

1. 掘削地点周辺の地質概要

本掘削地である三重県松阪市飯高町赤桶字白又は、領家帯の南縁に位置している。本地域には領家帯の花崗岩類が広く分布しており、塩基性岩が層状もしくは塊状に産する。掘削地点の300m程度南方には、中央構造線が東西に横断しており、中央構造線より南においては、三波川帯の結晶片岩が観察される。

(1) 花崗岩類

掘削地点で認められる花崗岩は、古期領家花崗岩類に区分される畑井トータル岩であり、中部地方における最古期の花崗岩体である非持トータル岩に対比されている(e.g. 端山ほか、1982)。畑井トータル岩は、中粒～粗粒の片麻状角閃石黒雲母トータル岩であり、掘削地点付近の面構造方向は、 $N80^{\circ}W$ で $40^{\circ}N$ である。

古期花崗岩類の片麻状構造は、自形の有色鉱物および長石類の形態定向配列により規定されており、これらはマグマの固結前の変形作用によって形成されたマグマ期～亜マグマ期の変形作用によって形成されたと考えられている(e.g. 奥平ほか、2005)。しかし、領家変成帯には3つの変形時相(D1; 層面褶曲を伴う層面片理形成作用、D2; 局所的な延性剪断変形、D3; 東西方向に褶曲軸を持つ鉛直褶曲作用) が認められており(e.g. 奥平ほか、2000)、その中でD2期の変形作用を被っている花崗岩類は、主に石英プールやプレッシャーシャドー、有色鉱物の配列によって規定されるマイロナイト面構造を呈している(e.g. 高木ほか、1995)。

これらのマイロナイト面構造を有するマイロナイト帯は、中央構造線付近において領家南縁剪断帯として広く認められており、中央構造線に近づくに連れて、変形の程度が強くなる。掘削地点付近のマイロナイト帯も、石英の粒径に基づいて中央構造線より約400～2000m離れた地域ではプロトマイロナイト、約100～400m離れた地域ではマイロナイト、100m以内ではアルトラマイロナイトとして区分されており(島田ほか、1998)、掘削地点はマイロナイトに該当すると考えられる。また、領家南縁剪断帯ではマイロナイト作用に重複してカタクレサイト化作用を被っているとされている(高木、1985; 島田ほか、1998)。ここでのカタクレサイト化作用は、中央構造線より約300m程度まで顕著に認められ、マイロナイト面構造およびD3期の褶曲軸を切っていると考えられている(高木、1985; 島田、1998)。掘削地点付近においても脆性破壊を被った断層岩が多く認められている。

(2) 塩基性岩類

掘削地点付近には塩基性岩が分布している。領家帯に認められる塩基性岩類は、従来

より、斑れい岩類と変輝緑岩に区分され、Sm-Nd 放射年代よりジュラ紀に形成されたと考えられてきた(e.g. 加々美ほか、1995; Okano et al.,2000)。しかし、Nakajima et al. (2004) は、近畿地方の塩基性岩に関して、95-70 Ma のジルコンSHRIMP 年代を報告し、領家花崗岩類の活動との間には時間的間隙はなかったとした。また、西岡(2002) は変輝緑岩とされてきた初瀬岩体や加太岩体などの中間質～苦鉄質岩体について、それらが変輝緑岩ではなく細粒閃緑岩・斑れい岩を主体とする細粒塩基性岩体であるとしており、これらのことから領家帯の塩基性岩の成因や形成年代は複雑であると解釈されている。塩基性岩の産状として、比較的規模の大きい岩体は層状で花崗岩類に挟在しているか、塊状でドーム・ベースン構造を呈していると考えられている(田結庄ほか、1989)。近畿地方領家帯の塩基性岩は、高度変成域に南北2帯をなし、東西にのびて配列する(Yoshizawa et al., 1966; 田結庄ほか、1989)。北帯は阿保、滝乃原、福田山、神野山を通る列であり、南帯は中央構造線付近の奥津、上多気、大宇陀、飛鳥を通る列であることから、掘削地点に観察される塩基性岩は、南帯に分布するものである。

(3) 結晶片岩類

中央構造線以南では、三波川帯の結晶片岩類が認められる。ここでの結晶片岩類は、泥質片岩と緑色片岩を含んでおり、竹内(1996)の飯高層に属する。片理面のトレンドは東西走向で北傾斜を示し、中央構造線より北に分布する花崗岩マイロナイトの面構造方向とほぼ一致する(竹内、1996)。また、中央構造線より20m程度の結晶片岩類は強い破碎を被っており、カーボネイト脈が多く認められる(原ほか、2002; Wibberley and Shimamoto, 2003)。

