A. a. XIV.

地質調査所報告　第233号

武蔵野台地および多摩丘陵北部の地下地質構造

——とくにさく井検層記録による研究——

地質調査所

昭和44年7月

551.78 (521.27) : 550.822 : 550.837

地 質 調 査 所 報 告

所長　佐藤光之助

武蔵野台地および多摩丘陵北部の地下地質構造

——とくにさく井検層記録による研究——

通商産業技官　森　和雄

目　　次

要　　旨…… 1

Ⅰ．緒　　言…… 1

Ⅱ．従来の研究…… 2

Ⅲ．さく井柱状図と電気検層記録…… 3

Ⅳ．多摩丘陵北部の地表地質 …… 5

Ⅳ．1　三沢泥岩層とその基底礫層の分布…… 5

Ⅳ．2　連光寺互層…… 6

Ⅳ．3　稲城砂層上位の泥岩層と砂礫層…… 7

Ⅳ．4　御殿峠礫層の分布地域…… 7

Ⅳ．5　多摩丘陵北部における三浦層群の地層傾斜…… 7

Ⅴ．多摩丘陵北部およびその北麓地域の地下地質…… 8

Ⅴ．1　多摩丘陵北部…… 8

Ⅴ．2　多摩丘陵北麓地域…… 8

Ⅵ．武蔵野台地の地下地質 …… 9

Ⅵ．1　武蔵野台地西南部…… 9

Ⅵ．2　武蔵野市周辺……10

Ⅵ．2．1　武蔵野市上水道水源20号井における地層区分……10

Ⅵ．2．2　M互層の分布……11

Ⅶ．総　　括 ……12

文　　献 ……13

Abstract

武蔵野台地および多摩丘陵北部の地下地質構造

——とくにさく井検層記録による研究——

通商産業技官　森　　和　雄*

要　旨

武蔵野台地およびその周辺地域の地下水調査を進めてきた過程において，多数のさく井資料を収集し，比較考察した結果，同地域地下における地質構造は，多摩丘陵周辺について従来考えられてきたものと，かなり異なる傾向を示すことが指摘された。その後，地下地質と，従来の地表地質との矛盾についての問題を解決すべく，多摩丘陵北部の地表地質について再検討を加えた結果，同丘陵北部に関する限り，地表地質と地下地質とは矛盾なく，ともに三浦層群は北東方向に傾斜することが明らかとなり，地下地質構造の解析について大きな誤りのないことが裏づけられた。本研究は地表露頭およびさく井掘屑の地質学的考察結果を基礎とし，多数のさく井資料とくに電気検層記録を駆使して，武蔵野台地および多摩丘陵北部の主として三浦層群の地下構造を解明し，併せて応用地質的諸現象の系統的把握の基礎を確立しようとするものである。

I. 緒　　言

応用地質の研究に際して，地下地質とくにその層位的関係と地質構造とを明らかにすることは，応用地質的諸現象の系統的分類，およびその統一的把握にとって不可欠の条件である。筆者は昭和31年来，東京付近の工業用水源調査（工業用水調査グループ，1957～1959）関東平野西南部水理地質図の編集（森，1962）および三多摩地域一帯の地下水調査（東京都首都整備局，1964，1965）などを通じて，多数のさく井資料を収集し，とくに電気検層図の活用による地質的考察を行なった結果，東京付近のように比較的井戸が密集しているところでは，地層の識別や対比に際して，電気検層曲線がきわめて有効な役割を果すことが判った。とくに多摩丘陵北部から武蔵野台地西南部にわたる地域では，電気検層曲線を直接地表露頭に基づく地層の識別や区分と結びつけることができ，かつ電気検層曲線の特徴によって，特定の地層ないし地層境界を水平方向に追跡することが，かなりの精度をもって可能であることが判った。

筆者はこのような，電気検層曲線を活用することによって，多摩丘陵北部武蔵野台地における地質構造の解明を試みつつあるが，三浦層群の大局的な構造に関して，従来考えられていたものとは，かなり異なった傾向がみいだされており，その一部はすでに指摘したとおりである（森，1962）。その後さらに多数のさく井柱状図・電気検層記録などを収集するとともに，多摩丘陵北部の地表踏査をも実施して，地表と地下との層位的関連を確認しながら，電気検層曲線による地層区分および対比を進めた結果，武蔵野台地および多摩丘陵北部の地下地質構造に関し，その大局的傾向を把握することができた。

もちろん今までに観察し，考察しえたさく井資料や地表露頭には限度があり，今後の調査や新しい資料の入手によって訂正し，書き加えるべき事柄も少なくなく，また諸先輩による調査結果との相違点などについて，吟味すべき点も少なくないが，ここにその大要を述べて大方の御批判を乞う次第である。本研究結果が武蔵野台地，および多摩丘陵一帯における応用地質的諸現象の解明の一助となり，また同地域における地質的諸問題解決へのいとぐちともなれば幸である。

本研究に当たり，地質調査所応用地質部長蔵田延男からは，全般的な御指導および発表の機会を賜わり，また同所福田理，・木野義人両技官からは，多摩丘陵の地表地質などについて有益な御助言・御教授をいただいた。ここに深く感謝の意を表する。

* 応用地質部

また本研究の基礎資料となったさく井柱状図・電気検層図および掘屑などの収集に際しては，対象地域における各市町村・各工事事業所および各掘さく担当さく井会社における関係各位の御協力に負うところが多かった。併せて深甚の謝意を表する。

II. 従来の研究

多摩丘陵の地質については，三土の八王子図幅（1933），清野の東京図幅（1935）などですでに述べられており，地層区分については主として礫層・砂層・泥層などの岩相区分で表現されている。一方，大塚（1932）は小田急沿線における向ヶ丘遊園～柿生間と，登戸～稲城間とについて地質調査を行なっており，その結果が以後の多摩丘陵の地質に関する論文の基本をなしているものと考えられる。

以後，徳永・郷原・桑野（1949）による多摩丘陵全域の研究，またその後，藤本・寿円・羽鳥（1961）による同地域の研究が行なわれているが，大塚（1932）以後の研究結果には，地質構造に関する限り，大きな相違は認められていないものと考えられる。

また河井（神奈川県，1955）による多摩丘陵周縁部の調査がある。

羽鳥・寿円（1958）の八王子，日野および狭山丘陵の研究があり，また最近では，寿円（1966）によって，多摩丘陵における三浦層群と武蔵野台地段丘崖における露頭との関連が論じられている。

