

平成 14 年 11 月 2 日

日本応用地質学会中国四国支部

日本応用地質学会

目 次

	ページ
1．見学会のねらい-----	1
2．見学会の行程-----	3
3．香川県の地形と地質-----	4
3．1 地形地質の概要 -----	4
3．2 基盤岩の地質状況 -----	6
4．讃岐の石の歴史-----	12
4．1 花崗岩類 -----	12
4．2 瀬戸内火山岩類 -----	12
5．見学地点の概要-----	14
5．1 STOP 1 庵治石大丁場（庵治町）-----	14
5．2 STOP 2 イサム・ノグチ庭園美術館（牟礼町）-----	19
5．3 STOP 3 五剣山とうどんの山田屋（牟礼町）-----	20
5．4 STOP 4 屋島（高松市） -----	23
5．5 STOP 5 金山（坂出市） -----	25
5．6 STOP 6 高松クレーターと岩盤地下水（高松市・香川町）-----	30
5．7 STOP 7 長尾断層と高松空港（香南町）-----	37
参考文献 -----	41

執筆者

長谷川修一（香川大学工学部）

田村 栄 治（株四電技術コンサルタント）

1. 見学会のねらい

日本応用地質学会平成14年度の見学会では、『瀬戸内の石の文化』をテーマに、庵治石とサヌカイトと芸術に関する知見を深めるコースを設定した。

地質関係学会の見学会・巡検は、そのほとんどが露頭や地形の現場を目の前にして、その産状、成因、評価、工法などに関する議論を行う。案内者たちも、学術的また実務的な議論が大好きである。香川県周辺でも、興味深い見学地点には事欠かない。事実、そのようなルート案もあった。しかし、そのような見学会は、業務の延長のようなもので、驚きや感動は少ないであろう。

今回、石と芸術をテーマとしたのは、次の理由による。

- 1) 香川県は、庵治石とサヌカイト(讃岐岩)の2つの有名な石の産地である。香川県には、それぞれの石の持ち味を最高に引き出し、素晴らしい作品を創作した偉大な芸術家がいる。それは、故イサム・ノグチ先生(庵治石)と前田仁先生(サヌカイト)である。両先生の作品は、石でできるがために、またその芸術性から百年、千年先の国宝になるであろうと期待される。応用地質学関係者も目先の仕事も大事だが、百年、千年先の人類、地球を見据えた仕事ができないものだろうか?人と石とのかかわりを3万年前から見直してみたい。
- 2) 日本応用地質学会は、倫理規定に伝統・文化の継承をうたっている。風化や地すべりからの文化財の保護においても、応用地質学関係者の役割が増している。過去の重要な文化財の保全も重要な仕事であるが、現在我々は何を行い、未来に何を残すべきなのか。本見学会が、芸術・文化にも貢献できる地質技術者・研究者のヒントにならないであろうか?
- 3) 応用地質学の業界も、20世紀型の開発を反省し、環境・防災分野への転換が模索されている。これからは、ただ造れば、ただ保全すればいい時代ではなく、地質技術者も地域文化や自然に関する深い理解がますます必要になるのではないだろうか?また、自然素材(土・石・木)の活かし方のヒントにならないであろうか?
- 4) 共生の時代と言われながら、日本の伝統的な互助の精神は、弱肉強食の自由競争によって崩壊の危機にある。談合は業界の前近代的な悪い体質と一方的に決めつけられている。本来、人間は助け合ってよい社会を作るべきではないだろうか?偉大な芸術・文化が単なる競争から生まれただろうか?
- 5) 21世紀は、地球環境の危機、人類存亡の危機の時代になりそうである。このような危機をつくった西洋的な自然観・価値観と科学技術に変わる東洋的な自然観・価値観をベースとした科学技術を日本人は提案できないであろうか?
- 6) そこまでいなくても、企業にも人にもゆとりがなくなった今、しばし仕事を忘れて石とたわむれてはどうだろうか?

本見学会に多大なご支援・ご協力いただいた(株)豊和開発の前田仁会長、(有)高橋石材の高橋弘社長、(有)雅グラニット中谷雅彦社長並びに日本応用地質学会中国四国支部の関係各位に厚くお礼申し上げます。また、本資料の作成に当たり、記事の掲載を快諾いただいた四国新聞社池本正文部長をはじめご協力いただいた皆様に厚くお礼申し上げます。