引用文献

- 原郁夫・塩田次男・宮本隆実, 1999, 中央構造線にそう三波川変成岩の変形作用--ダメイジ帯の小断層群. 日本地質学会第106 年学術大会講演要旨, 87.
- 瑞山好和・山田哲雄・伊藤誠・沓掛俊夫・政岡邦夫・宮川邦彦・望月康年・仲井豊・田結庄良昭・吉田勝・河原林育郎・津川善博, 1982, 近畿地方東部の領家帯の地質 - 特に花崗岩の岩体区分と相互関係 - . 地質雑, 88, 451-466.
- 加々美寛雄・柚原雅樹・飯泉滋・田結庄良昭・大和田正明・瑞山好和・濡木輝一, 1995, 瀬戸内・近畿領家帯地域に分布するジュラ紀～中新世火成岩類のSr・Nd 同位体比の変遷. 地質学論集, 44, 309-320.
- Nakajima, T., Kamiyama, H., Williams, I.S. and Tani, K., 2004, Mafic rocks from the Ryoke Belt, southwest Japan: implications for Cretaceous Ryoke/San-yo granitic magma genesis. *Trans. R. Soc. Edinb.: Earth Sci.*, 95, 249-263.
- 西岡芳晴, 2002, 近畿地方領家帯に分布する塩基性深成岩類の形成年代. 日本地質学会 109 年学術大会講演要旨, 301.
- Okano, O., Sato, T. and Kagami, H., 2000, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic studies of mafic igneous

- rocks from the Ryoke plutono-metamorphic belt in the Setouchi area, Southwest Japan implications for the genesis and thermal history. *The Island Arc*, **9**, 21-36.
- 奥平敬元・大友幸子・早坂康隆, 2000, 領家変成帯からみた白亜紀西南日本のテクトニクス. 地団研専報, no. 49, 67-80.
- 奥平敬元・西脇仁・石井和彦, 2005, 領家花崗岩類の変形構造: 亜マグマ期変形・延性変形・脆性変形. 日本地質学会第112年学術大会見学旅行案内書87-97.
- 島田耕史・高木秀雄・大沢英昭, 1998, 横ずれ圧縮場における地質構造発達様式: 紀伊半島東部, 領家南縁部のマイロナイト化と褶曲形成の時空関係. 地質雑, 104, 825-844.
- 田結庄良昭・飯泉滋・加々美寛雄・瑞山好和, 1989, 近畿 - 瀬戸内領家帯の塩基性岩類の成因. 地球科学, **43**, 16-27.
- 高木秀雄, 1985, 紀伊半島東部粥見地域における領家帯の圧砕岩類. 地質雑, **91**, 637-651.
- 高木秀雄・小林健太, 1995, 断層ガウジとマイロナイトの複合面構造 - その比較組織学. 地質雑, **102**, 170-179.
- 竹内誠, 1996, 紀伊半島三波川帯・秩父帯・四万十帯の地質 - 奈良県吉野地域及び三重県櫛田川地域 - . 地調月報, **47**, 223-244.
- Wibberley, C. A. J. and Shimamoto, T., 2003, Internal structure and permeability of major strike-slip fault zones: the Median Tectonic Line in Mie Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Stract. Geol.*, **25**, 59-78.
- Yoshizawa, H., Nakajima, W. and Ishizaka, K., 1966, The Ryoke metamorphic zone of the Kinki district, southwest Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto. Ser. B*, **32**, 437-454.