第 1 表　関東西南部の地層

羽鳥・寿円（1958）などの資料による

三浦半島北部	多摩丘陵	加住丘陵	狭山丘陵	加治丘陵	立川丘陵	武蔵野段丘	淀橋台在原台
	立川ローム層	立川ローム層	立川ローム層		立川ローム層	立川ローム層	立川ローム層
	武蔵野ローム層	武蔵野ローム層	武蔵野ローム層		立川礫層	武蔵野ローム層	武蔵野ローム層
下末吉ローム層	下末吉ローム層	下末吉ローム層	下末吉ローム層			武蔵野礫層	
下末吉層	下末吉層	日野礫層				板橋粘土層	
多摩ローム層	多摩ローム層	多摩ローム層	多摩ローム層	多摩ローム層			渋谷粘土層
屏風ガ浦層	オシ沼礫層	美根礫層	狭山層	豊岡礫層		東京層	東京層
長沼層	御殿峠礫層						
三浦層群	三浦層群	三浦層群		三浦層群			三浦層群

第 2 表　多摩丘陵の三浦層群

1）大塚（1932・1937）	2）徳永・郷原・桑野（1949）	3）藤本・寿円・羽鳥（1961）
高津層	高津互層	高津互層
飯室砂質泥岩層	飯室泥岩層	飯室泥岩層
生田砂泥互層	生田砂層	生田互層
出店砂礫層		出店砂礫層
峠層	王禅寺互層	王禅寺互層
柿生層	柿生泥岩層	柿生泥岩層
		根方凝灰質砂層
		鴨志田互層
		平尾砂層
	奈良泥岩層	奈良泥岩層
	鶴川互層	鶴川互層
	上星川泥岩層	上星川泥岩層
稲城砂層	稲城砂層	稲城砂層
連光寺砂泥互層	連光寺互層	連光寺互層
		三沢泥岩層
平山砂層	平山砂層	平山砂層
大矢部泥層	大矢部泥岩層	大矢部泥岩層
		寺田互層

徳永・郷原・桑野（1949）および藤本・寿円・羽鳥（1961）による地質図はともに，地層の傾斜が緩やかであること，丘陵地形が比較的平坦なうえに，関東ローム層が被覆していることなどから，谷底面に露出する地層境界を結んだ地質概念図で表現されている。これらによると多摩丘陵を構成する三浦層群は第２表に示すとおりである。藤本・寿円・羽鳥（1961）によれば寺田互層にはじまり，川崎市溝の口付近の高津互層まで18層，徳永・郷原・桑野（1949）によれば大矢部泥岩層にはじまり，高津互層まで12層に区分されている。いずれも丘陵西部から柿生付近までは，南東に傾斜する単斜構造が示され，また溝の口～原町田北部を結ぶ線に，北東に開いた緩やかな向斜構造が考えられている。またその南，上星川付近にはドーム状構造が示されている。

また，寿円（1966）は多摩丘陵と武蔵野台地との関係について，八王子～日野台地線上に緩やかな背斜構造を推定し，おおむね多摩丘陵の三浦層群を北東方向に延長した形で，武蔵野台地と関連づけている。

Ⅲ．　さく井柱状図と電気検層記録

電気検層記録（この場合比抵抗曲線図）が地層の電気的性質を表現するものであり，地層そのものを地質学的に考察し，表現しうるものでないことは，いうまでもない。それはあくまでも地層の物理性を反映するものであり，例えば地質学的に区分されなければならない地層が，それが物理的に類似しているという理由だけで区分されえなかったり，逆に地質学的に区分する必要のない地層が，その物理性の違いによって区分されえたりする場合がある。したがって電気検層記録のみによる地層の識別や区分が，地表露頭や掘屑，コアーなどの実物に基づく地質調査とは，その方法において，また目的において本質的に異なり，地層の物理的表現と地質的考察とを混同することは避けなければならない。

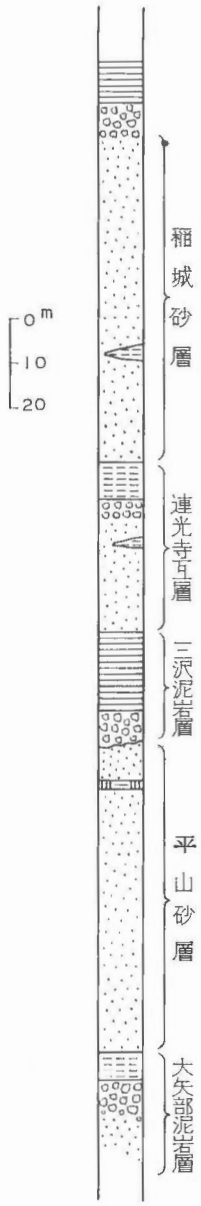
しかしながら，電気検層記録を信頼度の高いさく井柱状図や掘屑，さらに直接関係する地表露頭などに基づく地質的考察結果と対照し，電気検層曲線に現われた種々の特徴や変化を，具体的に観察された地質的諸要素に忠実に結びつけることによって，それが単に物理性の表現としてではなく，かなりの精度をもって間接的に地質的表現として読みとれる場合も少なくない。例えばある一点において，地表露頭あるいは，さく井柱状図や掘屑などの資料によって，地質的に地層の認識や区分が行なわれており，その同一地点における電気検層曲線が，地質的考察結果と矛盾なく解析され，かつその点の周囲のいくつかの井戸における電気検層曲線が，はじめの点においてえられたものと類似の特徴と変化を示す場合には，電気検層曲線のみによっても，はじめの点で得られた地層の認識や，区分をその周囲に適用することが可能であろう。このような場合，井戸相互間の地層対比に当たっては，地質的表現の乏しい単純なさく井柱状図のみに依存するよりも，むしろ客観的表現という点で，すぐれた電気検層記録の方がより正確である場合が多い。

もちろんこのような電気検層記録を誤りなく有効に利用するための諸条件を満たすには，密度の高い井度群の資料を揃えることや，地質学的手法による地層の認識および区分などをあらかじめ確立しておくことが必要である。このため筆者は，武蔵野台地および多摩丘陵北部の水井戸群について，つとめて多数の資料を収集し，かつ従来の地質調査結果の再検討をかねて，多摩丘陵北部から一部武蔵野台地にわたる地域の地表地質調査を実施した。

ただし収集された電気検層図には，その測定方法などにおいて種々のものが混在しているので，一部修正を加え，比抵抗値を対数に統一して表現するとともに，機械的な解析でなく，相対的な形態，特徴などをとらえて，これに地質的手法によってとらえられた地層の認識や，区分をスライドさせる方法によった。

以上のような電気検層図に対する考慮と，それを用いる手法とによって，本地域一帯の電気検層曲線を表わしたのが付図断面 1～25 である。代表的な１例として，近接するさく井相互間の電気検層曲線の類似性は，武蔵野市付近の断面 15 などにおいてよく示されている。武蔵野市上水道水源井群のさく井柱状図では，上から順に砂・泥・砂礫の互層厚さ 30～40m の砂層・砂礫と泥の互層…… といった具合に区分されるが，同地区における電気検層曲線群（断面 15）は，それぞれの地層の特徴をよく表わしており，かつそれぞれの地層を水平方向に容易に追跡することが可能であることを示している。また地層および地層境界の

