

1. 長尾断層沿いの熱水変質帯と崩壊のり面の調査事例

株式会社 ナイバ

筒井 信博・山本 和彦・○石井 秀明

1. はじめに

県内の領家花崗岩中には、中期中新世の火山活動の影響による熱水変質帯が見られる。長尾断層に沿っては、幅数10～数100mにわたり南側の花崗岩類が破碎されている報告がある（Saito, 1962；齊藤, 坂東, 古市, 1974）。これらの「破碎帯」の大部分は熱水変質によるものと考えられる。

平成8年度の長尾断層系に関する調査、等（1996～1998）に伴い、長尾断層の東半分延長約10kmの現地踏査を行う機会があり、現地踏査からみた長尾断層沿いの熱水変質状況を報告する。また熱水変質帯で発生した崩壊のり面の調査事例を紹介する。

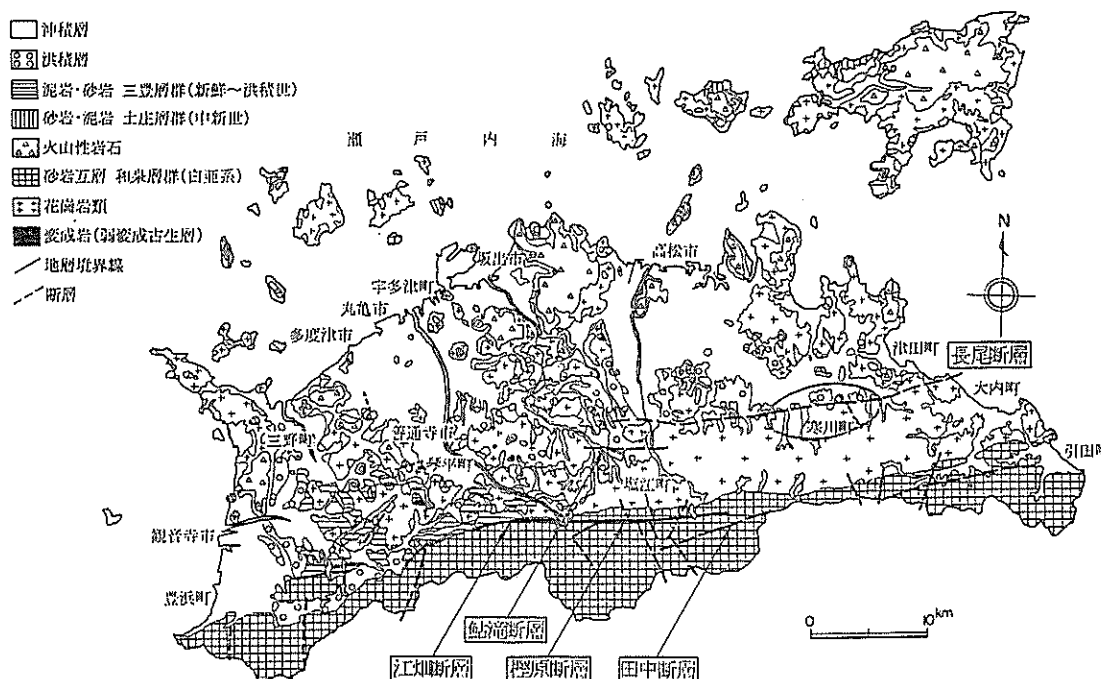


図-1 長尾断層調査位置図（齊藤・長谷川, 1989を簡略化）

2. 長尾断層の概要

長尾断層は、南側の花崗岩類が第四紀の砂礫層に衝上する断層として、昭和35年に発見された（Saito, 1962）。県南部を占める山地の北縁を限る断層で、この断層線に沿って流紋岩等の噴出岩が見られる。最近の調査によると、第四紀後期に活動した長尾断層の分布形態は、香南町から高松市の間約11kmの西セグメントと三木町から大川町の間約9kmの東セグメントに分かれ、総延長約20kmと評価されている（香川県, 1997）。

長尾断層は、南側の花崗岩類が固結度の良い砂礫層に逆断層で接する断層露頭として認められ、ほぼ東西の走向を有し、30°前後から70°の南傾斜を示す。断層に接する花崗岩類は灰白色粘土化及び白色粘土脈が網目状または縞状に発達し、熱水変質を受けているのが一般的である。