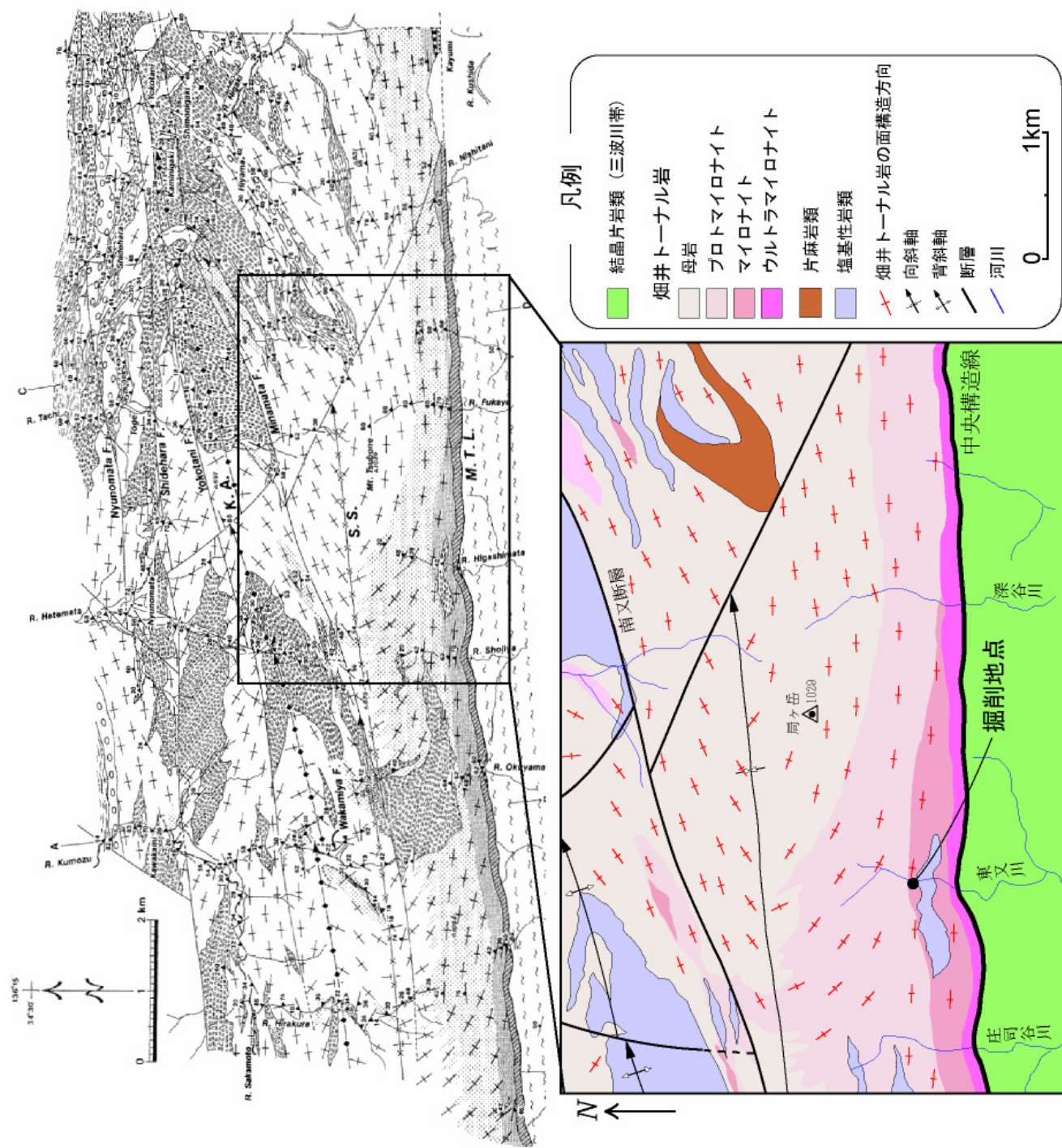


図1 掘削地点周辺の地質図 (島田ほか, 1998. より)

2. 掘削地点周辺の地質状況

図2 に観測井掘削地点周辺の主な露頭状況を示す。

掘削地点は東又川の左岸に位置し、現河床からの比高が10m 程度ある段丘面が分布する。掘削地点下方の河床にはカタクレーサイト化した領家帯のトータル岩が露出する。この位置の露頭では源岩の組織を確認することができない。一方、掘削地点より北側の林道部ではマイロナイト化したトータル岩が露出する。ここではフィルム状に引き伸ばされた有色鉱物と石英・長石の斑晶を確認することができる。

掘削地点の東西両方向には、林道が開設されている。この林道において、領家帯のトータル岩と三波川帯の結晶片岩類が確認できる。東側林道の東又川から約2km の地点では中央構造線の露頭を確認できる。この地点での領家帯と三波川帯の接触面の走向はほぼ東西で、傾斜角は北に55～60°である。この露頭では三波川帯の結晶片岩は著しく粘土化されていない。これに対し、東又川から1.5km 地点の露頭では著しく粘土化している。このように、断層運動による三波川帯の破碎の程度は中央構造線からの距離に必ずしも比例しているとは言えない。

西側林道では東又川から距離が300～900m 間で三波川帯が露出する。この区間では片理構造が顕著である。

飯高町簡易水道施設の東側の沢においては、沢入口から約150m 間の2箇所では三波川帯の露頭を確認することができる。入口から100m 程度に位置する露頭では三波川帯は片理構造が顕著であるが、粘土化はしていない。これに対し、150m 地点の露頭では粘土化した三波川帯が認められる。その上流部は露頭の欠如があるが、沢底に領家帯が露出する。この露頭の欠如区間に中央構造線が伏在しているものと思われる。

