



関東堆積盆地の土台

鈴木尉元 = 通産省工業技術院地質調査所

はじめに

本州の中央部に位置する関東平野は、日本列島のなかで最も大きな広がりをもつ平野である。この関東平野を中心に、関東堆積盆地が発生する。すなわちここには、新第三紀・第四紀の地層があつく堆積して、古生代・中生代・古第三紀の古い地層は周辺の山地部にのみ分布し、堆積盆地内には露出してない。しかし、新第三系・第四系の被覆層をはいでしまうと、その下から古い地層が顔をだすことになる。この新第三系・第四系の入れ物は、東西と南北方向に直線的で多少いびつになったお盆のような形がみられるはずである。つまり、このお盆のような入れ物を、新第三紀・第四紀の堆積物がうめていることから関東堆積盆地とよばれるわけである。ここでは、この堆積盆地の土台の構造について検討する。

西南日本の帯状構造

本州は、直線的な東北日本と西南日本からなり、両者は、関東地方で接している。西南日本は、図1にみるように、内側から飛騨帯、美濃・丹波帯、領家帯、三波川帯、秩父帯、四万十帯に分けられる。飛騨帯は、中核部の飛騨変成岩コンプレックスと南東縁辺部の船津花崗岩からなり、その外側に、幅数 km の飛騨外縁構造体が発達する。最近、宇奈月の結晶片岩から化石が発見され、その時代が上部古生代に確定した(広井, 1978)。しかし、中核部の岩体には、先カンブリア地域に多いグラニュライト相がみられ、中国大陸の摩天嶺系との岩相の類似から先カンブリア界の存在が暗示されている。

美濃・丹波帯は、非変成の古生層ないし下部中生層がひろく分布し、褶曲や断層でかなり複雑な構造をもっている。領家帯は、花崗岩類がひろく分布し、低圧高温型の変成岩が断片的に分布することによって特徴づけられる広域接触変成帯である。三波川帯は、主として塩基性片岩・泥質片岩・砂質片岩など低温高圧型の変成岩類からなり、変輝緑岩・変はんれい岩・起塩基性岩類をとまう。なお、領家帯と三波川帯とは、中央構造線とよばれる大断層によってへだてられている。中央構造線より内側は内帯、外側は外帯とよばれる。

秩父帯は、主に非変成ないし弱変成の上部古生層ないし三畳系からなり、複雑な構造をもつ。四万十帯は、上部中生界ないし古第三系があつく分布するが、上部中生界は同帯の北部に、古

第三系は同帯の南部に発達する。四万十帯の地層は、褶曲や断層によって複雑な構造を示す。さて、図で示される西南日本各地質区の帯状構造は、西は九州東部から中国・四国および近畿地方をへて、中部地方にまで追跡することができる。その一般走向は、中国・四国地方から近畿地方まではほぼ東西方向であるが、中部地方西部から東部に向かうと北東・南西から北北東・南南西にその方向をかえる。この曲がりや、内帯よりも外帯に著しい。そしてこの帯状構造は、糸魚川から^{五箇}峠をへて静岡にいたる大きな断層、糸魚川・静岡線によって断たれ、その東側では、厚い新第三紀層の下にかくされてしまう。しかし、関東山地で再び顔をだす。ただし関東山地には、三波川帯・秩父帯・四万十帯など外帯の地層や岩石が分布するだけで、内帯の地層や岩石はみられない。また、四万十帯には、主として白亜系からなる北帯しかみられず、古第三系からなる南帯は、丹沢山地のあつい新第三系下にかくされてしまっている。

関東山地の上記岩層の一般走向は、西北西・東南東方向をとり、中部地方東部の一般走向に直交する。なお、関東山地北部には、三井山石英閃緑岩・金勝山石英閃緑岩などの花崗岩質岩が、三波川帯に分布している。これらは元来、領家帯の花崗岩に相当する可能性があり(加納, 1969, 1970)、西南日本の典型的な帯状配列からはずれている。同様の傾向は、西南日本西縁にあたる九州において古くから指摘されているが、東縁にあたる関東においても規則性からのずれが認められる。

