

諏訪市南部の中新統守屋層下部の不整合と堆積環境

堀内 義*, 大塚 勉**

*松本市四賀化石館, **信州大学全学教育機構

Unconformity and sedimentary environment of Miocene Moriya Formation
in the southern part of Suwa City, Nagano prefecture
central Japan.

Tadashi Horiuchi*, Tsutomu Otsuka**

*Matsumoto City Shiga Fossil Museum

**School of General Education, Shinshu University

キーワード：守屋層，中新世，フォッサマグナ，糸魚川—静岡構造線，不整合，堆積環境

Keywords: Moriya formation, Miocene, Fossa Magna, Itoigawa–Sizuoka Tectonic Line, unconformity, sedimentary environment

1. はじめに

諏訪市南部に分布する中新統守屋層は、フォッサマグナの外側、糸魚川—静岡構造線の西側に分布する中新統である。守屋層は、南東側では中央構造線を介して三波川結晶片岩と接する。北東側では糸魚川—静岡構造線を介して、横河変成岩・下諏訪変成岩とそれを覆う第四紀火山岩類と接する。

守屋層と基盤岩である領家変成岩との関係について、本間(1931)、田中ほか(1962)、小池ほか(1975)、吉野(1982)、宮地・加藤(1996)らによって、一部地域では断層関係ではあるものの、不整合で基盤岩を覆っているとされている。しかし、両角(1989)は、守屋層と領家変成岩は、その分布域南西側に存在する2本の断層によって接しているという見解を示している。

守屋層の堆積環境について、宮地・加藤(1996)は、守屋層の堆積を、基盤の陥没・不淘汰礫岩の堆積から始まるグリーンタフとは別のものと考え、通常の基底礫岩の堆積・海成砕屑岩の堆積に始まるとしている。しかし、吉野(1982)は、断裂・陥没・沈降と後背地の差別的・段階的な隆起・上昇を、平林(1966)は、諏訪地方の沈降と赤石山脈や木曽山脈の隆起を守屋層の形成と関連付けている。

今回の調査で、守屋層と基盤岩である領家変成岩は不整合で接することが確認できた。また守屋層下部の堆積環境について、西黒沢海進による海水準の上昇によるものであるか、または地獄的な

隆起・陥没を伴う断層活動によるものであるかの両面について検討をおこなった。

2. 地質概説

本地域に分布する新第三系守屋層は、下部の砕屑岩類と上部の海底に噴出した火山岩(緑色凝灰岩)に区分される。下部の砕屑岩は、下位より片倉礫岩砂岩泥岩部層、白沢砂岩部層、後山黒色泥岩部層に細分される(第1表)。上部の緑色凝灰岩は、その岩相と軟体動物化石から、糸魚川—静岡



第1図 研究地域の位置

第 1 表 守屋層下部の層序対比表

| | | 本研究 | 田中ほか(1962)及び 天竜川上流域地質図(1984) | 吉野(1982) 宮地・加藤(1996) |
|-----|----|------------|---------------------------------|-------------------------|
| | | | 省略 | 省略 |
| 守屋層 | 上部 | 省略 | 省略 | 省略 |
| | 下部 | 後山黒色泥岩部層 | 後山黒色泥岩層 | 後山黒色泥岩部層 |
| | | 白沢砂岩部層 | 白沢砂岩層 | 田無川凝灰岩砂岩部層 |
| | | 片倉礫岩砂岩泥岩部層 | 片倉礫岩層 | 古屋敷泥岩部層 |
| | | | | 白沢礫岩部層 |

構造線の東側に分布する内村層下部と同時代のものとされている(田中ほか, 1962).

片倉礫岩砂岩泥岩部層

模式地は片倉から北西に入る林道日影入線の松尾峠付近であり, ここで層厚が最も厚い. 西方に向かって次第に分布範囲が狭くなる. 調査地域内では基盤の領家変成岩を不整合関係で覆う. 不整合関係は, 薬師堂に流入する熊倉の沢上流, 松尾峠西方, 林道日向入山線の三つ峠付近の露頭で見ることができる.

