岩

鍵層 K1 と K3 の40 m程下位との間は、おもに厚さ1~20 mの塊状中粒砂岩と1 m以下の泥岩の互層からなる。これらの砂岩は多くの場合級化成層を示す。その上部は炭質物の葉理に富む細粒砂岩である。これらの級化層は一種のタービダイトと思われる。

中部砂岩の層厚は、南翼において230 m以上、北翼東部の七里川沿いで370 m、西部の猪ノ川では280 m。

(3) 上部砂岩がち互層

鍵層 K3 の下位40 mぐらいから上は泥岩の挟みが増し、砂岩がち互層となる。西部では、砂岩が薄くなり、安野互層と類似してくる。土沢以西、猪ノ川までの間には、K3の上に海底地送りによる大規模な層間褶曲が追跡できる。上部互層の層厚は、七里川で100 m、西部の猪ノ川

で160 mと厚くなる。

B. 2. 安野互層 Anno Sandstone & Mudstone Member

安野互層は小池（1949）により郷台北方の安野付近を模式地として命名された。〔層序関係〕清澄砂岩から漸移し、上総層群黒滝礫岩層に不整合におおわれる。〔分布〕林域北部に東西の帯状に分布する。〔層厚〕東部の札郷で120 m、中央部の四郎治沢で130 m、西部の猪ノ川で170 mと、清澄砂岩層とは逆に西方に厚くなる。

〔岩相〕厚さ10～30cmの泥岩と砂岩の互層からなり、凝灰岩薄層を挟む。東部では厚さ1 m前後の中粒砂岩が中部に散見される。その基底には海底地回り層と考えられる層間褶曲帯が発達し、七里川では厚さ30 mに達する。この帯は四郎治沢まで追跡できる。安野互層を形成する岩石は清澄砂岩層のものに酷似する。

Ⅲ. 1. 2. 上総層群 Kazusa Group

房総半島中部の上総丘陵を形成する鮮新世一更新世の海成層は、上総層群として一括されている。演習林地域には、上総層群最下部の関層下部が北縁部にわずかに分布するに過ぎない。上総層群と下位の三浦層群とは黒滝不整合（小池，1951）で接する。林域に分布する上総層群の厚さは150 mである。

C. 関層 Seki Formation

関層の名称は大塚（1932）により房総半島の西海岸地区で命名されたものであるが、内容は小池（1949）の関曲層群、大塚・小池（1949）の関層群にひとしい。岩層により黒滝礫岩層、黄和田泥岩層、大田代互層に3分されるが、林域には一部しか分布しない。

C. 1. 黒滝礫岩層 Kurotaki Conglomerate Member

黒滝層は植田（1930）により林域北西端の黒滝を模式地として命名された。〔層序関係〕安野互層を不整合におおう。しかし、両層が接する露頭では岩相は急変するが、ふつう侵食面は認められない。ただし、東縁の前沢では凹凸のある侵食面で接し、両層の間の傾斜に15°ぐらいの構造差がある。しかしながら安野互層上部の鍵層の連続性から見て、地域による侵食量の差はたいしてないようである。黒滝層下部の走向傾斜は下位の安野互層と同じ傾向を示すが、上部から黄和田泥岩層にかけての走向はNWからEWに変わり、黄和田泥岩層へと漸移する。〔分布〕林域北西端はずれの三石山から続く尾根、黒滝から小仁田、神田上、郷田倉から林域北東端の前沢まで、急峻な山稜、峡谷を形づくりつつ、東西の帯状に分布する。〔層厚〕40～50 m。〔岩相〕基底は暗灰色ないし暗青灰色塊状泥質礫岩からなる。礫は径1～2 cmの安山岩角礫

である。また径5～30cmの軟質泥岩亜円礫を伴う。また平板型の斜交層理を示す粗粒砂岩（古水流の流れの方向は南から北）を挟む。しばしば石灰質団塊を含む。上部は暗灰色スコリア質凝灰岩，凝灰質砂岩，凝灰質泥岩の細互層からなり，淘汰が悪く雑色を呈する。浮石質凝灰岩を挟む。おもにフジツボ，貝殻の破片からなる貝殻石灰岩（coquina, shell limestone, biosparite）がレンズ状に発達して挟まることがある。とくに神田上以西，三石山にかけて発達する。東部の郷田倉の沢においては2回の堆積輪廻が認められる。上部角礫岩層の基底は下位の互層を切って局所的な侵食（diastem）を示している。

C. 2. 黄和田泥岩層 Kiwada Mudstone Member

黄和田層は植田（1933）により黄和田畑を模式地として命名された。小池（1949）の黄和田泥岩層にひとしい。〔層序関係〕黒滝層を整合におおう。上限は林域内には露出しない。〔分布〕林域内には，最北端の小櫃川本流から郷田倉の沢上流にかけてと，土沢下流の細野付近にわずかに最下部が分布するに過ぎない。〔層厚〕演習林地域内に分布する部分は100 m。

〔岩相〕おもに暗青灰色ないし暗灰色，塊状泥岩からなり，青灰色中粒砂岩，浮石質凝灰岩を挟む。黒滝礫岩層に近い最下部はとくに凝灰岩の挟みが多く泥岩も粗い感じになる。凝灰岩鍵層（KY1）は西から東に行くにつれて基底から離れて行き，黄和田泥岩層の層厚が東に増大する傾向と一致する。

III. 2. 第四系*

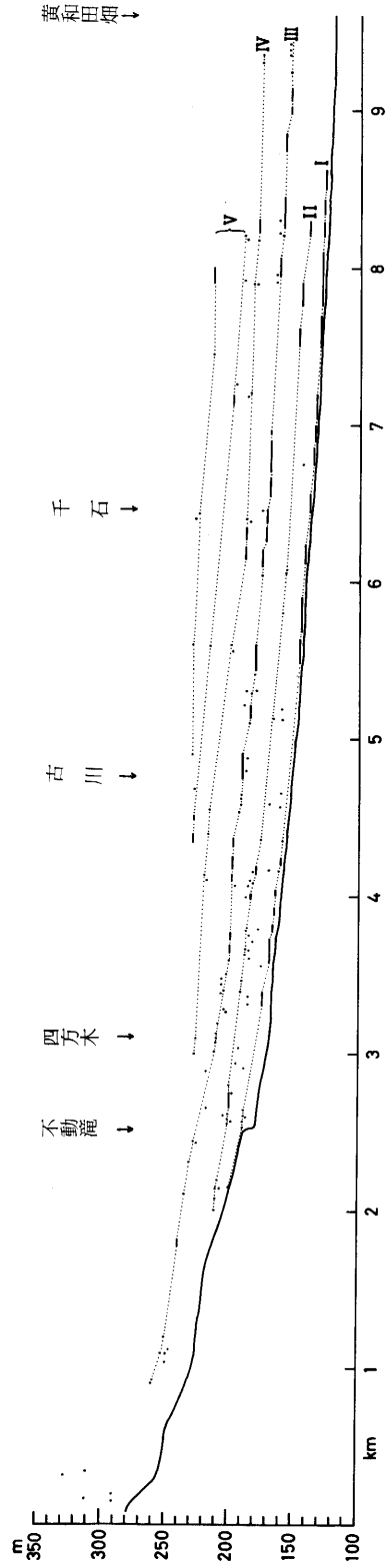
演習林地域の第四系は新第三系を不整合に被覆する河成～風成層であり，河岸段丘を形成している。河岸段丘は，小櫃川がその上流部で流路をほぼ南北にとっている本流（七里川）と支流（猪ノ川）との両河岸沿いに集中して，最もよく発達している。その他には七里川の支流である前沢・仲沢・カヤモク沢・真根沢に続く支沢と清澄山を分水嶺として南流する二間川沿いに小規模にみられるだけである。

