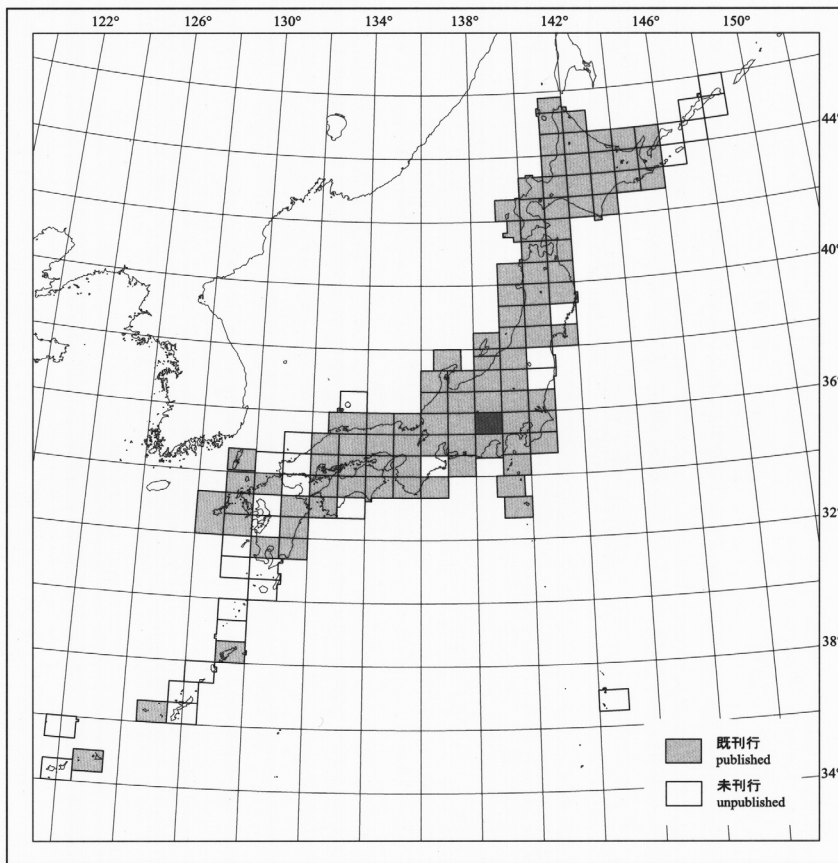


20万分の1地質図幅「甲府」

GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, KŌFU

尾崎正紀・牧本 博・杉山雄一・三村弘二・酒井 彰・久保和也
加藤碩一・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久

Masanori OZAKI, Hiroshi MAKIMOTO, Yuichi SUGIYAMA, Koji MIMURA,
Akira SAKAI, Kazuya KUBO, Hirokazu KATO, Masao KOMAZAWA,
Toshio HIROSHIMA and Sadahisa SUDO



平成 14 年
2002

産業技術総合研究所 地質調査総合センター
GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST

1. はじめに

20万分の1地質図幅「甲府」は、産業技術総合研究所地球科学情報研究部門が同所関連研究部門・センターと連携して行う「地質図の研究」に基づいて編集される20万分の1地質図幅の1つである。本図幅地域は山梨県を中心にして長野県、静岡県、神奈川県、埼玉県、東京都、群馬県にまたがる。

編集にあたって参照した主なものを文献欄に示す。三峰地域の秩父帯の区分については地球科学情報研究部門の原 英俊研究員の未公表資料を使用した。また、資料不足の地域において若干の野外調査を実施した。

2. 地 形

甲府図幅地域の中央には甲府盆地があり、これを取り囲んで南東に富士山、御坂山地、丹沢山地が、北東から北にかけては関東山地と八ヶ岳、西には赤石山脈や身延山地などの高地がある。

甲府盆地は標高100m前後で、盆地周辺には扇状地が発達する。盆地周辺の高地から流れ込む釜無川や笛吹川などの河川は盆地南西部で合流して富士川となり、南流して駿河湾に流れ出る。

富士山と八ヶ岳は広い山麓を持つ第四紀火山である。富士山山麓と周辺山地との間の低地には、富士五湖と総称される湖沼群が分布する。

関東山地南部は金峰山、三宝山、大菩薩嶺などの2,000m級の山々が連なり、千曲川や荒川などの源流域となっている。糸魚川-静岡構造線に一致する早川沿いを境として、東側には鳳凰山、富士見山など2,000-1,000m級の山々が連なる身延山地が、西側には北岳や赤石岳など3,000m級の山が北北東-南南西方向に連なる赤石山脈がそびえる。さらに赤石山脈の西側、すなわち中央構造線の西側には1,000-2,000m級の伊那山地の山々が並ぶ。(尾崎正紀)

3. 地 質

3.1 地質概説

本図幅地域には、先新第三系が広く分布する。これらは、赤石山脈付近では北東-南西から南北方向に帯状に並列して、八ヶ岳付近で八の字に屈曲して、関東山地では東南東-西北西方向に配列する。この北に突き出した屈曲構造は新第三紀以降の伊豆-小笠原弧の衝突によるものと考えられ、この構造を切るように糸魚川-静岡構造線が発達する。この糸魚川-静岡構造線を西縁をとって、赤石山脈の東部から関東山地の南部にかけての地域は南部フォッサマグナ地域と呼ばれ、中新世-前期更新世の火山岩と堆積岩からなる地層が分布する。これらには中期中新世-鮮新世の深成岩類が貫入している。(尾崎正紀)

3.2 領家帯

領家帯は、低圧高温型の領家変成岩類と、それに密接に伴う領家花崗岩類とからなる深成変成地帯で、関東地方の筑波山周辺から九州国東半島まで約900kmにわたって分布する。領家変成岩類は美濃帯をはじめとする西南日本内帯のジュラ紀堆積岩コンプレックスを原岩とし、白亜紀前期に広域変成作用を受けている。

本図幅地域の領家変成岩類は、主に泥岩及び砂岩を原岩とし、きわめて局所的であるが礫岩・石灰岩・塩基性火山岩・チャートが存在する。本図幅地域を含めた中部地方の領家変成作用による温度構造は中央構造線と斜交しており、中部地方より西方で中央構造線にほぼ平行であることと違っている(諏訪, 1973)。

本図幅地域の領家花崗岩類は、主に貫入関係から古期と新期の2つの時期のものに区分され(第1表)、このほか変輝緑岩類やコートランド岩などの小規模岩体を伴う。領家花崗岩類のうち、古期のものは片状でマイロナイト化を受けている。一方、新期のものは通常塊状で領家変成岩類の構造を切って非調和に貫入し接触変成作用を与えている。しかし、両者の放射年代に大きな差は見出されていない(第1表)。

中部地方の中央構造線に沿った西側では、古期領家花崗岩類(主に非持トータル岩)及び変成岩類(含珪線石泥質変成岩、石英質変成岩)がマイロナイト化しており、また中央構造線がこのマイロナイトの面構造を切断している。通常マイロナイト帯の幅は0.5-1kmであるが、本図幅の北西部の高遠地域では約300-500m以内と狭い。(牧本 博)

