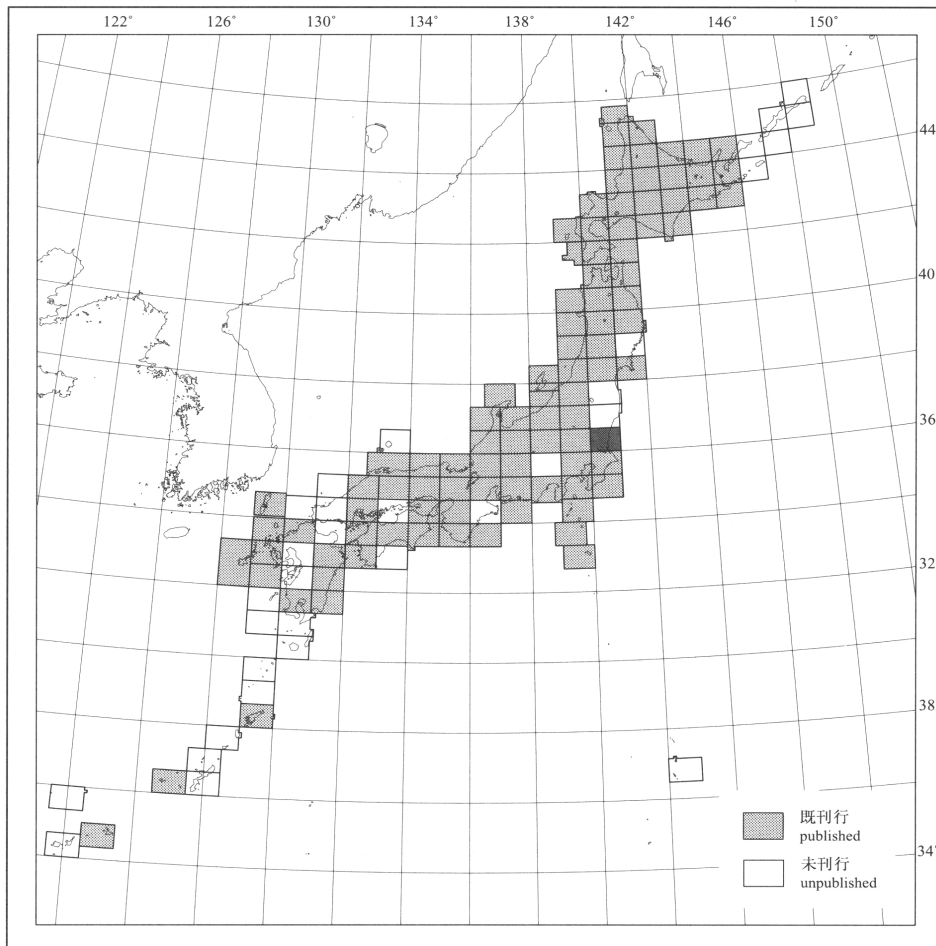


20万分の1地質図幅「水戸」(第2版)

GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, MITO (2nd EDITION)

吉岡敏和・滝沢文教・高橋雅紀・宮崎一博・坂野靖行・柳沢幸夫
高橋 浩・久保和也・関 陽児・駒澤正夫・広島俊男

Toshikazu YOSHIOKA, Fuminori TAKIZAWA, Masaki TAKAHASHI, Kazuhiro MIYAZAKI,
Yasuyuki BANNO, Yukio YANAGISAWA, Yutaka TAKAHASHI, Kazuya KUBO, Yoji SEKI,
Masao KOMAZAWA and Toshio HIROSHIMA



平成13年
2001

地質調査所

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

1. はじめに

20 万分の 1 地質図幅「水戸」第 2 版は、地質調査所の所内指定研究「地質編さんの研究」に基づいて編集される 20 万分の 1 地質図幅の一つである。第 2 版の編集に際しては、旧版を全面的に改訂し、現時点で収集できる可能な限りの資料を用いて、最新の地質情報を提供できるようにこころがけた。地質図には、鉱床や温泉の分布、重力異常も示した。本図の編集に当たっては、公表された資料のほかに、未公表資料として金属鉱業事業団昭和 61 年度広域地質構造調査「笠間地域」（金属鉱業事業団, 12 鉱調第 143 号による承認）、石油資源開発株式会社未公表資料、及び帝国石油株式会社未公表資料を使用した。また、編集上問題となった点については若干の野外調査を実施してその解決に努めた。

本地質図幅を刊行するに当たり、茨城大学理工学研究所大学院生の笠井勝美氏には八溝山地の地質についてご教示を頂いた。ここに記して深く感謝の意を表する。

2. 地 形

20 万分の 1 地質図幅「水戸」地域は、関東平野の北東縁に当たり、南側の平野部と北側の八溝山地が明瞭な地形のコントラストを作っている。地域北東部の高鈴山周辺は阿武隈山地の南端部に当たる。八溝山地は、ほぼ棚倉構造線と那須野原にはさまれた山地で、主に中・古生代の堆積岩からなる。本地域の八溝山地は、那珂川を境にして北側の鷲子山塊と南側の鷲子山塊に区分され、ほとんどが標高 500m 以下の山々で構成される。八溝山地から関東平野に突き出すように位置する筑波山塊は、標高 875.9m の筑波山を主峰とし、比較的急峻なピークを持つ山々からなる。本地域内の関東平野は、標高 30m 程度の低平な台地と、それを開析する沖積低地からなる。台地は北から那珂台地、東茨城台地、石岡台地、新治台地、筑波台地に大きく区分される。本地域を流れる主な河川としては、久慈川、那珂川、小貝川がある。久慈川は、八溝山地北端部から八溝山地と阿武隈山地の境界付近を南流し、太平洋に注ぐ。那珂川は那須山麓に源を発し、八溝山地を横切って、ひたちなか市那珂湊で太平洋に注ぐ、小貝川は本地域の西縁に沿って南流し、利根川に合流する。なお、土浦市で霞ヶ浦に注ぐ桜川は、現在は岩瀬町付近を水源としているが、低位段丘の分布から、最終氷期には現在の小貝川上流部に連続していたと考えられる。平野部の東寄りには濁沼、霞ヶ浦、北浦の 3 つの湖が位置する。霞ヶ浦は面積 167.7km² で日本で 2 番目の広さを持つ湖である。従来は汽水湖であったが、現在では完全に淡水化している。なお、太平洋（鹿島灘）沿岸には砂丘が発達する。特にひたちなか市阿字ヶ浦付近の砂丘は比高 10m 以上に及ぶ大規模なものである。