関東平野における基盤岩の分布

あつい第四系・新第三系におおわれているため関東平野深部の基盤岩の分布については、戦前までは、周辺山地における基盤岩の分布からの外挿によって想像されるにすぎなかった。ところが1950年から1960年代初頭にかけて、主として天然ガスの探鉱や開発に関連して多くの坑井が掘られ、被覆層をつらぬいて基盤岩にまで達した坑井もかなりの数に達した(石井, 1961)。最近では、首都圏に発生する地震を予知する目的で、地震計を基盤内に設置するための坑井が3本ほど掘られ、関東平野の基盤構造解明のための貴重な資料を提供している(福田ほか, 1974)。ここでは、これらの資料を参照しながら、関東平野の基盤構造を検討してみよう(図1および表1)。

三波川帯の基盤岩

まず、関東山地に分布する地層や岩石の延長を追ってみよう。同山地の北部に西北西・東南東方向の一般走向で分布する三波川帯の延長は、成田 R-1・多古 R-1・船橋 F R-18などの坑井で確認されている。成田では滑石をとまう緑色片岩、多古では緑色片岩、船橋からは絹雲母緑泥片岩および石英石墨片岩が報告されている。このほか新利根 R-1と通産省船橋地盤沈下観測井から黒色千枚岩が報告されており、三波川帯の岩石とみられている。

このような関東平野における三波川帯の岩石の分布から、関東山地の三波川帯はそのまま東南東にのび、東京湾奥の船橋付近から利根川沿岸付近にまで分布していることがわかる。ただし、九十九里沿岸から銚子・鹿島にいたる太平洋沿岸には、その分布が確認されていない。

秩父帯の基盤岩と白亜系

関東山地には、三波川帯の南側に主として古生層からなる秩父帯が分布するが、関東平野においては、三波川帯の南側の各所で、基盤岩として砂岩が記載されている。菱田 R-1・^{やちまた}八街 R-2・飯岡 R-1・旭 R-1・R-2・蓮沼 TR-1・^{なるとう}成東 R-2などである。これらのうち飯岡 R-1の堅硬なアルコース質細粒砂岩、旭 R-2の砂岩、蓮沼 TR-1のグレイワック(?)、成東 R-2の砂岩は古生層であるが、菱田 R-1の砂岩、八街 R-2の礫岩・砂岩互層、旭 R-1の砂岩は白亜系とされている。なお、菱田 R-1と蓮沼 TR-1については、基盤に掘りこんだかどうか疑問視されている。

上記の古生層は秩父帯の地層と考えられるが、白亜系とされた地層は、どのような性格の地層であろうか。西南日本の中央構造線にそって、あるいは秩父帯にかかった地域には、ジュラ紀後期から白亜紀にかけて、各地に地溝状の堆積盆地が形成された。規模の大きなものとしては、九州東部の大野川層群、四国中央部から紀伊半島西部にかけて分布する和泉層群などが知られている。関東山地の秩父帯中部に発達する山中地溝帯の白亜系や、茨城県南部の那珂湊ふきんに分布する白亜系も、この種の地層と考えられている。これらの地層の特徴は、砂岩や礫岩などの粗粒堆積物をひんぱんに挟むこと、地層の層厚がきわめてあついことなどである。関東平野において白亜系として記載されている地層の多くが砂岩や礫岩であり、構造的な位置

が秩父帯にあることから、それらは、上に述べた関東山地の山中地溝帯の白亜系のような性格の地層と考えられる。

四万十帯北帯および南帯の基盤岩
 秩父帯の南側には、四万十帯が配列する。四万十帯は、主として白亜系からなる北帯と、主として古第三系からなる南帯に分けられ、関東山地には、北帯のみ分布することはすでに述べた。ただしこの南帯の延長は、三浦半島中部と房総半島南部に、それぞれ葉山層群および嶺岡層群・保田層群として分布している。また最近、多摩川にそう府中市付近で掘られた坑井で、四万十帯北帯の粘板岩が基盤として確認されている。また、房総半島中西部の大佐和町で掘られた坑井で、保田層群の分布が確認されている。