3.3 三波川帯

三波川帯は低温高圧型変成帯であり、主体をなす三波川結晶片岩類と、その外側(太平洋側)に断続して分布する御荷鉾緑色岩類からなる。三波川結晶片岩類は数多くのナップの積み重なりとして産し、断層で境されてその構造的上位に御荷鉾緑色岩類が重なる。御荷鉾緑色岩類は、海底火山活動により形成された玄武岩質の枕状溶岩、ハイアロクラストイトなどを主体とし、超苦鉄質岩と斑れい岩を伴う。三波川結晶片岩類の原岩はジュラ紀後期(一部は白亜紀最前期?)の付加コンプレックスであり、その変成年代は白亜紀前期の半ばから白亜紀後期とされている(Isozaki and Itaya, 1990; Takasu and Dallmeyer, 1990など)。本図幅地域では長野県分杭峠付近の泥質片岩について69.3±10.3MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代と白雲母について58-66MaのK-Ar年代が報告されている(柴田・高木, 1988)。また、下伊那地域の御荷鉾緑色岩類中の白雲母について128MaのK-Ar年代を報告されている(渡辺ほか, 1982)。なお、三波川変成作用は三波川結晶片岩類及び御荷鉾緑色岩類、更に秩父帯の一部に及んでいる。

本図幅地域の三波川結晶片岩類のうち、中央構造線に沿う幅数100m以下の狭い地域のみが曹長石の斑状変晶を含む点紋片岩で、残りの大部分がこれを含まない無点紋片岩である。構造的には点紋片岩の上位に無点紋片岩が重なり、両者の境界は漸移的である。御荷鉾緑色岩類は原岩の構造をしばしば保持しており、また鏡下でも多くの場合単斜輝石及び角閃石の火成源残留鉱物を認めることができる。超苦鉄質岩類はさまざまな程度に蛇紋岩化しているダナイト、ウェルライト及び単斜輝石岩からなる。以上の変成岩類は、緑泥石帯とざくろ石帯に分帯できる。無点紋片岩及び御荷鉾緑色岩類は緑泥石帯に、また点紋片岩はざくろ石帯に相当し、構造的下位に向かって変成度が上昇している。緑泥石帯の苦鉄質片岩には、アルカリ角閃石とパンペリー石が出現し、また一部にローソン石を含む。変成相は、パンペリー石-アクチノ閃石相から藍閃石片岩相に及んでいる。(牧本 博)

3.4 秩父帯堆積岩コンプレックス

3.4.1 赤石山脈の秩父帯堆積岩コンプレックス

赤石山脈の秩父帯堆積岩コンプレックスは、西側是三波川帯及び戸台層と断層で、また東側は四万十累帯と仏像構造線により境され、東西幅6-8kmで北北東-南南西に伸びて分布する。天竜川上流地域地質調査・編集委員会編(1984)により5万分の1地質図が公表されており岩相分布は判明しているが、微化石と付加テクトニクスに基づく地質調査が本格化して以後の研究がほとんどなく、赤石山脈全体を通じての地層区分や時代論は未確定である。河内ほか(1983)や牧本ほか(1996)等に基づけば、大きくみてNNE-SSWの走向で、一部に翼の開いたシンフォーム・アンチフォームを含むものの全体として東傾斜し、東に向かって構造的上位が露出する地質構造をなしている。大局的にみて、構造的上位の東に向かって、チャートと石灰岩を伴い緑色岩に富む層、チャートの卓越する層、石灰岩に卓越する層に区分されると判断されるが、明確に図示するのは現状では困難である。

赤石山脈の秩父帯からは、天竜川上流地域地質調査・編集委員会編(1984)により、1)南信濃村遠山地方の石灰岩からベルム紀中-後期の紡錘虫化石、チャートから三畳紀全般に及ぶコノドント化石、更にチャートから放散虫化石 *Dictyomitra* 属、2)小黒川支流東谷の層状チャートからコノドント化石破片の報告がある。また、富士見町釜無川沿いの層状石灰岩より三畳紀後期を示すコノドント化石 *Epigonololella abneptis* が産出する(牧本ほか, 1996)。以上のように産出化石が乏しいため、関東山地での秩父帯の研究結果を勘案して、地質時代をジュラ紀とした。小渋川上流(Watanabe, 1974)や高遠図幅地域(牧本ほか, 1996)の研究によれば、秩父帯の变玄武岩類にはパンペリー石-アクチノ閃石相の変成鉱物組み合わせが認められ、三波川結晶片岩類のより低変成度側、すなわち緑泥石帯低温部に当たる。(牧本 博)

3.4.2 関東山地の秩父帯

秩父帯南帯は、チャート碎屑岩シーケンス(松岡, 1989)からなるユニットとその構造的下位と上位のメランジュからなるユニット、すなわちAユニット、Bユニット及びCユニットに3分される(第2図)。

松岡(1989)の斗賀野層群に対比されるBユニットは、珪質粘土岩

から始まりチャート、珪質泥岩、泥岩、砂岩泥岩互層、砂岩と順に重なる一連のシーケンスの繰り返しからなる。泥岩の年代は中期ジュラ紀の後期から後期ジュラ紀の前期である（久田・岸田, 1986; 岩崎ほか, 1989）。

Aユニットは、チャート・石灰岩・塩基性火山岩の岩塊を含む泥質基質のメランジュで、Bユニットの構造的上位に重なる。石灰岩岩塊からは後期石炭紀-三畳紀の紡錘虫やコノドントが（石井, 1962; 久田・岸田, 1986）、チャート岩塊からはベルム紀-中期ジュラ紀のコノドントや放散虫化石（久田・岸田, 1986）が報告されている。

Cユニットは、石灰岩・チャート・塩基性火山岩の岩塊を含む泥質基質のメランジュで、Bユニットの構造的下位にあたる。Cユニットは、狭義の三宝山帯の地質体に対比される。泥質岩から後期ジュラ紀-白亜紀前期の放散虫化石が産出している（岩崎ほか, 1989）。

（酒井 彰）

3. 4. 3 赤石山脈の下部白亜系戸台層

戸台層は、アンモナイトやトリゴニア（三角貝）など大型化石を産する白亜紀前期（Hauterivian 及び Aptian）の汽水-浅海成の地層である。その西側と東側は三波川帯と秩父累帯の岩石と断層で境され、南北に狭長な地帯に分布する。砂岩、泥岩及び礫岩からなり、層厚は模式地（長谷村戸台）付近で250-300m程度である。礫岩中の礫として花崗岩類及び珪長質火山岩（一部は溶結凝灰岩）を含む。岩相変化と化石群の特徴から上部層・中部層・下部層に3分される（前田・北村, 1965）。上部層から産出するアンモナイト化石は Aptian 後期の後半（北村ほか, 1979）を示す。田代ほか（1986）は、下部層から Hauterivian を示す汽水生の二枚貝及び巻貝化石の産出を報告し、下部層が中-上部層と岩相・化石動物群で異なることから、下部層を戸台層から独立させ小黒川層と呼ぶことを提唱している。