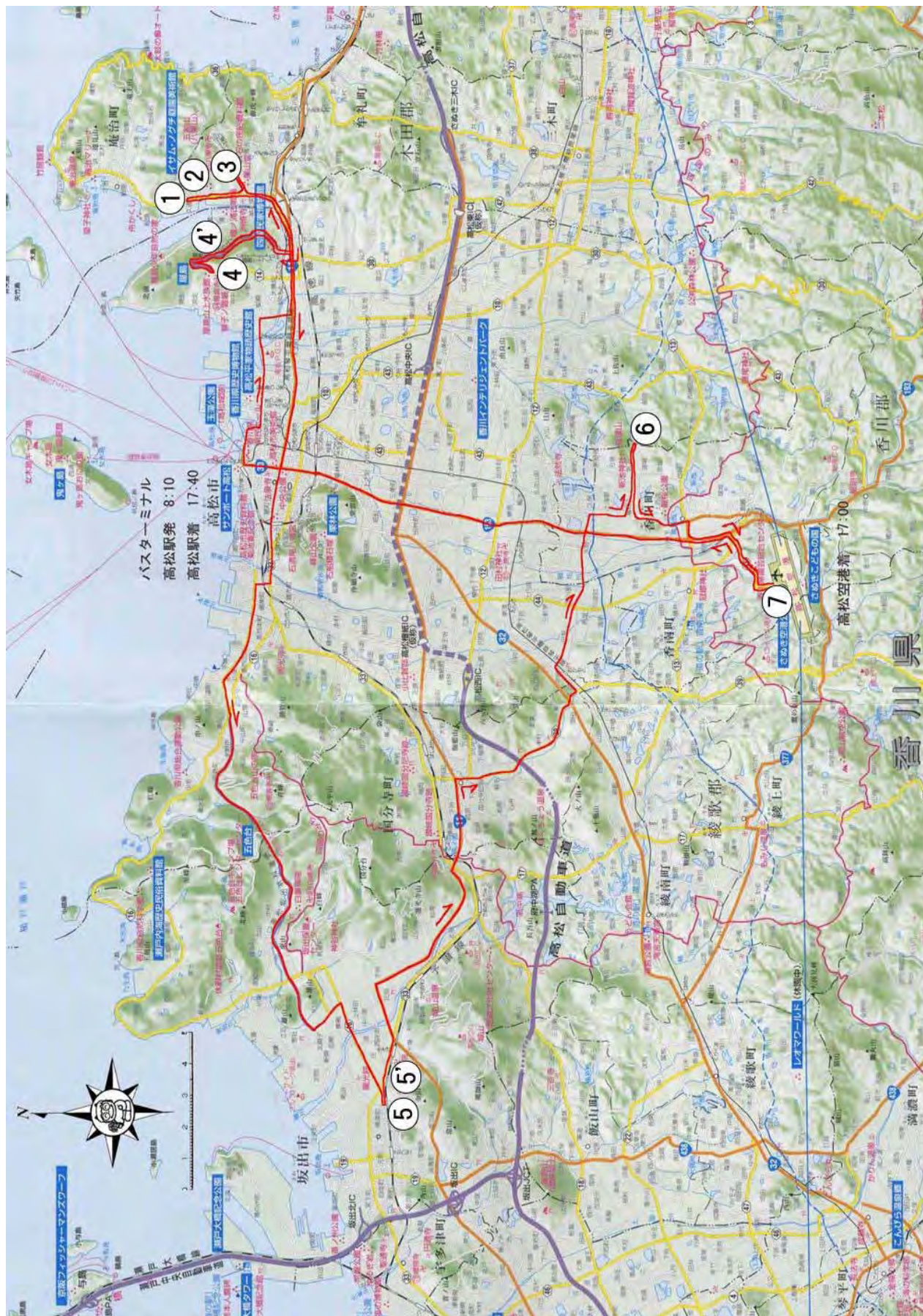


図 - 1 見学地点ルート案内図（香川県観光協会を基図として作成）

2. 見学会の行程

日時：平成14年11月2日(土)

集合時刻・場所：8:00 JR高松駅バスターミナル(団体バス乗り場)

テーマ：瀬戸内の石の文化

行程：

- 8:00 高松駅集合
- 8:10 高松駅発
- 8:50 大丁場(牟礼町・庵治町)着(庵治石砕石場見学、庵治石の採取)
- 9:40 大丁場(牟礼町・庵治町)発
- 9:50 イサム・ノグチ庭園美術館(牟礼町)着
- 11:00 イサム・ノグチ庭園美術館(牟礼町)発
- 11:10 うどんの山田屋(牟礼町)着(名物さぬきうどんではじめの昼食)
- 11:50 うどんの山田屋(牟礼町)発
- 12:00 屋島山上着：屋島寺参拝，高松市内・瀬戸内海遠望
- 12:40 屋島山上発
- 12:45 屋島ドライブウェイ展望台着：庵治石採石場・五剣山・源平古戦場を遠望，サヌキトイドと花崗岩の不整合観察
- 13:00 屋島ドライブウェイ展望台発
- 14:00 前田仁サヌカイト展示館着(坂出市金山)
(サヌカイト楽器，音楽ホール，サヌカイトのサンプリング)
- 16:00 前田仁サヌカイト展示館発(希望者はタクシーで坂出駅へ：個人負担)
- 16:30 高松クレーター(コールドロン)の地形を車窓から観察
- 17:00 高松空港着(故イサム・ノグチ氏設計の切土法面，記念モニュメント Time & Spaceを車窓から見学)
 - 東京行き(JAS398 18:15発)
 - 東京行き(ANA321 18:30発)
- 17:10 高松空港発
- 17:50 JR高松駅着
 - 岡山行き(JR快速マリンライナー 18:21発，18:49発)