(吉岡敏和)

3. 地 質

3.1 概要

本地域内を北北西-南南東に延びる棚倉構造線（読み方は高橋（1999）による；第 1 図）は足尾帯と阿武隈帯を境する構造線であり（黒田, 1963）、西南日本で明瞭な帯状地質構造が本構造線以東に連続しないこと（磯見・河田, 1968; Ichikawa, 1990 など）、白亜紀花崗岩類の年代・性質、鉱床生成区などが本構造線を挟んで異なること（蟹沢, 1974; 石原, 1973; Ishihara, 1977; Shibata and Ishihara, 1979 など）などから、先第三紀の西南日本と東北日本を境する第一級の構造線と考えられている。

棚倉構造線以東の日立地域には、日立古生層（日立変成岩類）、西堂平変成岩類、玉簾変成岩類が分布する。日立古生層は時代や岩相層序などの点で南部北上山地に分布する上部古生界に類似しており、広域的に低圧型変成作用を受けている。日立地域の古生層及び変成岩類を貫いて花崗岩類が分布し、それらは貫入時期や

岩石学的特徴等から、片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩と阿武隈花崗岩類とに大別される。

棚倉構造線以西の先第三系は西南日本内帯の構成岩類に対比される。八溝山地にはジュラ紀付加コンプレックスの八溝層群が広く分布する。また、ひたちなか市の海岸には上部白亜系の堆積岩が露出する。筑波山塊付近には白亜紀後期-古第三紀前期の花崗岩類が分布し、その周囲には高温低圧型の筑波変成岩類及び吾国山変成岩類が分布している。

新第三系は、先第三系を不整合に覆い、本図幅地域北部の八溝山地及び阿武隈山地の縁辺に分布する。新第三系のうち下部中新統-中部中新統最下部は、陸成の花崗岩・火砕岩と河川成堆積物からなる。中部-上部中新統は、海成珪藻質泥岩とそれが続成作用により変化した硬質泥岩からなる。下部鮮新統と上部鮮新統は、中新統を不整合に覆い、主として海成の砂質泥岩及び砂岩から構成される。

第四系は、平野部及び平野周辺の丘陵部に分布する。丘陵部には主に中部更新統が分布する。これらは友部層を除いて非海成の堆積物である。平野部には、最終間氷期の海成の堆積物である見和層（木下層）が台地を広く覆って分布する。また主な河川沿いには沖積層が分布する。活断層は本地域には確認されていない。

(吉岡敏和・滝沢文教・高橋雅紀・宮崎一博・坂野靖行・柳沢幸夫・高橋 浩・久保和也)

3.2 先新第三紀基盤岩類

3.2.1 日立地域の古生層及び変成岩類

阿武隈山地南端部の日立地域には日立古生層（日立変成岩類）・西堂平変成岩類・玉簾変成岩類が分布する。日立古生層は碎屑性堆積岩・石灰岩・火山岩・火山砕屑岩よりなる。木下（1935）及び Kuroda（1959）により基本的層序が明らかにされ、Tagiri（1971）により下位から赤沢層・大雄院層・鮎川層に区分されている。大雄院層から石炭紀のサンゴが、鮎川層からペルム紀のフズリナが発見されており（藤本, 1924; 杉山, 1972）、時代や岩相層序などの点で南部北上山地に分布する上部古生界に類似する（例えば Minato et al., 1979）。

日立古生層は変成作用を被っている。北西方向に向かって変成度が上昇し、低圧中間群の変成相系列を示す（Tagiri, 1971）。本図幅では西側の変成度が高い部分を変成岩に、東側の変成度が低い部分を堆積岩ないし低度変成岩に区分した。前者は赤沢層及び大雄院層下部に、後者は大雄院層上部及び鮎川層にほぼ対応する。日立変成岩類の西縁部には、より粗粒な西堂平変成岩類（主に黒雲母片麻岩）・玉簾変成岩類（角閃石片麻岩など）が分布し、日立変成岩類とそれ以外の変成岩類は蛇紋岩によって隔てられている。

これらの変成岩類の形成史についてはこれまで様々な見解が述べられており、それぞれが別個の形成史をもつという立場（例えば Kuroda, 1959）やすべてが 1 回の変成作用によって生じたという立場（Tagiri, 1971, 1973）がある。特に西堂平変成岩類は竹貫変成岩類とともに東北日本弧の「先デボン紀基盤岩類」の一部と見なされることが多かった（例えば加納ほか, 1977）。日立変成岩類の K-Ar 年代は 90-120Ma（Shibata, 1968; 植田ほか, 1969）、西堂平変成岩類の K-Ar 年代は 98-118Ma（Shibata, 1968; 植田ほか, 1969; Watanabe and Bikerman, 1971）、玉簾変成岩類の K-Ar 年代は 96-117Ma である（植田ほか, 1969; 柴田・内海, 1983）。小林ほか（1992）は玉簾変成岩類の原岩は塩基性ないし中性の深成岩であるとし、本岩石に対して 373 ± 53Ma の Sm-Nd 全岩アイソクロン年代値を報告し、原岩の深成活動を示すものとした。

