関東山地東方吉見丘陵の中新世マイロナイト

Finding of Miocene mylonites in the Yoshimi Hills to the east of the Kanto Mountains

小野 晃*†

Abstract

Akira Ono*†

2003年1月7日受付.

2003年5月7日受理.

* 物質・材料研究機構, 物質研究所,
National Institute for Materials Science,
Advanced Materials Laboratory, Namiki 1-1,
Ibaraki 305-0044, Japan

† 現: 埼玉県白岡町白岡
Shiraoka, Shiraoka-machi, Saitama 349-0218,
Japan

The Yoshimi metamorphic rocks were mylonitized to various degrees. Fine-grained mylonites are often found in shear zones, which are partly overprinted cataclasis. Pelitic mylonites are mainly composed of muscovite, chlorite, clinozoisite, calcite, albite, quartz and opaque minerals. Mylonite foliations are parallel to bedding planes. The thickness of mylonites in the Hinatayama region ranges from 5cm to 1m. The K-Ar bulk rock age is measured for a highly mylonitized pelitic rock which was not deformed cataclastically deformation. The K-Ar age determined is 18.0Ma. Taking into consideration the Miocene tectonics in the northern Kanto Mountains, it is considered that the mylonitization took place during the clockwise rotation of the Kanto Mountains in the middle Miocene time.

Key words: Kanto Mountains, Yoshimi Hills, mylonite, Miocene tectonics, isotopic age

はじめに

西南日本外帯は、日本海が拡大した中新世中期頃に本州中央部で強く屈曲したと考えられている (Takahashi and Saito, 1997). 三波川帯, 秩父帯, 四万十帯は赤石山地では反時計方向に回転し (狩野ほか, 1993), 関東山地では時計方向に回転している (Hyodo and Niitsuma, 1986). このテクトニクスに関して外帯が受けた変動が, 赤石山地と関東山地とで非常に異なることが問題である. 赤石山地では短縮テクトニクスによって地質体の顕著な変形や部分的な消滅が生じている (例えば, 松島, 1997). 一方, 関東山地の三波川帯や秩父帯では古第三紀以前の地質構造は大きく乱されていない, そのため関東山地北縁部の中新世中期のテクトニクスが注目される.

関東山地北縁部ではいろいろな地質体が低角断層で積層している. 三波川帯の御荷鉾緑色岩にはジュラ紀付加体と推定される岩石や跡倉ナツブ由来のクリッペが低角断層で重なる (牧本・竹内, 1992). 秩父帯では柏木ユニット, 上吉田ユニット, 風早峠ユニットなどが低角断層で重なっている (関根ほか, 2001). これらの積層構造が中新世中期頃に強く変形された形跡は認められない. ただし, 秩父盆地や群馬県高崎一下仁田地域の新第三系には, 15Ma 頃の短縮テクトニクスを反映して, 褶曲構造や庭谷不整合が形成されている (大石・高橋, 1990; 高橋・星, 1996). しかし褶曲構造は比較的ゆるやかで, 変形は著しいものではない.

関東山地北縁部の中新世中期頃のテクトニクスに関連して

吉見丘陵が注目される. その位置から見て, 吉見丘陵のテクトニクスは関東山地に近接する関東平野の基盤岩類のテクトニクスを代表している可能性がある. しかも吉見変成岩類の Ar-Ar 放射年代として 20~30Ma と 60Ma の 2 段階の年代値が得られている (横山, 1989) ので, 吉見変成岩類は中新世のテクトニクスを記録しているはずである. しかしながら, 中新世のテクトニクスの実体は明らかではない. これを解明すべく吉見変成岩類を調べたところ, 中新世に形成されたマイロナイトが見出された. 本論文ではその記載と形成年代の推定を行う.

関東山地の地質と吉見変成岩類の概要

関東山地北縁部はおもに三波川変成岩と秩父帯の岩石および新第三系から構成されている (第 1 図). 新第三系の分布地域は秩父盆地と関東山地縁部である. 関東山地縁部の新第三系やその北方の平野部の基盤岩類の実体は不明であるが, 第 1 図では三波川変成岩が点線の推定断層まで存在するように描かれている. この断層の位置は越谷-高崎構造線 (矢島, 1981) や石井 (1962) が推定した断層を考慮したものである. 比企丘陵付近での最近の反射地震探査によると, 三波川変成岩は関東山地からこの断層近傍まで連続している (井川ほか, 1998). 吉見丘陵の変成岩類はこの三波川帯北縁断層に近接した位置にある. なお, 第 1 図の地質図幅は 20 万分の 1 の地質図幅「長野」(中野ほか, 1998), 「宇都宮」(須藤ほか, 1991), 「東京」(坂本ほか, 1987) に従って描かれている.