領家帯の基盤岩と中央構造線
 三波川帯の北側には、中央構造線をはさんで領家帯が分布するはずであるが、関東山地の北方では、新第三系・第四系におおわれているために、地表にその分布をみることはできない。そこで、関東平野に掘られた坑井で、三波川帯より北側に分布するものについてみてみよう。

この地域で基盤にまで到達した坑井には、春日部GS-1・松伏ST-1・深層地震観測井岩槻・鹿島KT-1・野田R-1などがある。春日部GS-1では、上位の暗灰色の硬質泥岩と下位の石灰質粘板岩からなる。これらの地層は、関東山地北西縁の下仁田ふきんに分布する跡倉層・南蛇井層に岩相が類似するといわれている。松伏ST-1では、片麻岩質花崗閃緑岩からなり、中央構造線ぞいに分布する鹿塩片麻岩に似ているといわれている。なおこの花崗岩質岩については、構造帯にそう古い花崗岩質岩という見方もある。深層地震観測井岩槻では、石英斑岩を主とし、そのほかに角閃石・緑れん石岩や斜長石角閃岩が報告されている。野田R-1では、片麻状花崗岩あるいは花崗閃緑岩からなる。

以上の基盤岩の分布から、松伏・岩槻・野田は西南日本内帯の領家帯の延長にあたると思われる。春日部は、さきに述べた中央構造線ぞいその付近に形成された白亜紀の地溝にあたるものと考えられる。したがって内帯と外帯をわける中央構造線は、春日部付近から竜ヶ崎北方を通り、東方にのびるものと考えられる(図1)。以上のように、関東平野の基盤は、関東山地の帯状構造がそのまま直線的にのびていることがわかる。

図1 - 本州中央部の先新第三系の地質構造図



表1 - 関東平野において基盤に達した坑井一覧

番号	坑井名	所在地	標高 (m)	掘り深度 (m)	基盤深度 (m)	基盤岩	対比	帯	完成年
1	春日部GS-1	埼玉県春日部市増富	5.41	3,103.00	2,508	圧砕された黒色の石灰質粘板岩	南蛇井層	内帯	1962
2	松伏ST-1	埼玉県北葛飾郡松伏町	4.55	2,005.50	1,600	片麻岩質花崗閃緑岩	*領家帯	内帯	1957
3	深層地震観測井「岩槻」	埼玉県岩槻市末田	8.486	3,510.50	2,897	石英斑岩及緑色岩類	*領家帯	内帯	1971
4	鹿島KT-1	茨城県鹿島町平井	5	910	887	堅硬な泥岩	白亜系	外帯	1958
5	新利根R-1	茨城県稲敷郡河内村	3	838.6	813	破砕された黒色千枚岩	長瀬系	外帯	1957
6	野田R-1	千葉県野田市三ツ堀	7.46	1,131	1,037	片麻岩質花崗岩或は花崗閃緑岩	領家帯	内帯	1958
7	小見川R-1	千葉県香取郡小見川町	0.44	662.5	659	グレイワック	秩父系?	外帯	1959
8	成田R-1	千葉県成田市土屋	7.00	1,053.88	1,018	滑石を伴う緑岩片岩	長瀬系	外帯	1957
9	菱田R-1*	千葉県香取郡多古町	41.06	949.8	948	砂岩	白亜系?		1960
10	多古R-1	千葉県香取郡多古町	6.95	826.4	825.5	緑色片岩	長瀬系	外帯	1960
11	八街R-2	千葉県印旛郡八街町	45.96	1,994.80	1,989	礫岩と砂岩の互層	白亜系		1961
12	佐倉R-1*	千葉県佐倉市佐倉	3.33	1,521.90	1,510	不明	不明		1961
13	船橋FR-18	千葉県船橋市夏見	7.20	2,107	2,071	絹雲母緑泥片岩及石英石墨片岩	長瀬系	外帯	1963
14	通産省船橋地盤沈下観測井	千葉県船橋市市場町	3	2,146.29	2,139	黒色千枚岩	長瀬系	外帯	1972
15	飯岡R-1	千葉県海上郡飯岡町	5	401	400	堅硬なアルコウス質細粒砂岩	秩父系	外帯	1954
16	旭R-1	千葉県旭市椎名内	5.50	565.4	551	砂岩	白亜系		1960
17	旭R-2	千葉県旭市井戸野	3.54	739.5	737	砂岩	秩父系	外帯	
18	蓮沼TR-1*	千葉県山武郡蓮沼村	1	1,445.00	1,430	グレイワック?	秩父系	外帯	1960
19	成東R-2	千葉県山武郡成東町	7.46	2,006.00	2,000	砂岩	秩父系	外帯	1961