(坂野靖行・滝沢文教)

3.2.2 八溝山地の中生界

八溝層群は岩相上、チャート-砕屑岩相、砂岩相及び泥岩相の 3 種類に分けられ、全体として砂岩に富む、それらは北東-南西の走向をもち、見かけ上北西側に 20-60° 同斜する構造を示すが、広く逆転層の存在が知られている（笠井, 1978; 滝沢・笠井,

1984). 地層面にほぼ平行な多数の衝上断層によって寸断され、地層の繰り返しが著しい。本層群は従来同斜構造に基づいて南東側より笠間層、国見山層、高取層、鮎田層に区別されていた(Kanomata, 1961)が、現在の知見ではそれらは層序を示すものではないので、本図幅では岩相表示とした。本層群の南部の花崗岩に近い部分では接触変成を受け、スレート劈開が顕著である。

本層群からは鈴木・佐藤(1972)によりジュラ紀アンモナイト、指田ほか(1982)によりジュラ紀放射虫化石が多数の地点で報告された。最近では堀(1998)、笠井ほか(2000)により、砥石型珪質粘土岩・チャートに始まる海洋プレート層序の存在が明らかにされた。八溝層群は広義には足尾帯に含められ、西南日本内帯の美濃-丹波帯のジュラ紀付加コンプレックスの東方への延長と考えられている。岩相及び碎屑岩の年代から丹波帯で識別されている2つの地層群(石賀, 1983)の内、I型地層群に比較できる。(滝沢文教)

3.2.3 上部白亜系堆積岩

ひたちなか市那珂湊付近の海岸線に分布する那珂湊層群は、砂岩、泥岩及び礫岩からなるタービダイトの優勢な最上部白亜系(カンパニアン-マストリヒチアン前期)で、層厚1500m以上、西南日本の和泉層群と年代や層相が酷似する(田中, 1970)。アンモナイトやイノセラムスなどを産出し、礫岩には溶結凝灰岩など酸性火山岩礫を多く含む(田中・河田, 1971)。那珂湊層群の南側に分布する大洗層は主に礫岩からなる地層(陸成層と思われる)で、上部白亜系とする見解と植物化石から古第三系とみなす見解とがある。

(滝沢文教)

3.2.4 筑波変成岩及び吾国山変成岩

筑波山塊の南端部に当たる筑波山周辺には筑波変成岩類が、北端部に当たる吾国山周辺には吾国山変成岩類が分布する。これらの変成岩類は白亜紀後期から古第三紀前期にかけて貫入した花崗岩類による熱変成によって生じた高温低圧型の変成岩であると考えられている(宮崎ほか, 1992; 宮崎, 1999)。また、筑波変成岩類は、変成作用の特徴から西南日本内帯に分布する領家変成岩類の東方延長として位置づけられている(柴, 1979)。筑波変成岩類及び吾国山変成岩類は、笠間以北に分布するジュラ紀付加コンプレックスである八溝層群の堆積岩を原岩としている(柴, 1979; 宮崎ほか, 1992; 宮崎ほか, 1996)。その多くは泥岩及び砂岩起源変成岩で、吾国山周辺に少量の石灰岩及びチャート起源の変成岩が分布する。変成岩中の黒雲母及び白雲母のK-Ar年代は約60Maに集中する(柴ほか, 1979)。変成岩類は原岩の層理・葉理をよく保存しており、それらは北東-南西の走向をもち、北西に50-70°で傾斜する。ただし、南端部の筑波山周辺では、東北東-西南西方向に軸を持つ1対のシンフォーム・アンチフォームが存在する。変成度は花崗岩類に向かって高くなり、北部の吾国山変成岩類では黒雲母帯から靑石帯へ、南部の筑波変成岩類では黒雲母帯から珪線石帯へ変成度が高くなる。南部に分布する変成岩の方がより高圧下で変成作用を被ったことが示唆されている(宮崎ほか, 1992)。笠間以北の八溝層群の堆積岩類も花崗岩類による熱変成を受けているが、筑波変成岩類及び吾国山変成岩類に比べ、強い変成作用を受けた範囲は狭い。従って、その分布域はささなかった。変成作用の及んだ領域は、南ないし南東ほど広がる傾向がある(宮崎ほか, 1992)。

(宮崎一博)

3.2.5 棚倉構造線以東の深成岩類

棚倉構造線の東では、日立地域の古生層及び変成岩類を貫いて花崗岩類が分布する。また棚倉構造線を構成する断層群分布域では第三系に覆われてその一部が露出している。それらは貫入時期や岩石学的特徴等から、片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩と阿武隈花崗岩類とに2大別される。

片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩は主として中粒であるが、細粒優

白質岩相や、中粒岩相を岩脈状に貫く細粒優黒質石英閃緑岩質岩相も認められる。全般に片状構造が発達し、特に日立市神峯山北東の沢平では北東-南西方向の強マイロナイト帯が発達する。後述する阿武隈花崗岩類によって熱変成を被り、再結晶している。黒田(1951)の所謂圧碎性花崗岩に相当する。黒田(1951)によれば、本岩は日立地域のいわゆる緑色岩類を貫いており、周囲の岩石に対してある程度の熱的影響を与えている。SHRIMPによる本岩のジルコンU-Pb年代として492.6Maが報告されている(坂島ほか, 1999)。

