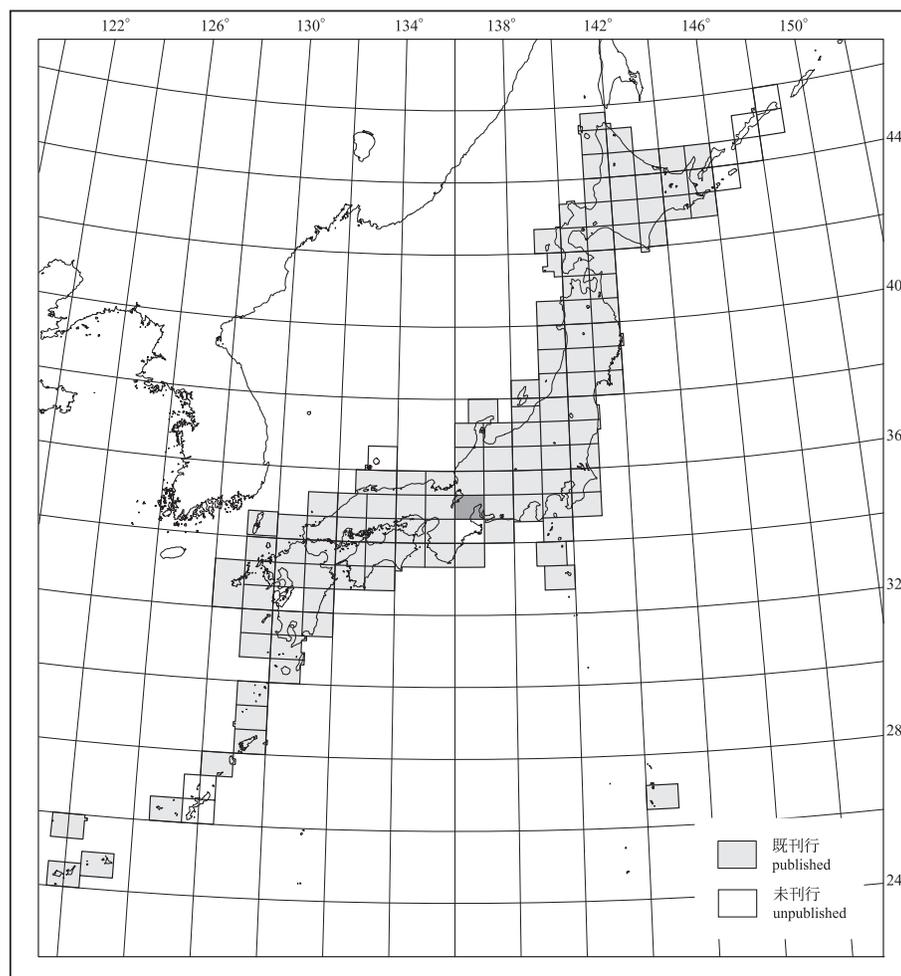


# 20万分の1地質図幅「名古屋」 (第3版)

## GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, NAGOYA (3rd EDITION)

水野清秀・小松原 琢・脇田浩二・竹内圭史・  
西岡芳晴・渡辺 寧・駒澤正夫

Kiyohide MIZUNO, Taku KOMATSUBARA, Koji WAKITA, Keiji TAKEUCHI,  
Yoshiharu NISHIOKA, Yasushi WATANABE and Masao KOMAZAWA



平成21年  
2009

# 1. はじめに

20万分の1地質図幅「名古屋」は、産業技術総合研究所地質調査総合センターおよびその前身の工業技術院地質調査所が編集発行している地質図幅のひとつである。本図幅は第1版が1956年、第2版が1981年に刊行され、これが第3版に当たる。本図幅の作成に当たっては、主に最新の既存資料に基づき編集しているが、若干の現地調査を実施して補足した。特に、沖積層の細分と活断層の識別が第2版と大きく異なる点である。

本図幅の作成に当たって、静岡大学理学研究科の南部拓未氏には養老山地のジュラ紀付加コンプレックスに関する情報を、また元地質情報研究部門の山口正秋博士には濃尾平野及び伊勢湾沿岸域の沖積低地に関する情報を、それぞれ提供していただいた。これらの方々深く感謝申し上げます。

# 2. 地形

20万分の1「名古屋」地域は、近畿地方東部から中部地方西部に位置し、名古屋市街域を東端に含んでいる。この地域は、近畿三角帯（Huzita, 1962）とよばれる近畿中軸部の平野・盆地と山地列の東端部からその東の濃尾傾動地塊（松沢・桑原, 1964）に当たる。鮮新世以降の地殻変動が著しい地域である。山地と丘陵あるいは平野との間には、大規模な断層が存在することが多く、明瞭な地形境界が存在していることが多い。本地域のほぼ中央部には、東西幅15kmほどの鈴鹿山脈及びその南の布引山地がほぼ南北に伸びており、1,200~600m程度の標高を示す。その東西両側には断層が存在している。鮮新世以降の地層から構成される丘陵地や台地と接している。鈴鹿山脈の北東側には北北西-南南東方向に伸びた標高800~600m程度の養老山地があり、その東側は、養老断層によって形成された急崖をもって濃尾平野と接している。濃尾平野は養老断層による傾動沈降運動によって形成された大規模な平野であり、名古屋市街地のあたりから東で台地へ丘陵地となる。この丘陵地は南の知多半島までほぼ南北に続いている。濃尾平野には木曾川、長良川、揖斐川といった大河川が北方より流れ込んでいる。河口域から南は伊勢湾となり、沿岸域には干拓地や埋立地が広がっている。また伊勢湾西岸地域には海岸線と平行に南北に低地が続く伊勢平野がある。鈴鹿山脈の北西側には、琵琶湖とその周辺の低地からなる近江盆地が広がっており、本地域内にはその中央部が位置する。近江盆地南方には丘陵地と山地が広がっており、特に本地域南西部には標高700~500m程度の信楽山地がある。その南端には木津川断層帯があり、急崖をもって小規模な上野盆地及びその周辺の丘陵地と接している。

(水野清秀)