* 基盤に掘り込んだかどうか疑わしいもの
 ** 文献(金原ほか2名1958;石井1961)では1,048mとされているが、電気検層の記録はこの深度までである。

東北日本との境界問題

西南日本と東北日本との境界がどこにあり、また両者がどのような関係にあるのかという問題は、明治以来多くの研究者によって議論され、いまだに決着をみていない日本地質学上の大問題である。これまで、糸魚川・静岡構造線をもってその境界とする見解が一般的であったが、近年、古生代ないし古第三紀における大きな境界を、阿武隈山地の南西縁にそって北北西方向にのびる棚倉構造線とする見解がつつよくなってきている(吉田, 1978)(図1・図2)。同線にそって、基盤の花崗岩類は2~5 kmも破碎されている。ここでは、東北地方南部と関東地方との関係を中心に、この問題を検討してみよう。関東地方以北の東北日本南部は、西側から上越・足尾帯、阿武隈帯、南部北上帯に分けられる。上越・足尾帯には、非変成ないし弱変成の上部古生層ないし下部中生層が主として分布し、西南日本の美濃・丹波帯に対比される。ただしその一般走向は、北北西・南南東ないし北北東・南南西方向を示すが、阿武隈帯に近づくとき、その一般走向に平行して北北西・南南東方向を示し、そこから離れるにしたがって北北東・南南東方向と傾角がある(図1)。なお上越帯には、高圧変成岩が分布し、飛騨外縁帯と対比する見解がある。

阿武隈帯は、深成岩・変成岩分布地域である。変成岩は御齋所・竹貫変成岩で代表され、阿武隈帯の基盤をなす。これら変成岩の原岩の年代は不明であるが、先カンブリア紀と推定されている(加納, 1979)。これらを含めて、新旧各種の岩崗岩類が広く分布する。阿武隈帯の変成岩の示す一般走向は、北北西・南南東ないし南北で、阿武隈帯外縁の一般走向に平行する。同帯の東縁には、南北に近い方向の畑川破碎帯が発達する。

南部北上帯は、大部分非変成古生層とそれを貫ぬく白亜紀の花崗岩からなり、そのほか中生層が分布する。それらは、北北西・南南東の一般走向をもち、阿武隈帯とほぼ平行して走ることになる(図2)。したがって、棚倉構造線までは西南日本の各構造帯を追跡できるけれども、同線以東は、独自の構造配列を示し、西南日本とつなぐことはできない。

ところで常磐地域の白亜系・古第三系は、西南日本外帯の四万十帯の地層ほど複雑な地層を示さない。近年の海域の調査結果をみると、常磐

沖の白亜系・古第三系の構造は、ゆるい複向斜構造を示すにすぎない。とすると、四万十帯と常磐地域との構造は、どのような関係にあるのだろうか。筆者は、関東山地から三浦・房総半島へとつながる四万十帯は、棚倉構造線によって東縁を限られ、それより東方には延びないと考える。一方、常磐沖のようなゆるい複向斜も棚倉構造線より東方に発達し、西方には及ばないと考えられる。このように、古第三系までの構造発達の過程において、棚倉構造線は非常に大きな意味をもっている。