野外調査および航空写真・地形図による図上作業に基づいて地形面を対比した結果，5段（低位面から第Ⅰ・Ⅱ・Ⅲ・Ⅳ・Ⅴ段丘面）の明瞭な段丘面が区分された（付図の河岸段丘分布図および第6図参照）。

A. 第Ⅴ段丘

七里川・猪ノ川・二間川の本地域主要河川流域の高位山腹および山頂部に散点的に保存されている他，清澄山周辺の山腹に広くみられる。段丘面としての保存は後の侵食作用の結果，比較的悪い。段丘面は全域的な連続性に乏しく，河床面の比高だけから対比するのは困難である。

* 河岸段丘については米倉伸之博士（東大地理）に種々とご教示いただいた，ここに感謝する。



第6図 小櫛川上流の河床と河岸段丘の縦断面図 (段丘は2500分の1地形図上で正確に読みとれるもののみをプロットした)。
縦軸：河床面および段丘崖基底の標高，横軸：蛇行する小櫛川の実延長。

この段丘群の比高をみると黄和田畑から四方木にかけては明らかに2段の面が存在している。即ち、比高70~80 mと80~90 mの段であるが、山地域への連続は不明瞭になる。従って、ここではこれら2段の段丘群を一括して第V段丘としてまとめた。将来詳しい分析がなされた時、これらは2段に細分されると思われる。

第V段丘面を小櫃川下流域に追跡すると、磯(1970)の中位および上位段丘に対比される。この中位段丘は下流域では連続性に乏しくなるが、上位段丘は亀山付近で広い面として保存されている。これら段丘群は更に下流域の久留里付近では沖積面下に没入しているという(磯,1970)。

堆積物は粗粒~細粒礫・砂が厚いところで6~7 m, その上位に関東ローム層を50~60cmのせている。このローム層に被覆されていることがこの段丘群の特徴である。このローム層は厚さや層相などから立川ローム層に対比される。

B. 第IV段丘

四方木より下流域の山腹に比較的広い面をもって保存されている。その他の地域では真根沢の中流部・カヤモク沢の上流部・猪ノ川及び二間川流域の山腹に散点的に分布する。不動滝より上流域には保存されていない様である。河床面との比高は52~62 mであり、段丘面の連続延長線の傾斜は下流部(黄和田畑から千石まで)で5.0%と緩く、中流部(千石から古川まで)で16.6%と急傾斜となり、上流部(古川から四方木まで)で再び7.1%と緩傾斜になっている。古川・四方木間でこの第IV段丘がやや高めに位置することは、丁度この位置にはほぼ東西性の背斜軸(清澄背斜)が存在することから、段丘下の地質構造と関係している様にも思われる。この傾向は1段下の第III段丘にもみられる現象である。

第IV段丘面を小櫃川下流域に追跡すると、亀山付近で沖積面下に没入しているという磯(1970)の“下位段丘”に対比される。

この段丘を構成する堆積物は礫層の上位には、砂・礫を伴ったいわゆる“洗い出しローム”が存在し、関東ローム層の再堆積が行われている。

C. 第III段丘〔四方木面〕

演習林地域の段丘群の中で最も顕著に発達し、広い分布を示すのがこの第III段丘である。段丘面は四方木・古川・千石・札郷・追原にかけての七里川流域によく保存されている。その他、猪ノ川・四郎治沢の下流域、前沢・仲沢・カヤモク沢・真根沢の下流域、四方木より上流の本流域、二間川中流の遠矢ヶ台にも広い分布がみられる。

河床面との比高は不動滝より下流部で37~48 m, 上流部で30~38 mと比較的連続性に富み、段丘面の対比は比高だけからも容易である。

段丘面の連続延長線の傾斜は黄和田畑から古川までは大略7.0%、古川から四方木までは

13.3%、四方木から上流で22.9%と下流から上流に向って3分出来る勾配をもって連続している。この第Ⅲ段丘は小櫃川下流域の河岸段丘について調べた磯（1970）の段丘面と対比すると“最下位段丘”に当たり、小櫃川中流の亀山付近で沖積面に移行している様である。海岸低地からの沖積面は久留里から亀山付近まで追跡できるので、この最も広い分布を示す第Ⅲ段丘面は最近の最も海面が上昇した時期である縄文海進期（約6000年前）に形成されたと考えられる。

堆積物は中粒砂層70cm厚をはさんで、上下に150cm厚の中粒礫層からなり、上位には関東ローム層は被覆していない。

D. 第Ⅱ段丘

第Ⅱ段丘面は主として四方木の東方真根沢と七里川本流との合流点付近より下流に分布する。よく発達した面は上記合流点付近と、四方木北方（七里川沿い）、札郷南方（前沢・仲沢・カヤモク沢と七里川本流との合流点付近）、坂本付近（二間川沿い）にみられる。その他の地域では後の侵食作用を受けて、河川蛇行部の袂定部に残丘として小規模にみられるだけである。

河床面との比高は不動滝より下流で15~20mで、比較的安定している。一方不動滝より上流では12~6mと減少し、面の連続延長線は河床傾斜が12.0%を示す部分の現河床面に続いている。

第6図上において、河床傾斜12.0%の河床面を下流域へ延長した時、この延長線上近くにこれらの段丘面群が位置する事から、第Ⅱ段丘はこの地域全体として、ほぼ一定した河床傾斜で河川が安定した時期に形成されたものと思われる。また、この時期以後、不動滝より下流部において下刻侵食が相当はげしかった事が想像される。第Ⅱ段丘面の連続延長線下にプロットされた段丘群は残丘として保存されたもので、実際の面はもう少し高かったものと思われる。

堆積物は中礫層100cm厚、中に10cm厚の粘土層をはさむ。

E. 第Ⅰ段丘

最下位の段丘で、二間川・猪ノ川・七里川とその枝沢域に分布するが、その分布は第6図に示す如く、標高180mの不動滝より下流部に限られる。この面は一時期前のよく追跡できる旧河道部に保存され、特に河川の蛇行部で切断曲流（明治37年前後に人工的にショートカットした所が多い）によって残された袂定部によく保存されている。

第Ⅰ段丘面の河床面との比高は下流（黄和田畑）から上流に向って2mから10mと増加し、この段丘面の連続延長線は不動滝において、滝の上限に連続し、滝より上流の現河床面（河床傾斜33.3%）に移行している。従って、現河床は不動滝より下流で特に下刻侵食がはげしい事を示している。

第6図において、第Ⅰ段丘と第Ⅱ段丘の中間にプロットされた段丘群は河床高度の増した枝

沢における第Ⅰ段丘である。

堆積物は50~100cm厚の砂礫（シルト角礫）からなる。

F. 現河床面

現河床面の河床傾斜は黄和田畑から千石までは大略5.3%、千石から古川までは8.9%、古川から不動滝までは12.4%と落差約10mの不動滝まで傾斜を徐々に増し、不動滝より上流では階段状に33.3%、12%、46%、23%、120%とその河床傾斜は急になり、今澄の分水嶺に達している。