阿武隈花崗岩類としては、図幅地域北端部に角閃石黒雲母花崗閃緑岩(入四間花崗閃緑岩)とこれを貫く黒雲母花崗岩が分布している。これらは、中粒の比較的均質な岩石で、日立地域の古生層・変成岩類及び片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩を貫き、それらに熱変成作用を及ぼしている。入四間花崗閃緑岩からは黒雲母のK-Ar年代として90Maが報告されている(河野・植田, 1965)。

(久保和也)

3.2.6 棚倉構造線以西の深成岩類

棚倉構造線以西の深成岩類として、まず閃緑岩類が鶏足山塊北東部の桂村岩船付近と鷲子山塊南東部の山方町舟生付近に分布する。いずれも、八溝層群のジュラ紀堆積岩類中に貫入する小規模な岩体である。これらの閃緑岩類は、八溝山地の旧期花崗岩類(柴田ほか, 1973)に対比されるものであり、100-110Maの放射年代が知られている。岩船付近の閃緑岩からは64.5Maの黒雲母K-Ar年代(柴田ほか, 1973)が得られているが、この年代はおそらく黒雲母花崗岩の貫入による若返りを示すものとする。この黒雲母花崗岩は、稲田花崗岩ないし加波山花崗岩に対比されるが、分布が狭いため地質図上では省略した。

筑波山塊には後期白亜紀-前期古第三紀の斑れい岩類及び花崗岩類が分布する。花崗岩類は、岩石の帯磁率・造岩鉱物の化学的特徴などから西南日本内帯の領家帯及び山陽帯の延長と考えられている(Ishihara, 1977, 1979; 高橋, 1982b)。花崗岩類は、筑波花崗岩、稲田花崗岩、加波山花崗岩に大きく分けられる(宮崎ほか, 1996)。南端部に分布する両雲母花崗岩は明瞭な細粒優白質周辺相を伴って変成岩類と接しており、分布域の近接する筑波花崗岩と異なる。斑れい岩は筑波花崗岩に貫入され、筑波花崗岩は加波山花崗岩に貫入される。稲田花崗岩は加波山花崗岩に貫入される。斑れい岩類の角閃石のK-Ar年代は75Ma(宮崎ほか, 1996)、花崗岩類の放射年代は58-63Maの範囲に入る(河野・植田, 1996; 柴ほか, 1979; Arakawa and Takahashi, 1988)。

(宮崎一博・高橋 浩)

3.3 新第三系

新第三系は、本図幅地域北部の八溝山地及び阿武隈山地の縁辺に分布し、分布域は大きく3つに分かれている。すなわち、西から、八溝山地西方の烏山・茂木地域、八溝山地と阿武隈山地の間にある棚倉破砕帯地域(水戸市北方を含む)及び阿武隈山地東側の日立市・ひたちなか市を含む太平洋岸地域である。それぞれの分布域では新第三系の発達状態が異なるが、本図幅では、第2図に示すように7期(I-VII)に区分して地層を対比した。

I期の地層は、前期中新世後期の陸上火山岩類を主とし、下部は安山岩質、上部はデイサイト質火山岩・火砕岩類を特徴とする。烏山・茂木地域では中川層群と呼ばれ、下位より市場層(礫岩)、元古沢層(湖成堆積物)、山内層(安山岩溶岩及び同質火砕岩)及び茂木層(デイサイト質火砕岩)に区分される(高橋・星, 1995)。一方、棚倉破砕帯地域では、北多気層(安山岩火砕岩)と大沢口凝灰岩がこの時期の堆積物である(大槻, 1975)。

II期の地層は、前期中新世末の河川成の礫岩・砂岩・泥岩・凝灰岩からなり、上位に向かって海進して最上部では汽水性となりVicaryaなどの貝類化石を含む。棚倉破砕帯地域の浅川層と勝美沢層がこの時期の地層である。

III期の地層は、中期中新世初頭の海進初期の非珪質泥岩を特徴とする。棚倉破砕帯地域の大門層がこの時期の堆積物である。最

下部に男体山火山角礫岩（水中噴出デイスaito溶岩及び火山角礫岩）を挟み、また局所的に砂岩層（西染層）が発達する。

IV期の堆積物は、中期中新世前期の海成硬質泥岩ないし珪藻質泥岩を特徴とする。棚倉破砕帯地域の瑞龍層（硬質珪質泥岩）と源氏川層（珪藻質泥岩）が相当する。両層の違いは続成作用による岩相の見かけの違いなので、本図幅では両層を一括し、岩相で硬質珪質泥岩と珪藻質泥岩に区分して示した。那珂湊付近にわずかに露出する殿山層は、この時期の地層と思われる。なお常陸太田北方では、大門層と瑞龍・源氏川層に、扇状地三角州堆積物からなる東金砂礫岩が指交する。

V期の地層は、中期中新世後期から後期中新世の海成硬質泥岩・珪藻質泥岩を主とする堆積物である。鳥山・茂木地域の荒川層群と、棚倉破砕帯地域・太平洋岸地域の多賀層群がこの時期に堆積した。荒川層群はII-IV期の堆積物を欠いて下位の中川層群を不整合に覆い、下位より小嶋層（石灰質砂岩）、大金層（硬質泥岩）、田野倉層（珪藻質泥岩）、入江野層（砂質泥岩）からなるが、入江野層は本図幅地域内には分布しない（酒井，1986）。棚倉破砕帯地域と太平洋岸地域の多賀層群は、地域間相互の対比が未確定なことと、層群中にいくつかのハイエイトラスが存在して層序が極めて複雑なことから本図幅では多賀層群として一括し、砂岩、硬質泥岩および珪藻質泥岩の3つの岩相に区分して表示した。棚倉破砕帯地域では、多賀層群は下位のIV期の瑞龍・源氏川層とは整合関係にあり、岩相も共通するが、15Ma前後の層準に一時的に岩相が浅海化して砂岩・礫岩及び凝灰岩からなる部分が発達するので、この浅海相の下限をもってIV期とV期の堆積物を区分した。水戸市付近の荒屋層・水戸層、瓜連町^{うりづら}付近の瓜連層、常陸太田市東方の長谷層、ひたちなか市の勝田層・磯崎層、日立市の滑川砂岩層・鮎川泥岩層（国分層）などが多賀層群に含まれる。