# 3. 地質

## 3.1 地質概説

本図幅地域は、先新第三紀の地帯構造区分によると西南日本内帯に属し、美濃帯及び丹波帯の付加コンプレックス、領家帯の変成岩類及び深成岩類、両者を貫いて山陽帯の花崗岩類及び火山岩類が分布する。付加コンプレックスは、ペルム紀の石灰岩・玄武岩、主として三疊紀から前期ジュラ紀のチャート、前期ジュラ紀から最前期白亜紀の砂岩・泥岩などからなり、主にジュラ紀に海溝陸側において付加プロセスによって形成されたもので、鈴鹿山脈、養老山地、名古屋市北方、琵琶湖南方などに露出している。領家帯は、これらの付加コンプレックスが後期白亜紀に高温低圧型の変成作用を受けて形成されたもので布引山地にみられる。この変成作用と関連する領家深成岩類は鈴鹿山脈南部から信楽山地にかけて分布する。後期白亜紀-古第三紀に貫入あるいは噴出した山陽帯花崗岩類や湖東流紋岩類と呼ばれる火山岩類は、鈴鹿山脈中部、信楽山地北部から琵琶湖周辺の孤立した山地などに分布している。

これらの先新第三紀基盤岩類を覆って、瀬戸内中新統と呼ばれる、下部に淡水成の地層を伴う海成堆積岩類が鈴鹿山脈南部から知多半島にかけて点在している。また淡水成の地層からなる鮮新・更新統、古琵琶湖層群及び東海層群が琵琶湖周辺や伊勢湾周辺などの丘陵地に広く分布している。段丘堆積物はこれらの丘陵頂面や周囲の台地・

山麓部などに分布しており、沖積層は、琵琶湖周辺、濃尾平野、伊勢平野などの低地に広がっている。また近江盆地、濃尾平野の地下には厚い鮮新世~第四紀堆積物が埋積されている。

(水野清秀)

## 3.2 ジュラ紀付加コンプレックス（美濃帯及び丹波帯）

鈴鹿-養老山地、名古屋市北方、琵琶湖南方の小山地及び信楽山地内に、ジュラ紀付加コンプレックスが分布している。主に、砂岩・泥岩・チャート・珪質泥岩・石灰岩・玄武岩などからなる。石灰岩・玄武岩とチャートの一部はペルム紀に形成された岩石であり、チャートの大部分は三疊紀から前期ジュラ紀の堆積岩である。一方、砂岩・泥岩は、前期ジュラ紀から最前期白亜紀に堆積した。これらの岩石は、主にジュラ紀に海溝陸側における付加過程で複雑な地質構造を獲得し、付加コンプレックスを形成した。

岩相や岩石の年代の違いによって、美濃帯のジュラ紀付加コンプレックスは、舟伏山ユニット（中期ジュラ紀）、久瀬ユニット（中期ジュラ紀）、上麻生ユニット（中期ジュラ紀）、金山ユニット（後期ジュラ紀-最前期白亜紀）に区分される（脇田, 2000）。舟伏山ユニットは鈴鹿山脈に広く分布し、ペルム紀の石灰岩・玄武岩・チャートの巨大スラブから構成され、部分的に泥質混在岩を含むメランジュである。久瀬ユニットは、主に鈴鹿山脈西麓に分布し、泥質混在岩が卓越し、チャートのスラブをしばしば伴う。まれに玄武岩のスラブや砂岩卓越の砂岩泥互層などを伴う。上麻生ユニットは、下位から砥石型珪質粘土岩、チャート、珪質泥岩、砂岩及び砂岩泥互層と重なる海洋プレート層序が断層で繰り返す岩相と構造を特徴とする。本地域では養老山地地域に分布し、砂岩が卓越する。金山ユニットは、最前期白亜紀の泥岩を含むメランジュで、泥質混在岩からなる泥質部分と、チャートや砂岩などの巨大なスラブから構成される。金山ユニットは、本図幅地域の北東部にわずかに分布する。上麻生ユニットは、それぞれの地層・岩石は高角に傾斜しているが、養老山地において波長30km程度の褶曲をしている。久瀬ユニットも明瞭ではないが、同オーダーの褶曲をしていると推定される。舟伏山ユニットは、久瀬ユニットや上麻生ユニットの上に衝上断層で構造的に重なっている。

琵琶湖南方の小山地及び信楽山地内のジュラ紀付加コンプレックスは、丹波帯I型地層群に属し、主に砂岩泥互層・泥岩・チャート・砥石型珪質粘土岩・石灰岩からなる。チャートが最も卓越しており、地質図には示していないが、泥質混在岩や玄武岩もわずかに分布している。

(脇田浩二)

## 3.3 後期白亜紀変成岩類（領家帯変成岩）

領家帯変成岩は美濃-丹波帯のジュラ紀-白亜紀付加体が後期白亜紀に高温低圧型の領家帯変成作用を受けたもので、本図幅地域内には鈴鹿山脈南部の布引山地周辺に分布する。新时期家深成岩類により貫入され、中新統・鮮新統などに覆われる。地質構造は全体として北西-南東から東西走向で、構造的低位にあたる南部では見かけ上北東へ傾斜する等斜構造、構造的上位の北東部では背斜向斜が繰り返す褶曲構造をなす。本図幅では吉田ほか（1995）、川辺ほか（1996）に従い、領家帯変成岩を岩相により下部（M1）と上部（M2, M3）に区分した。領家帯変成岩の原岩は、M1・M2は主に砂岩泥岩からなり、構造的最上位にあたる北東部（M3）は石灰質砂岩を含む砂岩泥岩からなる。他に少量のチャートとごく僅かの苦鉄質火山岩・石灰岩を含む。領家帯変成岩はいずれも岩石名では片麻岩に相当し、下部（M1）は層状花崗岩質岩（リューコゾーム）を伴うことが特徴である。変成作用については高橋・西岡（1994）、Kawakami（2001）、Kawakami and Kobayashi（2006）の研究がある。変成作用は角閃岩相で、花崗岩による接触変成を除き珪線石カリ長石帯とざくろ石重青石帯の2帯に分帯され、両帯の境界は地質図の上部（M2とM3）内の下部よりの位置にある（Kawakami, 2001）。またSuzuki and Kato（2008）はモナザイトのCHIME年代値80-100Maを報告している。花崗岩による接触変成のため、非変成付加体との間にある低変成度の帯は本図幅地域内では識別されていない。

(竹内圭史)

### 3.4 後期白亜紀—暁新世火成岩類

#### 3.4.1 領家深成岩

領家深成岩は領家変成岩に密接に伴って分布する深成岩で、後期白亜紀の領家変成作用と同時期あるいはその前後に貫入したと考えられる。本図幅地域では南西部に広く分布する。領家深成岩は花崗岩類を主とするが斑れい岩や閃緑岩などの苦鉄質岩類もしばしば産出する。領家深成岩は産状と貫入時期から大きく4つのステージに区分でき(高橋ほか, 2006; 田結庄ほか, 1985など)、本図幅ではそれらを古いほうから順に領家深成岩I~IVと呼ぶ。なお、本図幅で用いる深成岩類の名称はIUGSによる分類(Le Maitre, 2002)に従っている。