この地域の河川は著しい穿入蛇行をしていることが一大特色である。黄和田畑までの現河床には、殆んど堆積物はなく、河床には直接露岩が現れている。

IV. 地 質 構 造

演習林地域の新第三紀層のうち三浦層群は、W N W—E S E方向の軸をもつ清澄背斜とその南側の池ノ沢向斜に支配されている。背斜と向斜の間には四方木衝上断層がほぼ背斜軸に平行に走る。林域北西縁の黒滝と東縁の濁川を結ぶ線に沿って撓曲が見られ、これより北側の新第三紀層は緩く北方に傾斜している。東西性の構造を切って多数のN N E—S S W方向の急傾斜断層が存在する。これらの断層の大部分は北部でずれが少なくなり、東部においては黒滝不整合を切って続くものは稀である。新第三紀層中、とくに互層部には層内褶曲および層内断層がふつうに認められるが、ここでは触れない。

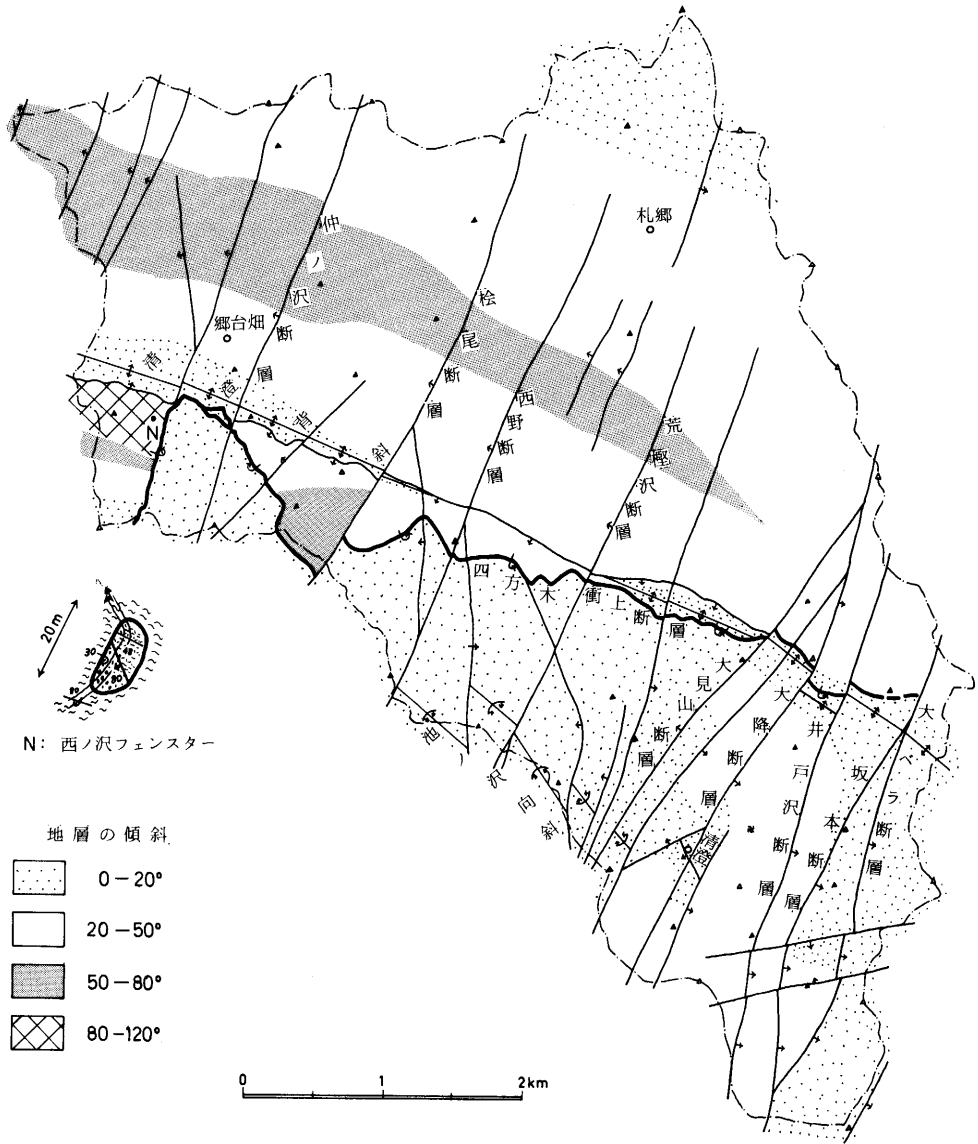
IV. 1. 褶曲

A. 清澄背斜 Kiyosumi Anticline

背斜軸は林域西縁の柚ノ木沢上流から四方木北部を通り、東縁の二間川上流へとW N W—E S E方向に直線的に走り、10°~15°の傾斜で東へ沈む。

背斜軸面の傾斜は西部では約70°の北落ちであり、東部では垂直に近い。中央部は四方木衝上断層に破壊されてよくわからない。軸部は東西性の正断層や衝上断層により破壊されることが多い。北翼はふつう30°~40°傾くが、軸から1km弱離れた脚部は50°~70°に急斜する。脚部の傾斜は西へ行くにつれて増す傾向があり、また急傾斜帯の幅も西方に増大し、郷台地区北部では800mぐらいになる（第7図）。急傾斜する層準は真根泥岩層上部から黒滝礫岩層にまで及ぶが、西方へ行くにつれて上位の層準にまで広がる傾向がある。大仙場の沢より東では急傾斜帯は不明瞭になりやがて消失する。

北翼の急傾斜帯は撓曲をなし、これより北側に分布する地層は緩やかに北に傾き、小仁田三角点と濁川北三角点を結ぶ線以北は25°以下になる。



第7図 千葉演習林地帯の地質構造図

南翼は林域南西縁の西ノ沢においては過褶曲し、 $70^{\circ}\sim 80^{\circ}$ に逆転し、地層は著しい剪断を受けている。軸から約700 m南へ離れると急激に緩くなり、南方のスカイラインでは 10° くらいになって向斜に移る。郷台南東の相ノ沢—檜尾地域においても南翼は急斜し、 $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$ に達する。池ノ沢、真根沢下流の南翼は急斜するが、これは四方木衝上断層の曳きずりによるものと解さ

れる。長尾沢以東においては南翼は $15^{\circ}\sim 25^{\circ}$ と緩やかである。林域中央南部においては清澄背斜の南翼は四方木衝上断層に切れ、断層南側のブロックはむしろ池ノ沢向斜に入ると考えた方がよい。

B. 池ノ沢向斜 Ikenosawa Syncline

四方木衝上断層の下盤側の現地性地塊は、大局的にみて 20° 以下の緩やかな向斜構造を示す。向斜軸はNSないしNNE—SSW方向の断層によりずらされるが、ほぼNW—SE方向に走る。池ノ沢最上流および小屋ノ沢においては $5^{\circ}\sim 10^{\circ}$ 南東に沈むが、東側の荒瀬沢上流では逆にNWに $5^{\circ}\sim 10^{\circ}$ 沈む。これより以東では軸の位置を引くことは困難であるが、西へ開いた盆状構造の一部であることがわかる。西部ではスカイラインの南側で林域外に南東へ沈む向斜軸が推定される。

IV. 2. 断層

演習林地域に認められる断層は次の5群(WNW—ESE断層系, NNW—SSE断層系, NNE—SSW断層系, ENE—WSW断層系, NS断層系)にまとめることができる。

A. WNW—ESE断層系

(1) 四方木衝上断層 Yomogi Thrust

演習林地域の南部をほぼEWに走る衝上断層。西川(1953)により発見され、檜尾付近から真根沢下流まで清澄背斜の南翼に追跡される(小池・西川, 1955)。今回の調査でも亀ノ沢下流西の枝沢、池ノ沢、西野南西斜面、四方木トンネル北方の沢、七里川、真根沢下流、女滝などでこの衝上断層の露頭を確認した。