（牧本 博）

3. 5 四万十累帯

3. 5. 1 赤石山脈の四万十累帯

本図幅地域に含まれる赤石山脈北部の四万十累帯を構成する地質体は、西側から赤石、白根、寸又川、犬居、瀬戸川、大井川の各層群に区分される（Kano and Matsushima, 1988; 杉山, 1995）。これらの各層群は地層の走向とほぼ平行-やや斜交する断層を境界として接する。これらの各層群は白亜紀から前期中新世にかけて形成された一連の付加コンプレックスであり、砕屑岩から産出する微化石の年代は東側の層群ほど若い。すなわち、赤石層群からは後期白亜紀前葉（late Albian-early Turonian）、白根層群と寸又川層群からは後期白亜紀、犬居層群からは白亜紀末-古第三紀初期、瀬戸川層群と大井川層群からは前期中新世の放散虫などの微化石が報告されている（川端, 1984; 村松, 1986, 1995, 1996, 1999; 杉山, 1995 など）。

赤石層群は主にタービダイト起源の砂岩頁岩互層からなり、厚い塊状の砂岩、頁岩、珪長質凝灰岩を伴う。このほか赤石岳付近には珪長質凝灰岩を伴うチャートが分布する。小渋川以北では逆転して東傾斜を示すところが多い。白根層群は主にスレート質-千枚岩質の頁岩と砂岩頁岩互層からなり、スラブ状及びブロック状の玄武岩とチャートを頻繁に挟む。石灰岩は、聖岳や光岳の山頂付近などに小規模に分布する。玄武岩及びチャートの分布から、複雑な褶曲-逆断層システムの存在が推定される。寸又川層群は主にタービダイト起源の砂岩頁岩互層と頁岩からなり、数 m-数 km の波長の褶曲構造が発達する。寸又川層群は、その東側に分布する犬居層群（産出化石からはより若いと考えられる）に比べて、一般に変形が弱い。犬居層群は主にスレート質-千枚岩質の頁岩と様々な程度に破断した砂岩頁岩互層からなり、ブロック状の玄武岩を伴う。同層群は西に急傾斜するところが多いが、地質構造の詳細は不明である。瀬戸川層群は主にスレート質-千枚岩質の頁岩、砂岩及び砂岩頁岩互層からなる。雨畑川に沿って北北東-南南西に追跡される向斜軸をもつ向斜構造が発達する。逆転した向斜西翼層の最下部には、凝灰質頁岩などの砕屑岩層に整合に覆われる玄武岩の溶岩及びハイアロクラスタイトが分布する。このほか、南部の雨畑川流域や七面山付近には、蛇紋岩やドレライトなどの小規模な貫入岩体が分布する。大井川層群は、瀬戸川層群に比べて変形の弱い頁岩や砂岩頁岩互層からなる。

（杉山雄一）

3. 5. 2 関東山地の四万十累帯

四万十累帯は白亜系からなる北帯と古第三系からなる南帯に分けられる。北帯はさらに五日市-川上線を境にして北半部と南半部に

区分され、北半部には小河内層群（Albian-Campanian）と大滝層群が、南半部には小仏層群（Campanian-Maastrichtian-Paleocene ?）が分布する。また、四万十累帯南帯に相模湖層群が分布する。従来の研究報告の区分との対比を第3表に示す。

小河内層群（多摩川流域での呼称）と大滝層群（荒川上流域での呼称）は、砂岩、砂岩泥岩互層と劈開の発達した泥岩基質のメランジュからなる。メランジュはチャート（ベルム紀-白亜紀）や石灰岩（含鳥ノ巣石灰岩）、塩基性火山岩の小規模岩塊を含む。両層群からは Albian-Campanian の放散虫化石が産出する（Iyota et al., 1994; 高橋ほか, 1989）。

小仏層群は主に砂岩及び砂岩泥岩互層からなり、泥岩・珪長質凝灰岩・礫岩を伴う同斜褶曲が認められる。上方に粗粒化する傾向が認められる。また、泥質基質のメランジュが分布し、小規模の玄武岩やチャートなどの岩塊を含む。小仏層群及びその相当層からは Campanian-Maastrichtian の放散虫化石が産出する（高橋ほか, 1989; 鎌田ほか, 1991）。

相模湖層群は、主に砂岩、砂岩泥岩互層からなる整然相とメランジュ相に区分した。高橋・石井（1993a）は関東山地南縁部、山梨県大月市笹子町の相模湖層群の泥岩から漸新世の放散虫化石を報告している。

（酒井 彰）

3. 6 新第三紀前期更新世の堆積岩類

3. 6. 1 守屋山地付近の中新統

守屋層は北部フォッサマグナ堆積域の新第三系最下部の中新統（牧本ほか, 1996）で、地質図では堆積岩主体の下部と火山砕屑岩主体の上部に2分して示した。領家変成岩類を不整合に覆い、前期更新世の塩嶺火山岩類に不整合に覆われる。全体として北に開いた半バースン構造を形成し、各層の最大層厚部の累計層厚は2,200m以上である。北東からの古流向が卓越し、守屋層下部の砕屑岩層からは有孔虫化石・軟体動物化石・植物化石などが産し、田無川凝灰岩砂岩部層から産する台島型花粉化石、及び後山黒色泥岩層から Blow（1969）の N8 を示す有孔虫化石が産出する。上部の火山岩層は対比される内村層の時代論から中新世中期の前期とされる。

3. 6. 2 秩父盆地の中新統

秩父盆地の第三系は秩父盆地層群（早川, 1930）と呼ばれ、下位より白沙層、富田層、子ノ神層、小鹿野町層、秩父町層に区分される（牧本・竹内, 1992）。子ノ神層は小鹿野町層下部と同時異相の関係にある。そのうち本図幅地域には白沙層、富田層と小鹿野町層が分布する。白沙層と富田層は彦久保層群、子ノ神層と小鹿野町層は子ノ神層、小鹿野町層群とも呼ばれる（Arai, 1960; Kanno, 1960 など）、20万分の1地質図「長野」（中野ほか, 1998）ではこれらの地層名を使用している。秩父盆地層群は全体として南東に傾斜する半盆地状構造を示し、本図幅地域はその南西部にあたり、秩父帯のジュラ系を不整合に覆い、一部断層で接する。白沙層から小鹿野町層は白沙層の一部を除き海成層で、上位ほど海進が認められる。小鹿野町層から秩父町層は N8 から N10 の浮遊性有孔虫化石が産出する（Ujiiie and Iijima, 1959 など）が、白沙層と富田層については有効な年代資料は得られていない。