領家深成岩Iは、顕著な片麻状構造を有するトータル岩—花崗岩を主とし、一部斑れい岩類を伴う。本図幅地域では城立トータル岩が相当する。放射年代値としてはジルコンのU-Pb年代として87~92Ma(石坂, 1969: 南隣「伊勢」図幅地域内)などが得られている。

領家深成岩IIは、中—粗粒の塊状花崗閃緑岩—モンゾ花崗岩を主とし、しばしば弱い片麻状構造を示す。比較的規模の大きな岩体を形成する。また、単一岩体において少量の同時性の閃緑岩類を伴うことがしばしばある。加太花崗閃緑岩、信楽花崗岩、柳生花崗岩、雨引山花崗岩及び観音寺花崗閃緑岩が相当する。放射年代値として柳生花崗岩の68Ma及び信楽花崗岩の68.4~72.6Ma(黒雲母のRb-Sr年代: 早瀬・石坂, 1967)などが求められている。

領家深成岩IIIは、ストック状の小岩体として産する。塊状—弱片状の細—中粒トータル岩—花崗閃緑岩が主で、一部花崗岩も含む。野登山花崗閃緑岩、金場トータル岩及び荒木花崗閃緑岩が相当する。

領家深成岩IVは、細粒黒雲母モンゾ花崗岩を主とし、白雲母を含むことも多い。本図幅地域で阿保花崗岩が相当する。

#### 3.4.2 山陽帯花崗岩類

山陽帯花崗岩類(Ishihara, 1971)は後期白亜紀に丹波帯や美濃帯に貫入した花崗岩類である。これらの花崗岩類は貫入時期や岩相、鉱床の特徴から6つに区分でき(高橋ほか, 2006など)、本図幅にはその4番目の区分に相当する岩体が分布する。この区分の深成岩類は、粗粒の黒雲母花崗岩を主とし、細粒相を含む。本図幅内では鈴鹿花崗岩、鮎河花崗岩、野洲花崗岩、田上花崗岩、谷尻谷斑状花崗岩、石子山花崗岩、比良花崗岩及び苗木・上松花崗岩が相当する。放射年代値としては、鈴鹿花崗岩の79.7±3.5Ma及び94.5±1.4Ma(Rb-Sr全岩アイソクロン年代: 沢田ほか, 1994)、野洲花崗岩の69.7±3.5Ma(黒雲母のK-Ar年代: 沢田・板谷, 1993)などが得られている。

#### 3.4.3 湖東流紋岩類

琵琶湖の南東に分布する後期白亜紀—暁新世の火山岩類である。岩脈の貫入時期や不整合などを基準に大きく2つに分けることができる。なお、これらの岩脈も含めて湖東流紋岩と呼ぶこともあるが、本図幅では区別して示した。

湖東流紋岩Iは、鈴鹿山脈西麓に分布する。輝石、角閃石、黒雲母を含む流紋岩—デイサイト溶結凝灰岩を主とする。萱原溶結凝灰岩や佐目溶結凝灰岩などが相当する。放射年代値としては萱原溶結凝灰岩の64–70Ma(全岩のK-Ar年代: 原山ほか, 1989)及び57–71Ma(ジルコンのフィッショントラック年代: 伊藤, 1989)などがある。

湖東流紋岩IIは、近江盆地に点在して分布し、平野部岩体と呼ばれる。角閃石や黒雲母を含む流紋岩溶結凝灰岩を主とする。奥島山溶結凝灰岩、瓶割山溶結凝灰岩、八尾山火砕岩、荒神山溶結凝灰岩、沖島溶結凝灰岩、宮ヶ浜溶結凝灰岩などが相当する。放射年代としては、奥島山溶結凝灰岩の57.3±2.9Ma及び60.7±3.0Ma、瓶割山溶結凝灰岩の58–62Ma(ジルコンのフィッショントラック年代: 伊藤, 1989)などがある。

#### 3.4.4 岩脈

後期白亜紀~古第三紀の岩脈は、他の火成岩類との地質学的な関係や放射年代を参考に2つに区分した。

岩脈Iは、湖東流紋岩IIの噴出以前の、およそ76Maより前に貫入したと考えられるもので、斑状の輝石含有黒雲母花崗岩や単斜輝石

角閃石黒雲母トータル岩などからなる。秦荘石英斑岩や猪ノ鼻トータル斑岩などが含まれる。

岩脈IIは、湖東流紋岩IIの噴出以降の、およそ76Maより後に貫入したと考えられるものを主とするが、貫入時期の不明な一部の岩脈もこれに含めた。斑状の角閃石含有黒雲母花崗岩や斑状の角閃石黒雲母花崗岩などからなる。犬上花崗斑岩などが含まれる。放射年代値としては犬上花崗斑岩の55.5±5.0Ma(ジルコンのフィッショントラック年代: 伊藤, 1989)などが得られている。

(西岡芳晴)

### 3.5 中新世堆積岩類(瀬戸内中新統)

西南日本に広く分布する海成中新統は瀬戸内中新統と呼ばれ、本図幅地域にも鈴鹿山脈周辺などに分布する(吉田, 1992; 糸魚川・柴田, 1992)。分布地域が分かっているためそれぞれに地層名が付けられており、鈴鹿層群・一志層群・鮎河層群・阿波層群・千種層、仏峠層など及び知多半島の師崎層群がある。

これらは鈴鹿層群の下半部が湖成層である以外は、前期中新世末から中期中新世初頭(浮遊性有孔虫化石層序のN.7からN.8)の海進に伴って堆積した海成層からなる。本図幅ではこれらを、淡水成層からなる下部、浮遊性有孔虫化石層序のN.7にあたる中部、同N.8の上部に3区分した(第1図)。

なお、本図幅ではできるだけJIS A 0204及び日本地質学会「地層命名の指針」(2000)に沿うよう、原典の地層名に層(累層)・部層が明記されていない場合には層・部層をつけた地層名とし、阿波層群の各部層は層(累層)として扱った。「上部累層」などの名称は好ましくないとされるが原典のままとした。