第 1 図. 関東山地北縁部の地質と吉見丘陵の位置. 黒塗り部分は三波川変成岩に重なるあるいは重なりと推定されるクリッペ群.

第 1 図では比企丘陵と吉見丘陵の変成岩や花崗岩を三波川変成岩に重なるクリッペと見なしている. これは小坂 (1979) の見解に従ったものである. しかし, 吉見変成岩類と三波川変成岩との関係は不明で (徳田・瀬尾, 1985; 高木ほか, 1989), 吉見クリッペの具体的証拠は発見されていない. 一方, 著者の観察によれば, 領家変成岩や鹿塩マイロナイトに酷似する礫が秩父盆地の牛首峠, 秩父市黒谷, 皆野町金山および皆野町橋爪などに分布する新第三系に存在し, 中新世初期から中期にかけての関東山地に相当な量の領家変成岩を含有するナップ (領家ナップ) が想定される. 比企丘陵の変成岩やマイロナイトや花崗岩 (比企団体研究グループ, 1982; 小坂, 1979; 高木・長濱, 1987) はこのナップの一部であったと推測される. なお, 領家ナップと跡倉ナップ (第 1 図黒塗りの岩体の大部分) の地質学的関係は不明であり, 領家ナップの形成時期や形成機構が跡倉ナップと類似している可能性や, 領家ナップとは跡倉ナップの内部構造の一部にすぎない可能性もある.

吉見丘陵には角閃岩類と泥質片岩がおもに分布している (第 2 図). 角閃岩類は片状~片麻状の角閃岩や角閃石片岩が多く, 塊状のザクロ石角閃岩や角閃岩および少量の超塩基性岩なども見られる. 角閃岩類に挟まって少量の泥質片岩と砂質岩も存在する. 一方, 泥質変成岩は和名, 日向山および八反田にまとまって分布している. 鉱物の粒度や斜長石, ザクロ石などの組成からみて, 和名の泥質片岩は日向山のものより低温で形成され, それらは角閃岩体に取り込まれたブロックと推定されている (高木ほか, 1989). また, 吉見変成岩類の大部分はマイロナイト化作用を被っており, 断層近傍ではさらにカタクレサイト化されている (徳田・瀬尾, 1985; 高木ほか, 1989). 本論文で記載されるように, マイロナイト化されている吉見変成岩類の一部は新期のマイロナイト化作用を受けて, 微細なマイロナイトに変貌している. 野外では非変成岩に見える場合が少なくないが, 顕微鏡下ではポーフィロクラストと片理の発達したマトリックスが認められる. 微細なマイロナイトには緑泥石が多く, 黒雲母は存在しない. このような岩石の存在は今まで明確には認識されていなかった.

第 2 図. 吉見丘陵の地質概略図. 黒丸は調査地点. 新期に形成されたマイロナイトは白丸と黒丸が重なっている地点で観察される. 角閃岩類と泥質片岩の分布は高木ほか (1989) による.

たが, 代表的ないくつかの岩石を次に記載する.

吉見変成岩類の記載と K-Ar 全岩年代

吉見変成岩類の良好な露頭は極めて少なく, 著者が観察したおもな露頭は第 2 図の黒丸の地点 (●) にすぎない. しかも現在ではこれらの露頭の多くは消滅している. 本論文で記載する新期のマイロナイト化作用を受けた岩石は黒丸を白丸で囲んだ地点 (◎) で観察される.

長谷では角閃岩類の破碎作用と二次的な再結晶作用 (マイロナイト化作用) が著しい. 普通角閃石は多粒子化し, 周囲にアクチノ閃石や緑泥石が生成している. 方解石脈やゾイサイト-クリノゾイサイト-石英脈も数多く生成している. 角閃岩に挟まって薄い泥質片岩が少量存在するが, マイロナイト化作用を受けて微細な岩石になっている. 鉱物組み合わせは緑泥石-曹長石-ゾイサイト-クリノゾイサイト-方解石-石英, および緑泥石-白雲母-曹長石-ゾイサイト-方解石-石英-炭質物である. 微細な白雲母や緑泥石は定方向配列している. 原岩の変成鉱物と思われる粗粒の白雲母がポーフィロクラストとして残存しており, その化学組成はマトリックスの微細な白雲母よりフェンジャイト成分に富んでいる. 分析されたポーフィロクラストとマトリックスの白雲母の組成は第 1 表の Ms/p と Ms/m にそれぞれ提示されている. なお, 電子線マイクロアナライザー (JEOL, JXA5A) による分析は今までの著者の方法 (例えば, Ono, 1976) に従って行われた.