VI期の地層は、日立市南部にわずかに分布する離山層のみからなる。時代は前期鮮新世と推定されるが、確定的ではない。海成の砂質泥岩および凝灰岩からなり、多賀層群を不整合に覆う。

VII期の堆積物は、後期鮮新世の海成砂質泥岩及び泥岩からなり、下位の多賀層群を不整合に覆う。棚倉破砕帯地域南端の常陸太田付近の久米層と、日立市の海岸部に点在する助川層及び初崎層が、この時期の堆積物である。

（高橋雅紀・柳沢幸夫）

3.4 第四系

本地域の平野部及びその縁辺の丘陵には第四系の堆積物が分布する。真弓礫層は常陸太田市東部山地の標高約200mに分布する礫層であるが、穿孔貝の生痕を持つ礫を含むことから海成と考えられる。堆積年代は不明であるが、固結度から第四系とした。境林層は本地域北西部の標高150-200mの丘陵に分布し、主に礫層からなる中部更新統である。久慈川と那珂川に挟まれた瓜連丘陵に分布する第四系は、いくつかの埋没段丘堆積物とそれを覆う河谷埋積堆積物（引田層）からなる。友部層は笠間市及び八郷町の標高100m以下の丘陵に分布する海成の堆積物で、基盤岩の起伏を埋めるように分布する。これらの中部更新統の堆積年代については、友部層が貝化石群から下総層群地蔵堂層下部に対比されると考えられる（宮崎ほか，1996）以外は明らかでなく、同時異相の可能性もある。見和層（上部層）は、木下層とともに最終間氷期最高海面期（下末吉期；海洋酸素同位体ステージ5e）の海成の堆積物であり、平野部の台地に広く分布する。台地の基部には、より下位の層準の下総層群（上岩橋層、笠神層、石崎層など）が部分的に露出する。常総層は筑波台地及び新治台地の表層を薄く覆って分布する非海成の堆積物で、粘土質の部分は常総粘土層と呼ばれる。なお、地質図には表現していないが、赤城火山起源の降下テフラである赤城鹿沼軽石層（Ag-KP）が本地域の広い範囲に分布する。このテフラの降下年代としては31-32Kaのフィッシュントラック年代が得られており（鈴木正男，1976）、中位段丘以前の地形面を覆っている。

（吉岡敏和）

4. 地下資源

4.1 金属鉱物資源

本地域には現在稼行中の金属鉱山はないが、過去に産出した金属鉱物資源として、層状含銅硫化鉄鉱床からの銅・亜鉛、鉄質鉄床からのタングステン・金・銀・アンチモニー、堆積性鉄床からのマンガンなどがある。本図幅地域北東端に分布する日立変成岩は、日立鉱山、諏訪鉱山などの層状含銅硫化鉄鉱床を胚胎する（地質調査所，1956）。日立鉱山は本邦屈指の銅鉱山で、16世紀末の開山から1981年の閉山までに約3000万tの粗鉄から約50万tの銅と副産物の金・亜鉛を産出した（小村，1986）。

白亜紀に貫入した花崗岩類に関連するグライゼン型錫・タングステン鉄質鉄床である高取鉱山は、明治時代から1986年の閉山までに約50万tの粗鉄から約3000tのWO₂と副産物の錫・銅を産出した（通商産業省資源エネルギー庁，1987）。高取鉱山の東約5kmの錫高野にある茨城鉱山では、天正年間から明治時代まで高取鉄床に由来する砂錫が採取された。

本地域の北西部に広く分布する八溝層群中には小規模な鉄質金鉄質鉄床が点在し、北隣の「白河」地域南部の太子周辺にかけて八溝山地金鉄床群として知られている（地質調査所，1955）。八溝層群中には小規模な堆積性のマンガン鉄床も多数点在し、その多くはチャートに伴う（地質調査所，1954）。さらに同層群中には加賀田鉄床に代表される石灰岩を母岩とするスカルン鉄床も賦存しタングステンを産したが、いずれも規模は小さい（通商産業省資源エネルギー庁，1987）。

（関 陽児）

4.2 非金属鉱物資源

本地域からは、石灰石、滑石、陶土、珪石、長石が産出する。日立変成岩類中には古生代石灰岩の巨大ブロックが含まれ、大平田鉱山（稼行中）に代表される石灰石鉱山が点在し、セメント原料として利用されている（柴崎，1986）。日立変成岩類にはまた、超苦鉄質岩を母岩とする滑石鉄床が賦存し、その一部は現在も断続的に操業されている（平野，1985）。

本地域北西部の益子では、境林層に挟在する湖沼-河床成堆積物中のカオリン・モンモリロナイト質粘土が採掘され、民芸陶器（益子焼）用に利用されている（富樫ほか，1984）。益子の南東約15kmに位置する笠間周辺でも、ハロサイトを主成分とする粘土が採掘され民芸陶器（笠間焼）原料に利用されているが（小村，1987）、継続して採掘された産地がないため図上には記していない。