このように、掘削地点周辺の露頭状況より、中央構造線は簡易水道施設直下をほぼ東西方向に伸びているものと推定される。中央構造線が横断する東又川河床部は断層運動に伴い地山が脆弱化し、河川の浸食作用を受けた結果、沢幅が200m 程度まで広がったものと思われる。したがって、掘削地点は中央構造線からおよそ300m 北側に位置すると推定される。

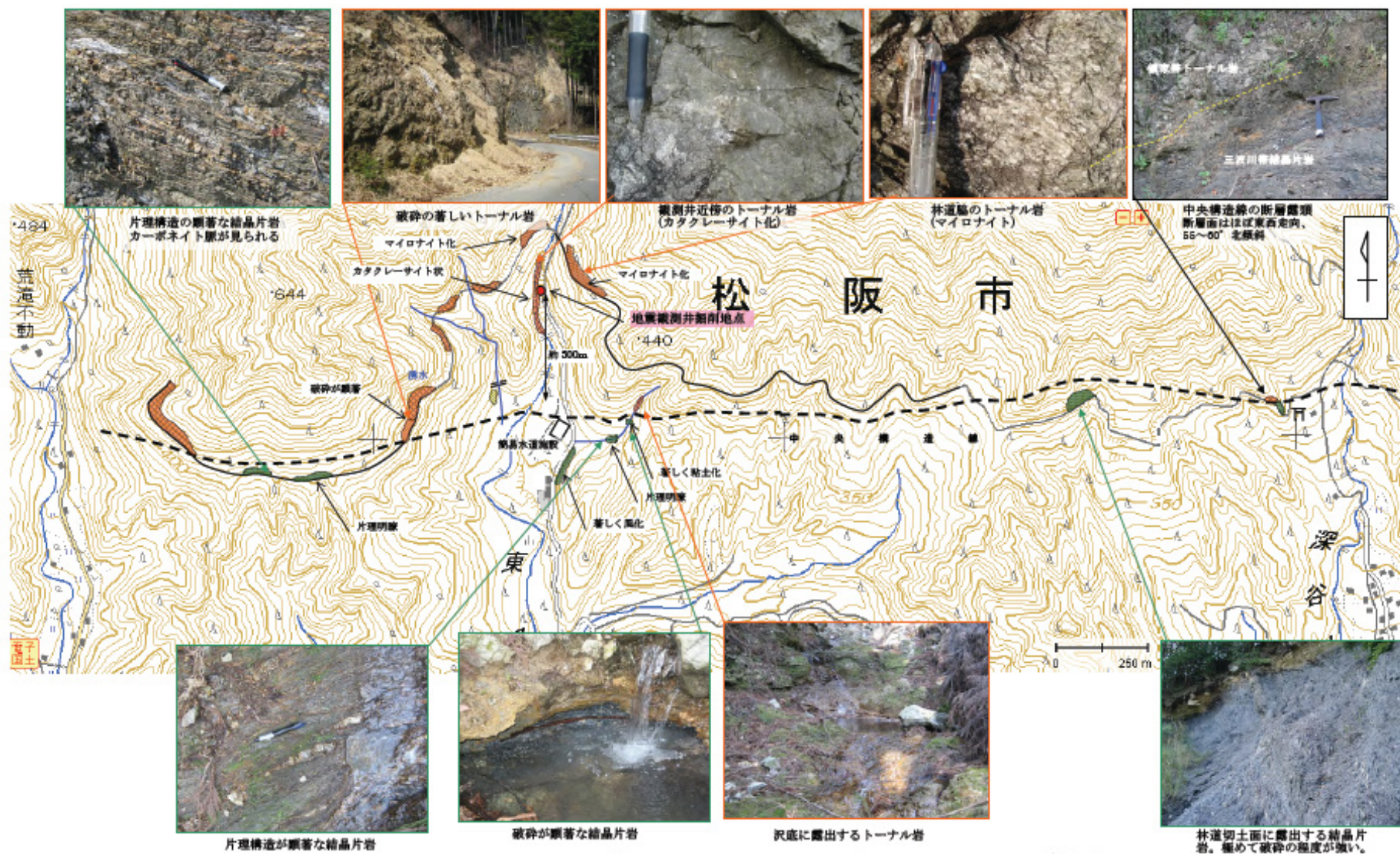


図2 観測井掘削地点周辺の地質状況(地図閲覧サービス2万5千分1地形図「宮前」)