3. 花崗岩類の熱水変質状況

長尾断層沿いの花崗岩類の熱水変質状況の露頭観察によると、断層面沿いには灰白～黄褐色の粘土帯（幅数cm～約100cm）があり、その南側に白色粘土脈が網目状に発達する変質帯、さらに離れると幾分粘土化が進行したマサ中に特徴のある褐色縞模様が発達する縞状変質帯や小断層沿いを主体に変質粘土脈が形成されている変質帯となり、無変質の花崗岩（マサ）へ漸移する傾向がある。このような変質帯の南北幅は、狭いところで数10m（山大寺池付近）、広いところでは500m～1,000mに達するようである（図-2）。

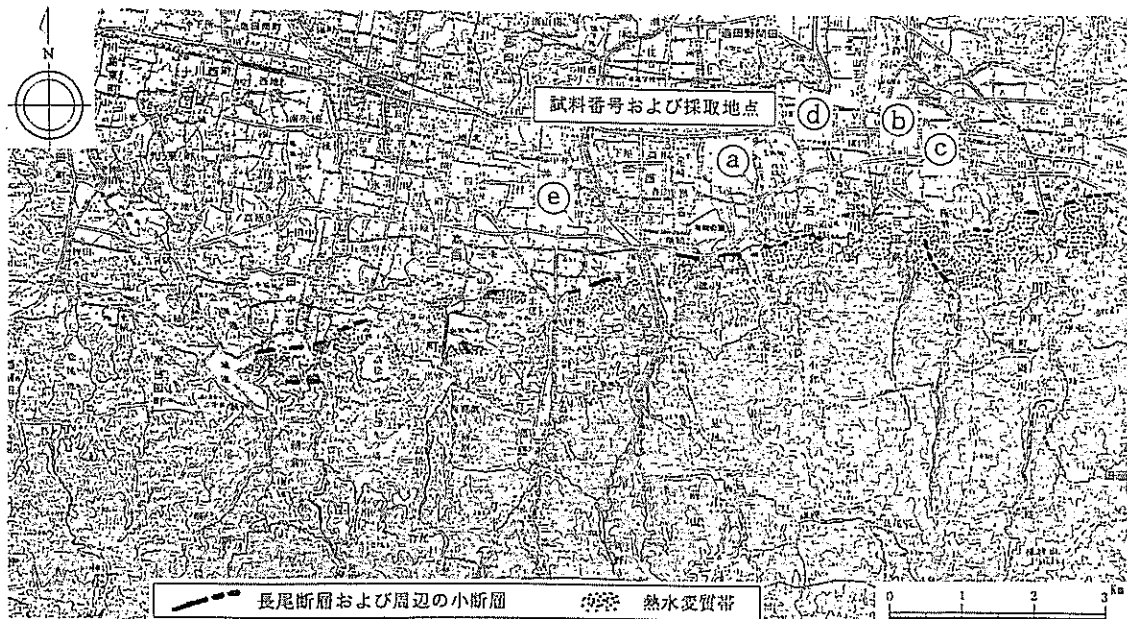


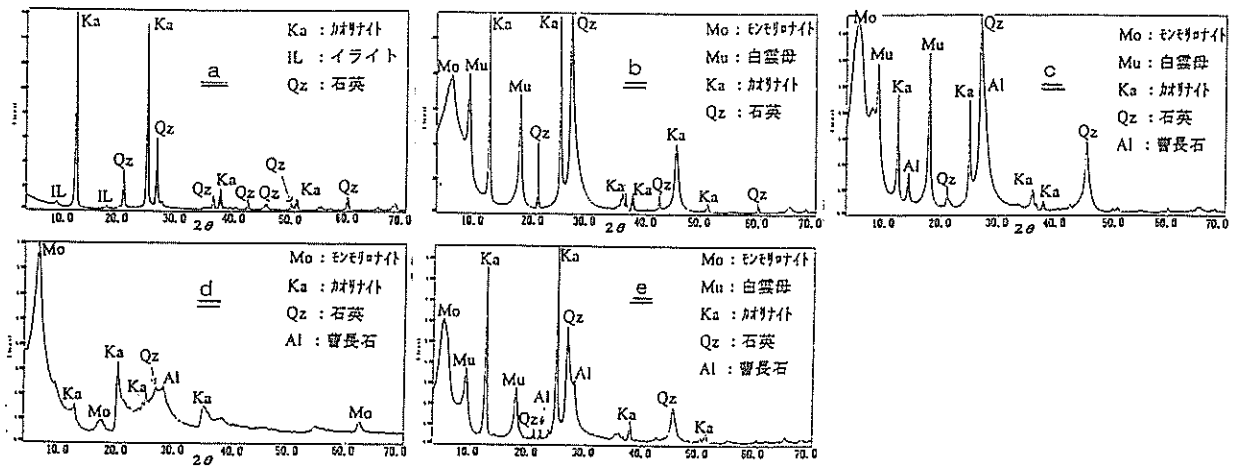
図-2 長尾断層沿いの変質帯分布 (東セグメント; 三木町~大川町)