本地域南西部の筑波山塊では、山ノ尾鉱山に代表される白亜紀花崗岩を貫くベグマタイト脈に伴う珪石・長石が、ガラスや陶磁器原料として利用されてきた。

（関 陽児）

4.3 石材資源

本地域中西部の笠間市稲田および福原周辺では、白亜紀後期に八溝層群に貫入した稲田花崗岩が、またその南西約10kmの加波山から足尾山周辺では同時期に八溝層群起源の変成岩に貫入した筑波花崗岩が、それぞれ建築・土木用の石材として採掘されている。いずれの地域も多数の地点で採掘されているため、地質図上には個々の採掘地点は記していない。

（関 陽児）

4.4 温泉・鉱泉

本地域にはいくつかの温泉・鉱泉が分布する。金原（1992）によれば、これらのうち泉温25℃以上で湧出量毎分100ℓ以上の温泉には、益子温泉、岩手温泉（金砂礫町）、春園温泉（常北町）がある。

（吉岡敏和）

本地域の重力異常は、駒澤（1985）による縮尺20万分の1によるブーゲー異常図にその詳細は示されており、そのデータに基づき編集した。

測定重力値は、国土地理院の閲覧資料に基づき日本重力基準網1975（JGSN75）に準拠させた絶対重力値に変換した。ブーゲー異常を決定するには表層の密度を仮定せねばならないが、本地域に広範囲に分布しているのは新第三系及び第四系の堆積物であるため、それらの平均と考えられる 2.3g/cm^3 の密度を仮定して地形補正とブーゲー補正を実施した。地形補正については、地形を球面効果による沈み込みを考慮した方法（地質調査所重力探査グループ、1989）により実施した。使用した地形データは、陸域は建設省国土地理院が作成した標高に関する国土数値情報KS-110の250mメッシュデータを用いた。

本地域を特徴づけるものは、西半分を占める筑波山塊の高重力異常域と、水戸北部を中心とした東半分を占める低重力異常域である。重力異常は概ね表層地質構造を反映している。また、筑波山塊の高重力異常域は、東西で断層状の急勾配構造で画されている。特に、勾配が大きいところは、筑波山塊の西縁部に見られ鳥山-菅生沼構造線（大井、1962）に対応する。そこでの基盤の落差は2km程度に達する（駒澤・長谷川、1988）。筑波山塊の東縁部の急勾配構造については、弾性波探査から断層状構造（横倉ほか、1985）が想定されている。

重力異常には深い構造による重力効果も重畳されているため、深度数km程度の浅い地質構造を見るには必ずしも見やすいとは限らない。そこで数kmで浅い構造を抽出した2kmの上方接続を広域傾向面とした残差（上方接続残差）を第3図に示す。負値には、影を付けて表示してある。また、上方接続残差の特徴としてゼロ線が断層状構造の最急勾配を示す。以下、上方接続残差の特徴を述べる。

第3図では水戸北方の那珂町付近を中心とした低重力域が顕著で、南北に伸びた基盤の落ち込み域に新第三系が分布し低重力域を形成している。基盤深度は、低重力域の中心域では1kmを越えていると見積もられる。この低重力異常域の北東の日立市-常陸太田市には、急勾配構造で画されるように高重力異常域がみられ、高密度の古生層基盤岩の分布に一致する。また、ここで言及した急勾配構造は、棚倉構造線の南方端に対応している。また、つくば市谷田部付近にも筑波山塊から分離した形態で高重力異常がみられるが、基盤の盛り上がりだけでは説明できず、高密度の斑れい岩が存在する可能性が考えられる。北浦付近の高重力異常についても、基盤の盛り上がりだけでは説明できず、那珂湊や鹿島（鹿嶋）の坑井で確認されている白亜系に比べて高密度の岩体を想定する必要がある。筑波山塊については、概ね正異常を示しているが、詳細にみると縁の部分の方が高異常を示し、中心域の残差値が小さくなっている。特に、中心部に負値を示す領域がみられる。解釈としては、中生界に比べ、貫入してきた後期白亜紀-古第三紀花崗岩の密度が小さいことを示している。浮力で貫入してきたとすれば整合的である。

（駒澤正夫・広島俊男）

The 1:200,000 Mito quadrangle is located in the northeast marginal area of the Kanto Plain on the Pacific Ocean side of central Japan. In this district, pre-Neogene bedrocks and Neogene sedimentary and volcanic rocks are distributed in the mountainous area, and Quaternary marine to nonmarine sediments are widely distributed in the plain area.

Pre-Neogene bedrocks are divided by the Tanagura Tectonic Line (TTL) into the Ashio and Abukuma Belts. On the eastern side of the TTL, the Hitachi Paleozoic Formations (the Hitachi Metamorphic Rocks), the Nishidohira Metamorphic Rocks and the Tamadare Metamorphic Rocks are distributed. The Hitachi Paleozoic Formations are similar in age and lithostratigraphy to those of the Upper Paleozoic formations in the South Kitakami Mountains. The Hitachi Paleozoic Formations are intruded by schistose biotite hornblende granodiorite. Both of the Formations and granodiorite are intruded by Cretaceous granitic rocks, so called Abukuma Granitic Rocks.