3. 6. 3 身延、天子、巨摩、御坂、丹沢山地の中部中新-下部更新統

本図幅地域南部には、巨摩層群、西八代層群、富士川層群、御坂層群、丹沢層群及び愛川層群あるいは都留層群及び岩殿山層、西桂層群、及び足柄層群などと呼ばれる中新統から下部更新統がそれぞれ数1,000mから10,000mの厚さで分布する。糸魚川-静岡構造線を西縁とするこれら地質体の分布域は、伊豆半島地域とともに南部フォッサマグナ（Matsuda, 1962）あるいは伊豆衝突帯（Taira et al., 1998）と呼ばれる。これら地層体の下部にあたる火山岩及び火山砕屑岩主体の下部-中部中新統は伊豆-小笠原弧を構成していた地殻物質と考えられている。また、その上位には地塊衝突の際に形成されるトラフ充填堆積物として、堆積岩主体層と火山岩及び火山砕屑岩主体層が累重する。これら地層は深海から陸域への急激な浅海化（Kitazato, 1997 など）で特徴づけられ、特に堆積岩主体層の中の厚い礫岩層は地塊衝突に伴う後背山地の隆起を示すチャネル堆積物と解釈されている（天野, 1986 など）。伊豆-小笠原弧の衝突に関しては、不連続な礫岩堆積イベントが巨摩、御坂、丹沢、伊豆の衝突に対応しているとする多重衝突説（天野, 1986; Amano, 1991 など）、更新世の伊豆半島の衝突を除き、ほかの地質体は一体として中期中新世に衝突したとする説（松田, 1989）、同じ島弧地殻で島弧内沈み込み境界が

太平洋側へ移動したという説(酒井, 1992; 青池, 1999)などがある。いずれにしても、伊豆-小笠原弧が本州に衝突し始めるのは15Ma頃といわれている(鹿野ほか, 1991など)。

地質図は時代と岩相によって区分し、上記の地質体全体を一括して示した。その層序区分にあたっては、最も年代層序学的な検討が行われてきた富士川沿いに分布する西八代層群と富士川層群を基準として対比を行った(第1図)。研究者や地域によって多くの層序区分が定義されているが、第1図ではその一部を示したにすぎない。また、地質図作成にあたっては多くの既存資料の岩相分布に基づき作成した。なお、堆積後に削剥が盛んに行われた地域のため、微化石の再堆積問題などもあり、必ずしも微化石層序の結果が既存の層序関係とは一致しない。

西八代層群及びその相当層は、最下部の古関川層(N1)と、常葉層の下部(N2)及び上部(N3)に3分した。更にN2は、それぞれ泥岩及び砂岩泥岩互層(N2a)、安山岩-玄武岩火砕岩及び溶岩(N2b)、デイサイト火砕岩及び溶岩(N2c)が主体の地層に3区分した。同様にN3も、安山岩-玄武岩火砕岩及び溶岩(N3a)、堆積岩(砂岩泥岩互層、泥岩及び礫岩)(N3b)、デイサイト火砕岩及び溶岩(N3c)主体の地層に3区分した。N2bは分布域が狭いので富士川地域ではN2aに一括した。

一方、富士川層群及びその相当層は、下位よりしもべ層、身延層、相又層、曙層とそれらに相当する地層を、それぞれF1, F2, F3, F4に区分した。F2はさらに泥岩及び砂岩泥岩互層(F2a)と礫岩(F2c)主体の地層に細分した。F2とF3は同時異相関係にある。また、足柄層群及びその相当層は一括しAsとした。

巨摩層群の堆積年代は櫛形山亜層群の中部微化石から浮遊性有孔虫化石N8-9(秋元ほか, 1990)の石灰質ナノ化石CN3-4(青池, 1998; 1999)のほかに、富士見山西方の櫛形山亜層群上部の泥岩(頁岩)からはN12-N13の浮遊性有孔虫化石が産する(尾崎, 未公表資料)。これら微化石の結果と5万分の1地質図幅「身延」作成のために行った野外調査結果に基づき、櫛形山亜層群は西八代層群、桃の木亜層群は富士川層群しもべ及び身延層群に対比した。また今後の課題ではあるが、桃の木亜層群の厚い礫岩層を丸滝礫岩層と類似した時代の礫層として対比を試みた(第1図)。

南部フォッサ地域の構造はまず東北東-西南西方向の褶曲構造(及び逆断層)で特徴づけられ、糸魚川-静岡構造線の東沿いや富士川地域では上部中新統の下部までがその変形を受けている。一方、中期中新世末から後期中新世の前半、御坂山地や丹沢山地では地層が欠如する。後期中新世の後半には再び丹沢地域で堆積域が認められるが、鮮新世に入ると堆積域は再び富士川沿いに限られる。また、糸魚川-静岡構造線の東側沿いや足柄層群分布域では北北西-南南東方向の褶曲構造が発達し、それらの変形は下部更新統にまで及ぶ。前者2つの時期の褶曲や断層を変形させて、富士川沿いの北北東-南南西方向の富士見山断層や身延断層、丹沢山地北縁の東西方向の断層、小山町で足柄層群を切る神繩断層などが発達する。それらの主たる活動は中期更新世以降で、これら断層の一部は後述のように活断層と推定される。ほかに丹沢層群などで深成岩体貫入の影響を受けたドーム状構造も認められる。(尾崎正紀)

3.7 中新世貫入岩

甲府盆地北西方の甲斐駒ヶ岳岩体(藤本ほか, 1965)は中新世中期(13-11Ma)の花崗閃緑岩体で(河野・植田, 1966; 佐藤ほか, 1989; 角田ほか, 1992)、その北端に、それより若干古い(22.4-12.6Ma)斑れい岩-閃緑岩の小岩体(国界橋深成岩体)(角田・清水, 1983; 角田ほか, 1993)を伴い、また南端部は珪長質の優白岩(焼地蔵岩体; 大塚, 1941)に貫かれる(柴田・小林, 1965)。これら3者は成因的な類縁関係が推定される。甲斐駒ヶ岳岩体の東方に位置する円井岩体(大塚, 1941)は北半部が紫蘇輝石石英閃緑岩から、南半部が普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる。

甲府盆地を取り巻くように花崗岩類が分布し、それらは昇仙峡・徳和・芦川・小鳥の4つの岩体(貫入單元)に分けられる(加藤, 1968; 角田ほか, 1982; Shimizu, 1986; 三村ほか, 1984)。このうち前3者は甲府岩体として一括されることもあり、その貫入時期は14-8Maである(三村ほか, 1984)。徳和岩体は斑れい岩から花崗岩まで岩相変化に富み(角田ほか, 1982; Shimizu, 1986)、そのうちの輝石斑れい岩の小岩体には普通輝石・斜長石の急冷結晶からなる層状構造が認められる(久保, 2001)。一方、小鳥深成岩体は、その貫入時期が4.4Maと、他に比べて若く、随伴する小橋山火山岩(流紋岩-安山岩火砕岩及び溶岩)と複合岩体を構成している(三村ほか, 1984)こ

とから、東山梨火山深成複合岩体として凡例を区別した。なお、これら4岩体の岩石帯磁率は、昇仙峡岩体が低い値でチタン鉄鉱系であるのに対し、徳和岩体は周縁部と南端近くで低い値を示す他は一般に高帯磁率で、芦川・小鳥の2岩体は高帯磁率で磁鉄鉱系である(佐藤・石原, 1983; Shimizu, 1986)。

本図幅地域北縁部には花崗閃緑岩-閃緑岩の小岩体が分布し、そのうち茅野市周辺に位置する茅野花崗閃緑岩からは8.5Maの年代値が報告されている(河野・植田, 1966; 奥水・山岸, 1987)。