#### 3.5.1 鈴鹿層群

鈴鹿層群は鈴鹿山脈中央部の亀山市加太・関町地域に分布する。下部・中部・上部の3累層に区分されている(宮村ほか, 1981; 吉田ほか, 1995)。下部累層・中部累層は、各地に分布する他の瀬戸内中新統よりも古い湖成層である。

西部の加太盆地には下部累層・中部累層が分布し、これらは宮村ほか(1981)、吉田ほか(1995)により5部層2岩相に細分されている(第1図)。下部累層は層厚400–0m、中部累層は1,200mで、礫岩・砂岩・泥岩からなり石炭層を挟有する。東部の関町地域には中部累層・上部累層が分布し、上部累層は層厚500m以上の砂岩・泥岩からなる。中部累層は3部層、上部累層は2部層に区分され、中部累層・上部累層がそれぞれ1回の堆積サイクルを示す(宮村ほか, 1981; 吉田ほか, 1995)。

#### 3.5.2 一志層群

一志層群は津市西部から南隣「伊勢」図幅地域にかけて広く分布する。堆積盆地の主体では下位より波瀬層・家城層・大井層・片田層の4累層に区分され、家城層は波瀬層・大井層下部と同時異相関係にある。各層はそれぞれ2ないし3の部層・岩相に細分されている(柴田, 1967; 吉田ほか, 1995)。大井層は盆地北辺部では粗粒な4部層が区分されている(吉田ほか, 1995)。一志層群は厚さ数十cmから数十mの泥岩・砂岩・礫岩からなり流紋岩質凝灰岩を挟有する。本図幅地域には一志層群分布域の北半部が含まれ、波瀬層を除く3層が分布し全層厚は1,200m以上に達する。

#### 3.5.3 鮎河層群

鮎河層群は鈴鹿山脈西部の甲賀市地域に分布する。礫岩・砂岩・泥岩・凝灰岩からなる層厚350–750mの海成層である。土山層・黒川層・丸田谷層の3累層に区分され、さらに土山層は2部層、黒川層は5部層、丸田谷層は2部層に細分されている(吉田, 1978)。貝化石などを多産する(村松, 1992など)が、時代対比に有効な微化石の産出はわずかで、凝灰質な岩相により鮎河層群の下半部が一志層群下半部に対比されている(宮村ほか, 1981)。

#### 3.5.4 阿波層群

阿波層群は下位より東谷畑層・子延層・平松層・榎野層に区分される(吉田ほか, 1995)。厚さ数m–数十mの礫岩・砂岩・泥岩から

なり流紋岩質凝灰岩を挟有する。層厚は550mである。最近、藤原ほか(2005)は、子延層と平松層を一括して平松層と再定義したほか、従来チャネル構造と考えられていた横野層基底の浸食面を、構造差をもつ不整合とみなしている。本図幅では、東谷畑層・子延層を下部(S7)、平松層・横野層を上部(S14)に区分した。

### 3.5.5 千種層

千種層は鈴鹿山脈東縁に沿って一志断層系に切られながらごく狭長に分布する(宮村ほか, 1981; 原山ほか, 1989)。吉田(1987)によれば、下位より朝明川砂岩泥岩部層、杉谷川泥岩部層、尾高高原砂岩部層の3部層に区分される。全層厚は少なくとも250m以上ある。いずれも海成層で、浮遊性有孔虫化石に基づき杉谷川部層がN.8下部、尾高高原部層がN.8上部である。

### 3.5.6 仏峠層など

鈴鹿山脈の稜線には各所に礫層が散在する。仏峠層は「亀山」図幅の宮越山の尾根に分布する厚さ60mの礫岩砂岩層である。従来は中新統より新しい地層と考えられていたが(西川ほか, 1980)、宮村ほか(1981)は岩相から西方に分布する鮎河層群下部一中部に対比している。「御在所山」図幅地域でも礫層がごく小規模に散在し、地質図には政所礫層のみを示した。

### 3.5.7 師崎層群

知多半島南部に分布する師崎層群は、下位より日間賀・豊浜・山海・内海の4層に区分される(近藤・木村, 1987)。このうち日間賀層の大部分は東隣「豊橋」図幅地域に分布する。いずれも砂岩泥岩互層を主とする。微化石及び古地磁気による地質時代は、浮遊性有孔虫層序のN.6-N.7、珪藻層序のC5Dすなわち17.6Ma前後頃である(Hayashida, 1986; Yoshida, 1991; 伊藤ほか, 1999)。分布地域が離れているため、鈴鹿山脈地域の中新統との岩相対比は不確実である。

(竹内圭史)

## 3.6 鮮新世—中期更新世堆積物(古琵琶湖層群・東海層群など)

本地域には、鮮新世以降形成された内陸域の堆積盆地が広く分布して、上野盆地及び近江盆地を中心とする地域と濃尾平野及び伊勢湾周辺地域に分けられる。この2つの地域の丘陵地を構成している地層は、それぞれ古琵琶湖層群及び東海層群と呼ばれ(石田・横山, 1969)、どちらも淡水成のシルト層、砂層、礫層の互層からなる地層である。古琵琶湖層群では、50~100万年程度の間隔で、堆積場の移動や層相の大きな変化があり、それらを基に地層区分がされているが、ここでは吉川・山崎(1998)の地層区分に従った。また本図幅では、第2図に示すように地層境界の年代を指定して5つの時代の地層に区分して図示した。一方、東海層群では、地層区分は層相に基づいていて、側方の変化が激しいため、地層境界と時間面とは斜交している場合が多い(吉田, 1990など)。そこで、古琵琶湖層群とほぼ同じ時間スケールで、第2図に示すように5つの時代の地層に区分した。東海層群の地層区分は、研究者間でかなり異なっているが、主に5万分の1地質図幅で用いられた区分と地層名を使用した。なお、地層名は、従来使用されている名称、「累層」、「礫層」などを「層」、「礫部層」などに変更した。両層群には、対比できる広域テフラが多数挟まれていて、これらと植物化石・哺乳動物化石層序やテフラの年代測定結果など(吉川・山崎, 1998; 吉田, 1993など)を総合すると、東海層群がおよそ5Ma頃から、また古琵琶湖層群がやや遅れて4.5Ma頃に堆積を開始したと推定される(第2図)。なお琵琶湖や濃尾平野は現在での堆積場であるが、そこでの堆積物は古琵琶湖層群や東海層群とは区別されている。