小池・西川(1955)の地質図によると、四方木衝上断層は西方には続かないように読みとれる。しかし、檜尾断層により林域外南方にずらされた同断層は相ノ沢南方で再び林域内に入り、東ノ沢と林道の間を通過して、東ノ沢下流で沢を横ぎり仲ノ沢へと続く。相ノ沢付近では露頭を確認することはできなかったが、下盤側の緩傾斜の清澄層中部砂岩と上盤側の急傾斜した清澄層下部砂岩、および白岩凝灰岩層とが接し、断層両側の構造が全く異なる。東ノ沢においては3本の衝上断層が認められる。最も下流のものは真根泥岩層中のもので、剪断されてはいるが変位量はほとんどなく地質図には示していない。次の真根泥岩層下部と白岩凝灰岩層中部が接する断層は最も変位量が大きく四方木衝上断層そのものであろう。最も上流側に出るものは白岩凝灰岩層上部と清澄砂岩層下部とが接し、変位量は少ない。仲ノ沢下流で一本になった衝上断層は沢を渡ると急に南に折れ、西ノ沢と仲ノ沢との間の稜線沿いに南下することが尾根越えの道標F20付近およびその南100mの仲ノ沢の枝沢で確認された。林域南西縁のスカイライン

付近では層序的変位はほとんどなくなる。

西ノ沢中流においては四方木衝上断層の脚部が僅かに沢底に見られる(第7図)。白岩凝灰岩層上部(?)と清澄砂岩層下部の細礫質砂岩とが、逆転し圧砕されている真根泥岩層の下から衝上断層に縁取られた長径約20mの小窓をなして覗いている。この白岩凝灰岩層と清澄砂岩層とはN20°W, 80°Wの正断層で接するが、この断層は窓の外には続かず、明らかに衝上断層により切られている。

一方、四方木衝上断層の東方延長はNNE—SSW断層にずらされながらも高天神西側の沢底まで追跡できる。長尾沢以东においては清澄背斜軸の北側を走っている。

四方木衝上断層の傾斜は中央部の亀ノ沢～女滝間では30°～35°である。西部の郷台地区では走向と同様、傾斜も30°～50°と変化する。東部の長尾の東の沢以东では40°～50°と傾斜を増す。観察し得た限り、断層面の条痕は垂直ズレ(dip-slip)を示し、北から南への押し被せである。層序学的変位量は郷台地区西ノ沢最上流で50m以下、仲ノ沢で約600m、相ノ沢南方で約470mである。池ノ沢から四方木にかけては最大値の約900mになる。真根沢下流では約400m、長尾の東の沢で約250m、高天神西側の沢で100m内外、高天神南側ではほとんど変位していない。断層に伴う圧砕はかなり著しく、とくに上盤側が泥岩の故もあるがひどい。下盤が清澄砂岩層の場合はわずかに節理が発達する程度でほとんど影響を受けていない。上盤側の剪断帯の幅は東ノ沢で100m、池ノ沢から四方木にかけて150m、真根沢下流で50m、高天神西方の沢で1.5mぐらいと、大体層序学的変位量に比例する。長尾の東の沢で上盤側が長尾砂岩である場合には、その巾は3mに過ぎない。

(2) その他の東西性断層

清澄背斜の軸部には軸とはほぼ平行に走る大小の断層が多数観察できる。その傾斜はだいたい50°～70°のものが多く、正断層、逆断層の両方がある。これらのうち背斜軸に沿ってすぐ南側または北側を走る南落ちの正断層は、同一のものかどうかは確められないが、郷台地区相ノ沢から長尾の東の沢まで追えるので地質図に示した。西ノ沢地域では北落ちで層序学的変位量400mに達する正断層がある。また四方木衝上断層とは逆に、南から北へ押し被せた傾斜40°の小衝上断層が清澄南方、独鈷山北東側の県道切割で認められる。その層序学的変位量は50m以下である。

B. NNW—SSE 断層系

NNW—SSE方向の断層は露頭では少なくないが、地質図にズレを示せる程大きいものは少ない。いずれも70°以上の急傾斜のものが多い。地質図に示したものはいずれも四方木衝上断層の南側の緩傾斜ブロックに入る。清澄作業所入口の切割に出るもの、四方木トンネル北入口に露頭が認められるものなどがある。特に後者は層序学的変位量が約50mになる。

四方木衝上断層の項で述べたように、この方向の断層のなかには同衝上断層よりも前に生成したものがある。四方木トンネル北入口付近を通る断層も衝上断層の北側へは延長しないように見える。

C. NNE—SSW 断層系

褶曲構造にほぼ直交する断層で、 60° 以上多くは 70° 以上の高角である。地質図にはズレを表現することができる代表的なもののみを示したが、数 m 以下の変位量しかないこの方向の断層は非常に多い。またこの方向の断層はあまり走向を変えることがない。水平ずれ (strike-slip) 成分の大きいものと垂直ずれ (dip-slip) 成分の方が大きいものがあるが、断層面の条痕および地質図上に現わされるずれから見て、後者の方が多いと考えられる。しかし地質図に示されない変位量の小さい断層の中には、とくに北翼の急傾斜帯に発達するものは、水平ずれ (strike-slip) 断層が多いようである。地質図に示した変位量の大きな断層は剪断帯を伴うことが多い。

この方向の断層は背斜構造および四方木衝上断層を横切っており、これらよりも後に出来たことを示す。衝上断層を大きくずらす断層は衝上断層から遠ざかるに従って急激に変位量が小さくなる。またこれらの断層を境にして両側の構造がかなり異なることがある。次に主要断層の簡単な記載をしておく。

(1) 大ベラ断層

二間川中流から上流に沿って走る。著しい剪断帯を伴う。傾斜は $70^\circ \sim 80^\circ$ E または W。条痕は水平ずれを示すことがあるが垂直ずれの方が大きいと思われる東落ちの断層。層序学的変位量は最大 170 m。ずれの大きさに比較して両側の構造は余りちがわない。

(2) 坂本断層

二間川下流の坂本から大ベラ断層と分かれ、併走して一杯水付近で再び合流する。剪断帯を伴う。傾斜は $70^\circ \sim 85^\circ$ E または W。東落ち断層。層序学的変位量は井戸沢下流で最大 100 m。

(3) 井戸沢断層

井戸沢から清澄寺東方の無線塔西側を通り真根沢上流に至る。傾斜 $60^\circ \sim 70^\circ$ E の東落ち正断層。層序学的変位量は井戸沢付近で最大 230 m。四方木衝上断層を大きくずらす。

(4) 大降断層

清澄作業所南方の大降の沢に沿って走り濁川三角点に至る。大降の沢では著しい剪断帯を伴う傾斜 70° E の東落ち正断層。層序学的変位量は大降の沢で最大 130 m。四方木衝上断層は大降断層を境にして清澄背斜の南翼から北翼にずれる。

(5) 大見山断層

大見山西方から長尾西方を通り大降断層に合流する。一部で剪断帯を伴う。傾斜 $75^\circ \sim 90^\circ$ W

の西落ち正断層。層序学的変位量は荒樫沢上流で最大80m、仁ノ沢で50m。

(6) 荒樫沢断層

荒樫沢西沢上流から四方木東方に抜ける。ほとんど剪断帯を伴わない、傾斜 $75^{\circ} \sim 80^{\circ} W$ の西落ち正断層。層序学的変位量はスカイラインで最大400m、四方木東方七里川で300m。四方木衝上断層の北側では急激にずれが小さくなる。

(7) 檜尾断層

檜尾の沢上流から上人沢上流に至る。傾斜 $70^{\circ} E$ の西落ち逆断層。層序学的変位量は檜尾付近で約 300 m。四方木衝上断層を大きくくずらす。南部では断層両側の構造差が著しい。