長尾断層近辺の変質帯の粘土鉱物のX線回折結果によると(表-1)、粘土鉱物は主にモンモリロナイト、カオリナイト、白雲母で構成されている。モンモリロナイトがかなり多いことから、土木地質的には注意を要する。なお、今回は地表近くの風化帯で採取した試料である。今後は地下深部の未風化帯の熱水変質粘土について検討する必要があるものと思われる。

表-1 長尾断層沿い変質帯における粘土鉱物のX線回折結果

サンプル番号	試料採取地点	色	鉱物					
			モンモリロナイト	イライト	カオリナイト	白雲母	石英	曹長石
a	断層面近く (道 味)	灰白色		+	++++		++	
b	小断層 粘土脈 (石田東)	明褐色~灰色	++++		+++++	+++	+++++	
c	小断層 粘土脈 (石田東)	明黄褐色	+++++		+++	+++	+++++	++++
d	網目状 粘土脈 (石田東)	淡黄色	+++++		+++		++	++
e	断層面近く (のぞみ園内)	灰白色	+++		+++++	++	++++	+

+は鉱物の量比を表す



4. 崩壊のり面の調査事例

長尾断層沿いの熱水変質帯では、断層面に近い白色粘土部や粘土脈の多い網目状変質帯を主体に切土のり面のガリー浸食や表層崩壊がよく見かけられる。これ以外に小断層沿い変質帯で粘土脈がのり面崩壊に深く関わっていることがある。

4-1. のり面崩壊の経緯と周辺の地質

標高100m前後の花崗岩丘陵地において、幅50m程度の小尾根を切土中、2度にわたって法面崩壊が発生した。1回目は勾配 1:1.0、高さ約10mまで切土した時点、2回目は勾配 1:1.5、高さ約20mの切直し完成後（崩壊規模：幅約30m、長さ約25m）である。

現地踏査によると、周辺には縞状に変質したマサが分布しており、この中には優白質の硬質花崗岩部分が岩脈様に介在し、またその岩質境界を含む小断層沿いには、幅数10cm以下の熱水変質粘土脈が形成されていた。これらがのり面崩壊に深く関わっていることが予想された。

4-2. 調査方法（電気探査、ボーリング調査）

当初は一次調査として弾性波探査が計画されていたが、熱水変質帯（粘土脈）や岩種の分布をより精度良く把握する目的からすると、電気探査が有利と判断して比抵抗映像法による探査を行い、その後ボーリング調査による確認を行った。