本図幅地域南縁近くから、南接する静岡図幅地域にかけての富士川流域には小規模な貫入岩体が点在している。身延町南方に分布する大城川岩体は石英閃緑岩を主とする岩脈状の岩体で、閃緑ひん岩を伴う(山梨県・山梨県地質図編纂委員会, 1970)。同質の岩体はその10km東方の稜線付近にも分布しており、それらは西八代層群を貫くことから中新世中期以降の貫入である。また、岩質が同じ佐野川斑れい岩体(相馬・吉田, 1963; Yajima, 1970)が中期中新世の貫入とされていることから、ここでは貫入時期を中期中新世とした。

本図幅地域南東端から東にかけて広がる丹沢山地には、主として中新世の島弧性海底火山岩類からなる丹沢層群を貫いて、石英閃緑岩-トータル岩からなり周縁部に斑れい岩を伴う複合岩体(丹沢深成岩体)が分布する(滝田, 1974など)。18の岩体に細分され(滝田, 1974)、7-8Maの角閃石K-Ar年代を示す(Saito et al., 1991)。主要な岩体は海洋性の珪長質火成岩に特徴的な化学組成を有し、K₂Oに乏しいMタイプ、磁鉄鉱系列に属する(Kawate and Arima, 1998; 高橋ほか, 2000など)。岩体周辺には緑色片岩相から角閃岩相に及ぶ変成岩が発達する。(久保和也)

3.8 後期中新世前期更新世の火山岩

3.8.1 甲府盆地北方の後期中新世末-鮮新世の火山岩

甲府盆地北方に中新世-鮮新世の安山岩-デイサイトが分布する(三村ほか, 1984)。それらは古い方から、太良ヶ峰火山岩、東山梨火山深成複合岩体の小橋山火山岩、水ヶ森火山岩で、それぞれ7Ma, 6-4Ma, 3-2MaのK-Ar年代値(柴田ほか, 1984; 三村ほか, 1994)が得られている。なお、埼玉県の王冠に僅かに分布する王冠層(石井・荒木, 1989)は小橋山火山岩に含めた。火山地形は鮮新世の水ヶ森火山岩までが残存する。これらの火道域は最も若い黒富士・茅ヶ岳火山までを含めて、全体として鮮新世以降東から西へ移動している。

3.8.2 守屋山付近の前期更新世火山岩

塩嶺火山岩類と神宮寺安山岩に区分される(牧本ほか, 1996)。塩嶺火山岩類は松本市東方の美ヶ原周辺から諏訪湖の南にかけて分布する前期更新世の火山岩の総称である。主に安山岩-デイサイト溶岩及び火砕岩からなる。溶岩は板状節理が発達し、「鉄平石」と呼ばれている。火道や供給岩脈の存在は知られていないが、おそらく複数の噴出中心を持つ火山活動と推定される。放射年代は、1.6-0.8Ma(Momose et al., 1966; Kaneoka and Suzuki, 1970; 牧本ほか, 1996)のK-Ar年代が得られている。神宮寺安山岩は諏訪市神宮寺に小規模に分布する玄武岩質安山岩溶岩で、塩嶺火山岩類と同時期に活動したと考えられる。(三村弘二)

3.9 火山

3.9.1 八ヶ岳火山

八ヶ岳は本地域北端に位置する火山群である。その火山活動は長い休止期を挟んで古期と新期に2分される。古期は130万から25万年前まで、新期は20万から2万3千年前まで続く(河内, 1995)。八ヶ岳火山は南北方向に分布し(河内, 1961)、本地域に分布する南八ヶ岳は主に安山岩のほか玄武岩を噴出した(河内, 1977)。古期の南八ヶ岳火山は、権現岳、立場山などの著しく開析した峰々からなる。新期の南八ヶ岳火山は、主峰の赤岳(標高2899m)、横岳、硫黄岳、編笠山、西岳など、開析されてはいるが火山地形が割れ良く保存された峰々を構成する。山麓には広大な扇状地性の高位段丘が発達し、南東麓に鮮新世の飯森山火山岩が分布する。

古期の南八ヶ岳火山は中期更新世に巨大な崩壊を起こし、最大層厚200m以上、最大流走距離40km以上、約9km²の韭崎岩屑なだれ(三村・井上, 1996)堆積物を八ヶ岳南方から甲府盆地南縁までもたらしている。日本では最大規模の山体崩壊堆積物といわれる(甲府盆地第四紀研究グループ, 1969)。堆積物は主に安山岩質の溶岩岩塊や凝灰角礫岩、火山角礫岩からなる岩塊相と、溶岩岩片のほか基盤岩の礫や河川礫を含み泥流状の見かけを呈する淘汰の悪い基質相からなる。その崩壊源は権現岳の南(河内ほか, 1992)とされる。そこでは古期八ヶ岳火山噴出物の中に著しい不整合面が識別されるが、

崩壊地形は観察できない。なお、新期ハケ岳火山には横岳西側に明瞭な凹型の急崖地形が認められるが、山体崩壊を示す岩屑なだれ堆積物は見出されていない。

3.9.2 黒富士・茅ヶ岳火山

本地域中央部の黒富士・茅ヶ岳は100-20万年前(三村ほか, 1994)にかけて噴出した火山で、その大半を占めるデイサイトは、軽石流を含む主に火砕流堆積物として扁平な火山体を形成する(三村, 1967)。黒富士を含む山頂部には複数のデイサイト溶岩円頂丘を伴う。溶岩円頂丘の供給岩脈は現在開析を受けて見事な放射状岩脈を示す。黒富士火山の西腹には安山岩が噴出し、小型の成層火山である茅ヶ岳火山を形成している。茅ヶ岳の西麓には明瞭な段丘地形が発達する。

3.9.3 富士火山

本図幅南端には富士山(標高3776m)の山頂火口を含む北半分が分布する。富士山は江戸時代まで噴火記録がある活火山で、その東方では厚い降下火砕堆積物が地表を覆う。富士山は、下位から小御岳、古富士、新富士の3つの火山の積み重なりからなる(津屋, 1940)。現在の火山体のほとんどが約1万年前以降の新富士火山で占められる(Tsuya, 1968)。第四紀中期の小御岳火山(Tsuya, 1968)は富士山頂の北東小御岳周辺に、約8万年前から活動した古富士火山(荒牧・宮地, 1996)は同じく山頂の北東から東方にかけて僅かに露出する(津屋, 1968)。小御岳火山は主に安山岩が、古富士火山と新富士火山は玄武岩が噴出している。富士山を構成する3火山のうち、古富士火山は明らかに山体崩壊を起こしている、その岩屑なだれ堆積物もしくは泥流堆積物などの岩屑堆積物の一端が本地域の富士山東麓と西麓に分布する。新富士火山北西山腹には最も若い側火口群が多数北北西-南南東に分布し、これは現在の地殻の応力場を反映しているとされる(Nakamura, 1977)。地質図ではTsuya(1968)の新富士の中期と後期の側火口を示した。(三村弘二)