(8) 仲ノ沢断層

仲ノ沢上流から小仁田西方に至る。傾斜 $60^{\circ} \sim 70^{\circ} W$ の西落ち正断層。層序学的変位量は小屋ノ沢で最大180m、南部の背斜軸付近以南で100m、北部の滝ノ沢上流で70m。

D. ENE—WSW 断層系

この方向の断層は少ない。林城南東部に上述の NNE—SSW 断層系を切って 2 本の急傾斜断層がある。

E. NS 断層系

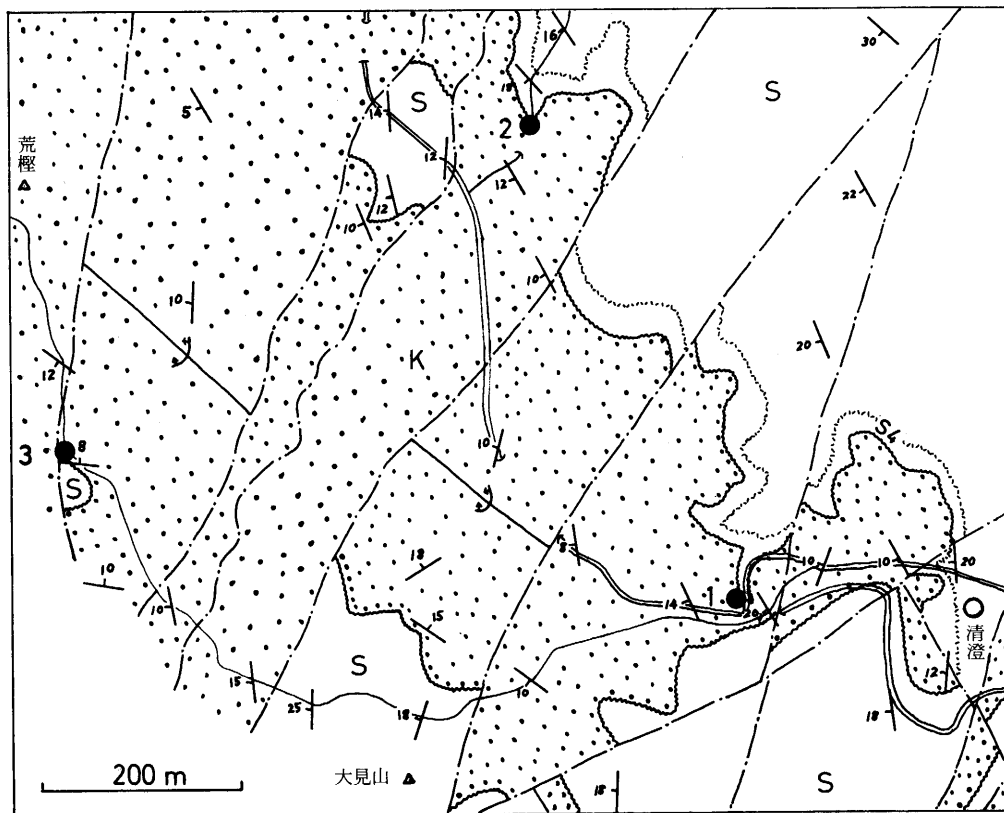
この方向の断層は露頭では多数認められるが、ずれの大きいものは少なく、僅かに池ノ沢、郷台北方などに見られる。明らかに四方木衝上断層を切っている。南部の清澄砂岩層中に認められるものは明らかに張力断層 (tension fault) で、傾斜は垂直に近く開裂を生じている場合が多い。

V. 考 察

最後に、従来の調査結果とは異なる点を中心に 2, 3 の考察を試みる。

V. 1. 清澄砂岩層の基底について

従来の研究報告は天津層と清澄砂岩層とは整合に重なるとしている (大塚, 1937; 池辺, 1948; 小池, 1949; 小池・西川, 1955)。しかしながらすでに記したように、清澄砂岩層基部には四方木—清澄地域において明瞭な侵食面が認められる (第 4 図)。また白岩凝灰岩層上部の鍵層の追跡から、北部においても赤井沢から七里川にかけて最大 20 m ぐらいの侵食量があるように解釈できる (第 5 図)。さらに清澄作業所西方の大見山付近では、白岩凝灰岩層と清澄砂岩層との間に緩やかながら構造差がある (第 7, 8 図)。以上のことから清澄砂岩層基底に軽微な不整合の存在が考えられる。また新妻信明博士 (東北大) の談によれば、演習林地域



第8図 池の沢向斜部における清澄不整合（大見山北方において軽微な斜交関係が認められる）。
 S：白岩凝灰岩層，K：清澄砂岩層，S₄：白岩凝灰岩層中の鍵層
 1：第4図の露頭位置，2：今澄の長尾林道トンネル東口，3：荒樫南方，郷台林道と新林道の分岐点。

の西隣地域で生層序学および古地磁気層序学的に両層間に不連続が認められるという。

清澄砂岩層基底の不整合については、今後その層序学的意義、範囲、嶺岡帯の隆起との関係、三浦半島中部の田越川不整合との関連などを検討して行く必要がある。

V. 2. 清澄砂岩層の堆積機構について

清澄砂岩層は海岸近くの浅海に堆積したものであろうか。それとも大陸棚斜面を流下して深海底に堆積したものであろうか。沢田（1939）は清澄砂岩層中に円磨された細礫からなる礫岩が存在することから浅海堆積物と考えた。最近これに対して、徳橋（1975）は清澄砂岩層中部

の一層準が海底扇状地堆積物 (submarine fan deposits) であると考え、その証拠としてタービダイトからなり、房総半島中央部で厚く東西両方向に薄くなり、かつ古流系の向きがそれに応じて扇形に開くこと、堆積物は北から運ばれてきたもので、その層準も北から南へ向かって薄くかつ細粒になることなどを挙げている。

千葉演習林地域の南部と北部に分布する清澄砂岩層を比較すると、少なくとも鍵層 K1 より下位の下部砂岩は、南部で215m、北部で90~130mと北に向って急激に薄くなる。また南部の下部砂岩は礫岩層を頻りに挟み、礫の大きさも南部で最大15mm、北部で10mm以下と南に粗くなる事実は堆積物の南からの供給を思わせる。また全域に追跡できる K1 とその30~40m 下位の細粒凝灰岩との層間もむしろ南に開く傾向にある。南部で広く追跡できる K2 は泥岩同時礫を含む10m厚の凝灰質スランプ堆積物であるが、北部では炭質物の葉理を含む薄いタービダイト様堆積物になるように見える。

演習林地域に分布する天津層の泥岩からは、原地堆積を示していると思われる、*Lucinoma acutilineatum*, *Acila divaricata*, *Thyasira bisecta*などの貝化石が全層にわたって散在する。これらの生息環境は泥底の300m以浅の海底である*。また、黒滝不整合上の黒滝礫岩層中の貝化石の生息環境は50m以浅であり*、斜交層理に富む粗粒砂岩の存在と一致する。また、清澄砂岩層基底に層序学的に有意の間隙が存在することを考え併せるならば、天津層と黒滝礫岩層に挟まれた清澄砂岩層の堆積の場が1,000mを越すような深海であったとは考え難い。天津層真根泥岩層中に挟まる長尾砂岩は清澄砂岩層と酷似する岩相を示すことは暗示的である。