位置（深度）は，さく井柱状図によるよりは，むしろ電気検層図による方がより信頼度が高いと考えられる。したがって，本地域のように地層勾配が10°以下を示すことの多い場合には，地表露頭における個々の走向，傾斜が必ずしもある範囲の一般的傾向を代表するとは限らず，むしろ電気検層曲線によって表わされた特定の単層や地層境界に注目して，走向，傾斜の一般的傾向を求める方が，大局的な構造を把握する上で，より正確を期することができるものと思われる。このようにして，地層境界を結んで得られたものが，付図Ⅰにおける地層境界等深度線である。



第 1 図　大畑～稲城間の地層地質模式柱状図

Ⅳ. 多摩丘陵北部の地表地質

多摩丘陵を構成する三浦層群についての，従来の研究者の大部分が，その北部において，南東方向に傾むく単斜構造を示す解釈を下していることは前述のとおりである。この点，武蔵野台地におけるさく井資料からえられる構造とは大きな違いが認められるものであり，丘陵内のさく井資料をも勘案しながら，地表地質の観察および考察を行なった。

まず，この地域における三浦層群は，徳永ら（1949），藤本ら（1961）による大矢部泥岩層・平山砂層・三沢泥岩層・連光寺互層・稲城砂層・鶴川互層などである。

筆者の調査結果によれば，大畑～稲城町船ヶ台付近までの間での，上記地層は第1図に示すように，「大矢部泥岩層」・「平山砂層，三沢泥岩層」・「連光寺互層」・「稲城砂層」のそれぞれが下位から厚い砂層・砂礫層・泥層の順序で構成されている。

すなわち，大畑一帯の大矢部泥岩層模式地では，大矢部泥岩層に属する泥岩を主とした地層と，その下位に砂礫層が認められる。

大矢部泥岩層（模式地）直上から，野猿峠までには厚い砂層の平山砂層が分布し，さらにその上位には，野猿峠～田中間などで観察される砂礫層・泥岩層（三沢泥岩層）が分布する。

三沢泥岩層の上位には 20～35m 砂層があり，さらに百草園・聖跡桜ヶ丘駅南方の崖などで観察される砂礫層・泥岩層が上位に分布し，さらにこの泥岩層は連光寺付近まで存在する。

稲城一帯に分布する稲城砂層の上位には，船ヶ台の南方海抜 140m 付近の砂礫層と泥岩層とが分布する。

徳永ら（1949）によると連光寺互層は，砂・砂礫・泥岩の互層としており，藤本ら（1961）は，そのうちの下部の泥岩層をとくに三沢泥岩層として区別している。藤本ら（1961）に従って連光寺互層・三沢泥岩層を区別した場合，本調査結果では連光寺互層は上位から，泥岩を主とした地層・砂礫層・厚い砂層（凝灰質泥岩などの薄層が挾在する）の3層だけに大別される。

Ⅳ. 1　三沢泥岩層とその基底礫層の分布

本礫層は数 cm 大の比較的円磨された礫を主体とするものであり，先第三系起源のものを主とし，三浦層群起源と考えられる未固結泥岩をも含んでいる。その厚さは4～6 m 程度である。

三沢泥岩層は下部に2～4 m の砂・凝灰質泥岩の互層部が認められることが多く，その上部4～10 m は比較的堅い泥岩層となっている。そして貝化石を多く含み，化石床を挾在することもある（第2図3～10参照）。また田中付近では礫層から8～10 m 下位に厚さ1～3 mの凝灰岩（平山砂層中）が存在している。

なお，本調査結果による三沢泥岩層およびその基底礫層は，場所によっては，従来の研究による連光寺互層，あるいは鶴川互層などとされているものをも含んでいることを付記しておく。

本層は野猿峠～高幡不動間の西北丘陵斜面間において，近年とくに宅地造成工事により良好な露頭が増加し，至るところで観察することができる。

この三沢泥岩層とその基底礫層との主要露出地点と，礫層上面の標高を列挙すれば次のとおりである（$\frac{1}{25000}$ 地形図から読みとった標高）。

野猿峠から高幡不動の間では，野猿峠で海抜 160 m，田中～池谷戸間の道路付近で 120 m，高幡不動の西の沢で 80 m となっている。

一方，三沢の沢では，沢全体が三沢泥岩層の分布域に当たっており，礫層は多摩動物園前面の河床にみられる程度であり，これが海抜 95 m となっている。

大栗川流域では，旧由木村下柚木，および小学校裏の切り割りなどに露出し，これは海抜 130 mである。また下流の左岸堰場の切り割りで 85 m，右岸望地西の沢で 75 m，和田の河床において 55 mとなっている。

乞田川流域においては，中沢一帯で泥岩層が露出するが，礫層を確認できるのは，わずかに中沢の南の小川底のみで，これが海抜 100m となっている（後述するこの付近のさく井資料別図断面 ㉑～7 では明らか

に礫層が認められる)。

その他に由木村別所，および峰ケ谷戸の海抜110 m のもの，鶴見川上流の図師の大泉寺，押越の 100 m，同田中谷戸北西の沢の奥の道路ぎわの 130 m が，この層と考えられる。図師の大泉寺付近の本層は，藤本ら（1961）が鶴川互層とし，河井（神奈川県 1955）は地質図の表現から推定すれば，平山砂層上部と解釈しているものに当たる。大泉寺付近では野外の観察からも，東北方向にわずかに地層が傾斜していることが認められる。また後述の連光寺互層と解釈した地層が，東方平久保付近の稜線に分布することから，大泉寺付近の泥岩層と礫層は三沢泥岩層とその基底礫層とみなすものである。

また有孔虫化石は，模式地付近の三沢，栗木川流域の堰場，入谷津，殿谷戸の東方小学校裏，望地，小池谷戸の奥の，それぞれの泥岩層から *Rotalia* cf. *beccarii* (LINNAEUS), *Elphidium* cf. *incertum* を優勢種とする *Rotalia—Elphidium* 群集を確認した。上記群集の既知のものとしては，徳永ら（1949）の立川市馬場の貝層，百草園付近がある。