熊倉の沢では, 領家変成岩の上位に不整合関係で角礫岩が重なり, さらにその上位に礫岩・粗粒砂岩が重なる. 角礫岩を構成する礫は中礫サイズの角礫が多いが, 最大径は 20cm に達する. 礫種は領家変成岩の砂岩・粘板岩が多い. 礫岩の基質は凝灰質の砂岩である. 粗粒砂岩には保存の悪い植物化石が密集する.

松尾峠付近では, 領家変成岩の上に円礫を含む礫岩層が不整合関係で重なる. 円礫は粘板岩・チャート・砂岩を主体とし, 下部白亜系戸台層起源の礫岩・白雲母花崗岩・濃飛流紋岩などの円礫を含む. このことは, 内帯だけでなく戸台層を含む外帯側も礫の供給源であったことを示している. ただし, 本地域に接近して分布している三波川変成岩の礫は全く見られない. 礫岩中にはラミナが発達した粗粒砂岩のレンズを挟む. 礫岩は側方への岩相変化が著しく, 風化した黄白色凝灰質砂岩・泥岩に移り変わる. 量的には礫岩はわずかであり砂岩・泥岩のほうが多い. 泥岩には, 炭化した木材, 植物化石がはさまれる. とくに松尾峠では, 直径 50cm 長さ 2m に達する材化石を含む. 本層の最上部は, 白沢川上流から一の沢上流にかけて礫岩が分布する. この礫岩から上位の白沢砂岩部層に漸移する.

白沢砂岩部層

模式地は片倉から北西に入る林道日影入線沿

いである. 厚さは, 白沢下流部が最も厚く, 白沢上流から一の沢上流にかけて急激に厚さを減少させる. 上位の後山黒色泥岩部層との境界は林道日影入線の北側の斜面において連続して追跡される. 片倉礫岩砂岩泥岩部層と本層の砂岩を比較すると, 本層の砂岩は続成作用が進み硬い. 特に白沢の大堰堤付近に露出する砂岩は, 泥岩をはさみ 30 cm ~ 1m 間隔で成層し硬質である. 一の沢上流域では凝灰質粗粒砂岩となる. 白沢砂岩部層の最上部の後山黒色泥岩層と隣接する部分には軟体動物化石に富む.