清澄砂岩層はおもに火山源物質からなっているが、下部にしばしば含まれる円磨された細礫は大部分非火山源で次のようなものである。

堆積岩：放散虫頁岩，放散虫チャート，暗灰色粘土質チャート，淡灰色チャート，赤色チャート，アルコース細~粗粒砂岩（放散虫頁岩の同時礫を含む）。

変成岩：泥質ホルンフェルス（黒雲母—白雲母—堇青石—石英岩，黒雲母—白雲母—正長石—斜長石—石英岩）。

泥質結晶片岩（黒雲母—白雲母—正長石—（斜長石）—石英片岩），（柘榴石—黒雲母—白雲母—正長石—石英片岩）。

珪質結晶片岩，石英片岩（黒雲母）—白雲母—石英片岩），珪岩。

火成岩：正長石—石英岩（花こう岩），ペルト石—石英岩（花こう岩）。

放散虫頁岩，放散虫チャート，粘土質チャート，アルコース砂岩は顕微鏡的には嶺岡層群のものによく似ている。放散虫頁岩はアルコース砂岩中に同時礫として含まれるから両者は同時代層に属すると考えられる。また泥質ホルンフェルス，花こう岩も嶺岡層群の細礫質粗粒砂岩

* 鎮西清高，岩崎泰頼両博士のご教示による。両氏に感謝する。

中に砕屑粒として含まれている。嶺岡隆起帯に現在露出している蛇紋岩、斑れい岩、角閃片岩、玄武岩の礫は認められなかったが、清澄砂岩層中の細礫はかなりの量が嶺岡層群からリワークしたものであると考えることも可能である。

一方多くはないが、ふつうに認められる結晶片岩礫は、兼平(1968)により報告された鴨川の結晶片岩とは異なるようである。清澄砂岩層中のものは、鉱物組成から判断すると領家変成岩に似ているようである。これらの片岩礫が嶺岡層群からリワークしたものか、あるいは結晶片岩地帯から直接供給されたものかは今後に残された問題である。

V. 3. 構造発達について

野外の観察および地質図から、演習林地域の地質構造発達の順序を次のように組み立てることができる。古い方から順に、1) WNW—ESE方向の軸をもつ褶曲、2) NNW—SSE方向の急傾斜断層、3) 四方木衝上断層その他のWNW—ESE断層系、4) NNE—SSW断層系、5) NS断層系。

清澄背斜の軸面は北に傾いており北から南への横圧により生じたことを暗示する。層序間隙が最大 900m に達する四方木衝上断層も、北から南へ押し被せたもので褶曲運動と一連の北から南への横圧によることを示している。大塚(1937)は鴨川南方の江見駅東方吉浦海岸において、北から南へ押し被せた小規模のデッケン構造を発見し、東西方向の急傾斜断層とあわせて褶曲運動と同じ一連の構造運動によると解している。恐らく清澄山地形成と同時代の運動によるものと思われるが、黒滝不整合から上総層群堆積中のことであろう。北から南への横圧が生じた原因について決定的なことはまだ言えない。

NNE—SSW方向の急傾斜断層群について小池・西川(1955)は、「褶曲構造形成後、おそらくは第四紀に入ってから形成されたもの」と考えた。しかしながら前章で述べたように、これらの断層は剪断帯を伴い、南部の褶曲、衝上地域でずれが大きく、また断層両側で構造を異にするなどの事実から褶曲衝上形成の最後の時期に生じたと考えた方がよいであろう。

NS方向の開裂を伴う引張による断層は、恐らくこれらの運動とは無関係であり比較的新しい時代に生じたものであろう。

V. 4. 河岸段丘について

演習林地域の地形面についての報告は見当たらないが、小櫃川下流域の段丘について磯(1970)が論じた中に演習林地域がわずかに含まれている。林域に見られる段丘面は低位面からⅠ・Ⅱ・Ⅲ・Ⅳ・Ⅴの計5段が区分される。最上位の第Ⅴ段丘は比高の異なる2段を一括してまとめ、いずれも立川ローム層に対比し得る関東ローム層に被覆される。しかし、段丘面とローム層の詳しい分析によっては将来2段に細分される可能性がある。第Ⅳ段丘堆積物は最上部に洗い出

しロームを伴うが、第Ⅲ段丘以下はローム層を欠く。第Ⅴ、第Ⅳ段丘面を小櫃川下流域に追跡すると前者は亀山付近で、後者は久留里付近で沖積面下に没入する。また第Ⅲ段丘面は亀山付近で沖積面に移行している。これらから総合して、第Ⅴ段丘は立川段丘に、第Ⅲ段丘は沖積段丘面（または沼段丘）に対比される。以下、第Ⅱ・第Ⅰ段丘は関東ローム層を欠き、沖積段丘以後に形成された段丘である。特に第Ⅰ段丘は明治年代に人工的な河床の傾斜増大によって形成された最も新しい面である。地質との関係において、清澄背斜がほぼ東西に走る古川・四方木間で、第Ⅳ段丘とそれより高位の面が、平均段丘傾斜面に対してやや比高（1 m 内）を増している事は背斜構造の影響を思わせる。しかし、林域内にみられる多数の断層はこれらすべての段丘面に影響を与えていない。

第Ⅲ段丘面を縄文海進期（約5500年前）に対比すると、現河床面との比高（52~62 m）からこの地域における河川の下刻侵食量が概算できる。即ち、平均5,700 cm/5,500年、つまり1.04 cm/年という非常に高い下刻侵食量になる。

Ⅳ. 引用文献

- 池辺展生(1948)：房総半島の天津層群〔雑録〕, 石油技協, V. 13, no. 2, p. 132-133.
 磯 望(1970)：小櫃川河岸段丘, 東京大学理学部地理学科卒論, p. 1-35. (手記).
 兼平慶一郎(1968)：房総半島南部鴨川町付近で見出された変成岩々塊, 地質雑, V. 74, no. 10, p. 529-534.
 KIMURA, K. (1974)：Magnetic stratigraphy of Late Cenozoic sedimentary sections in Bōso Peninsula, Niigata area, and Oga Peninsula, Japan, Jour. Geol. Soc. Japan. V. 80, no. 2, p. 579-592.
 小池 清(1949)：房総半島中部の地質Ⅲ, 立地研報, no. 3, p. 1-6.
 ———(1951)：いわゆる黒滝不整合について, 地質雑, V. 57, no. 667, p. 143-156.
 ———・西川 泰(1955)：千葉県演習林内の地質, 演習林, no. 10, p. 1-6.
 NISHIKAWA, Y. (1953)：Geology of the Tertiary Strata in the Environs of Kiyosumi-yama in Bōsō Peninsula, 東京大学理学部地学科卒論, p. 1-42. (手記).
 大塚弥之助(1932)：関東地方の新第三系の対比〔演旨〕, 地質雑, V. 39, no. 465, p. 298-304.
 ———(1937)：房総半島に於ける小デッケン構造, 地理評, V. 13, no. 3, p. 201-207.
 ———・小池 清(1949)：房総半島中部の地質, 立地研報, no. 2, p. 31-32.
 沢田秀穂(1939)：千葉県夷隅郡勝浦町・興津町・上野村・安房郡小湊町の地質, 地質雑, V. 46, no. 551, p. 264.
 徳橋秀一(1975)：房総半島中部清澄砂岩層の堆積機構〔演旨〕, 日本地質学会第82年大会講演要旨, p. 264.
 植田房雄(1930)：房総半島北部の地質(摘要)〔演旨〕, 地質雑, V. 37, no. 441, p. 250-253.
 ———(1933)：房総三浦両半島に発達する新生代地層の層序〔演旨〕, 地質雑, V. 40, no. 483, p. 799-801.
 脇水鉄五郎(1901)：農科大学千葉県下演習林地学予報, 地質雑, V. 8, no. 97, p. 411-424, no. 98, p. 465-476.
 (1975年6月3日受理)

図版 1 ~ 6

図版の説明

図版 1.