礫層上面の分布は付図Ｉに示すようになり，その傾斜は少なくも，丘陵北部から図師の大泉寺までの間では北東方向を示している。

Ⅳ. 2　連光寺互層

連光寺互層の砂礫層は，三沢泥岩の真下の礫層と異なり，一般に粒径も若干小さいとともに砂を多く含み，しかも偽層の発達した砂礫層である。礫の種類は，三沢泥岩層の基底礫層とそれ程相違しておらず，三浦層群起源の泥岩をも多く含んでいる。砂礫層の上位には２～４ m の砂礫が存在する場合や直接泥岩と接する場合もある。泥岩層は厚さ５～８ m 程度で白色凝灰岩を含むこと，また砂・泥岩互層となることもある（第２図 11～17 参照）貝取東裏のサントリービール運動場での泥岩・砂の互層は，約 15 m の厚さをもっており，連光寺付近の互層部も比較的厚いものである。

百草園付近では，砂礫層の下の砂層部に２ m の厚さの含化石凝灰質泥岩が存在する。

本層についてのその主要露出地点と，砂礫層上面の海抜高度は次のとおりである。

乞田川左岸の丘陵地の大塚日向では海抜 120 m，倉沢・百草園では 100 m 付近に存在する。また三沢の西側では稜線付近に分布し，南西方向に向かって高度を増している。一般に稜線付近の分布地では，関東ローム層，御殿峠礫層に覆われており，その確認が困難な場合が多い。

桜ケ丘の京王分譲地の丘陵北端の崖では，西側で海抜 70 m であるが，東に向かって下がり，多摩町上水道水源 No. 1 井（付図断面 22—1）付近で地表下に没している。

その東方関戸・連光寺付近では泥岩層の分布地となっており，砂礫層を観察できる地点は，乞田川の馬引沢行きの橋 30 m 上流の左岸崖の海抜 70 m 付近である。また鶴川方面に向かう県道脇にあるサントリービール運動場では 100 m，またその裏側の貝取でも類似の標高に露出している。

瓜生の沢奥の神社一帯の海抜110 m 付近。また県道と小野路に向かう道路の分岐点付近の切り割りで110m。また小野路の沢の奥，平久保一帯の稜線上の海抜 140 m では砂礫のみが存在する。

三沢川流域では，下黒川から西方に向かう沢の二又の人家東の河床にみられ，海抜 75～80 m 付近にある。また三沢川上流日蔭の北の左岸丘陵際の 95 m，さらに本流の奥二又付近で 100 m 付近にみられる。

鶴見川流域側では，柿生の栗木の寺の裏稜線の新分譲墓地，および黒川に抜ける道路一帯では，海抜90m付近に存在する。また南西への延長としては，日蔭南方の稲城町～町田市間の県道の峠南の新道・旧道の分岐点一帯で 100 m 付近に存在する。

これらの分布は付図Ｉに示すようなかたちとなり，三沢泥岩層の傾斜方向と同様北東方向に傾斜している。

栗木付近では連光寺互層の砂礫層が，海抜 90 m にあるのに対し，それより下位の地層と考えられる凝灰質泥岩と砂礫層が，栗木の丘陵末端の沖積面に近い海抜 60 m 付近に存在する。なお連光寺互層上部の泥岩層には有孔虫化石は発見できなかった。

Ⅳ. 3　稲城砂層上位の泥岩層と砂礫層

連光寺の南に向かう沢奥の稜線近い海抜 140 m 付近などで風化した灰色泥岩層があり，その下に 2～3 mの砂礫層を挟んで，以下厚い砂層の稲城砂層が分布する。一般に稜線に近い高度に分布するため，露頭としては不鮮明であるが，船ヶ台の 161.7 m 点近くのさく井資料付図断面 22—2 およびその南の付図断面 22—3 では，いずれも当該泥岩層と砂礫層とが確認されている。

従来の研究では鶴川互層と解釈されるものであるが，本層は三沢川方向に向かって急傾斜するものではなく，船ヶ台の山体上部にのみ分布するものである。

一方それより東南東約 3 Km にある平尾北方の独立標高 131.5 m の小山（ゴルフ場内）が砂礫層で構成されており，またその東方，向原東ゴルフ場境界に沿った道（標高 115 m）に砂礫層が認められ，その延長は根方—馬場方向に序々に高度を下げながら広範囲に分布する（根方—馬場では標高 60 m 前後）。根方—馬場の砂礫層は，関東ローム研究グループにより，おし沼砂礫層とされたものである。

おし沼砂礫層の模式地一帯での基底深度は 40 m 付近にあり，西北西方向に高度を増す傾向を示しており，あるいは船ヶ台の砂礫層が，その延長部に当たるとも考えられる。

Ⅳ. 4　御殿峠礫層の分布地域

御殿峠礫層についての従来の研究は羽鳥ら（1958）その他があり，大略は次のとおりである。御殿峠山頂切通しを模式地とし，層厚 10～15 m 三浦層群を切って不整合に重なる。巨礫を含む風化の著しい礫層である。礫種は砂岩・頁岩・チャート・安山岩・閃緑岩・緑色凝灰岩（御坂層起源）などである。西から東に向かって粒径が小さくなり，閃緑岩・安山岩・緑色凝灰岩の礫を含むことから，古柱川の扇状地堆積物と推定される。また地形区分での T_1 面が，主として本礫層の堆積面と考えられる。その分布は御殿峠一帯，野猿峠から多摩動物園に向かう丘陵一帯，また連光寺東方の峠から稲城町弾薬庫一帯などとなっている。

筆者の調査によれば，御殿峠礫層は付図Ⅰに示すとおり，多摩丘陵の北部に広範囲に分布するものであり，かつその分布南限が比較的明瞭に認められることが判った。本層の南限は船ヶ台～平久保を結ぶ稜線から約 0.5～1 km 北方の一段低い丘陵面に存在し，乞田川右岸の櫛形に発達する南北性の丘陵の中間鞍部付近に当たっている。さらに西方では鶴見川水系，境川水系の上流部に分布するようになる。

少なくとも乞田川水系右岸一帯にみられる御殿峠礫層の南限は，本礫層の堆積面形成時のほぼ右翼限を示していると考えられる（南部に三浦層群で構成される船ヶ台などの高位帯が存在する）。したがって船ヶ台を含む南部稜線一帯は，御殿峠礫層の堆積面とは別箇のより旧期のものとして区別されるべきである。

Ⅳ. 5　多摩丘陵北部における三浦層群の地層傾斜

多摩丘陵の北部一帯の三浦層群は，露出地点での走向，傾斜の測定が，ほとんどできない程緩いものである。しかし前述の三沢泥岩層・連光寺互層の分布から読みとれる走向は北 20～30° 西を示し，また傾斜は $\frac{20}{1,000}$（約 2°）前後と判断することができる。

しかしこれらより東南部に当たる小田急沿線の柿生～万福寺付近から根方などでは，大塚（1932），徳永ら（1949），藤本ら（1961）の研究によるとおり，南東方に 4～9° という，本地域としては比較的急な傾斜を示している。