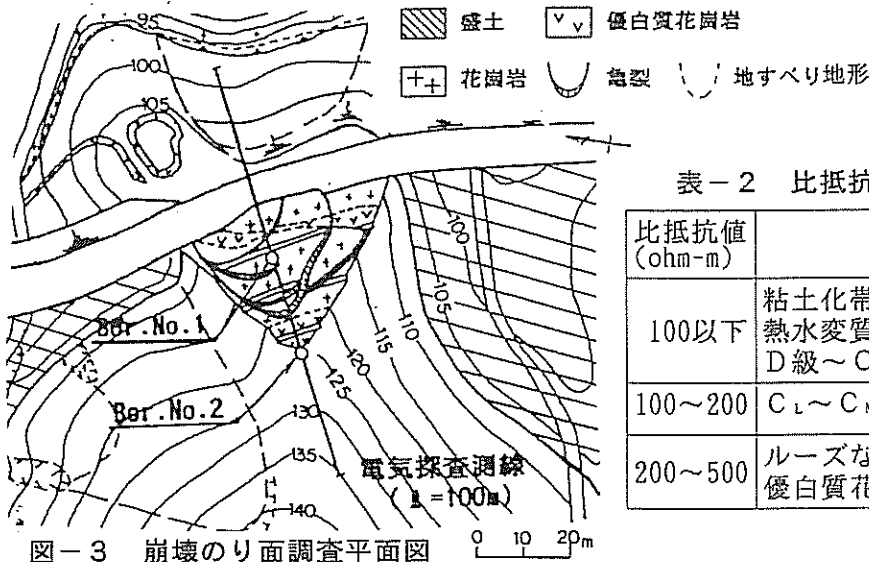


図-3 崩壊のり面調査平面図

表-2 比抵抗値と地質状況

比抵抗値 (ohm-m)	地質状況
100以下	粘土化帯 熱水変質により岩質的に脆くなった D級～C _L 級程度の花崗岩
100～200	C _L ～C _M 級程度の風化花崗岩
200～500	ルーズな砂・礫質土（表土類） 優白質花崗岩を含む花崗岩の硬質部

凡例

比抵抗値 (ohm-m)

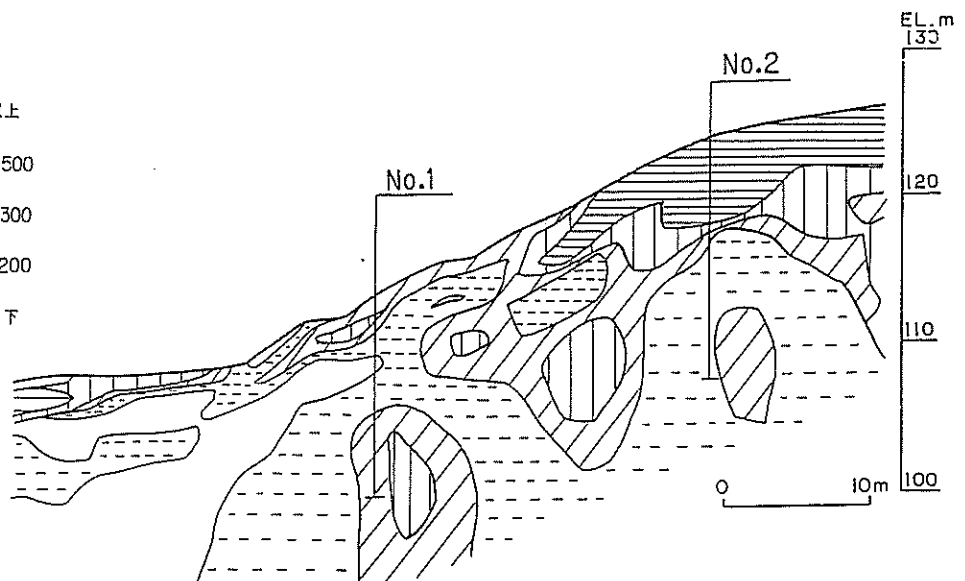
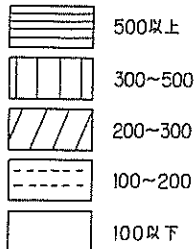