八反田には片状の角閃岩に挟まって, 厚さ 1 ~ 2 m の泥質片岩が見られる. 緑泥石-白雲母-ザクロ石-斜長石-方解石-石英-炭質物片岩と緑泥石-白雲母-曹長石-方解石-クリノゾイサイト-ゾイサイト-石英-炭質物片岩である. ポーフィロクラストはかなり多く, その周辺部に流動組織が認められる. おもなポーフィロクラストは白雲母, ザクロ石,

第 1 表. 鉱物の化学組成. 岩石 3 個の鉱物組成. Ms は白雲母, Grt はザクロ石. 日向山の Ms について, p はポーフィロクラストの白雲母, m はマトリックスの白雲母. Ms/m 以外の鉱物は吉見変成岩類本来の変成鉱物.

loc.	長谷	長谷	八反田	八反田	日向山	日向山
min.	Ms p	Ms m	Ms	Grt	Ms	Grt
SiO ₂	47.05	47.24	48.07	38.13	46.29	37.32
TiO ₂	0.21	tr	0.12	0.04	0.73	-
Al ₂ O ₃	32.44	35.16	31.48	21.70	33.75	21.00
FeO	2.03	0.33	1.76	24.35	1.66	31.21
MnO	-	-	0.00	0.82	-	6.22
MgO	1.47	0.60	1.82	7.55	1.21	2.34
CaO	-	-	-	7.13	-	2.67
Na ₂ O	0.47	0.27	0.41	-	0.61	-
K ₂ O	9.64	9.60	10.20	-	10.32	-
Total	93.31	93.20	93.86	99.72	94.57	100.76

斜長石で、マトリックスは微細な緑泥石と白雲母が多い、マトリックスの白雲母は長谷の場合と同じく FeO と MgO の含有量が少ない。

和名付近のおもな岩石は黒雲母-白雲母-ザクロ石-斜長石（オリゴクレーヌ-曹長石）-石英-炭質物片岩で、白雲母の組成はどの粒子でも類似し、FeO や MgO 含有量は長谷や八反田のポーフィロクラストの白雲母とほぼ同じである。一方、日向山の泥質片岩は和名付近のものと鉱物組み合わせは類似しているが粒度はずっと粗粒である。多くの岩石は弱くマイロナイト化しており、白雲母、黒雲母、斜長石、ザクロ石のポーフィロクラストが存在する。白雲母は変形しており、波動消光を示すものが多い。マイロナイト化作用で生成したと推定される小さい白雲母も存在するが、分析されたすべての白雲母の組成は和名の泥質片岩のものと類似し、粒度依存性は認められない。すなわち、長谷と八反田で見られた新期のマイロナイト化作用で生成した白雲母が確認できない。しかもこれらの地点のマイロナイトと異なり、黒雲母がポーフィロクラストやマトリックス鉱物として存在する。これらの事実から長谷や八反田のマイロナイト化作用とは異なるマイロナイト化作用が推定される。なお、和名や日向山の泥質片岩に関するマイロナイト化作用については、高木ほか(1989)に詳しい記載がある。

日向山では片麻状角閃岩と塊状のザクロ石角閃岩が黒丸を白丸で囲んだ地点 (●) 付近に分布している。これらの角閃岩の境界部には厚さ約 4 m の粗粒な泥質片岩が挟まっている。片麻状角閃岩では斜長石の多い部分と角閃石の多い部分が縞状組織を作っている。泥質片岩は黒雲母が多い部分と長石が多い部分が細かく互層しているため、片麻岩のように見える。白雲母と長石が多く、白色味をおびた岩石である。これらの岩石は各所で破碎作用を受けてカタクレ-サイトや角礫岩になっている。厚さが約 1 ~ 5 cm ほどの細粒片状の岩石（マイロナイト）も認められる。マイロナイト片理面の走向傾斜は周辺の吉見変成岩類のそれとほぼ同じ (N50° W, 60° ~ 90° NE) である。要するに幅がおよそ 20m の小規模な剪