柿生から栗木に至る間において，柿生～吾妻までは，南東方向の傾斜が認められるが，栗木付近では，前述の北東方向への緩やかな傾斜を示すグループに入ることになる。したがって吾妻～栗木間にごく緩い背斜構造が推定される。西方の図師～関の間でも同様な傾向が認められる。またこの構造の北東方への延長は百村～根方の間と推定される。

V. 多摩丘陵北部および北麓地域の地下地質

V. 1 多摩丘陵北部（付図断面 21, 22 参照）

地表における地層が，それぞれ最上位（船ヶ台において）から下位に向かって泥岩層・砂礫層・砂層の順序が4回くり返されているのに対し，さく井資料では浅部は地表の地層とほぼ一致するが，深部については，地表で観察される地層とは，その岩相が異なる場合が多い。例えば 21—5 の場合は，海抜150 m 地点のさく井資料であり，上位の礫層は御殿峠礫層であり，順次三沢泥岩層とその基底礫層・平山砂層などそれぞれ地表地質と一致するものである。しかしその下側の大矢部泥岩層は，大畑付近の模式地あるいは鑓水などでの泥層・砂礫層の関係がみられず，海抜 30～40 m 付近の泥岩層（電気検層曲線の低い値を示す部分）が，ほぼ同層上部に当たるものと考えざるをえない。

また 21—1 は鑓水の沖積面からのさく井であり，鑓水の丘陵際で観察できる大矢部泥岩層上部の泥岩と砂礫層以深の地層とをあらわしているものである。ただしここでは深部まで砂層を主とした地層となっている。

21—3 では大矢部泥岩層中の砂層に ***Rotalia papillosa*** を主とした有孔虫化石が多く含まれている。

断面 21 で示すように三沢泥岩層と基底礫層は，ほとんどのさく井資料で確認されており，そのうちの21—10, 21—11, では連光寺互層の泥岩層と砂礫層が確認される。これらの地層は地表における地層の標高とほぼ一致するものである。

21—9，22—1 は連光寺互層の砂層部からのさく井料である。

22—2，22—3 は船ヶ台の稜線付近のさく井資料であり，両者には稲城砂層上位の，泥岩層・砂礫層が，地表地質同様に確認されてくる。また黒川における地表で観察される連光寺互層と考えた泥岩層・砂礫層が海抜 50 m 付近で認められる。

22—4～22—9 については，電気検層曲線図が特徴ある曲線を示すとともに，非常に類似性を示している。これらのさく井資料では上位が主として砂層であるが，下位は厚い泥岩層となっている。これらに比較的近い位置にある 22—2，22—3 が連光寺互層中でさく井が終っている。やむを得ず 22—1を選んで，22—4 と対比を行なえば，22—1 の三沢泥岩層は 22—4 で海抜 50 m 付近と考えられ，また下位の泥岩層は，ほぼ大矢部泥岩層に相当すると考えられる。また 22—4～22—9 の対比は同断面に示すようになり，22—4～22—6 の間では約 4 km の距離であるにもかかわらず，ほとんど地層の傾斜は認められない。また 22—6～22—10 は直径 1.3 km 内に収まる近距離の井戸群であり，若干南東方向の傾斜が認められる。

22—2～22—9 間における各さく井地点は従来の研究結果（第2表 3参照）における，稲城砂層から出店砂礫層に至る約8層にわたるものである。また根方—仙石などの地表では南東方向に 7° 前後の地層傾斜を示すことも事実である。しかしさく井資料からは，地層の傾斜による畳重はほとんど認められない。

従来の研究では三沢川一帯は，稲城砂層の上位層に当たる鶴川互層の分布域と考えられていたが，調査結果からは，この一帯は稲城砂層下部から連光寺互層の分布域と解釈されるものである。

したがって三沢川から根方一帯の地表で観察される地層は，主として稲城砂層の同時異相あるいは，同層に近接した上位層に相当するものと考えられる。

V. 2 多摩丘陵北麓地域

大矢部泥岩層上部は，多摩丘陵内での断面 21—5 において，海抜 30 m 付近の電気検層曲線の低い抵抗値を示す部分と考えたが，これを多摩丘陵の周縁部あるいは日野台地のさく井資料に対比すると，断面 20 に示すようになる。すなわち断面 20 では，大矢部泥岩層上部が，西方で海抜 70 m，東方で 0 m 付近に存

在するものと考えられる。また，その傾斜は多摩丘陵内でのさく井資料が示すと同様に，北東方向に向かっており，走向方向の立川・昭島両市一帯の地下にも追跡される。

三沢泥岩層は三沢の東方で地下に没するものであり，その比較的近接地にある断面 5—1 では海抜40m付近の泥層・砂層および砂礫層が認められ，それぞれが同層とその基底礫に相当すると考えられる。また前述の丘陵末端部の断面 21—9 および 22—1 における海抜 30 m および同 20 m 付近のそれらと対比される。

断面 9 も多摩丘陵に比較的近接するさく井記録を示しており，断面 9—2～9—5 までにおいて，三沢泥岩層と考えられる泥層部は，下位に砂礫層をもち，0 m～ −30 m（海水準面下の深度を示す，以下同じ）間に存在する。断面 9—6 および 9—7 では−10～−40m 付近の厚い砂質泥層部が，三沢泥岩層に相当すると考えられるが，下位は砂層ではじまっており，多摩町以西部にみられる三沢泥岩層の特徴は認められない。

Ⅵ. 武蔵野台地の地下地質

Ⅵ. 1 武蔵野台地西南部

多摩丘陵内部にあっては，地表で観察できる地層が，地下においてすでに異なった岩相で存在する場合が多い。それと同様にその北方の武蔵野台地下における三浦層群についても岩層変化は当然予想されるところであろう。しかし，小地域ブロックごとに示したさく井資料群については，電気検層曲線の上にみられる類似性によって，地層の対比が充分可能であり，これらの示す走向，傾斜から，他のブロックとの対比を進めることができる。

三浦層群は武蔵野台地西部において，断面 1，2，3 が示すように，泥質礫層を主体とし，また泥質部を不規則に挟む乱堆積相を示し，電気検層曲線からも対比はかなりむずかしい。しかし立川市および村山町以東の地域においては，多摩丘陵北部一帯の三浦層群と類似した，砂質の地層が主体となっている。

多摩丘陵から多摩川流域，あるいは日野台地の地下における地層相互関係は，先に述べたが，これらを立川市付近の断面 4 と比較すると次のようになる。

立川市のさく井資料のうち断面 4—10～4—16 間では上部において，泥層・砂礫層の堆積が2回くり返えされているが，付近の三沢泥岩層と考えられる地層の分布状態，あるいは全般的なさく井資料から判断して，上位の泥層が三沢泥岩層と考えられる。