3.10 第四紀の堆積物

本図幅地域の第四紀堆積物は主に甲府盆地及びその周辺部に分布する。甲府盆地は西緑を市野瀬層群、南東緑を曾根丘陵断層群に画された山間盆地で、盆地内の第四系の層厚は両断層群が交わる盆地南西部でもっとも厚く(1-2km)、北東へと薄くなる(海野1991; 隈元・池田, 1993; 國友・志知, 1996)。盆地内の第四系は、下位より下部礫層、黒富士火山の火山噴出物(以上、下部更新統)、中部礫層、古ハケ岳火山からの岩屑なだれ堆積物(以上、中部更新統)、上部礫層(上部更新統-完新統)に区分され(海野, 1991など)、同様な層序は曾根丘陵でも認められる(内藤・桂田, 1992)。甲府盆地の完新統は主に広義の扇状地堆積物からなるが、地質図では山地から盆地に向かって形成された土石流堆積物を扇状地堆積物として示した。(加藤碩一)

4. 活断層

本図幅地域の活断層分布は糸魚川-静岡構造線活断層系ストリップマップ(下川ほか, 1995)と50万分の1活構造図「東京」第2版(杉山ほか, 1997)に従った。本図幅地域で最も顕著な活断層は、諏訪湖から甲府盆地の西縁へ北西-南東方向に発達する糸魚川-静岡構造線活断層系で、北から諏訪、釜無川、白州、下円井、市之瀬の各断層からなる。更に糸魚川-静岡構造線沿いの身延山や富士見山の東側山麓には北北東-南南西から南北方向の身延断層や富士見山断層群が発達する。一方、甲府盆地南縁では曾根丘陵断層群、丹沢山地北縁では丹沢層群や愛川層群を切る扇山断層、丹沢南部では足柄層群を東西に切る神断層群が発達する。曾根丘陵及びは市之瀬断層群は共に甲府盆地の西縁と南東縁を形作り、盆地の発達に大きく関わっている。以上のほかに、地蔵峠付近の中央構造線の一部も活断層と推定されている。(尾崎正紀)

5. 地下資源

本図幅地域の鉱物資源はその地質的背景に対応して、中生代に形成されたものと新第三紀以降に形成されたものに大別される。

前者は西部や北部に分布し、中生層中に挟まれるマンガンや石灰石の鉱床、白亜紀の生成と推定される鉱脈型鉛亜鉛鉱床が知られる。釜無川源流部から南東方向にのびる石灰岩体は、わが国に残された数少ない大型石灰石資源の一つといわれている。本図幅内で現在稼行中の鉱山はこの地区の石灰石鉱山1ヶ所のみである。

後者は本図幅地域中央部に分布している。まず新第三紀の火山岩類に伴う鉱脈型及び黒鉱型の鉱床があり、金、銀、銅、鉛、亜鉛、石膏などを産出した。多くの金銀鉱床が戦国時代、武田信玄により開発されたと言われている。次に新第三紀の花崗岩類に伴う鉱脈型の珪石、モリブデン、タングステン鉱床、接触型の鉛、亜鉛鉱床も知られるが、珪石を除けば規模はごく小さい。甲府市の北方にある乙女鉱山は良質な水晶を産出し、甲府市の宝石産業の基礎となった鉱山であり、日本式双晶をした水晶を産出したことでも知られている。このほか、地域北西部の伊那市六道原では、御岳火山から噴出した軽石層が風化・変質して形成されたカオリンが、製紙原料として採掘された。石材では甲府市の近郊で新第三紀の安山岩や花崗岩が採掘され、「甲州みかげ」、「片山小松」、「甲州鞍馬石」などの銘柄で知られている。地域南西部の雨畑地区で採取される頁岩「雨畑硯石」はわが国屈指の硯石材料として珍重される。(須藤定久)

6. 温泉

本図幅地域の温泉の分布は金原(1992)による。1)単純温泉を主体とする湯村、塩山、石和、春日居などの甲府盆地北や甲府盆地の北から東側山地など中期中新世から鮮新世の深成岩体や火山岩類が広く分布する地域に分布するもの、2)糸魚川-静岡構造線沿いに分布する食塩泉や硫酸塩泉を主体とする奈良田や西山、御座敷、中央構造線沿いに分布する食塩泉の鹿塩泉鉱などのように変位の大きな断層に沿うもの、3)単純泉などの十谷や下部温泉など中新統の分布するものや、4)硫黄泉からなるハケ岳火山周辺地域のものなどがある。

(尾崎正紀)

7. 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7,200km²、編集に用いた重力データの総数は約4,700点である。今回の編集域についてはGravity research group in Southwest Japan(1994)による日本列島中央部の重力異常図(縮尺70万分の1)や駒澤ほか(1999)による日本重力図(縮尺100万分の1)で広域図として公表されており、今回もその資料を踏襲した。資料としては、地質調査所(駒澤ほか, 1994; 地質調査所, 2000)、新エネルギー・産業技術総合開発機構(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2000)、建設省国土地理院(閲覧資料)、名古屋大学(Yamamoto et al., 1982)、東京大学地震研究所(萩原ほか, 1987)、東京大学海洋研究所(藤本ほか, 1990)の重力調査データである。今回編集に用いたデータは、一部、ウォルドン重力計とプリス重力計で取得されているが、ほとんどがラコスト重力計によるもので、絶対重力値に変換する際の種々の問題は生じていない。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(JGNS75)(鈴木, 1976)に準拠させて決定した。地形補正は、地形を球面効果による沈み込みを考慮した方法(地質調査所重力探查グループ, 1989)により実施した。地形データは、陸地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。また、本図幅に分布する地質の多様性から表層密度はバラエティーに富むと考え、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/cm³を採用した。

富士川沿いを北上し甲府盆地を経て諏訪盆地に至る低地帯は負の重力異常を示し、赤石山脈や関東山地は正の重力異常を示し、概ね地質分布と整合している。広域トレンドとしては、南東から北西方向に重力異常が減少し、フィリピン海プレート沈み込みに伴う大陸地殻の厚さの増加を反映している。

重力異常そのものは、広域トレンドがあると地表地質との対応は必ずしもよくないので上方接続残差図を示す(第2図)。この図は深部構造による重力異常は2kmの上方接続値により除去されているため、深度1km程度までの構造が抽出されている。負値のもっとも顕著なのは甲府盆地で-10mGalに達し、堆積層が本地域で最も厚いことを示している。長野県下伊那郡上村付近から茅野市付近まで北北東方向に伸びる高重力残差帯は、三波川帯の分布に一致し、それら基盤岩類の密度がきわめて高いことを示している。本図幅南東部の1/4を占める地域は、伊豆半島を中心にして高重力残差帯と低重力残差帯が繰り返す波紋状構造域の北西部にあたる。この波紋状構造は、伊豆-小笠原弧の北上に伴う衝突地塊の構造を反映したものである。丹沢山塊から伸びる山中湖を中心とした高重力残差帯や、甲府盆地南部の御坂山地の高重力残差帯は花崗岩が分布し、基盤の波紋状構造の隆起域にあたる。(駒澤正夫・広島俊男)

Geology of the 1:200,000 KōFU Quadrangle

The 1:200,000 Kōfu quadrangle is located in central Honshu, Japan, and is underlain from west to east or north to south by the Ryōke Belt, Sambagawa Belt, and Chichibu and Simanto terranes. The Ryōke Belt is a Cretaceous plutono-metamorphic complex composed of the Ryōke Metamorphic Rocks and the Ryōke Granites. This belt is bounded to the Sambagawa Belt by the Median Tectonic Line (MTL). The Sambagawa Belt consists of the Sambagawa Crystalline Schists and the Mikabu Greenstones with minor ultramafic rocks. These rocks were regionally metamorphosed from strata of mainly Jurassic age under high to intermediate pressures during the Cretaceous time. The Chichibu terrane includes the Jurassic sedimentary complex and early Cretaceous normal sediments. The Shimanto terrane is divided into three or six tectono-stratigraphic units, which range in age from Early Cretaceous to Early Miocene.