On the western side of the TTL, the Yamizo Group of the Jurassic accretionary complex is widely distributed in the Yamizo Mountains. This Group is mainly composed of sandstone, shale and chert, and shows east-facing imbricated structure accompanied by many thrust faults. The Tsukuba Metamorphic Rocks and Wagakunisan Metamorphic Rocks suffered high temperature and low pressure (low P/T) metamorphism due to intrusion of Late Cretaceous to Early Paleogene granitic rocks in the Tsukuba Mountains. Original rocks of these metamorphic rocks are continuous into sedimentary rocks of the Yamizo Group. Small amount of Late Cretaceous gabbroic rocks and Early Cretaceous dioritic rocks are distributed in the Tsukuba Mountains and Yamizo Mountains. The upper Cretaceous Nakaminato Group exposed along the east coast is made up of turbidites of sandstone and mudstone.

The Neogene sedimentary and volcanic rocks unconformably overlie the pre-Neogene rocks, and are distributed around the Yamizo and Abukuma Mountains in the northern part of the district. The lower Miocene to lowest middle Miocene sequence is composed of terrestrial volcanic rocks and fluvial sediments. The middle to upper Miocene sequence consists mainly of marine diatomaceous mudstone or hard siliceous mudstone. The Pliocene deposits in this district are composed of sandy mudstone, unconformably overlying the Miocene formations.

Quaternary sediments are distributed in the Kanto Plain, and are divided into the Middle Pleistocene sediments, the last interglacial marine sediments, and Holocene alluvial deposits. The Middle Pleistocene sediments constitutes hills. The Middle I terrace surfaces are represented by the last interglacial marine sediments.

平成13年3月12日印刷
平成13年3月16日発行
著作権所有・発行者

許可無く複製を禁ずる

「この地質図の作成に当たっては、建設省国土地理院長の承認を得て、同院発行の20万分の1地勢図を使用しました。（承認番号 平11総使、第203号）」

金属鉱業事業団未公表資料：昭和61年度広域地質構造調査「笠間地域」（金属鉱業事業団、12鉱事第143号による承認）

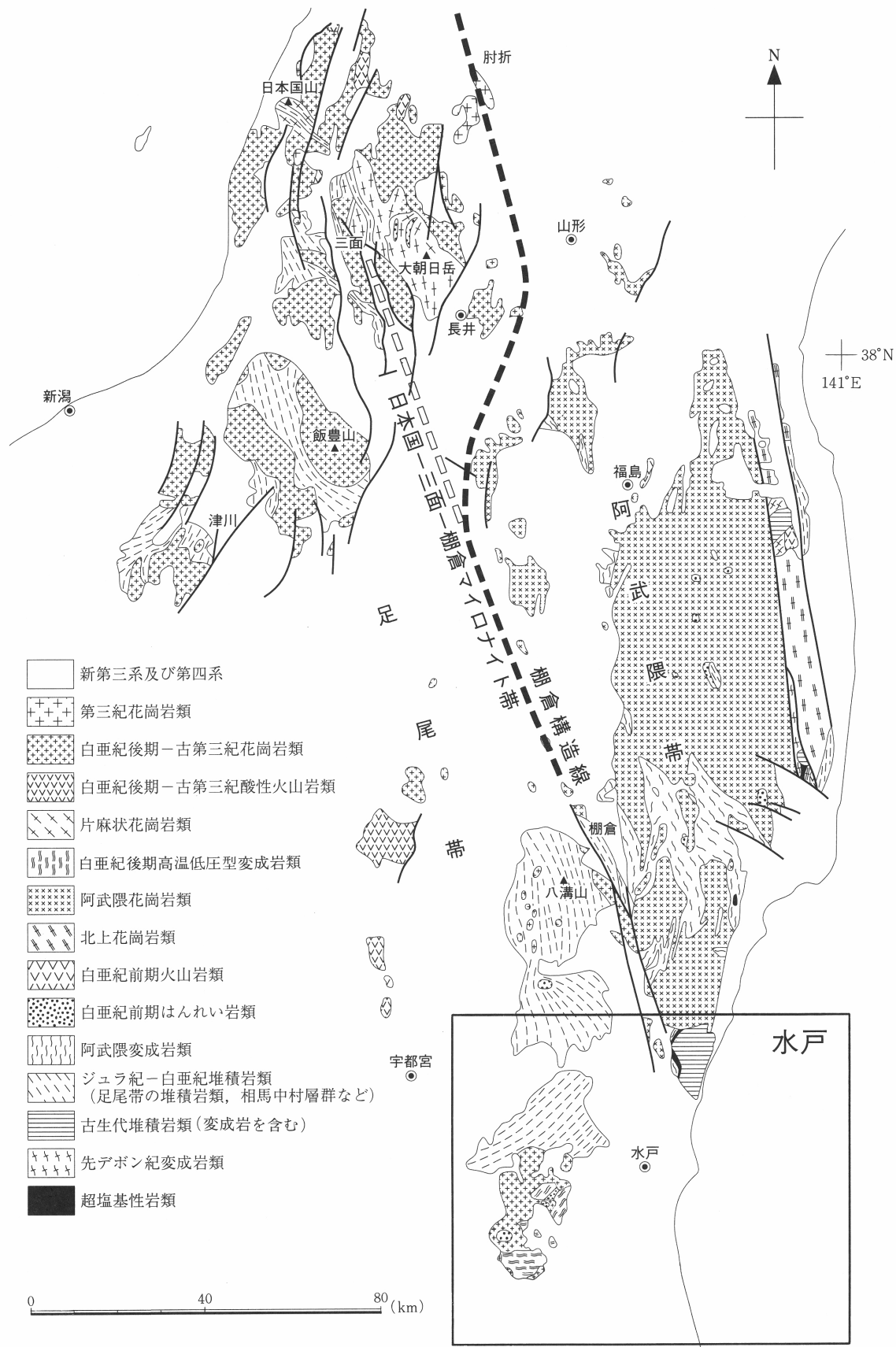
経済産業省産業技術総合研究所地質調査所
所長 小玉喜三郎

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3
TEL (0298)61-3601 (情報管理普及室)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN © 2001