また断面 4—7～4—22 間での大矢部泥岩層に相当すると考えられる部分は，上から泥層・砂礫層・砂層の順序を示しており，これは大矢部泥岩層の模式地の堆積状況に比較できる。

断面 4—18 以西においては，これらの地層は東北東に向かって明らかに傾斜しているが，断面 4—18 付近（立川市街地東南部）には局部的な褶曲状構造の存在が認められる（付図Ⅰ，Ⅱ参照）。

国立市の断面 5 における三沢泥岩層は，断面 5—2～5—4 までは，下部に基底砂礫を伴い多摩丘陵北部における同層の特徴が，比較的明瞭に認められるが，東に向かうにしたがってその特徴が不鮮明となっている。また大矢部泥岩層と考えられる地層も，立川付近のそれとは異なり，上部は砂質泥層の厚い地層からはじまり，下部は砂層となっている。

次に第3図は多摩町・日野市・立川市・国立市・府中市および武蔵野市などにおける代表的な電気検層曲線およびその対比を示したものであり，三沢泥岩層から大矢部泥岩層までのそれぞれの特徴があらわれている。

昭島市付近のさく井資料（断面 4—1～4—5，3—1～3—5）には主として平山砂層・大矢部泥岩層が含まれるが，この場合立川市付近とは異なり，平山砂層は泥質砂礫を主とし，また大矢部泥岩層も連続性にとぼしい泥層と，泥質砂礫との互層となっている。

村山町および大和町付近は，立川市および国立市における三浦層群のほぼ走向方向に位置する。この地区

では断面 6 に示すとおり，最近250m級のさく井が多く行なわれている。断面 6 および 7 に示される三沢泥岩層の下位は，厚い砂層が分布しており，平山砂層と大矢部泥岩層との境界も明らかでない場合が多い。しかし断面 6—9 などにおいて，国立市における大矢部泥岩層上部が示す，電気検層曲線の低い比抵抗値の部分が同様に認められる。また，この地区の三浦層群は断面 6—1～6—7 間の西部では，水平に近いものであるが，それ以東の部分では，北東に比較的大きな傾斜を示している。すなわち，三沢泥岩層を例とすれば，断面 6—1～6—7 間の西部では海抜 50～40 m に存在するが，断面 7～4 では 0 m 付近となり，さらにこの延長は，小平市付近の断面 10 では −40 m から −100 m あるいはそれ以深に存在するようになる。

所沢市（断面 13）における三沢泥岩層に相当すると考えられる地層は，断面 13—1～13—3 の西部の狭山丘陵内で −70～−90 m 付近にあり，同市街地付近の断面 13—5 では，−160m と深度を増している。

狭山丘陵およびその周辺部一帯の代表的な電気検層曲線の対比は，第4図に示すようになるが，これらは第3図の立川・国立両市などの各地層が示す電気検層曲線とは，大部異なったかたちのものであることが指摘できる。

VI. 2　武蔵野市周辺

VI. 2. 1　武蔵野市上水道水源20号井における地層区分

武蔵野市上水道水源20号井（付図断面 15—12）は，本地域でもっとも深く，深度 350 m に達している。またさく井柱状図・電気検層図および掘屑などの各種資料の精度からいって，本地域全般の標準的な地層区分をみたすにたるさく井資料とみなすことができる。このさく井資料に基づき，次のような地層区分を行なった。

（a）　砂層・泥質層・砂礫層の互層……深度 0～155 m
（b）　砂層……〃 155～190 m
（c）　砂質泥層・砂礫層の互層……〃 190～225 m
（d）　砂礫層……〃 225～230 m
（e）　砂層……〃 230～307 m
（f）　砂質泥層……〃 307～333 m
（g）　砂層（含浮石）……〃 333～350 m

これらをその岩相的特徴によって，多摩丘陵北部の地層と対比すれば，（b）の砂層は稲城砂層，（c）の互層は連光寺互層および三沢泥岩層にそれぞれ相当すると考えられる。そしてこのような対比は，次のような微古生物的特徴と矛盾しない。

（f）の砂質泥層，（g）の含浮石砂層からは，豊富な貝殻破片とともに多数の有孔虫が検出され *Rotalia papillosa*, *Rotalia japonica*, *Siphogenerina raphanus*, 群集でとくに *Rotalia papillosa* によって特徴づけられる。（g）に含まれる有孔虫は密集度が大であり，肉眼でも存在が認められる特徴をもっている。

（c）の砂質泥岩層は *Rotalia* cf. *beccarii* (LINNAEUS) を優勢種とする *Rotalia-Elphidium* 群集によって特徴づけられる（以上木野義人鑑定による）。前者（f），（g）に岩層が類似し，かつ *Rotalia papillosa* によって特徴づけられるさく井資料としては，

府中市の断面 9—1 の深度 185 m の含浮石砂層・国立市の断面 5—7 の深度 140 m 付近の砂層・多摩丘陵の断面 21—3 の深度 50 m 付近の砂層・村山町の断面 7—1 の近井，深度 230 m 付近などが挙げられる。

また地表においては，日野市平山橋下の泥質砂層がこれに該当する。これらは大矢部泥岩層上部から平山砂層下部に含まれるものである。

次に後者（c）に岩相が類似し，かつ *Rotalia* cf. *beccarii* (LINNAEUS) によって特徴づけられる地層としては IV. 1 で述べた三沢泥岩層が代表的なものである。また北方地域の阿須山丘陵における福田ら(1951)の仏子粘土層が同有孔虫で特徴づけられている。

Rotalia cf. *beccarii* (LINNAEUS) で特徴づけられるさく井資料としては，

府中市の断面 8—5 の深度 70 m 付近の泥岩層・国立市の断面 5—3 の深度 30 m 付近の泥岩層・大和町の断面 10—2 の深度 150 m 付近の泥岩層などである。

以上のように地表と地下における有孔虫群集の上下関係は一致するものであり，第3～第4図などに示される対比に矛盾しない。

（a）の互層については，現在のところその層序的位置を決定づける資料に乏しいが，少なくもこれを多摩丘陵における三浦層群の何れかに対比させる積極的な証拠は見当たらず，少なくとも（a）互層の一部は後述する理由によって東京城北地区の成田層群（東京層）の延長と思われる。ここでは仮にこれをM互層と呼んで以下取り扱う。