第 3 図. 顕微鏡で観察されるマイロナイトの組織. A は多少マイロナイト化した泥質片岩. B はザクロ石角閃岩起源のマイロナイト. A について、不透明部分 (F) はマイロナイト化作用で生成した細粒の白雲母、緑泥石、不透明鉱物などの集合体. M は変形された白雲母, G は破碎されたザクロ石. B はザクロ石角閃岩起源のマイロナイト. B について、ポーフィロクラストは普通角閃石 (H) でマトリックス鉱物はおもに緑泥石. 岩石採集地点は第 2 図の日向山 (白丸の中の黒丸地点).

断帯にカタクレ-サイトや角礫岩やマイロナイトが点在している。しかも野外で細粒化がそれほど明瞭でない岩石でも、たとえば片麻状角閃岩からおおよそ 1 m 以内の泥質片岩のように、多少マイロナイト化されていることがある。

粗粒な泥質片岩の構成鉱物は黒雲母、白雲母、ザクロ石、斜長石、石英、炭質物などであり、黒雲母と白雲母はマイロナイト化作用をうけてレンズ状に変形されている。このマイロナイト化された岩石は角閃岩近傍で新期にマイロナイト化され、細粒の白雲母、緑泥石、曹長石、石英、不透明鉱物などが生成している。新期に生成した鉱物は微細であるため、その集合体は顕微鏡下で不透明になる傾向がある。マイロナイト化作用が比較的弱い岩石では微細な鉱物の集合体は少量存在するのみである (第 3 図 A)。マイロナイト化が進行すると細粒鉱物で構成される部分が増大し、原岩の組織を保持している粗粒な部分が減少していく。このような部分は約 1m の厚さにわたって観察されるが、細粒部分は次に述べる

強くマイロナイト化した岩石の組織に類似している。最も強くマイロナイト化した岩石は厚さ 1 ~ 3cm ほどの黒色の緻密な泥質岩で、片麻状角閃岩に沿うように断続的に分布している。おもな構成鉱物は微細な白雲母、緑泥石、不透明鉱物、石英などで、この他にポーフィロクラストとして白雲母フィッシュ、ザクロ石、レンズ状の斜長石などが存在する。片理面にそって破断した岩片を見ると、粗粒な白雲母がかなり多いことが分かる。なお、岩石が黒色を呈するのは微細な不透明鉱物が多いためと思われる。

片麻状角閃岩起源のマイロナイトは数 m 以上の範囲にわたって点在しており、個々のマイロナイトは細粒で片状組織が発達し、厚さは 1 ~ 5cm ほどで、片理面に沿って 30cm ほどは追跡できる。角閃岩との境界はシャープである。マイロナイト片理面に直交する切断面にはレンズ状の斜長石ポーフィロクラストが肉眼でも多数認められることが多い。マトリックスの石英や長石の粒径は数 μm 以下と非常に細粒である。緑泥石がかなり多いことも特徴の一つである。第 3 図 B は角閃岩起源のマイロナイトで、ポーフィロクラストは普通角閃石、マトリックスは緑泥石と少量の方解石およびアクチノ閃石である。

以上のように角閃岩が広く分布する日向山では露頭規模の破碎帯(剪断帯)にポーフィロクラストと流動組織の発達した岩石(マイロナイト)が点在している。八反田北東部にも各所に破碎帯がかつて観察された。破碎作用がごく弱い岩石でもザクロ石は破碎され、部分的に緑泥石化している。破碎帯にマイロナイトの存在が期待されるが、現在、露頭は消滅してしまい確認できない。

詳しく記載された日向山の黒色で細粒の泥質マイロナイトについて、K-Ar 全岩年代の測定をジオスペース・サイエンス株式会社に依頼した。カタクレーサイト化していない緻密で硬い岩石を約 50g 選別し、それらを繰り返し細かく砕き、イオン交換水で洗浄後、篩い分けして 48 メッシュから 100 メッシュの試料とした。試料をかなり細かくした理由は、粉碎・洗浄の過程で風化生成物のような軟弱な岩石部分をできるだけ除外するためである。最後に、岩石試料を希釈塩酸水で洗浄後、イオン交換水で更に洗浄して年代測定用試料とした。なお、岩石試料にはマイロナイト化作用で生成した微細な白雲母のほかにポーフィロクラストの粗粒な白雲母も含まれている。しかし、カタクレーサイト化によって生成した鉱物は顕微鏡観察では見あたらない。この岩石試料の K-Ar 年代は 18.0Ma である(第 2 表)。