- 1) 黒滝不整合の露頭, K:黒滝礫岩層, A:安野互層(札郷作業所北西0.9km, 七里川沿い県道切割)。
- 2) 清澄不整合の露頭, 白岩凝灰岩層(S)の上に軽微な侵食面で清澄砂岩層(K)がのる(千石部落の西, 七里川左岸)。
- 3) 清澄不整合の露頭, 白岩凝灰岩層(S)の上にはほぼ平行に清澄砂岩層(K)がのる。ここには基底細礫岩層はなく, 砂岩と塊状砂質泥岩(スランプ層)の互層がくる(荒樫南方, 郷台林道から分岐する県有林林道切割)。
- 4), 5) 清澄不整合の露頭, 清澄砂岩層(K)が南から北に向ってオーバーラップしながら白岩凝灰岩層(S)の上に重なる(清澄作業所西方, 清澄寺入口の道路切割)(第4図スケッチ参照)。

図版 2.

- 1) 清澄砂岩層 K1 鍵層, 上層(U):スコリアタフ, 下層(l):縞タフ(千石部落の北, 七里川沿い県道切割)。
- 2) 清澄砂岩層中部の塊状砂岩(荒樫西方郷台林道切割)。
- 3) 清澄砂岩層中部の炭質物葉理を伴う砂岩がち互層(札郷作業所南西0.7km, 七里川河床)。
- 4) 清澄砂岩層基底部の細礫岩層, 主にチャート, 放散虫頁岩の円礫に結晶片岩の亜角礫を混じえる(荒樫南方郷台林道と県有林林道の分岐点)。
- 5) 清澄砂岩層中部のタービダイト様堆積物, 級化砂岩の頂部に炭質物葉理を挟む細粒砂岩と泥岩が重なる(小屋ノ沢西方郷台林道の切割)。
- 6) 清澄砂岩層 K2 鍵層, “縞タフ”中のスランプ構造(亀ノ沢源流郷台林道の切割)。

図版 3.

- 1) 白岩凝灰岩層模式地露頭, 凝灰岩, 泥岩の互層よりなる(白岩, 白岩橋より上流大崖)。
- 2) 真根泥岩層中上部の暗灰色板状泥岩と青灰色細~中粒砂岩の互層(古川東方七里川右岸, 甚兵衛洞北口)。
- 3) 真根泥岩層下部の暗灰色塊状泥岩(四方木部落北方0.5km, 七里川右岸)。
- 4) 長尾砂岩中の石灰質セプタリア団塊(真根沢中流, 長尾沢出合100m下流)。
- 5), 6) 真根泥岩層中部泥岩中の生痕化石(池ノ沢中流, 平物沢出合付近)。

図版 4.

- 1) 四方木衝上断層の露頭, 清澄砂岩層下部(K)の上に30°Nの低角で真根泥岩層下部(M)が衝上している(四方木部落北方, 七里川本流左岸)。
- 2) 荒樫沢断層の露頭, 清澄砂岩層下部(K)と白岩凝灰岩層中部(S)が75°Wの高角の断層で接する(四方木部落東方, 七里川本流右岸)。
- 3) 大べら断層の露頭, 白岩凝灰岩層 S 3 鍵層と同層下部が70°Wの断層で接する(二間川中流左岸, 鍛冶坂付近)。
- 4) 長尾砂岩最上部の M 3 鍵層(細粒凝灰岩)中にみられる生痕化石(砂管)(真根沢中流, 長尾沢出合100m下流)。

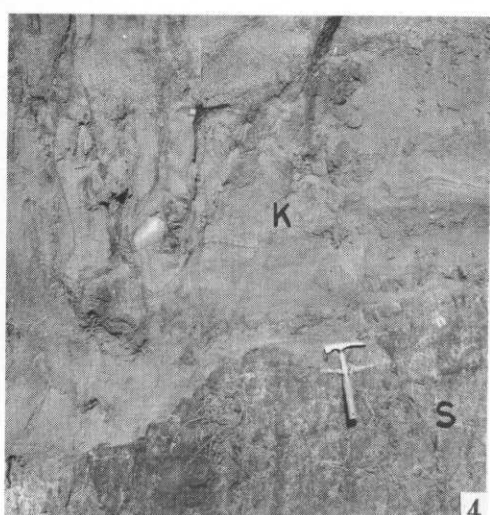
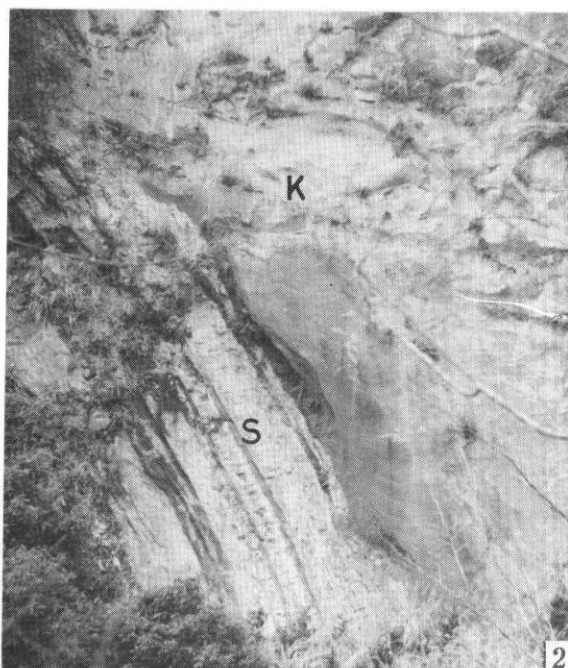
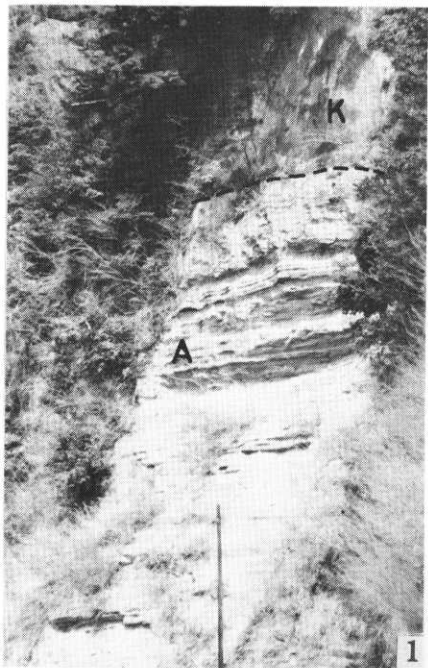
図版 5.