VI. 2. 2 M互層の分布

前述武蔵野市上水道水源20号井におけるM互層は，3～4サイクルの互層として認められる。またこの互層の電気検層曲線が示す特徴は，断面 15—8～15—19 またその北方の断面 18 などにおいて，かなりの範囲に追跡することができる。三鷹市における断面 15—1～15—7 あるいは断面 16 などでは，M互層下部の泥層直下に砂礫層が認められ，これはM互層の基底礫層に相当するものとして，さらに西方にまで追跡される。したがってこれらの基底礫層の下底をもって，下位三浦層群との境界とするのが当然であるが，武蔵野市付近および北西方向の断面などでは，砂礫層が，砂層に移化するか，あるいは不明である場合があり，したがって同基底礫層およびその下底の境界を厳密に指示することは困難な場合がある。また，電気検層曲線において普遍的に境界として認められるのは，むしろM互層下部の泥層下底である。したがって便宜上その泥層下底を追跡して，近似的にM互層と下位三浦層群との境界を求めた。その結果M互層は調布市北部—府中市東部—大和町（東京都）を結ぶ線の北東側に分布していることになる。またその厚さ（基底深度に近い）は武蔵野市付近で 120～130 m，田無市付近で 150 m と北東に向かってしだいにその厚さを増しながら（基底深度を増しながら）城北地区における成田層群につながる傾向を示している。現在のところ，城北地区との対比については，さく井柱状図における岩相，および電気検層曲線における互層としての特徴，全体的な類似性のみで，これを決定づけるのは危険であり，あくまでも推定の域を出ないが，互層の一部は成田層群の一部に相当する可能性は充分予想される。

つぎに所沢市付近のさく井資料（さく井柱状図および一部掘屑）では，2層の含浮石砂層が連続的に認められ，下部含浮石層はM互層下位の三浦層群に，また上部含浮石層はM互層にそれぞれ含まれるものとみられる。上部含浮石層は，所沢市付近では，西部で —30 m（海水準面下深度を示す。以下同じ） 東部で —45m付近に存在し，田無市の断面 18—4 で，—70m，断面 18—7 で —85 m に存在するものに連続すると考えられる。

含浮石砂層は成田層群および三浦層群の処々に認められるものであり，その層準および対比については今後なお吟味を要する問題であるが，いずれにせよ，これらの含浮石砂層は所沢市および東村山市付近一帯のさく井資料の大部分に認められ，良好な鍵層として注目される。なおM互層は武蔵野市・田無市・清瀬市・保谷市・久留米市などにおいては，泥層・砂層・砂礫層などからなる明瞭な互層であるが，所沢市付近においては，砂層を主とする互層として認められるものである（第5図参照）。

断面 18—3～18—8 を例にすれば，M互層の中で —40 m から —60 m 付近までの間で，電気検層曲線が大きなピークを示し，そこに砂礫層の存在が認められる。この砂礫層の下底部を境として，上・下2層に区分することができ，付図IIで上部M互層，下部M互層として表現している。また，所沢市などにおける上部含浮石砂層は，下部M互層中に含まれるものである。

狭山丘陵は第1表に示すように，狭山層を主体として構成されるもので，羽鳥ら（1958）によってさらに上位から芋窪礫層・谷（やつ）粘土層・三木礫層の3層に区分されている。断面 10—1，10—3 は同丘陵のほぼ東西方向の稜線に近い位置におけるさく井記録であり，ローム層直下の厚さ 15～20 m の礫層は，芋窪礫層に相当する。なお，芋窪礫層の地表露頭における風化状態（いわゆるクサレ礫の状態）は，多摩丘陵北部における御殿峠礫層に酷似するものである。

また，断面 6—10，6—11 は同丘陵南麓部におけるさく井記録であり，背後の丘陵崖には三木礫層が露出している。したがってさく井資料の海抜 70 m 以上の部分の砂層・砂礫層の少なくも一部は三木礫層に相当するものと考えてよい。

田無付近から北方および所沢方面にかけては，M互層の上位に，泥質砂礫層が分布し，その厚さは20～50 m で武蔵野礫層など台地面表層堆積物に覆われている。これは電気検層曲線では相対的に高比抵抗値を示し，また凹凸の少ない曲線で，一般に規則的な大きな凹凸を示す電気検層曲線によって特徴づけられるM互層とは，かなり明瞭に区別される（断面 ⑲－3～⑲－5）。なおこの砂礫層は北方に向かって厚さを増す傾向が認められる。

Ⅶ. 総　　括

多摩丘陵北部の地表地質について再検討を加えるとともに，その綿密な岩相認識および層位的関係を地下地質に適用し，多摩丘陵北部および武蔵野台地一帯の，主として三浦層群の地質構造を把握した。鍵層の追跡および地層相互間の対比に当たっては，地表露頭ならびに掘屑についての地質学的考察結果を基準とし，これにさく井柱状図に表わされた各地層および電気検層図から読みとれる曲線の特徴を照合させながら作業を進めた。その結果明らかにされた本地域における地質構造，およびこれに関連する諸点は次のとおりである。

1．　多摩丘陵北部の地表における三沢泥岩層の分布は，その岩相，層位的関係，微古生物的特徴などによってよく追跡され，同時に地表において得られた同層の特徴は，さく井柱状図および電気検層図によって，地下においてもよく追跡することができる。また，連光寺互層上部の泥層，大矢部泥岩層上部などについても同様に多摩丘陵北部一帯に広く追跡される。

2．　三沢泥岩層・連光寺互層・稲城砂層などに含まれる各鍵層を地表露頭に沿って追跡した結果，これら各層は少なくとも日野市平山付近から南多摩郡稲城町に至る間（奥地の川崎市の一部も含めて）において，巨視的に北西–南東方向の走向と北東方向の傾斜とを示すことが判った。

3．　このような多摩丘陵北部地表における三浦層群の走向，傾斜は，武蔵野台地西南部の立川・国立・府中などの地下においても矛盾なくその傾向が維持され，国分寺・調布などを経て三鷹・武蔵野両市，さらに北方田無・所沢方面にも適用される。これらは北東方向に開き関東盆地構造の一翼をかたちづくっている。

4．　府中から北東方向の武蔵野台地下には，多摩丘陵の三浦層群と対比し難い砂礫・砂・泥の互層が重なり，北東方向に向かって漸次厚さを増しており，その岩相的および電気検層曲線の特徴から推して，少なくもその一部は城北地区における成田層群につながるものあろう。