Kisaburo KODAMA, Director-General

株式会社 八州印刷(10色刷)

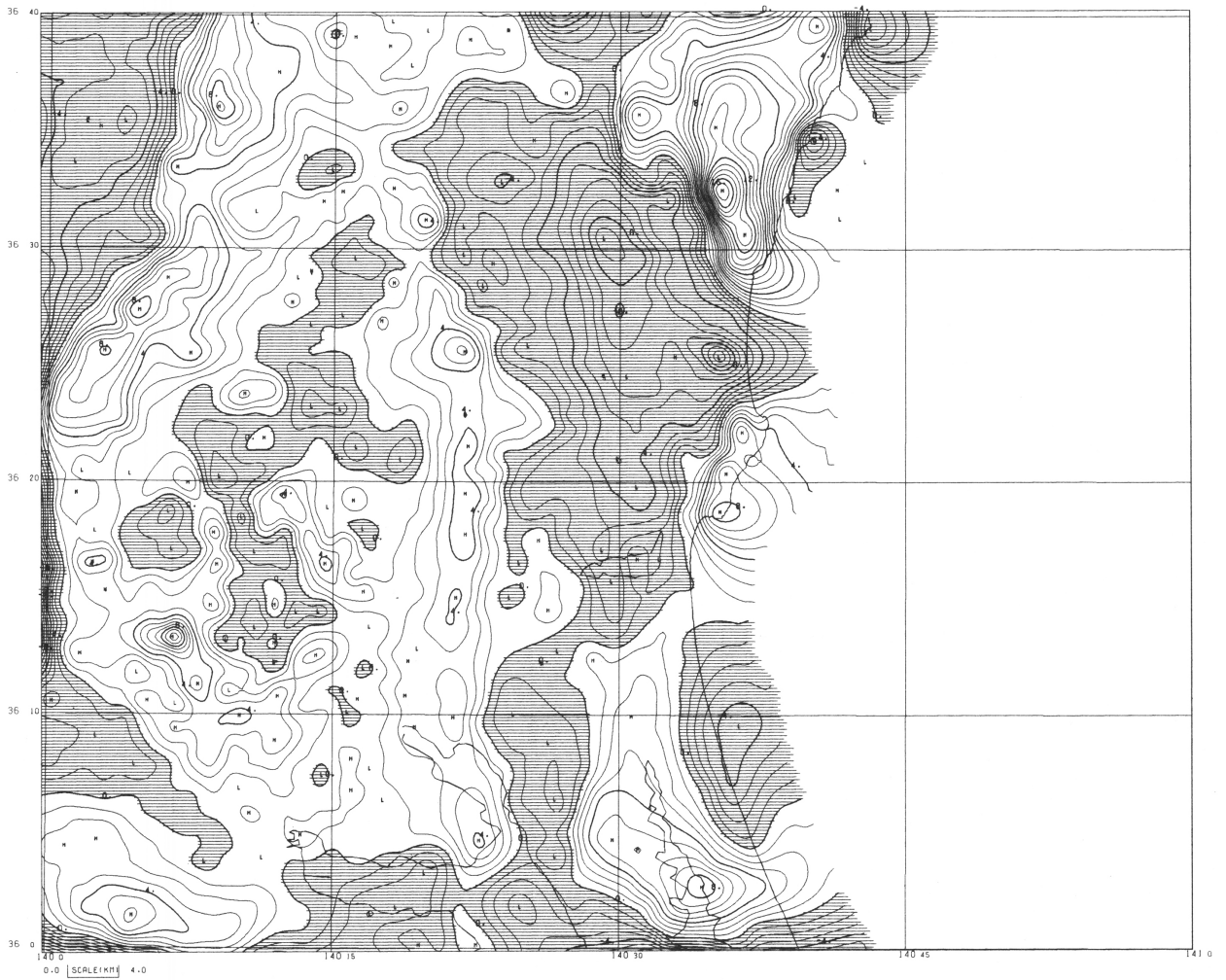


第1図 棚倉構造線周辺における先新第三紀基盤岩類の地質概略図 (土谷ほか, 1999 を一部改変)

時代	烏山・茂木	棚倉破砕帯			太平洋岸		区分	主要な岩相	
		山方・水府	常陸太田	水戸・桂 大宮・瓜連	ひたちなか	日立			
鮮新世	後期					初崎層 助川層	VII 久米	海成 砂質泥岩・砂岩	
	前期		久米層		久米層	離山層	VI 離山	海成 砂質泥岩・凝灰岩	
中新世	後期	入江野層*	多賀層群	長谷層	水戸層 (瓜連層)	未命名層	多賀層群	V 多賀	海成 珪藻質泥岩 硬質泥岩 砂岩
		田野倉層				未命名層			
	大金層	多賀層群	荒屋層	磯崎層	滑川砂岩層				
	小埜層			勝田層					
	中期	荒川層群	源氏川層 瑞龍層	源氏川層 瑞龍層	東金砂礫岩	坂地層	殿山層	IV 源氏川 瑞龍	
前期	中川層群	大門口凝灰岩	大門層	大門層	(石塚層)		III 大門	海成 泥岩・砂岩	
		北多気層	浅川層	浅川層	勝美沢層		II 浅川	汽水成 礫岩・砂岩・泥岩 河川成	
		茂木層					I 北多気	陸成 火山岩・火砕岩類	

*入江野層は、本図幅地域内に分布しない。

第2図 水戸図幅地域内の新第三系の対比



第3図 重力異常の2km上方接続残差図