考 察

多くの吉見変成岩類にはマイロナイト化作用が認められる。黒雲母の存否とフェンジャイト成分に富む白雲母の存否などを考慮すると、少なくとも 2 回のマイロナイト化作用が認められる。日向山の角閃岩に挟まっている粗粒な泥質片岩は黒雲母や斜長石が安定な角閃岩相のマイロナイト化作用を受けている。鉱物の形態などから判断すると、マイロナイトは異なる時期に生成した鉱物から構成されている。そのため、白雲母や黒雲母の K-Ar 年代を測定しても、その年代値の意

第 2 表. 日向山の泥質マイロナイトの K-Ar 全岩年代。

位置	試料	年代 (Ma)	^{40}Ar rad (STPcc/g $\times 10^{-6}$)	^{40}Ar rad (%)	K (%)
日向山	全岩	18.0 $\pm$ 0.5	1.31 1.27	76.4 74.6	1.83 1.83

$$\text{定数: } \lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} / \text{y}, \lambda_{\epsilon} = 0.581 \times 10^{-10} / \text{y}, \\ {}^{40}\text{K}/\text{K} = 0.01167 \text{ atom\%}$$

味が問題になる。問題の泥質片岩の K-Ar 白雲母年代は 34.1Ma である(高木ほか, 1989)が、この年代がマイロナイト化作用の年代なのか、マイロナイト化作用を受ける前の変成鉱物の形成年代なのか、あるいは両者の混合年代なのか明らかではない。しかし、マイロナイト化は白雲母の閉鎖温度がそれ以上の高温で起きていると推測される上に、変形作用も顕著であるので、白雲母や黒雲母の K-Ar 年代はマイロナイト化作用の年代かも知れない。

上記のマイロナイト化された変成岩は、本論文で記載されたように、場所によっては新期のマイロナイト化作用を強く受けている。すなわち、白雲母、緑泥石、曹長石、方解石、石英、不透明鉱物などから構成され、黒雲母の生成が認められない微細な岩石に変化している。高木ほか(1989)によって年代測定された岩石がどの程度新期のマイロナイト化作用を受けているか不明であるが、一般に吉見変成岩類では黒雲母の部分的緑泥石化はごく普通に見られるので、年代測定された岩石もある程度の影響を受けたと想定される。そうだとすると、K-Ar 白雲母年代に対する新期のマイロナイト化作用の影響を考慮する必要がある。マイロナイト化作用の温度が低いため、多少若返った程度かも知れないが、変形作用が強いと、意外と大きい影響があった可能性もある。いずれにせよ、新期のマイロナイト化作用が起きたのは 34.1Ma 以降と判断され、もし新期のマイロナイト化作用で生成したマイロナイトの K-Ar 白雲母年代を測定すれば、それは 34.1Ma より若い年代値となるであろう。吉見変成岩類について横山(1989)が報告した 20~30Ma の Ar-Ar 年代はこの新期のマイロナイト化作用の年代に近い値と推測される。

別の解釈として、新旧 2 種類に見えるマイロナイト化作用は実はどちらも岩体の冷却中に引き続いて起きた一連のマイロナイト化作用であるという見解も成り立つ。この場合、黒雲母が安定なマイロナイトと不安定なマイロナイトの中間的なマイロナイトの存在が期待される。しかし、このような岩石は観察されていない。また、長谷や八反田では白雲母フィッシュとマトリックスの白雲母に組成のギャップが見られ、中間的な組成の白雲母は存在しない。したがって、本論文では吉見丘陵の黒雲母の安定なマイロナイトと不安定なマイロナイトを一連のマイロナイト化作用によって形成したとは考えない。なお、黒雲母の安定なマイロナイトはかなり高温であり、もし古第三紀後期の形成であるならば、その熱源が問題になる。

黒雲母を含まないマイロナイトについて、マイロナイト化作用で生成した鉱物は細粒で、特に日向山のものは細粒である。粒度の地域的変動が認められる。これは新期のマイロナイトの形成時期や生成条件が場所によって多少相違することを示唆している。すなわち、比較的粗粒なマイロナイトの形成に引き続いて、微細な鉱物からなるマイロナイトの形成時期があり、その後、カタクレーサイトが形成される。これらは一連の変動と思われる。別の解釈として、マイロナイトの粒度の違いは場所による生成温度の相違が原因で、生成時期はほぼ同時であった可能性もある。