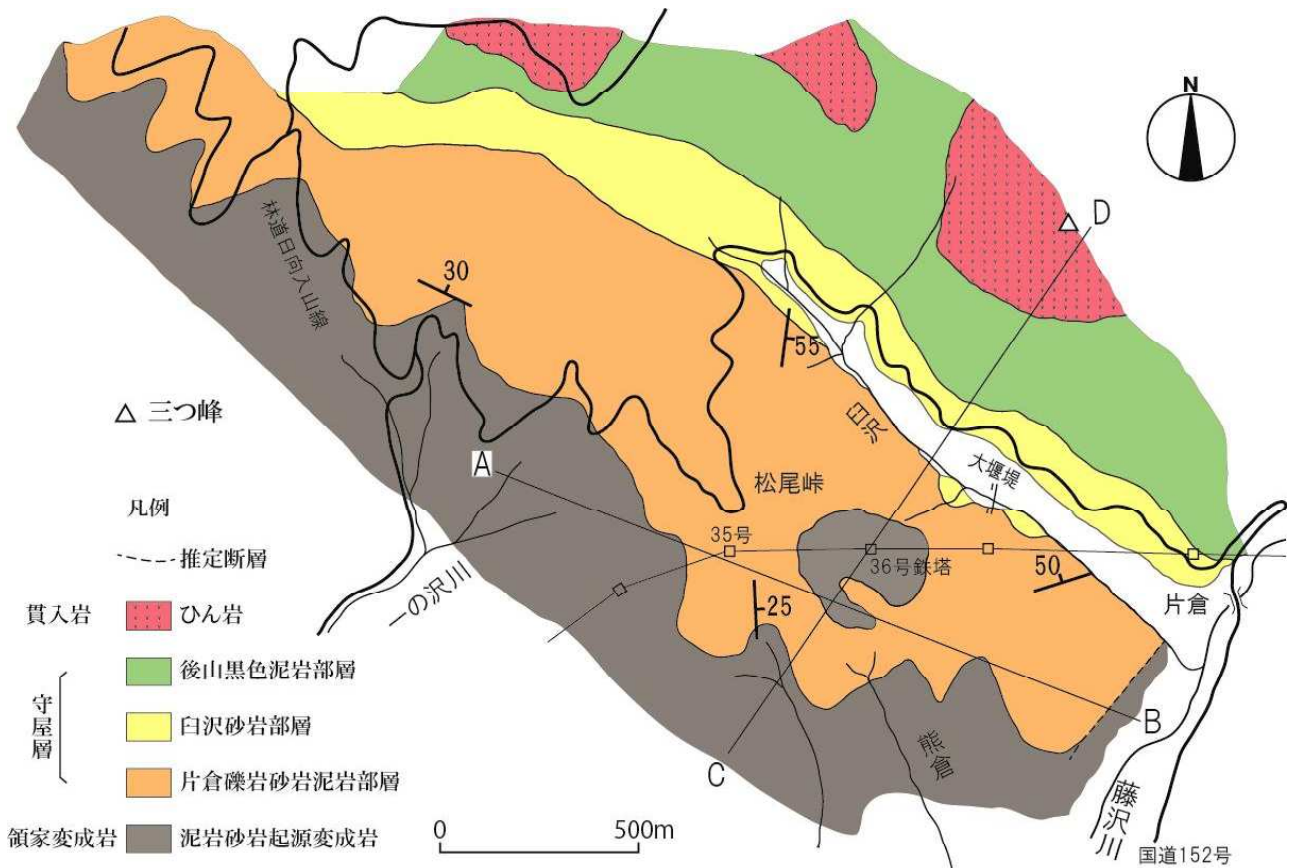
後山黒色泥岩部層

田中ほか(1962)に命名された, 模式地は諏訪市後山の沢川の河床である. ここより, 高遠町古屋敷にかけて守屋山の南を取り巻くように分布する. 本層下部の白沢砂岩部層と接する部分の泥岩は塊状黒色である. 上部には細粒砂岩のラミナが発達した部分があり, 上位の立石砂岩砂質泥岩部層へ漸移する. 宮地・加藤(1996)は底生有孔虫化石により, この泥岩の堆積環境を大陸斜面としている. 松丸ほか(1982)は, 浮遊性有孔虫 *Miogypsina Kotoi* HANZAWA を発見し, その時代を N8 ~ N9 にあたる中新世初~中期とした. この時期は西黒沢海進により, 海水面が急激に上昇した時期である.

3. 守屋層と領家変成岩の境界

三峰東方の林道日向入山線

林道の露頭では, 守屋層が変成したチャートを不整合に覆う(第3図). 守屋層の基底角礫岩の厚さは約 12m であり, その上に細礫を含む粗粒砂岩が重なる. 基底部の角礫岩の組成は領家変成岩の砂岩がほぼ 7 割を占める. 角礫はより細粒である基質と分離しにくく, 領家帯の砂岩・粘板岩に比較すると柔らかい. とくに, チャートと基底礫岩の接する部分では, 角礫岩の風化が著しい.



第2図 白沢周辺の地質図およびAB断面図，CD断面図

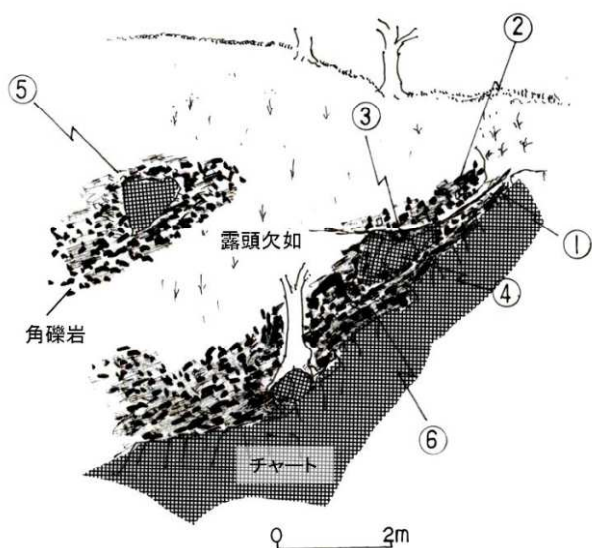
片倉から松尾峠における境界

守屋層と領家変成岩の境界に沿って調査をおこなった。片倉から松尾峠にかけては、両角(1989a)が地質図で示しているに2本の直線な断層で接していない。第2図のように基盤岩と守屋層の境界の形状は複雑である。不整合が観察できるのは熊倉の上流部と松尾峠周辺である。それ以外の境界は基盤岩と守屋層の露頭において不明瞭で不整合面を確認することが困難である。領家変成岩と守屋層は漸移的に変わる。ここでは、第3図