（昭和42年3月稿）

文　　献

藤本治義・寿円晋吾・羽鳥謙三（1961）：多摩丘陵の地質，東京都文化財調査報告書，東京都教育委員会

福田　理・高野　貞（1951）：東京都青梅町東北方阿須山丘陵の地質，地質学雑誌　vol. 57, no. 674

羽鳥謙三・寿円晋吾（1958）：関東盆地西縁部の第四紀地史　Ⅰ，Ⅱ，地質学雑誌，vol. 64, no. 751, 752

寿円晋吾（1966）：多摩川流域における武蔵野台地南部の地質　(1), (2)，地学雑誌，vol. 75, no. 4，5

神奈川県（1955）：神奈川県下の天然瓦斯地下資源（河井興三，第2章川崎市を中心とする地域）

関東ローム研究グループ（1960）：関東ロームの諸問題（Ⅲ）　地球科学　no. 46

経済企画庁（1963）：全国地下水（深井戸）資料台帳，関東編（下巻）

工業用水調査グループ（1957）：東京都江東および都北工業用水源地域調査報告，地質調査所月報，vol. 8，no. 10

工業用水調査グループ（1958）：荒川および江戸川下流工業用水源地域調査報告，地質調査所月報，vol. 9，no. 6

工業用水調査グループ（1958）：東京都城南工業用水源小規模地域調査報告，地質調査所月報，vol. 9，no. 8

工業用水調査グループ（1959）：荒川水系流域（埼玉県および一部東京都）工業用水源地域調査報告，地質調査所月報，vol. 9，no. 8

三土知芳（1933）：7万5千分の1地質図幅八王子および同説明書，地質調査所

森　和雄（1962）：関東平野西南部水理地質図および説明書，地質調査所

大塚弥之助（1932）：多摩丘陵の地質（その一）地質学雑誌，vol. 39，no. 469

清野信雄（1935）：7万5千分の1地質図幅東京および同説明書，地質調査所

東京地盤調査会（1959）：東京地盤図

東京都土木研究所（1963）：東京都地質図集

東京都首都整備局（1964・1965）：三多摩地域地下水利用可能量調査報告書，（Ⅰ）北多摩編，（Ⅱ）西，南多摩編及び総括

徳永重元・郷原保真・桑野幸夫（1949）：多摩丘陵の地質，資源科学研究所彙報，vol 14

Study on the Subsurface Geology of Musashino Upland and Northern Part of Tama Hilly Land —Especially through Water Well Logs—

By

Kazuo MORI

Abstract

There have been a question with reference to the geological structure of the Miura group in the area from the Tama hilly land to the Musashino upland in the western part of Tokyo Metropolitan District.

The writer of this paper took laborious works to examine the samples of rock strata encountered in drilling of water wells and to correlate resistivity logs obtained from about 250 drilling holes. Through the careful researches of these samples and well logs, the writer point out that Oyabe, Renkoji and other formations in the Tama hilly land stretch out to the Musashino upland and that these strata show the strike of NW–SE direction with the dip to NE.

Still more, it is reported that the Miura group (Pliocene—lower Pleistocene), corresponding to the aquiferous strata in the northern area of the Tama hilly land and the Musashino upland, shows the strike and dip not be contradictory to constitute a part of the Kanto basin structure.

The writer pays a special attention to the distribution of the thick alternation of muddy beds and sand gravel beds underlain by the Miura group. They seem to be different from the members of the Miura group and may be correlated to some horizons of the Narita group (middle Pleistocene) in the Kanto basin.

地質調査所報告は1報文について報告1冊を原則とし，その分類の便宜のために，次のようにアルファベットによる略号をつける。

A．地質およびその基礎科学に関するもの
- a．地　質
- b．岩石・鉱物
- c．古生物
- d．火山・温泉
- e．地球物理
- f．地球化学

B．応用地質に関するもの
- a．鉱　床
- b．石　炭
- c．石油・天然ガス
- d．地下水
- e．農林地質・土木地質
- f．物理探鉱・化学探鉱および試錐

C．そ の 他

D．事業報告

As a general rule, each issue of the Report, Geological Survey of Japan will have one number, and for convenience's sake, the following classification according to the field of interest will be indicated on each Report.

A. Geological & allied sciences
- a. Geology
- b. Petrology and Mineralogy
- c. Paleontology
- d. Volcanology and Hot spring
- e. Geophysics
- f. Geochemistry

B. Applied geology
- a. Ore deposits
- b. Coal
- c. Petroleum and Natural gas
- d. Underground water
- e. Agricultural geology and Engineering geology
- f. Physical prospecting, Chemical prospecting & Boring

C. Miscellaneous

D. Annual Report of Progress

地 質 調 査 所 報 告

第 228 号

鈴木尉元：日本列島とその周辺地域の震源分布についての試論，1968.

第 229 号

HATTORI, H. : Late Mesozoic to Recent tectogenesis and its bearing on the metamorphism in New Zealand and in Japan, 1968.

第 230 号

FUJII N. : Genesis of the fireclay deposits in Tajimi-Toki district, Gifu prefecture, central Japan, 1968.

第 231 号

近藤善教：伊賀構造盆地の構造地質学的研究，1968.

第 232 号

地質調査所：日本におけるウランの産状 その2，1969.

REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 228

SUZUKI, Y. : Seismicity and tectogenesis in the Japanese Islands and their neighbourhood, 1968 (in Japanese with English abstract).

No. 229

HATTORI, H. : Late Mesozoic to Recent tectogenesis and its bearing on the metamorphism in New Zealand and in Japan, 1968 (in English).

No. 230

FUJII, N. : Genesis of the fireclay deposits in Tajimi-Toki district, Gifu prefecture, central Japan, 1968 (in English).

No. 231

KONDO, Y. : Studies on structural geology of the Iga tectonic basin, 1968 (in Japanese with English abstract)

No 232

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN : Natural occurrence of uranium in Japan, Part 2, 1969 (in Japanese with English abstract)

MORI, K.

武蔵野台地および多摩丘陵北部の地下地質構造
——とくにさく井検層記録による研究——

森　和雄

地質調査所報告，no. 233
34 illus.，2 tab.

多摩丘陵北部の地表地質について新らたな解釈を行ないまた同丘陵および武蔵野台地一円の多数のさく井電気検層図を活用して　地表・地下の地質の関連づけを行なった。多摩丘陵から武蔵野台地地下に北東方向に傾斜する三浦層群を追跡しまた三浦層群の上位層であり武蔵野台地一円に広く分布するM互層の存在を明らかにした。

551.78(521.27)：550.822：550.837

昭和44年7月20日　印　刷
昭和44年7月25日　発　行

工業技術院地質調査所

印刷者　小　林　銀　二
東京都墨田区両国3—1—12
印刷所　泰成印刷株式会社

© 1969 Geological Survey of Japan

A. a. XIV.

REPORT No. 233
GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN
Konosuke SATO, Director

STUDY ON THE SUBSURFACE GEOLOGY OF MUSASHINO UPLAND AND NORTHERN PART OF TAMA HILLY LAND —ESPECIALLY THROUGH WATER WELL LOGS—

By
Kazuo MORI

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN
Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan
1969

地 質 調 報
Rept. Geol. Surv. J.
No. 233, 1969