These fault-bounded tectonic belts or terranes have been bent to form a large flexure convex northward, together with MTL. This is because the Izu-Ogasawara Arc has collided against central Honshu since the Middle Miocene time. The southern part of the flexure structure is called the South Fossa Magna characterized by crustal stacking of the Izu-Ogasawara Arc. This tectonically unique area is cut by the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line (ISTL) at its western margin, and is underlain by Miocene to Holocene sediments, volcanic rocks and plutonic masses. The sediments are thick and major active faults are developed along the arc-arc collision. Volcanic rocks are mainly of submarine origin and the lowermost volcanic rocks are interpreted to be tectonic segments of the Ogasawara Arc. Fuji Volcano and other large-scale Quaternary composite volcanoes lie in a NW-SE direction from southeast to northwest.

Key word: Ryoke Metamorphic Rocks, Ryoke Granitic Rocks, Sambagawa Metamorphic Rocks, Chichibu terrane, Shimanto terrane, South Fossa Magna, active fault, mineral resources, Bouguer anomalies.

(平成 13 年度稿)

第 1 表 領家花崗岩類の放射年代

放射年代 岩体名	放射年代					
	袖原・加々美(1995): 勝間 袖原・加々美(1999): 高遠 袖原ほか(2000): 非持	Yuhara et al. (2000)	山田ほか (1974)	岡野 (1982)	柴田・高木 (1988)	Dallmeyer and Takasu (1991)
新期 領家 花崗 岩類	85.2 ± 6.6Ma(1) Srl = 0.70774 ± 17(2σ)	57.7 ± 0.1Ma(2)Bi, F 53.6 ± 0.1Ma(2)Bi, F 59.3 ± 0.3Ma(2)Bi, F 59.3 ± 0.6Ma(2)Bi, F 64.8 ± 0.7Ma(5)Hb 64.1 ± 0.7Ma(5)Hb 65.8 ± 0.7Ma(5)Hb 63.9 ± 0.7Ma(5)Hb				
花崗 岩類	121 ± 26Ma(1) Srl = 0.70754 ± 11(2σ) 172 ± 44Ma(3)	66.3 ± 0.8Ma(5)Hb 67.1 ± 0.8Ma(5)Hb 66.5 ± 1.6Ma(5)Hb 67.9 ± 0.8Ma(5)Hb 67.4 ± 0.7Ma(5)Hb			70.6 ± 2.8Ma(5)Hb 62.8 ± 2.2Ma(5)Bi	
勝間 石英閃緑岩	62.7 ± 0.7Ma(2)Bi, F 61.7 ± 0.9Ma(2)Bi, F 60.9 ± 0.2Ma(2)Bi, F 57.9 ± 0.3Ma(2)Bi, F					
生田花崗岩		60.5 ± 0.2Ma(2)Bi, F 71.0 ± 0.8Ma(5)Hb				70.0 ± 1.3Ma(6)Hb 68.5 ± 0.5Ma(6)Bi 67.2 ± 0.5Ma(6)Bi
天竜峽 花崗閃緑岩						68.1 ± 0.9Ma(6)Hb 66.1 ± 0.5Ma(6)Bi
古期 領家 花崗 岩類	69.9 ± 8.1Ma(1) 63 ± 13Ma(1) 59.1 ± 0.1Ma(2)Bi, F 64.4 ± 0.03Ma(2)Bi, F 61.8 ± 0.1Ma(2)Bi, F 64.3 ± 0.3Ma(2)Bi, F 63.7 ± 0.04Ma(2)Bi, F 161, 124, 164, 86, 125Ma(4)Hb, F	70.4 ± 0.7Ma(5)Hb	61.2Ma (2)Bi		72.3 ± 3.0Ma(5)Hb 65.2 ± 2.0Ma(5)Bi 59.3 ± 1.9Ma(5)Kf	

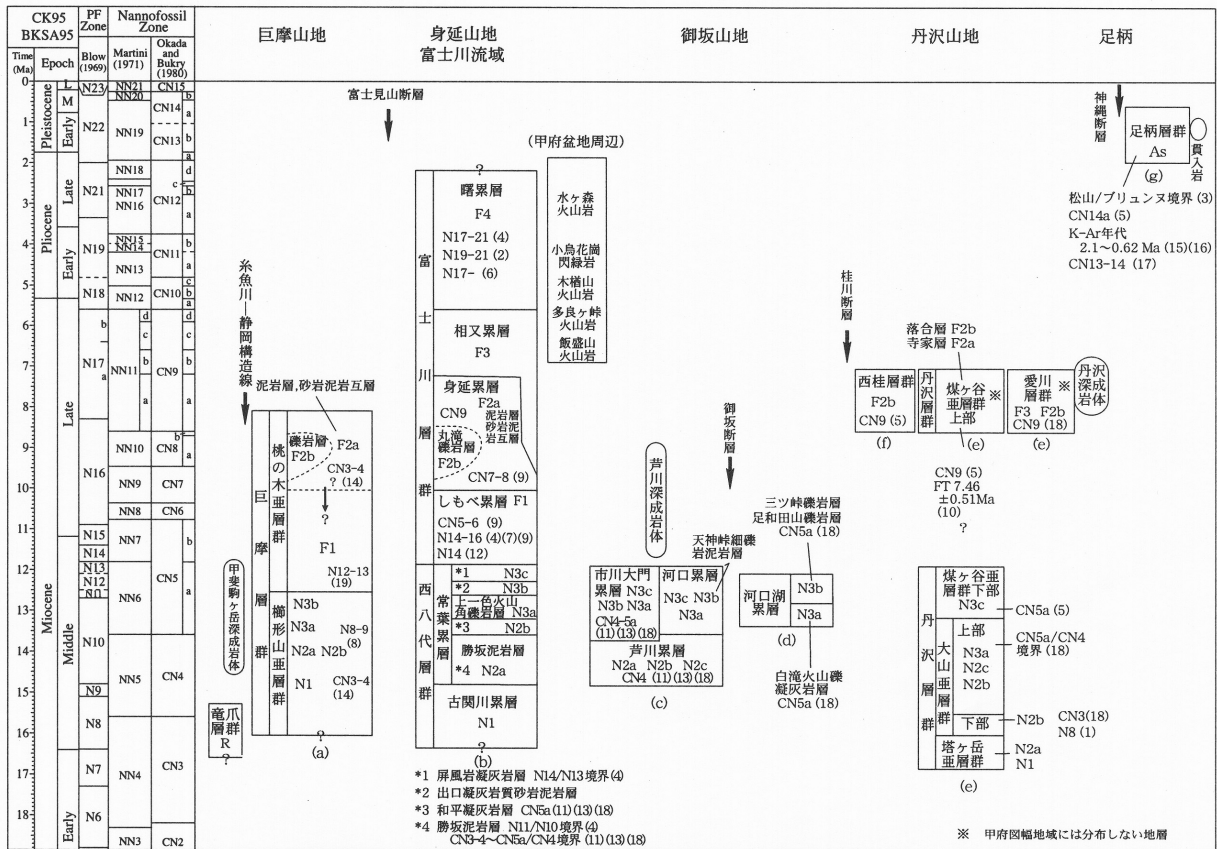
- (1) Rb-Sr-全岩アイソクロン年代
 - (2) Rb-Sr-全岩-鉱物アイソクロン年代
 - (3) Sm-Nd-全岩アイソクロン年代
 - (4) Sm-Nd-全岩-鉱物アイソクロン年代
 - (5) K-Ar年代
 - (6) Ar-Ar年代
- Hb: 角閃石
Bi: 黒雲母
Mus: 白雲母
Kf: カリ長石
F: 珪長質部分