の例と同様に、基盤岩の上に基盤岩と同一起源の基底角礫岩が重なり、その上に守屋層の粗粒砂岩や泥岩が接しているものと推定される。

36号送電線鉄塔の「窓」について

36号送電線の鉄塔付近で、守屋層中に基盤岩である領家変成岩が「窓」のように孤立した分布を示している。「窓」の中には領家変成岩の露頭が2ヶ所で確認される(第4図)。36号送電線鉄塔を下った山道沿いには、領家変成岩の砂岩が幅数mにわたって露出している(第4図①、第5図)。



第3図 林道日向入山林道線の不整合境界

- ① 基盤岩であるチャートの凹陷部に粘板岩・砂岩の角礫が充填する。
- ② 角礫岩中に 1cm 程度の砂岩円礫が含まれる。
- ③ 幅 15cm ほどのガウジを伴う小断層，領家変成岩には変位を与えない。
- ④ 基底礫岩中に取り込まれたチャートのブロック。
- ⑤ 基底礫岩に取り込まれたチャートのブロック。
- ⑥ チャートと基底礫岩の接する部分に存在する、幅 40cm の風化帯。

この露頭は吉野(1982)の地質図でも領家変成岩として表されている。一方、宮地・加藤(1996)はこの部分も白沢礫岩砂岩泥岩部層としている。また、両者とも、N70° W 走向の断層によりこの部分が上昇したものと解釈している。この領家変成岩は新鮮であること、円磨された部分がないこと、白沢礫岩砂岩泥岩部層中の礫と解釈するにはあまりにも巨大すぎるなどから、領家変成岩の基盤岩と考えられる。標高 1,294m 付近には、接触変成作用を受けた白色のチャートが露出している(第4図②)。ここでは採鉱のための試掘跡があり、白沢の谷に向かってチャートの巨大ブロックが落下している。

領家変成岩の「窓」の大きさは直径 250m ほどの円形である。その「窓」の中の尾根の部分には守屋層が半島状に突出して分布している。この守屋層の突出部は「窓」の中央部に来るほど薄くなりせん滅する。松尾峠から 35 号送電線鉄塔を通

り南に延びる尾根でも、基盤岩を不整合に覆う守屋層が分布する。ここでは尾根の地形的に低い位置に領家変成岩あり、地形的に高い位置には守屋層が露出する。

第2図の断面図で示したように、片倉礫岩砂岩泥岩部層は、領家変成岩を薄く覆っている。必ずしも地形的に高い部分に浸食の結果、守屋層が残っているわけではない。領家変成岩より標高の低い部分にも守屋層が分布する。このことは、守屋層が北へ傾斜していることを考慮しても、堆積当初の領家変成岩の海底は凹凸に富んでいたことを示している。その海底に崖錐状の角礫岩が堆積し、その後守屋層の礫岩・砂岩・泥岩が薄く堆積したものと考えられる。