古琵琶湖層群は、上野盆地を中心としてまず上野層、伊賀層が堆積した後、より北方の甲賀地域(阿山層、甲賀層)、琵琶湖南方(蒲生層、草津層)、琵琶湖西岸(堅田層、伊香立層)を中心とする地域へと、時代と共に堆積場を順に移動させている(吉川・山崎, 1998; 橋本ほか, 1998など)。伊賀層堆積時には、信楽山地及びそ

の南に信楽礫(部)層・北又礫(部)層と呼ばれる湖東流紋岩礫を多量に含む礫層がみられ(横田ほか, 1978)、また阿山層・甲賀層では湖沼堆積物が発達している(川邊, 1981など)。草津層及び伊香立層では、砂礫層が卓越している(古琵琶湖湖体研究グループ, 1977, 1981; 田村ほか, 1993, 吉川・山崎, 1998など)。

本図幅地域における東海層群の最下部層準(豊丘層、西行谷層及び小山層)は、礫層を主体とし、知多半島南部及び鈴鹿山脈南部の東縁に露出している。鈴鹿山脈の山稜部に分布する礫層の一部もこれらの層準に相当する可能性があるが、本稿では中新統とみなした。さらに上位に重なる常滑層、桶原層などのシルト層、砂層を主体とする層準は、名古屋東部、知多半島や伊勢湾西岸丘陵に広く分布する(牧野内, 1975; 吉田, 1990など)。養老山地南縁に分布する礫層主体の美鹿層及び石樽層の年代は正確に把握できないが、この層準を含めた。鈴鹿山脈南東の丘陵に分布する亀山層は、この層準を含めてさらに上位の広い層準を占めているが、地質図では野村火山灰層(宮村ほか, 1981)を境に、上下2層準に区分した。野村火山灰層は、知多半島常滑層最上部に挟まれる天神池火山灰層(吉田・尾崎, 1986)に対比される(吉川, 2001)。したがって亀山層上部から上位の層準は、伊勢湾西岸~養老山地西部丘陵地域にのみ露出することになる。亀山層上部に相当する地層は養老山地南部では、古野層、市之原層などと呼ばれている。さらに上位の地層は、桜村層(大泉層)、米野層(力尾層)などに区別されている。このうち米野層層準には砂礫層が広く発達している(吉田, 1990など)。

古琵琶湖層群と東海層群に挟まれているテフラのうち、広域テフラとして重要なZnp-大田テフラ(約3.9Ma)、土生滝I-MT2テフラ(約2.8Ma)、恵比須峠-福田テフラ(1.75Ma)(里口ほか, 1999など)に対比される喰代II-阿漕-大谷-大田-上野火山灰層(Ak)、相模I-長明寺II-南谷I火山灰層(Sa)、五軒茶屋-蒲生堂-北脇-富之尾-嘉例川-杉谷III火山灰層(Go)(吉川ほか, 1991; 里口ほか, 1999; 吉川, 2001など)の分布を地質図に示した。

名古屋市街地東部の丘陵地には唐山層及びその上位に重なる八事層、知多半島北部には加木屋層と呼ばれる砂礫層主体層が分布している。これらは東海層群下部(常滑層など)を不整合に覆っているが、米野層層準あるいはそれより新しい層準と推定されている(坂本ほか, 1984など)。

(水野清秀)

## 3.7 中期更新世—完新世堆積物

### 3.7.1 段丘堆積物

本図幅では段丘堆積物を形成年代によって、中期更新世後半に堆積した高位段丘堆積物、後期更新世前半(最終間氷期)に堆積した中段位段丘堆積物および後期更新世後半~完新世前半(最終氷期~後氷期)に堆積した低位段丘堆積物に大別した。なお、本地域の段丘堆積物からテフラや<sup>14</sup>C年代など良好な年代指標が得られることは少ないが、テフラ、堆積物や表土の色調が詳細に記されている資料(池田ほか, 1991; Kimura, 1971, 1972, 1973; 牧野内, 1980, 1985; 各地質図幅など)を参照して区分した。

高位段丘堆積物は、著しく風化した礫を含み、赤褐色土を伴う段丘面を構成する堆積物を一括したものである。本図幅では複数の段丘面構成層を総称し、知多半島の武豊層や伊勢平野の見当山層など、下位の東海層群や古琵琶湖層群を不整合に覆い丘陵頂部を構成する中部更新統(最高位段丘堆積物)も高位段丘堆積物に含める。武豊層とその一段低位に段丘面を構成する亀崎段丘堆積物には海成堆積物が挟在する。

中位段丘堆積物は、風化礫を有し黄褐色(一部赤褐色)土を伴う複数の段丘面を構成する堆積物を一括したものである。名古屋市街地の熱田層や伊勢丘陵臨海部の中位段丘堆積物(御館段丘層・久居面堆積物など)は海成粘土層を伴う。熱田層の海成粘土層を覆う河川性堆積物には御岳第1(約100ka; 町田・新井, 2003)及び御岳辰野などのテフラが挟在し(名古屋地盤調査研究会, 1969)、これが最終間氷期の堆積物であることを示している。濃尾平野の北東部で熱田面より一段低い段丘面を構成する小牧礫層(名古屋



地盤調査研究会, 1969) は、木曾川泥流堆積物 (約52~55ka : 中村ほか, 1992) に覆われることから中位段丘堆積物に含めた。伊勢丘陵の大部分と近江盆地および上野盆地の中位段丘堆積物は河川性の堆積物からなる。このうち信楽盆地の崖錐堆積物中には阿蘇-4テフラ (85~90ka : 町田・新井, 2003) が挟在することが報告されている (中野ほか, 2003)。

低位段丘堆積物は、風化程度の弱い礫を含む河川性の堆積物からなり、薄い褐色ないし黒色の表土を伴うものの橙~赤色表土は伴わないという特徴をもつ、複数の段丘堆積物を一括している。伊勢平野では、低位段丘面を覆う黒色表土の基底付近の層準から始良Tnテフラ (AT : 26~29ka : 町田・新井, 2003) 起源の火山ガラスを検出している (片岡・吉川, 1997)。また近江盆地の各地 (植村・横山, 1983) や信楽盆地 (中野ほか, 2003) で、ATが挟在することが確認されている。