3. 孔井の地質

(1) 孔1

孔1(掘削深度600m)では深度473.90m まで領家帯の深成岩類が分布し、473.90m 以深では三波川帯の結晶片岩類が観察された。両者の境界部が中央構造線と考えられる。ここで観察された中央構造線は幅10cm 程度の破碎帯であり、その傾斜方向は60 度程度である。中央構造線の直上に露出する領家帯のトータル岩は硬質であり、直下に分布する黒色片岩は、表面に凹凸のある軟質なコアとして観察されている。トータル岩類には中央構造線に近づくに伴い、破碎の集中する傾向は認められなかった。

領家帯の深成岩類は100m 付近まで斑れい岩を主体とする構成で間にトータル岩を挟み、100m 以深ではトータル岩のみで構成される。斑れい岩は高比抵抗帯であるA 層(8.0~70.8m) と中比抵抗帯のB 層(70.8~188.8m) の上部に限って見いだされており、極細粒~中粒の優黒質岩で、幅1~5mm の白色の方解石脈もしくは石英脈が多く観察される。斑れい岩とトータル岩の境界部は断層で接している箇所もあるが、遷移して岩相が変化する場合もある。BHTV によって検出された、斑れい岩のフラクチャー数は10m 平均で53.97 本であり、トータル岩の10m 平均のフラクチャー数(39.21 本) と比較して多くなる(表1)。しかし、100m までのトータル岩に認められるフラクチャーの検出数は10m 平均で75.14 本となり、浅部ではトータル岩の方が斑れい岩よりもフラクチャーが多い傾向にある。

トータル岩は、有色鉱物や斜長石、石英プールの形態定向配列によって面構造が規定されている。トータル岩中の石英は伸張しており、苦鉄質の包有物も面構造方向に平行に伸張していることから、延性変形作用を被っていることは確かである。400m 以深では、トータル岩は石英の濃集層と長石の濃集層により縞状に観察されることから、ウルトラマイロナイトであると思われる。つまり、トータル岩は深くなるにつれ(中央構造線に近づくにつれ)、延性変形作用の程度が強くなると推測される。また、トータル岩は局所的に角レキ状に破碎されており、破碎によって生じた割れ目に白色の方解石脈や緑簾石脈の脈が注入している。また、このような箇所では、全体的に緑色に変色していることから、トータル岩はカタクレーサイト化しているといえる。カタクレーサイトは、深度に関わらず局所的に多く見出されるが、深くなるに従い多くなる傾向がある。また、延性変形作用によって生じたマイロナイトに重複してカタクレーサイトが形成されていることから、延性変形の生じる深度(約10~15km) から、現在の位置まで上昇する過程の中でカタクレーサイトが生じたと推測される。

BHTV 解析によって得られたトータル岩のフラクチャーの検出数は、10m 平均で39.21 本である。高比抵抗帯であるA 層と中比抵抗帯のB 層では10m 平均で50 本程度(A 層:52 本、B 層:51 本) のフラクチャーが認められるが、中央構造線に近いC 層で

は10m 平均で35 本程度となり、フラクチャーは少なくなる。つまり、A 層およびB 層では局所的に破碎している箇所が多いと考えられ、例えば137~139m では、コアは破碎しており灰白色に脱色し風化が認められるが(図3)、アンプリチュードの画像においても、孔壁は黒色で表されており(図3)、亀裂が生じており、コアは軟化しているといえる。このA 層およびB 層での破碎面の方位は、西北西-東南東走向で低角度に北傾斜しているものが多く、B1 層では南北走向で西傾斜するものも多く認められ、B3 層では東北東-西南西走向で低角度に北傾斜しているものも多く認められる。これらの方位は、中央構造線の断層面とは斜交しており、掘削地点周辺のマイロナイト面構造の方位と調和的である。一方、C 層のトータル岩は、硬化したマイロナイトやカタクレーサイトが観察され、アンプリチュードの画像においても、C 層の孔壁は暖色系で示されており(図3)、コアは硬化していることが示唆される。C2 層(278.6~473.6m) のフラクチャーの方位は、東西走向で低角度に北傾斜しており、中央構造線の走向方向と調和的である。C2 層では、フラクチャーの方位が中央構造線の断層面の方位と比較的調和的であり、延性変形作用の程度も強いと思われることから、ここでは中央構造線の影響が強いと考えられ、図3 および図4 の地質断面図において強変形ゾーンとした。ここでの強変形ゾーンは、地表において中央構造線より130m 程度の幅で露出していると、地質断面図より推測される(図4)。