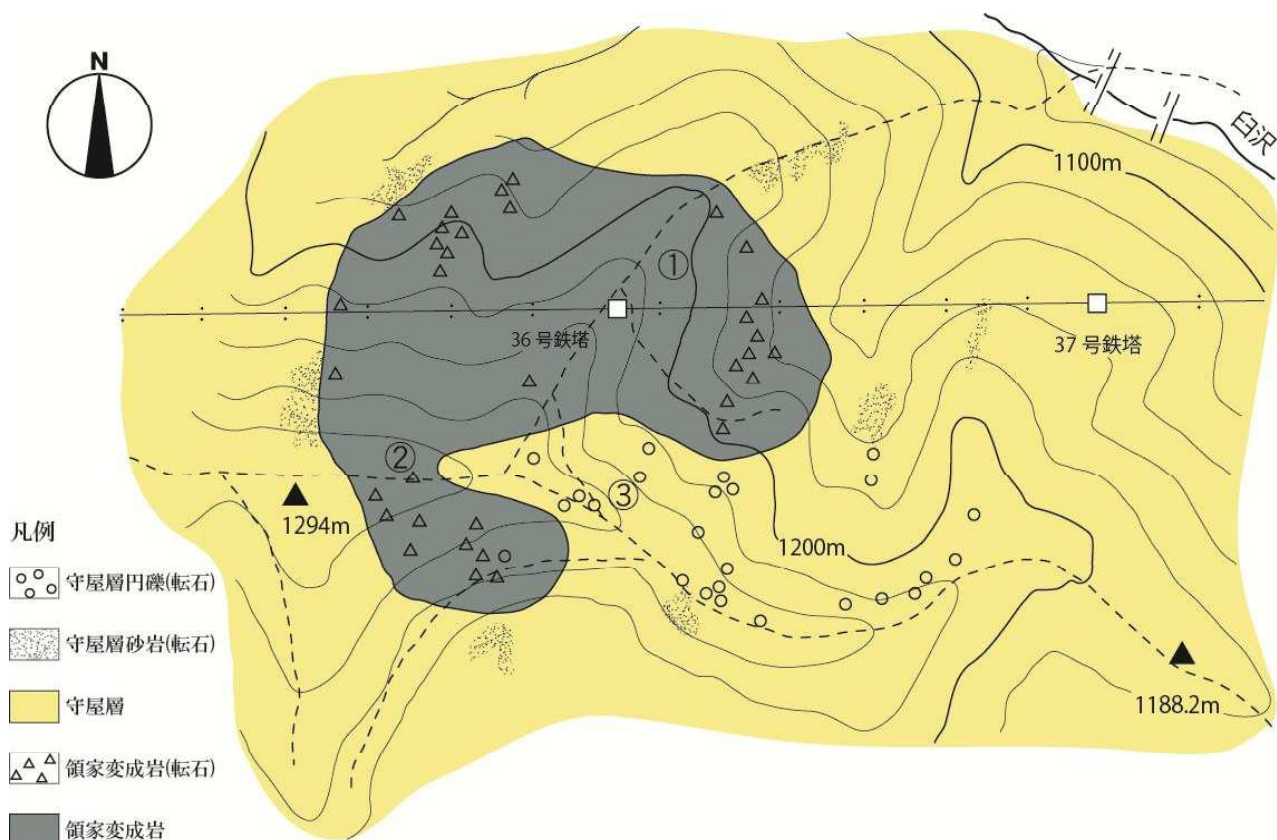
4. 守屋層と構造運動。

日影入断層について

両角(1989)は、本地域の領家変成岩と守屋層は日影入断層で接すると解釈し、この断層を糸魚川—静岡構造線の一部と考えた。林道日向入山線沿いの三峰に続く尾根では、守屋層の凝灰質砂岩と領家帯の粘板岩が急角度で接している。また、周辺の領家変成岩も擾乱されており小断層が確認される。本地域の西方の新梨沢の程洞では厚さ 30cm の断層粘土をとともう逆断層が確認されている(田中ほか、1962)。このことから、三つ峰付近より西方の後山までは、領家変成岩と守屋層は逆断層の関係である。しかし、日影入断層は本研究地域の東方では不整合面に沿って追跡することは出来ない。守屋層は糸魚川—静岡構造線の内側、すなわちフォッサマグナの中に堆積した地層ではなく、その外側に堆積した地層である。

守屋層と中央構造線および糸魚川—静岡構造線

守屋層と中央構造線の三波川結晶片岩は接近して分布している。しかし、結晶片岩の礫は守屋層からは見いだせない。これは、結晶片岩が当時地表に露出していなかったことによると考えられる。中央構造線に接する片倉集落の御岳社付近の泥岩からは植物化石が産出する。ここでは、急激な堆積物の流入の見られない穏やかな堆積環境をしめす。また高木(1992)によって溝口露頭の断層ガウジ年代(13~11Ma)が報告されているが守屋層が堆積した 17Ma 付近の記録はない。このように守屋層堆積時に、中央構造線が活動したことを支持する証拠は得られていない。また守屋



第4図 36号送電線鉄塔付近の「窓」

- ① 領家変成岩砂岩の露頭.
- ② 領家変成岩チャートの露頭.
- ③ 半島状にせり出した守屋層礫岩露頭.