関東地方の北縁

さきにも述べたように、関東山地の一般走向は西北西・東南東であるが、この傾向は関東平野の基盤にも及ぶ。関東平野内には、先新第三系基盤岩の露出はみられないが、足尾山地南西方の八王子丘陵(図1)には、小さな古生層の分布が見られる。ここの古生層は、関東山地のそれと平行して西北西・東南東の走向をもち、足尾山地など東北日本南部の古生層と直交する構造をもっている(須藤ほか, 1976)。後の章でのべられるように、関東平野の第四紀の造構運動は、基盤の構造に支配されて、西北西・東南東方向にのびた地溝的な沈降運動を行なっている。この傾向は、足尾山地と八王子丘陵との境界(そこに渡良瀬川が流れる)の南東延長部ふきんにまで認められる(小玉・鈴木, 1979)。したがって、関東地方の構造が示す西北西・東南東の一般走向は、これと直交する構造を示す東北日本南部にすぐ接する付近にまで認められることになる。すなわち両者は、関東地方北部で漸移帯をさむことなしに、直角に近く接することになり、大きな構造的不連続がその間に存在することを予想させる。

これまでも、東北地方と関東地方との構造方向の違いから、両者の境界に大きな構造線が想定されてきた。小林・大塚(1938)は、利根川ぞいに関東構造線、望月(1950)は利根川構造線を想定している。山下(1970)は、新潟県の新第三系の構造の地域的な特徴の違いから、利根川構造線が柏崎付近まで延びるものと考え、この線を柏崎・銚子線とよんだ。

関東構造盆地の形状

関東地方の北部および西部には、筑波・足尾・関東山地などに、ひろく先新第三系の基盤岩が分布している。また東部の銚子付近には古生層・白亜系が、南部の三浦半島中部および房総半

島南部には古第三系が分布している。

さきにも述べたように、関東平野のあつい第四紀層・新第三紀層を貫ぬいて基盤に達した坑井は、かなりの数にのぼっている。また爆破地震によって、基盤からの反射波や屈折波が観測されている地域も多い(石井, 1961)。一方、関東地方南部では精しい地質調査が行なわれているので、その結果から基盤の形状を推定することができる。次に、こうした基盤の形状について検討しよう。

これらの資料をもとに、関東構造盆地の形状を示したものが図3である。この図から、基盤深度のもっとも深い地域は、房総半島北部から西にのび、武蔵野丘陵東部付近で北に転じ、埼玉県東部にいたる地域にひろがっている。そしてこの上に3,000mちかい地層が堆積している。この地域から周辺の山地にむかって、基盤の深度はしだいに浅くなる。房総半島北部から武蔵野丘陵にいたる地域では、その南方の房総半島南部や三浦半島中部にむかって、東西にちかい等深線で浅くなっていく。埼玉県東部から武蔵野丘陵にいたる地域では、ほぼ南北の等深線をもって西方に浅くなる。銚子付近から西北西にむかっては、基盤の相対的に浅い張りだしがみられる。なお、足尾山地と関東山地にはさまれた熊谷から高崎にのびる平野部や、筑波山と足尾山地にはさまれた平野部には、あつい第四紀層・新第三紀層が堆積し、基盤が深く沈みこんでいるが、あとの主題に直接関係がないので、ここではふれない。

以上のように、関東堆積盆地は、周辺を直線状にかざられた角ばった形状をもっている。これは、この盆地が、断層によって限られた基盤地塊の沈降によって形成されたことを暗示している。事実、関東山地の東縁には、八王子線とよばれる南北方向の断層線の存在が古くから想定されていた(矢部, 1927)。最近、更新世前期の上総層群の堆積盆地の縁辺が山地の東縁にあたり、この堆積盆地を限る断層がその発生段階に形成されていることが明らかにされた(竹越ほか, 1979)。関東山地東縁に接する地層は、北東部にいたると中新世中後期(新第三紀中~後期)になり、南東縁よりも古い時期に、関東山地の縁辺の形成の可能性を示唆している。他の縁辺についても同様の性格をもつものと考えられるが、将来の課題である。

関東地方周辺の南北方向の構造線としては、糸

魚川 静岡線が知られているが、この線の活動は、新第三紀の中頃以降に著しい。その意味については、次節で論ずることにしよう。

本州弧と伊豆・小笠原弧の会合部
 関東地方は、東北日本と西南日本との境界に位置すると同時に、伊豆・小笠原諸島をその上にのせる伊豆・小笠原弧の延長にもあたっている。したがって関東地方の構造には、本州弧固有の構造と同時に、伊豆・小笠原弧の構造の特徴をもあわせもっているようにみえる(図4)。