三波川帯の結晶片岩類は黒色片岩を主体として間に緑色片岩を挟む。中央構造線付近では、全体的に破碎しており、コアは非常に軟質である。ここでは、深度490m 付近が最も粘土化が著しい。黒色片岩は様々な幅の石英脈を含んでおり、褶曲構造が観察される。深度509.3m では、濃い緑色の部分が見られ、ここでは片岩に銅などの重金属が農集している可能性がある。また、深度516m 付近には輪郭の不明瞭な繊維状の特徴的な脈が見られる。深度570m 程度より、岩質は比較的硬質になり、深度570~580m 以深では煙状の脈や繊維状の脈が見られる。つまり中央構造線より深度470m 程度までの結晶片岩類は、中央構造線の影響を被って破碎していると考えられ、図4 の地質断面図において強変形ゾーンとして記載している。

BHTV によって検出された、結晶片岩のフラクチャー数は10m 平均で、黒色片岩で10.53 本であり、緑色片岩で4.40 本であるため、緑色片岩の方が破碎は少ないと解釈される(表1)。しかし、本岩は、全体的に軟化しており、BHTV において検出されたフラクチャーはほとんどが不明瞭であることから、ここでの検出数は、実際に存在するフラクチャーの総数を反映していない可能性がある。また、比較的コアが硬質であった570m 付近の黒色片岩は、アンプリチュードの画像においても暖色系で示されている(図3)。結晶片岩類のフラクチャーの方位は、東西走向で低角度に北傾斜を呈しているものがほとんどであり、領家帯のC2 層(強変形ゾーン) と同様に中央構造線の走向方向と調和的

である。

(2) 孔2

孔2(掘削深度181~208.35m)では、全体的にトータル岩は緑灰色~灰色であり、幅1mm程度の方解石脈もしくは石英脈が網目状に入る。マイロナイト化したトータル岩がカタクレサイト化していると推測され、180~205.5m まではその傾向が顕著である。深度193.8~201.6m までは破碎が著しく、全体に礫状~砂状になっており、深度197.7~198.6m では粘土分が多くコアが流出している。また、深度207.5m 以深で粒径の大きくなった斜長石の斑晶が見られる。181m より浅い深度では、50~100m 付近までは斑れい岩類が露出し、それより深部ではトータル岩のみ露出することが、地質断面図により予期される(図4)。BHTV によって検出されたフラクチャー数は、10m 平均で40 本であり、検層結果によって区分された4 つの層においてもほぼ同じ検出数(31~45)となる。また、カタクレサイトの10m 平均でのフラクチャー数は、カタクレサイト化の弱いゾーンと比較して、多い(表1)。本孔でのフラクチャーの方位は、すべての層において一応に西北西-東北東走向で、低~中角度に傾斜しているものが多いが、B1 層(75.3~102.3m) では北東-南西走向で南東方向に傾斜を示すフラクチャーも多く、北北東-南南西走向で西傾斜を示すものも多い。

(3) 孔3

孔3(掘削深度30m)では孔1 の上部(~99.9m)と同様に、斑れい岩を主体として間にトータル岩を挟む。斑れい岩は優黒質で、方解石脈・緑簾石脈が多く注入している。トータル岩も方解石脈・緑簾石脈が多く見られ、全体的にカタクレサイト化している。BHTV によって検出されたフラクチャー数は、斑れい岩が10m 平均で51.11 本であり、トータル岩は10m 平均で47.31 本となり、2 つの岩相はほぼ同じ数を示す(表1)。これら2 つの岩相は比較的硬質であり、アンプリチュードの画像においても比較的暖色系で示されている(図3)。フラクチャーの方位は、西北西-東北東走向で、20~30°北傾斜しているものが多い。