第5図 「窓」の中の領家変成岩砂岩露頭
第4図の①.

層の基底礫岩・砂岩・泥岩中には、現在の糸魚川—静岡構造線を越えてフォッサマグナに向けての底痕、スランプ堆積物、層内断層は見られない。このことから、守屋層下部は構造運動の少

ない安定した堆積環境下の堆積物と考えられる。

5. 守屋層の堆積環境

守屋層下部の片倉礫岩砂岩泥岩部層は穏やかな海水面の上昇とともに堆積が始まった。本研究では多くの場合、守屋層の円礫を含む礫岩を挟むことなく、領家変成岩と守屋層の砂岩・泥岩がしばしば接近して分布する。このことは、河川などにより領家変成岩の礫が供給された例は限定的であったことを示している。熊倉沢や松尾峠西方の礫岩が堆積している2カ所では、小規模な河川が流入していたことが考えられる。白沢砂岩部層から内湾性軟体動物化石の産出(田中, 1975)が報告されているが、片倉礫岩砂岩泥岩部層が淡水域で堆積した証拠はみいだせなかった。白沢砂岩部層・後山泥岩部層も堆積物から判断する限り後背地の著しい変動は認められない。守屋層上部の高部礫岩部層の堆積時に至り、はじめて後背地の変動を読み取ることができる。この時期は日本海

が開裂し日本列島が成立した時期と一致し、以後は異なる堆積環境となる。

6. まとめ

- (1) 守屋層と領家変成岩は、一部では断層関係であるが、不整合で接する。
- (2) 守屋層下部の片倉礫岩砂岩泥岩部層は、産出する有孔虫化石から、西黒澤海進の海水面の上昇により堆積した地層である。
- (3) 守屋層下部の堆積に、糸魚川―静岡構造線の活動の関与を示す証拠は見いだせない。

謝辞

この研究は恩師である信州大学名誉教授田中邦雄博士(故人)のご指導により始まった。小池春夫氏には野外において議論していただいた。清水千春氏には軟体動物化石についてご教示いただいた。信州大学理学部石田 桂博士には微化石について議論していただいた。以上の方々に心より感謝申し上げます。

文献

平林照雄(1966)松本盆地周辺の第三系の礫岩についての地質学的研究。地質学雑誌, **72**, 191-203.
本間不二男(1931)信濃中部地質誌。古今書院, 183.

堀内 義(2011)エドムント・ナウマンのフォッサマグナにかわる新しい仮説。松本教育 45 号, 松本市教育会, 141-151.

小池春夫・両角昭二・田中邦雄(1975)諏訪の自然誌地質編。諏訪の自然誌・地質編編集委員会, 諏訪教育会, 103-119.

松丸国照・林明・松尾康弘・岸良平(1982)北部フォッサマグナ地域の守屋累層からの *Miogypsina Kotoi* HANZAWA の発見とその地史的意義。地質学雑誌, **88**, 699-700.

牧本 博・高木秀雄・宮地良典・中野 俊・加藤 碩一・吉岡敏和(1996)高遠地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 114p.

両角昭二(1989)天竜川上流域地質解説書, 中部建設協会, 155-181.

高木秀雄・柴田賢(1992)断層ガウジの K-A r 年代測定―中央構造線における例。地質学論集 **40**, 31-38.

田中邦雄・両角昭二・小池春夫・波多腰忠行(1962)守屋山付近の第三系(第一報)。地質学雑誌, **68**, 618-628.

田中邦夫(1975) 諏訪の自然誌地質編, 諏訪の自然誌・地質編編集委員会, 諏訪教育会, 377-389.

吉野博厚(1982)長野県諏訪湖周辺の新第三系。地球科学, **36**, 128-149.

(原稿受付 2011. 3. 31)