多数のマイロナイトの年代を測定して、新期の多様なマイロナイトの生成時期を決定する必要がある。しかし、適当な岩石試料の採集に必要な露頭がほとんど存在しない。数少ない露頭での岩石について、新期のマイロナイト化作用で生成した鉱物は細粒のうえに、ポーフィロクラストとして白雲母や普通角閃石が少なくない。形成時期が異なる白雲母あるいは角閃石が存在し、その分離が困難であるため、新期のマイロナイト化作用で生成した鉱物の K-Ar 年代は求め難い。また K-Ar 全岩年代は古期の鉱物（泥質岩ではおもに白雲母ポーフィロクラスト）と新期の鉱物（おもにマトリックスの白雲母）の混合年代になってしまう。今回年代測定した泥質マイロナイトについて、その K-Ar 全岩年代は 18.0Ma であるが、白雲母フィッシュの混入を考慮すると、マイロナイト化作用の真の年代（マトリックスの白雲母の年代）は 18.0Ma よりも多少若く、ポーフィロクラストの白雲母はこれより多少古いと思われる。マイロナイト化作用の推定年代値は横山 (1989) の Ar-Ar 年代より多少若すぎることになる。

なお、マイロナイトはカタクレーサイト化作用を受けて若返った可能性もある。長谷に認められた方解石脈や石英—長石脈などは熱水変質の生成物である可能性が高く、この地域では、熱水変質を伴うカタクレーサイト化作用の影響は無視できないであろう。しかし、年代測定された岩石やその周辺にはそのような脈状物質は存在せず、測定された岩石は細粒緻密で、カタクレーサイト化作用を被っていない。カタクレーサイト化によって生成した鉱物も見あたらない。

新期のマイロナイト化作用は中新世中期頃に起きた可能性が高いが、K-Ar 全岩年代が持つ不確さのため、地質学的考察が必要である。この推察には吉見変成岩類がマイロナイト化されていた時期には周辺の地質体も何らかの変動を受けていたはずである、という想定が重要であろう。新第三系にこの種の変動を探索してみると、高崎—下仁田地域では 15Ma 頃に形成された庭谷不整合より上位の地層には大きな変形運動は記録されていない（大石・高橋, 1990）。比企丘陵地域でも同様であり（小川町史編集委員会, 1999）、したがって、マイロナイト化作用は約 15Ma 以前に起きたと推測される。

関東山地を含む西南日本は中新世中期に日本海の形成に関連して回転運動をしたが、その終末期あるいは直後の 15Ma 頃に、庭谷不整合より下位の地層に見られる褶曲や衝上断層が形成された（高橋・星, 1996）。この褶曲や断層を形成した短縮テクトニクスを吉見変成岩類も受けた可能性は高い。また、第 1 図の三波川帯北縁断層付近は昔から大断層（関東構

造線あるいは中央構造線）の存在が推定されてきたところである（例えば、矢島, 1981; 石井, 1962）。これを考慮すると、反時計方向に回転した東北日本と時計方向に回転した関東山地との地質境界はこの断層付近にあると推測される。吉見丘陵の位置を考慮すると、この回転境界付近に生じたテクトニクスを吉見変成岩類が受けた可能性は高い。すなわち、吉見変成岩類のマイロナイト化作用はこれら中新世中期のテクトニクスと関連していると想定される。しかし、回転境界付近での具体的なテクトニクスは不明で、吉見丘陵のテクトニクスも今後の検討課題のままである。これらのテクトニクスの研究が今後進展することを期待したい。