第 2 表 関東山地の秩父累帯に分布する
堆積岩類コンプレックスの対比

文献 ユニット	堆積岩類コンプレックスの対比				
	金属鉱業事 業団(1975)	岩崎ほか (1989)	久田・岸田 (1986)	石井 (1962)	酒井 (1987)
Cユニット	北川端層 合羽坂層	川上層上部 合羽坂層上部	V帯		御前山層
Bユニット	大ガマタ層	天狗山層 御座山層	IV帯	大ガマタ層	海沢層
Aユニット	石舟層 両神層	木次原層	III帯 II帯 I帯	石舟層 両神層	川井層

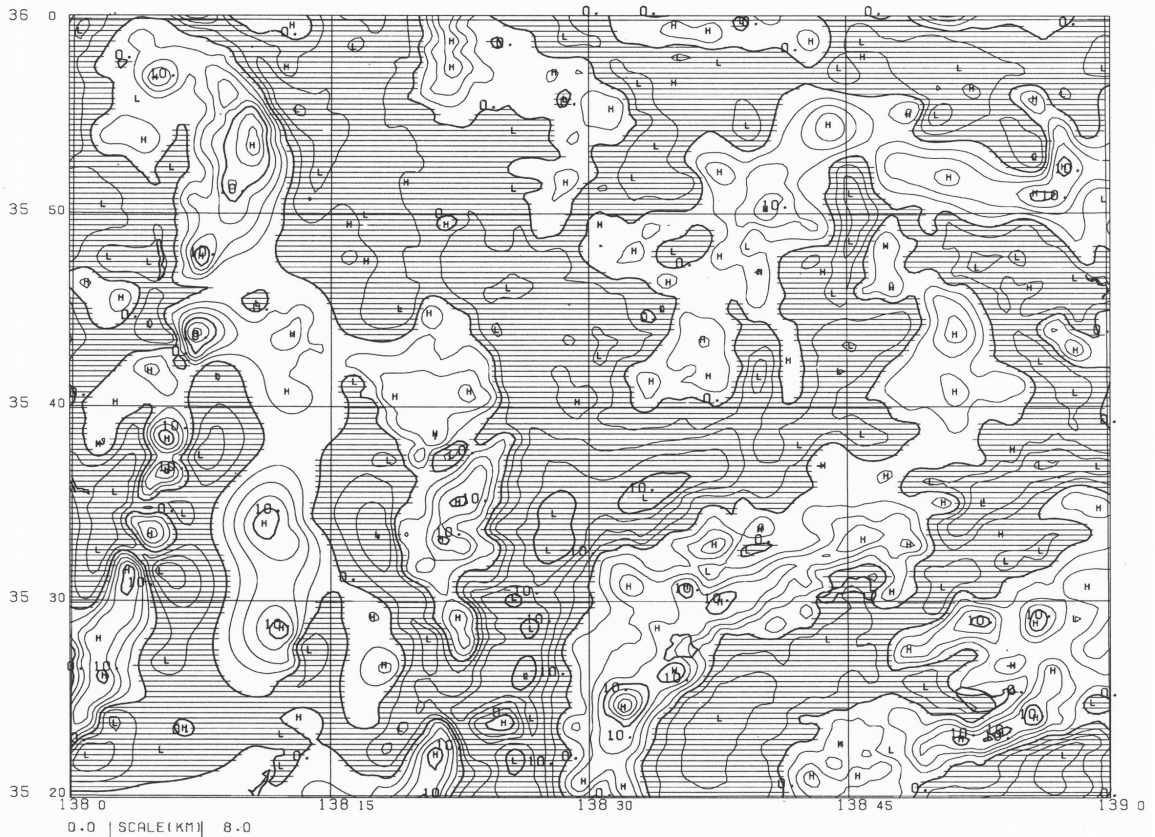
第 3 表 関東山地の四万十累帯に分布する地層の対比

年代	地層の対比					
	鎌田ほか (1991)	金属鉱業事業団 (1975)		Hara and Hisada (1998)	Yagi (2000)	酒井 (1987)
古 第 三 紀		佐久川上地域	奥秩父地		相笹子層 模植木 湖 complex 層 推現山層 群 深城 complex	相 模 湖 層 推現山層 群
	白 増 層	斑山層	III亜帯 II亜帯 I亜帯		小伏 complex 層 小菅層 層 笛吹 層 群 盆堀川層	小 小 伏 層 盆 堀 川 層
		御門層				
富 層				川又 ユニット 二瀬 ユニット		
						大成層 小 鴨 沢 層 青 岩 谷 層
			古礼山層 豆焼沢層			
紀 群	高登谷山層		柳小屋層	雲取山 ユニット 市ノ沢 ユニット 和名倉沢 ユニット	小 河 内 層 雲取山層 群 中山層	
		高登谷山層		小河内層群		
		南川端層				



- 化石層序区分 (1) 門田・末包(1978) (2) 狩野ほか(1985) (3) 小山(1986) (4) 尾田ほか(1987) (5) 岡田(1987) (6) 斎藤ほか(1989) (7) 天野・伊藤(1990) (8) 秋元ほか(1990) (9) Amano(1991) (10) 水上ほか(1991) (11) 青池ほか(1994) (12) 石垣(1994) (13) 青池ほか(1996) (14) 青池(1998) (15) 今永・山下(1999) (16) 今永(1999) (17) Imanaga(1999) (18) 青池(1999) (19) 未公表資料
- 層序区分 a) 小坂・角田(1958) b) 松田(1961) c) 片田(1956) d) 水野ほか(1977) e) Mikami(1961) f) 真野ほか(1977)など g) 今永(1999)など

第1図 南部フォッサマグナ地域の中新統-下部更新統の層序区分と対比地質年代と微化石年代との関係は斎藤(1999)による。



第2図 重力異常の2kmの上方接続残差。負値には、影を付けて表示。コンター間隔は、1mgal(ミリガル)。