図-4 比抵抗解析断面図

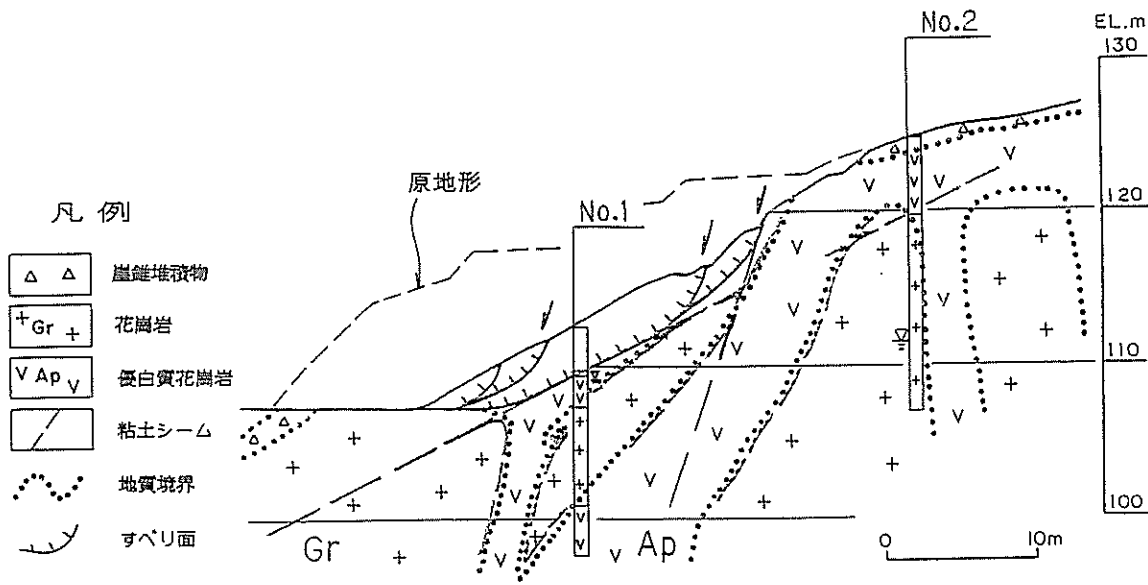


図-5 地質断面図

4-3 崩壊のり面の地質構造

- ① 基盤岩は、比抵抗値が100~200ohm-m と低く、深部まで熱水変質の影響を受けていることが推定された。ボーリングコアによると主に粗粒の花崗閃緑岩からなり、深度10数mまではマサ化し、以深は深度とともに順次新鮮となるが、軽度の熱水変質を受け、脱色されたような灰白色を示し、深度約20mまでの岩質はやや脆く C_L~C_M 級程度である。
- ② 優白色花崗岩はボーリングコアでは新鮮硬質な C_H 級岩盤をなす。本岩石の分布を比抵抗断面で見ると、200~500ohm-m に対応し、踏査やボーリング結果と調和的である。特に崩壊箇所上部に傾斜約 45°の流れ盤として分布しているものがある。
- ③ 花崗岩中には100ohm-m以下の低比抵抗部が解析されている。この低比抵抗部はのり面崩壊付近では流れ盤状に推定される。ボーリングNo.1で当該深度に灰白色粘土脈が確認され、比抵抗断面や地表面のクラック等の変状観察から、この変質粘土脈をすべり面とする深さ約3m、傾斜約25°のすべりを推定した。

5. おわりに

崩壊のり面の対策工としては、地山の変質状況を考慮して逆巻き工法によるアンカー付きのり枠工の採用となった。切り直し中の観察によると、崩壊土砂下面の粘土脈(すべり面)、硬質優白色花崗岩、熱水変質で脆くなった花崗岩の分布がほぼ推定どおりに分布することが確認できた。

調査地のように、熱水変質を起源とする粘土質な伏在弱層部を調査するには電気探査(比抵抗映像法)が簡便でかつ有効な方法と言えよう。

香川県には丘陵地を主体にマサ土地帯が広く分布し、長尾断層沿いなどの熱水変質帯の分布は面積的に狭い。また地形的には比高20m~30m以下のごく低い丘陵地にあり、これまで大規模な開発はほとんどなされていない。このため香川県においては、熱水変質帯に起因する土木地質的問題(地すべり、のり面崩壊等)については特に注目されなかったようである。しかしながら、最近本地帯にも、道路等の整備や大規模な敷地造成などが行われ出しており、のり面の安定や基礎地盤、さらには不良土が予想される盛土材料の観点からも注意が必要と思われる。

〈引用文献〉

- 1) Saito (1962) : The Geology of Kagawa and North Ehime Prefecture, Shikoku, Japan. Mem. Fac. Agric. Kagawa Univ. Vol. 10
- 2) 長谷川 (1995) : 比抵抗映像法による野島断層および長尾断層の地下構造調査, 日本応用地質学会中国四国支部 平成7年度研究発表会論文集 鶴田, 金山ほか
- 3) 香川県 (1997) : 平成8年度地震調査研究交付金 長尾断層系に関する調査成果報告書