### 3.7.2 沖積層

本図幅では最終氷期の海水準低下期以降に堆積して現在の沖積面を構成する地層を沖積層として記載する。地質図では主に地形に対応して浜堤・砂丘堆積物、後背湿地堆積物、旧河道堆積物、自然堤防堆積物、扇状地堆積物、谷底低地堆積物に細分した。細分にあたっては、国土地理院発行の土地条件図や各地質図幅などを参照した。地質図に表現される上記各堆積物の多くは完新世後期の気候と海水準が安定した時期に堆積したものである。濃尾平野の大垣市街地より南西や伊勢湾西岸域の地下では、広い範囲に完新世中期の海成泥層が挟まれており (海津, 1979など)、沖積層の厚さは濃尾平野で最大60mに及ぶ。近江盆地には最終氷期の腐植質堆積物を整合に覆って更新世末期以降の砂や泥の互層を主とする堆積物が分布する (関西地質調査業協会地盤情報データベース作成委員会・小松原, 2007)。

(小松原 琢)

## 3.8 平野の地下地質

濃尾平野地下には中新統を覆って最大層厚1,500m以上の未~半固結堆積物 (東海層群および中部更新統以上の地層) が分布する。その上半部は側方連続性の良い砂礫質層と海成層を含む泥質層の互層からなり、海津ボーリング (GS-NB-1) では、この互層中に小林笠森テフラ (GL-415m, 520~530ka : 町田・新井, 2003) や猪牟田アズキテフラ (GL-577m, 850ka) ほかの広域テフラが挟在する (須貝ほか, 1999a)。各地層は緩やかに西傾斜する構造を示し、濃尾平野西縁近くで最も厚くなると推定されている (桑原, 1968, 1980 ; 須貝・杉山, 1999)。

近江盆地地下及び琵琶湖湖底には先新第三系を覆って、古琵琶湖層群から沖積層までの最大層厚1,400m余りの陸~湖成堆積物が分布する (竹村・横山, 1989)。この堆積物中には多数の中期更新世~完新世テフラが挟在する (吉川・井内, 1991 ; 烏丸地区深層ボーリング調査団編, 1999 ; 大久保, 2007など)。また琵琶湖底にみられる厚い粘土層は、現在の琵琶湖西岸地域が隆起場に転じる古琵琶湖層群伊香立層堆積の頃 (50~40万年前) から堆積している (吉川・山崎, 1998)。近江盆地の地下構造は全体として琵琶湖の西縁に向かって緩やかに傾斜している (植村・太井子, 1990)。

(小松原 琢)

## 4. 活断層

本図幅では第四紀後期の地層や変位基準となる地形面を変位させる断層を活断層として記した。活断層の認定やその位置は、独自資料のほか岡田・東郷編 (2000)、池田ほか編 (2002)、国土地理院の都市圏活断層図および地質図幅などの資料を参照した。なお第四紀後期の変位基準を欠くものは地質断層として図示したが、特に古琵琶湖層群や東海層群を変位させる地質断層の中には第四紀後期に活動したものが含まれる可能性がある。また地層の撓曲帯として現れている地域も、地質図では断層として表現した。伊勢湾、琵琶湖底に伏在する活断層についても、海上保安庁の海底地質構造図、岡田ほか (2000)、植村・太井子 (1990) などの文献を参考にして表示した。

本図幅内の活断層のうち、養老山地東縁から伊勢平野東部に延びる養老-桑名-四日市断層帯と近江盆地西縁を画する琵琶湖西岸断層帯 (主要部は本図幅外) は、それぞれ長さ数十km以上の長大な活断層系を構成し、ともに平均変位速度が1 m/千年以上という活動度の高い断層である (池田ほか, 2002 ; 植村, 2001など)。両断層の東 (沈下) 側では第四紀後期に広域的な傾動運動 (濃尾傾動地塊運動 : 松沢・桑原, 1964, 及び近江傾動運動 : 植村, 2001) が生じている。養老-桑名断層の最新活動は、中世以降 (1586年天正地震が有力候補として挙げられている) と考えられている (須貝ほか, 1999b)。そのほかの活断層は長さ30km以下のものが多いが、上野盆地北縁を通る木津川断層帯は、荻谷ほか (2000) のトレンチ調査や歴史記録から1854年伊賀上野地震 ( $M=7^{1/4+1/4}$ ) の起震断層と考えられている (小松原 琢・水野清秀)

## 5. 地下資源

本地域の地下資源には中生代の付加体 (美濃・丹波帯) に伴う鉱床 (層状マンガ、石灰岩、珪石)、白亜紀の領家深成岩類に伴うペグマタイトまたは熱水性鉱床がある。中生界に含まれる石灰岩と花崗岩に伴う長石、花崗岩起源の粘土がこの地域の地下資源を代表する。各資源の記載は主に5万分の1地質図幅に基づいており、以下では文献の引用を省略した。

美濃・丹波帯の付加体堆積物には層状マンガ鉱床が含まれ、各地で採掘が行われた。比較的規模の大きかったものとして大掘鉱山 (彦根東部地域) と朝日谷鉱山 (御在所山地域) があり、その他に弥栄鉱山 (亀山地域)、三雲鉱山 (水口地域)、山田鉱山 (上野地域)、五百井鉱山 (近江八幡地域)、養老鉱山 (津島地域) があげられる。これらの鉱山は昭和40年代にすべて閉山している。

美濃・丹波帯に含まれる石灰岩を稼行する鉱山としては、藤原鉱山 (御在所山地域)、佐目鉱山、枝折鉱山 (彦根東部地域)、鈴峯鉱山、庄内鉱山 (亀山地域) および三重ドロマイト鉱山 (御在所山地域) が存在する。現在までのところ開発は行われていないが、彦根東部地域には霊仙山を中心とする南北約7 km、東西約1.6km最大層厚500mに達する石灰岩の巨大岩体が分布する。付加体に含まれるチャートは御在所山地域でセメント原料用珪石として利用されている (大貝戸鉱山)。

領家花崗岩類の貫入に伴う鉱床としては、信楽花崗岩や田上花崗岩に伴われる長石鉱床 (雲井, 大福, 畑長, 日産信楽, 信楽中野, 阿山, 白水の各鉱山)、鈴鹿花崗岩ペグマタイトに付随する石墨鉱床 (桂畑 : 津西部地域)、鈴鹿花崗岩中の珪石・長石鉱床 (子延, 広瀬, 鈴鹿, 滋賀甲賀の各鉱山)、螢石鉱床、花崗岩に伴われる熱水性鉱床がある。石墨鉱床は昭和10年代前半、珪石・長石鉱床は昭和20年代前半に稼行された。亀山地域の長石鉱床は昭和50年代に休止または閉山している。御在所山地域の熱水性鉱床は鉱脈型であり、銅・鉛・亜鉛を対象とした治田, 茨川蛇谷, 御池他の鉱山があり、江戸時代から昭和30年代まで稼行されている。