表1 岩相区分によるフラクチャーの検出数

孔 1								
	検出数				10m平均			
	総数	明瞭	やや明瞭	不明瞭	総数	明瞭	やや明瞭	不明瞭
<i>領家深成岩類</i>								
トータル岩	1533	372	347	814	39.21	9.51	8.87	20.82
斑れい岩	404	131	103	170	53.97	17.50	13.76	22.71
<i>三波川結晶片岩類</i>								
黒色片岩	104	3	11	90	10.53	0.30	1.11	9.11
緑色片岩	12	1	1	10	4.40	0.37	0.37	3.66
孔 2								
	検出数				10m平均			
	総数	明瞭	やや明瞭	不明瞭	総数	明瞭	やや明瞭	不明瞭
<i>領家深成岩類 (トータル岩)</i>								
カタクレーサイト	152	92	29	20	62.04	37.55	11.84	8.16
非カタクレーサイト	13	0	4	9	45.14	0.00	13.89	31.25
孔 3								
	検出数				10m平均			
	総数	明瞭	やや明瞭	不明瞭	総数	明瞭	やや明瞭	不明瞭
<i>領家深成岩類</i>								
トータル岩	11	3	4	4	47.31	12.90	17.20	17.20
斑れい岩	75	26	16	33	51.11	17.72	10.90	22.49
<i>非領家帯</i>								
堆積岩類	6	0	0	6	20.00	0.00	0.00	20.00