- 1) 真根泥岩層 M 4 鍵層中にみられるスランプ構造——“おどりタフ”(甚兵衛洞上流50m, 七里川本流左岸)。
- 2) 同上“おどりタフ”。
- 3) 第Ⅲ段丘堆積物, 北に傾斜する清澄砂岩層(K)の上に水平にのる(千石部落の北, 七里川沿い県道切割)。
- 4) 第Ⅲ段丘堆積物, 枝沢からの押し出しらしく, 堆積物は異常に厚く発達している(西野東方, 県道沿い切割)。

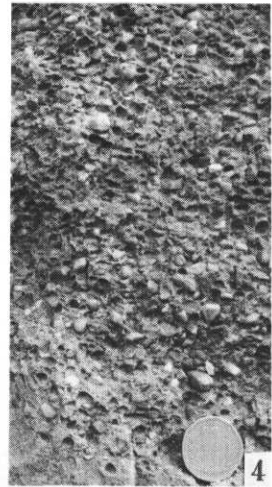
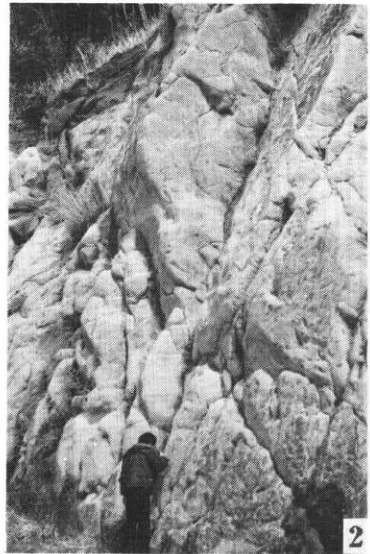
図版 6.

- 1) 四方木付近に発達する第Ⅲ段丘面, 小櫃川流域で最も広く分布する段丘面。山麓部に一段高く見えるのは第Ⅳ段丘(四方木部落南方の県道四方木隧道入口より北北西~北東方を眺める)。
- 2) 千石付近に発達する第Ⅲ・Ⅳ・Ⅴ段丘群, 正面左に池ノ沢下流と滝ノ沢の大崩落崖が望まれる(千石林道の坂より南西~北西方を眺める)。

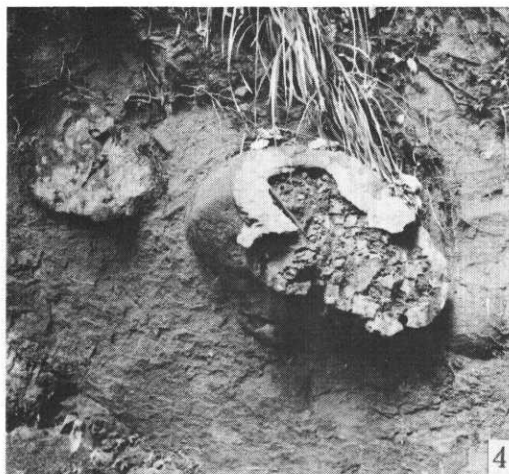
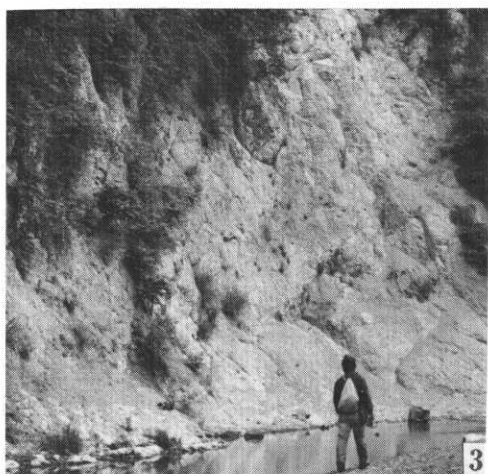
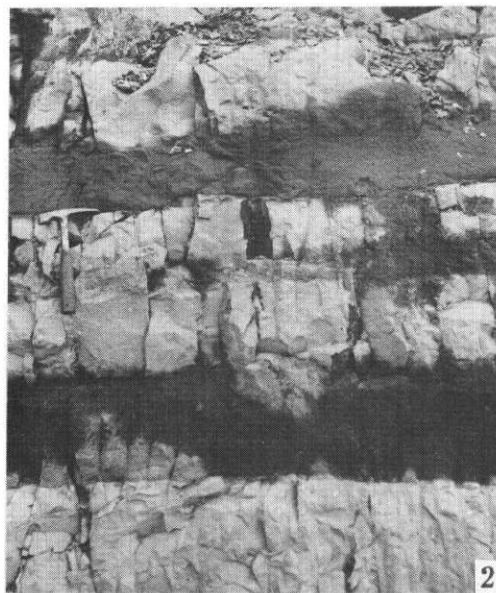
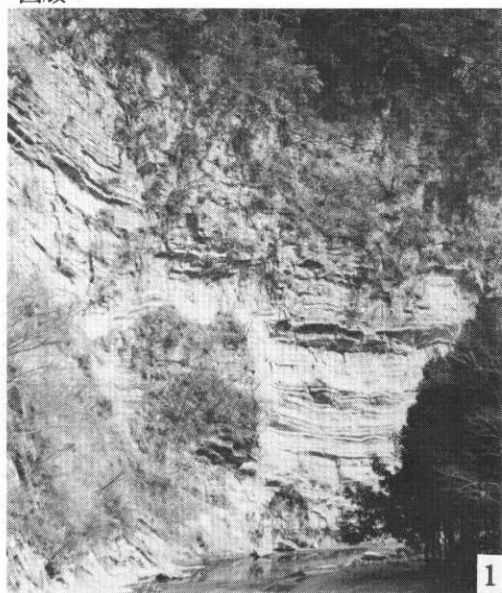
図版 1



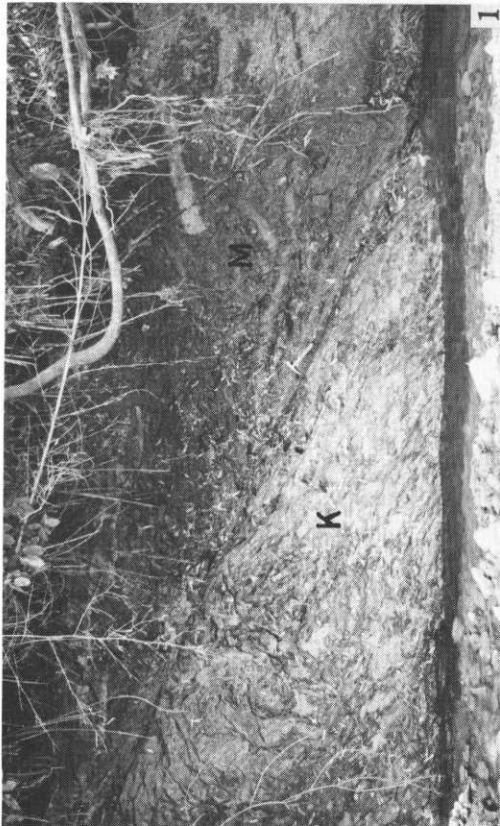
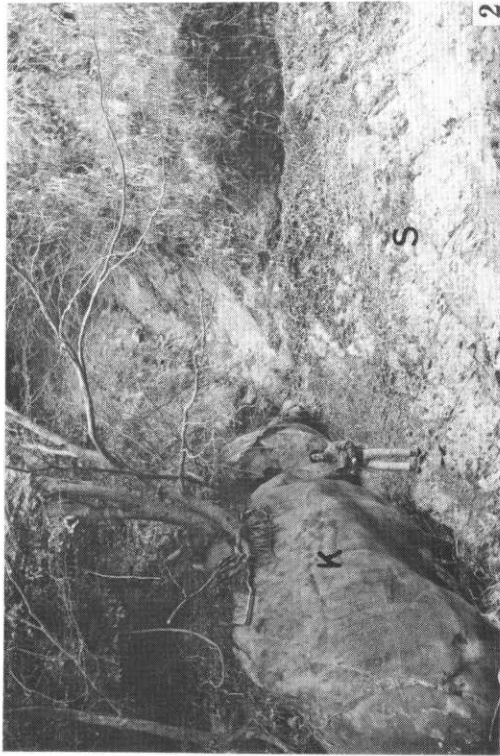
図版 2



図版 3



图版 4



图版 5