文 献

- 比企団体研究グループ, 1982, 関東山地北東縁部から領家非持型トーナル岩の発見. 地質雑, **88**, 427-430.
- Hyodo H. and Niitsuma N., 1986, Tectonic rotation of the Kanto Mountains, related with the opening of the Japan Sea and collision of the Tanzawa Block since middle Miocene. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 335-348.
- 井川 猛・川中 卓・小澤岳史・伊藤谷生・笠原敬司・佐藤比呂志, 1998, 関東平野北西部の反射地震探査による地下構造. 地球惑星科学関連学会 1998 年合同大会予稿集, 370.
- 石井基裕, 1962, 関東平野の基盤. 石技誌, **27**, 615-640.
- 狩野謙一・田中秀実・吉田智治・松井信治, 1993, 赤石構造帯の形成過程—中新世における西南日本弧東部の地殻変位と関連して—. 地質学論集, no.42, 203-223.
- 小坂和夫, 1979, 関東山地北東縁部付近の白亜紀以降の断層運動史. 地質雑, **85**, 157-176.
- 牧本 博・竹内圭史, 1992, 寄居地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 136p.
- 松島信幸, 1997, 赤石山地地形成論—ポスト和田変動と中央構造線付近のまくれ上がりについて—. 飯田市美術博物館研究紀要, **7**, 145-162.
- 中野 俊・竹内圭史・加藤碩一・酒井 彰・浜崎聡志・広島俊男・駒沢正夫, 1998, 20 万分の 1 地質図幅「長野」, 地質調査所.
- 小川町史編集委員会, 1999, 小川町の自然. 地質編—大地にきざまれた歴史—. 小川町, 283p.
- 大石雅之・高橋雅紀, 1990, 群馬県高崎地域に分布する中新統一とくに庭谷不整合形成過程について—. 東北大学古生物研報, no.92, 1-17.
- Ono, A., 1976, Crystal growth and zoning of garnet from the Ryoke metamorphic rocks of central Japan. *Jour. Japan Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **71**, 308-322.
- 坂本 亨・酒井 彰・秦 光男・宇野沢 昭・広島俊男・駒沢正夫・村田泰章, 1987, 20 万分の 1 地質図幅「東京」, 地質調査所.
- 関根一昭・飯嶋治男・長谷河初男, 2001, 関東山地の秩父累帯北帯の地質. 埼玉県立自然史博物館研究報告, no. 19, 31-44.
- 須藤定久・牧本 博・秦 光男・宇野沢 昭・滝沢文教・坂本 亨・駒沢正夫・広島俊男, 1991, 20 万分の 1 地質図幅「宇都宮」, 地質調査所.
- 高木秀雄・長濱裕幸, 1987, 関東山地北東縁部比企丘陵の領家帯. 地質雑, **93**, 201-215.
- 高木秀雄・柴田 賢・内海 茂, 1989, 関東山地東方吉見丘陵の変成岩類とその K-Ar 年代. 岩鉱, **84**, 15-31.
- 高橋雅紀・星 博幸, 1996, 栃木県茂木地域に分布する中川層群の地質年代とテクトニックな意義. 地調月報, **47**, 317-333.
- Takahashi, M. and Saito, K., 1997, Miocene intra-arc bending at an arc-arc collision zone, central Japan. *The Island Arc*, **6**, 168-182.
- 徳田 満・瀬尾孝文, 1985, 埼玉県吉見丘陵の変成岩類の K-Ar 年代. 吉田博直先生退官記念論文集, 289-295.
- 矢島敏彦, 1981, 関東平野基盤岩類の岩石学的特徴と地質構造. 地質学論集, no.20, 187-206.
- 横山一巳, 1989, 東部中央構造線沿いの変成岩. 日本地質学会第96年学術大会演旨, 98.

(要 旨)

小野 晃, 2003, 関東山地東方吉見丘陵の中新世マイロナイト. 地質雑, 109, 414-419. (Ono, A., 2003, Finding of Miocene mylonites in the Yoshimi Hills to the east of the Kanto Mountains. *Jour. Geol. Soc. Japan.* 109, 414-419.)

関東山地北縁部の東方にある吉見変成岩類はいろいろな程度にマイロナイト化されているが、これに重複して新期のマイロナイト化作用が各所で見られる。新期のマイロナイト化作用によって白雲母、緑泥石、クリノゾイサイト、方解石、不透明鉱物などが生成しているが、泥質マイロナイトに黒雲母は生成していない。マイロナイト剪断面は原岩の層理面や片理面に調和している。日向山地域では厚さが約 5 cm から 1m ほどのマイロナイトが、カタクレーサイトを伴いながらかなり広い範囲に点在している。カタクレーサイト化されていない顕著にマイロナイト化した泥質片岩について K-Ar 全岩年代を求めたところ、18.0Ma の年代が得られた。関東山地北縁部の新第三系のテクトニクスや関東山地の時計方向の回転テクトニクスを考慮すると、吉見変成岩類のマイロナイト化は回転境界近傍に生じた中新世中期の種々のテクトニクスの一つと思われる。