亜炭は中新統の鈴鹿層群、鮮新統の東海層群 (津西部・桑名・半田・名古屋北部・師崎地域)、古琵琶湖層群 (水口・上野地域) から昭和30年代末まで採掘が行われた。

鮮新・更新統に含まれる火山灰は津西部地域や近江八幡地域、桑名地域、半田地域で磨き砂として明治から昭和にかけて利用されたが、現在では業者数、出荷量とも激減している。

花崗岩起源の碎屑物からなる古琵琶湖層群中の粘土や砂は耐火粘土や珪砂原料として水口地域 (三郷山, 三郷山大原, 滝谷, 根組原, 槇山各鉱山) や上野地域 (南桑谷山, 三光, 川本, 法華, 上野, 柳瀬, 螺旋流各鉱山)、近江八幡地域で採掘されている。桑名・津西部地域の東海層群や段丘堆積物中の粘土は焼き物 (久居瓦, 久居焼, 阿漕焼, 万古焼) に利用された。師崎地域の段丘堆積物野間層の砂は鑄物用珪砂として、師崎地域の武豊層や半田地域・四日市地域の東海層群のシルトもせっ器粘土として利用されてきた。

砕石資源としては領家変成岩の砂質・泥質グラノフェルス (亀山・津西部地域)、美濃-丹波帯の堆積岩類 (水口・近江八幡・名古屋北部地域) や玄武岩類 (御在所山地域) がコンクリート用、道路用骨材や埋め立て用材料に利用されている。鈴鹿花崗岩や野洲花崗岩、

荒木花崗閃緑岩は、以前は石材として利用された。古琵琶湖層群の信楽礫部層は砂利資源として水口地域で利用されている。

本地域内の温泉としては、鈴鹿山脈内の花崗岩地域に位置する湯の山温泉（御在所山地域）、布引山地東部の中新世堆積岩分布地にある榊原温泉（津西部地域）などのほか、濃尾平野中・西部に長島温泉に代表される複数の温泉がある。後者では地下約1,000～1,900mの東海層群下部に含まれる高温深層地下水をくみ上げて利用している。天然ガスとしては、琵琶湖東岸地域、濃尾平野西縁部及び木曾川下流地域などにガス徴候地あるいは産ガス地がみられる（地質調査所編, 1957）。

（渡辺 寧）

## 6. 重力異常

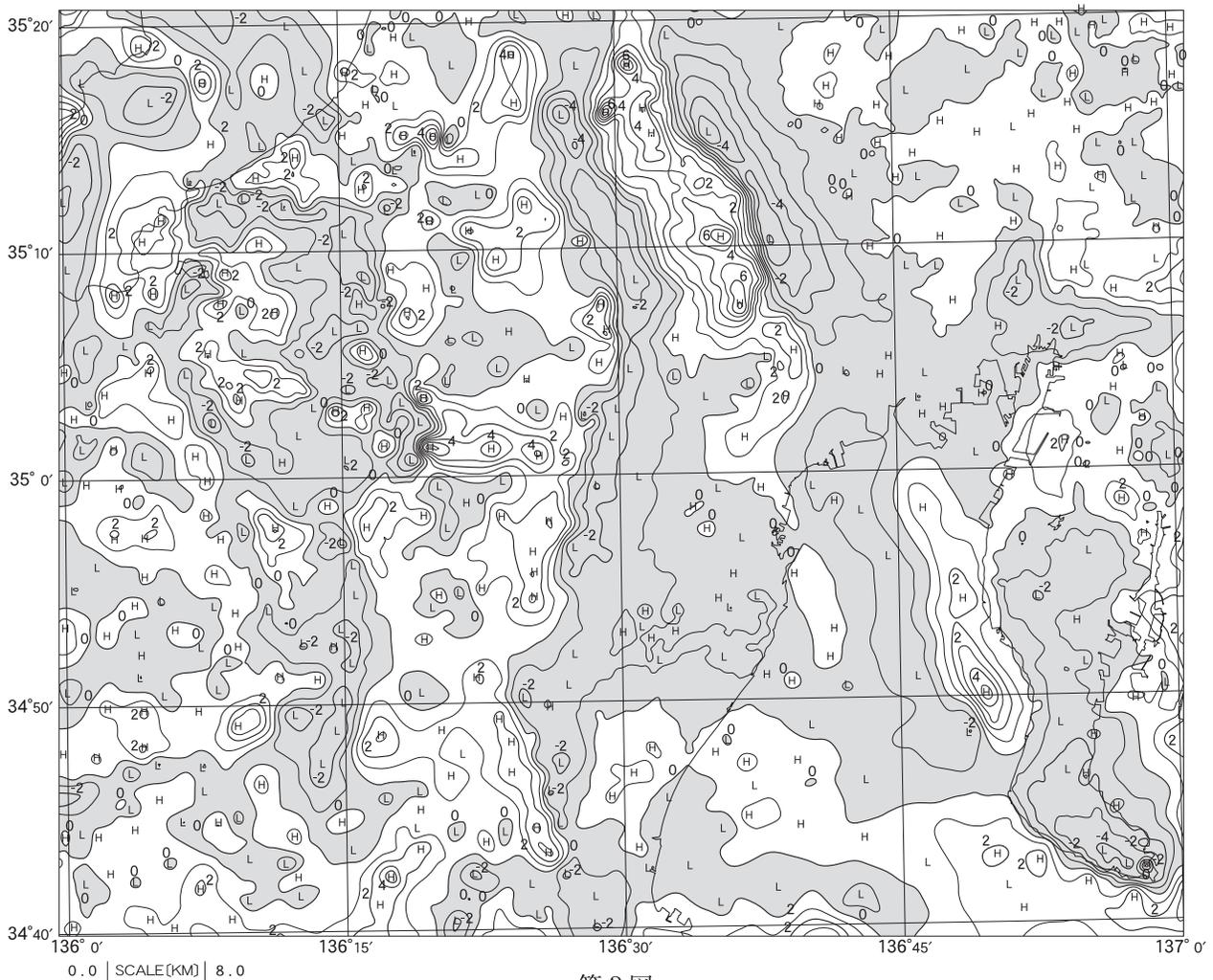
重力データは以下の要領で編集を行った。編集面積は約7,026km<sup>2</sup>、編集に用いた重力データの総数は約10,153点である。今回の編集については、日本重力CD-ROM（地質調査所, 2000）による地質調査所と新エネルギー・産業技術総合開発機構のデータ、名古屋大学及び京都大学の測定資料（Gravity Research Group in Southwest Japan, 2001）及び国土交通省国土地理院の閲覧資料を用いた。また、伊勢湾と琵琶湖については海底重力計によるため通常の陸地測定と統一した精度で編集されている。