伊豆・小笠原弧は、東縁を伊豆・小笠原海溝によって、西縁を四国海盆との境界に限られているが、いずれの境界も、南北方向に直線的にのびている。本州弧の中央部は、西から赤石裂線・糸魚川 静岡線・榑倉構造線・畑川破碎帯・双葉断層など、大規模な南北方向の断層の発達で特徴づけられる。これら南北方向の構造の発達する地域は、上記の伊豆・小笠原弧の延長上で、その東西両縁を北方に延長した範囲に限られる。海底地形は、その地質構造をよく反映する。伊豆・小笠原弧北部の地形を、地質構造の観点から少しこまかく見てみよう。図4にみるように、伊豆・小笠原弧の北西部には、北東南西ないし北北東 南南西にのびる構造单元が、雁行状に配列している。それらは、八丈島をのせる海嶺、大島から南西にのびる海嶺などである。この方向の構造系列は、南東から北西方に向かってしだいに規模を縮小しながら、また、北東 南西から南北に方向をかえながら、本州弧内にもその発達が見られる。

一方、これにほぼ直交して、相模海盆が西北 東南東方向にのびている。この方向は、関東地方の基盤構造の一般走向で、北方にしだいに明瞭な構造となる。

このように、本州弧中央部は、本州弧固有の構造に対して、伊豆・小笠原弧が干渉したような構造をもっているようにみえる。また両者の境界では、しだいに、一方の構造から他方の構造へ移過するように見られる。

関東堆積盆地の運動は、本州弧、とくに西南日本外帯の運動と共通した面を多くもつと同時に、関東堆積盆地固有の運動も顕著である。とくに、新しい鮮新世ないし第四紀の運動に、この特徴がいちぢるしい。これは、上にのべたような本州弧と伊豆・小笠原弧との干渉地帯にあることと関係をもつものと考えられる。

図2 - 東北日本地質構造図<吉田尚 1978>

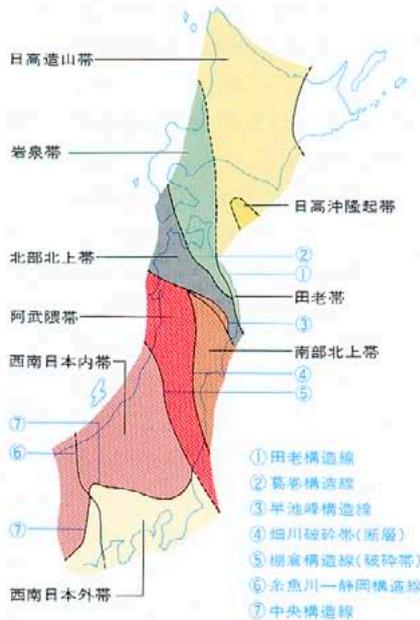


図3 - 関東堆積盆地基底の等深線図

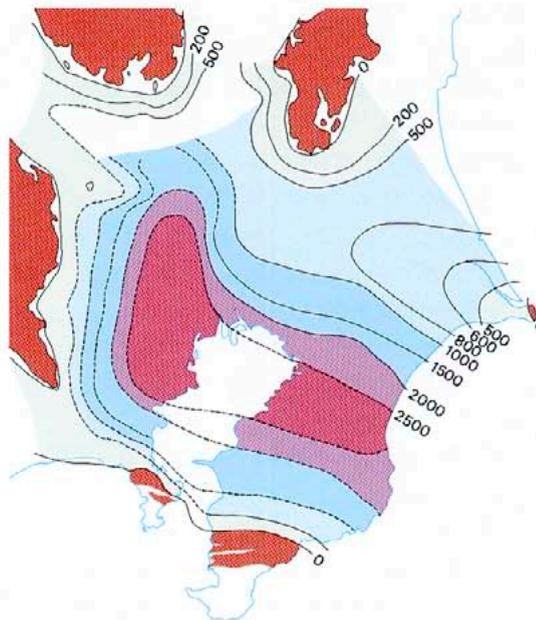


図4 - 本州中央部の先新第三系の地質構造と周辺海域の地形单元