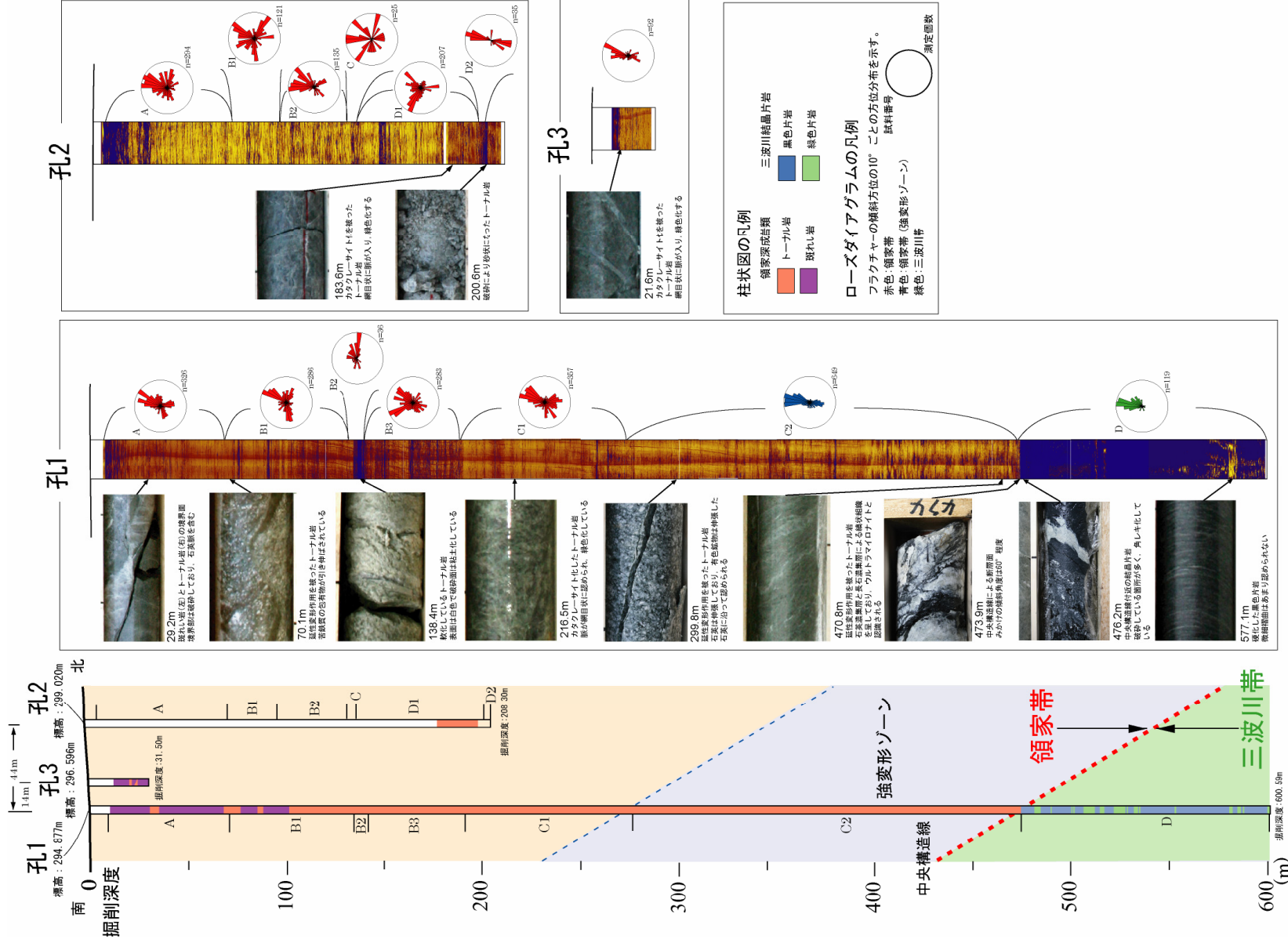


図3 掘削地点の地質断面図とフラクチャーの方位

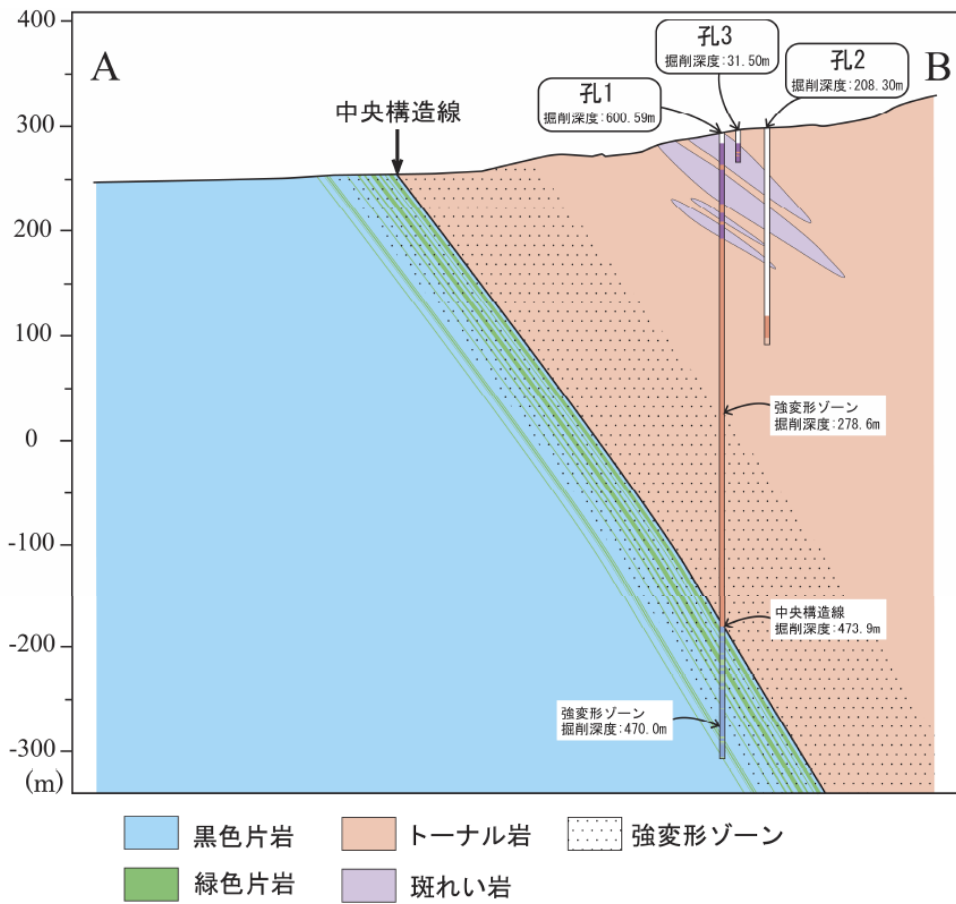
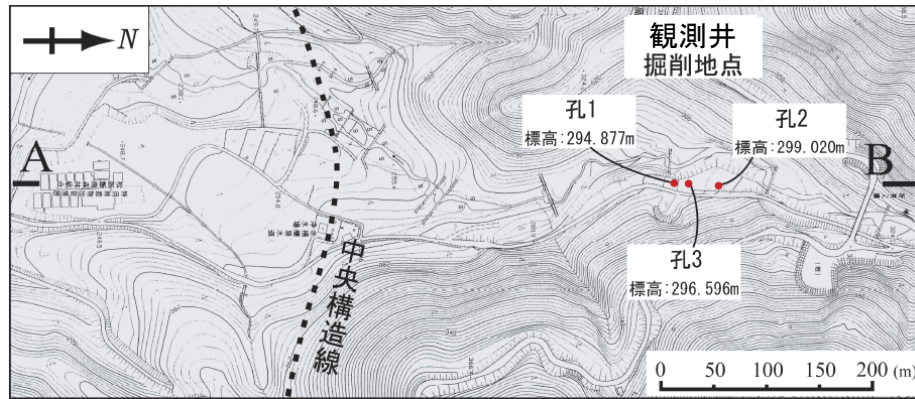


図4 掘削地点周辺の地質断面図