本地域には花崗岩や変成岩を主体とする基盤岩、木曾三川河口を

含む濃尾平野や琵琶湖を含む近江盆地の沖積平野が分布し、表層密度は変化に富み、ブーゲー異常（重力異常）の仮定密度（補正密度）は、平均的な2.3g/cm<sup>3</sup>を採用した。

重力異常は、フィリピン海プレートの沈み込みによる南から北に向かって重力異常が小さくなる広域傾向面を除けば、概ね地形と相関を示している。地表の地質との対応がよく判るように上方接続残差重力図を示す（第3図）。深部構造による長波長成分の重力異常は1kmの上方接続値により除去したため、地表付近の構造が抽出されているものである。負の領域には影を付けて表示してある。養老山地や鈴鹿山脈は4～6mgalに達する正の領域となっており、中生層基盤岩類の分布と整合している。また、養老山地から南南東へ延長した知多半島の西側の伊勢湾にも北北西-南南東に伸びた正の領域があり、中生層基盤岩が浅いところに伏在していると考えられる。養老山地東方の揖斐川沿いには、第3図で最小の-4mgal以下の北北西-南南東に伸びた負の領域が見られ、養老断層を境として基盤の大きな落ち込みを示している。養老山地と鈴鹿山脈に挟まれた低地にも-4mgal以下の負の領域があり、地溝構造を示している。上野盆地から水口丘陵を経て琵琶湖に至る鈴鹿山脈の西方には南北に伸びた負の領域が見られ、基盤の傾動運動に伴って生じた古琵琶湖の北進と関連付けられる（西村ほか, 1995）。

（駒澤正夫）



第3図

1kmの上方接続残差重力。負値には、影を付けて表示。コンター間隔は、1mgal（ミリガル）。

## Geology of the 1:200,000 Nagoya Quadrangle

The district of 1:200,000 Nagoya quadrangle is situated in the boundary area between the Kinki and Chūbu provinces, central Japan, and is characterized by the topographical contrast among sedimentary plains such as the Ōmi Basin, Nōbi Plain or hills and mountains including the Suzuka and Yōrō Mountains, reflected neotectonic movements since Pliocene. Many active faults exist along their topographical boundaries and are also concealed in Lake Biwa and Ise Bay.

The district belongs to the Inner Zone of Southwest Japan on the pre-Neogene geotectonic setting. The basement rocks crop out mainly in mountainous areas and are composed of the Jurassic accretionary complexes of the Mino and Tamba terranes, the Cretaceous Ryōke Metamorphic Rocks and Ryōke Plutonic Rocks, the Late Cretaceous to Paleogene Sanyō Belt Granites and volcanic rocks named the Kotō Rhyolites. The Mino terrane accretionary complex, subdivided into four units in the district, consists mainly of Permian limestone and basalt, Permian to Early Jurassic chert, Early Jurassic to Earliest Cretaceous sandstone and mudstone, and crops out mainly in the Suzuka and Yōrō Mountains, while the Tamba terrane accretionary complex consists mainly of Triassic to Jurassic siliceous mudstone, chert, sandstone and mudstone, and is distributed in the mountains located in south of Lake Biwa. The Ryōke Metamorphic Rocks having undergone high-temperature and low-pressure metamorphism in the Cretaceous time are distributed in south of the Suzuka Mountains and their protolith are considered as the Jurassic accretionary complex. The Ryōke Plutonic Rocks are distributed in the southwestern part of the district to be closely related with the Ryōke Metamorphic Rocks and are divided into four groups. The Sanyō Belt Granites and the Kotō Rhyolites are both the products of a felsic plutonism in the Late Cretaceous and Paleogene time and are exposed in the Suzuka and western mountains of the district.

Covering these basement rocks, Neogene and Quaternary sediments are distributed extensively. The Lower to Middle Miocene sedimentary rocks called the Setouchi Miocene Series, which consist of six groups outcropping sporadically, are of shallow marine environments accompanying with non-marine facies in the lower part. The Pliocene to Early or Middle Pleistocene sequence, the Kobiwako Group underlying the hills around Lake Biwa and the Tōkai Group around Ise Bay are composed of thick fluvial and lacustrine sediments, and some widespread volcanic ash layers are intercalated in both groups. Terrace deposits are distributed mainly in the marginal area of the Pliocene to Pleistocene basins. The Holocene deposits under the fluvial lowland are classified into several types based on microtopography and sedimentary environment on the geological map. In Lake Biwa and the Nōbi Plain, thick unconsolidated strata have been depositing during the Pliocene to Quaternary period.

Mineral resources such as manganese deposits, limestone and chert occur in the Mesozoic accretionary complex. Feldspathic mineral resources have been exploited in the area granitic rocks are exposed. Clay deposits in the Kobiwako and Tōkai Groups are dug for production of china, ceramic tiles and refractory materials.

Gravimetric residual highs including the Yōrō and Suzuka mountains correspond to be the outcropping area of Mesozoic bedrocks or Cretaceous granite. Otherwise, gravimetric residual lows including lowland along Ibi River and at western area of the Yōrō Mountains correspond to the outcropping area of Quaternary sediments. Steep gradients of Bouguer anomalies are found around Yōrō Fault.

Key words : areal geology, geological map, 1:200,000, Nagoya, Aichi, Gifu, Mie, Shiga, Suzuka Mountains, Yōrō Mountains, Ise Bay, Lake Biwa, Ōmi Basin, Nōbi Plain, Chita Peninsula, Mino terrane accretionary complex, Tamba terrane accretionary complex, Ryōke Metamorphic Rocks, Ryōke Plutonic Rocks, Sanyō Belt Granites, Kotō Rhyolites, Setouchi Miocene Series, Kobiwako Group, Tōkai Group, terrace deposits, alluvium, active fault, Yōrō Fault, mineral resources, gravity anomaly.

---

平成21年9月28日印刷

平成21年10月2日発行

著作権所有・発行者

許可無く複製を禁ずる

独立行政法人

産業技術総合研究所 地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1番地1

TEL (029) 861-3606

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST © 2009

---