案内：長谷川修一(香川大学工学部教授)

田村栄治(四電技術コンサルタント)

外山涼一(荒谷建設コンサルタント)ほか

3. 香川県の地形と地質

本章は長谷川・斎藤（1989）により概説する。

3.1 地形地質の概要

讃岐平野は四国の北東部に位置し、南は讃岐山脈で境され、北に瀬戸内海を臨む東西にのびる細長い平野である。讃岐平野の特徴は何と云っても、平野の中に浮かぶ台地状あるいは円錐状の美しい小山が群立することで、こうした特徴をもつ平野はわが国でも珍しい。前者の台地群は、五色台、屋島などで、讃岐岩（サヌカイト）あるいは讃岐岩質安山岩からなるメサと呼ばれる開析溶岩台地である。また、後者の飯野山（讃岐富士）に代表される小さな単体の山々は、讃岐岩質安山岩、黒雲母安山岩等からなるピュットあるいは火山岩頸^{けい}である。

両者はともに瀬戸内火山岩類に属し、今から約 1,400～1,100 万年前（中期中新世）の火山活動の産物である。特にサヌカイトは、讃岐地方を代表する岩石で、ハンマーでたたくと金属音をかなでるためカンカン石ともよばれ、屋島山上の土産物店で販売されている。

一方、讃岐平野を特徴づけるもう一つの岩石は花崗岩である。香川県の基礎は主に領家花崗岩類から構成されている。瀬戸内の白砂青松は、花崗岩が風化してできた白い砂をぬきにしては考えられない。そして、現在見ることのできる花崗岩の風化殻、すなわちマサの形成もまた中期中新世までさかのぼる。



写真 - 1 屋島（メサ地形）



写真 - 2 讃岐富士（飯野山,ピュット地形）

香川県は、地形および地質から、次の4つの部分に分けることができる（図 - 2，図 - 3 および表 - 1）。

(1) 南部の和泉層群よりなる讃岐山脈

本県南部には、中生代白亜紀後期の和泉層群からなる讃岐山脈が東北東方向に走り、600～1000mの標高で定高性の良い尾根を連ねている。讃岐山脈は、その南麓では中央構造線による断層崖を形成し、北麓では、その西半分は江畑断層による断層線崖となって三豊層群の丘陵と接している。また、北麓東半分の断層線崖類似の地形は、今まで断層線崖ではなく単なる差別侵食によるものであらうとされていたが、最近の調査では、断層線崖の可能性も指摘されている。

(2) 讃岐山脈北側の前山丘陵地帯および瀬戸内火山岩類をのせた山塊群

讃岐山脈北側の前山部分は、領家花崗岩類から構成される丘陵性の山地となっている。

丘陵性山地の標高は大部分が 400～600mであるが、瀬戸内海方向に階段状に落ちていき、

瀬戸内沿岸では花崗岩の上面高度は 100 ~ 200m と低くなる。そして、落差の境界付近を長尾断層がほぼ東西方向に走っている。またこれら花崗岩丘陵の上には、讃岐岩をはじめとする瀬戸内火山岩類に属する各種溶岩及び火山砕屑岩がのって、幾つかの山塊群を形成している。これらの火山岩類は讃岐層群と呼ばれるが、このうち、あるものは山頂に平坦な台地を作りメサ状に、あるものは円錐形のピュット状に、あたかも残丘のように平野上に孤立し讃岐独特の景観を画き出している。

(3) 三豊層群および焼尾峠礫層からなる丘陵地

讃岐山脈北縁部から讃岐平野中央部にかけての花崗岩類丘陵地の間には、第二瀬戸内類層群（鮮新世後期以後）に属する三豊層群および焼尾峠礫層が低い丘陵をつくっている。三豊層群は北にゆるく傾斜し、沖積平野の地下にもぐり、さらに瀬戸内海海底下にも分布する。

(4) 沖積低地および低位段丘からなる讃岐平野

讃岐平野は、上述の瀬戸内火山岩類をのせる小山塊群によって、東から高松平野、丸亀平野、三豊平野などの小さな平野に分割される。これらの平野は、沖積低地および更新世後期の扇状地から構成されている。

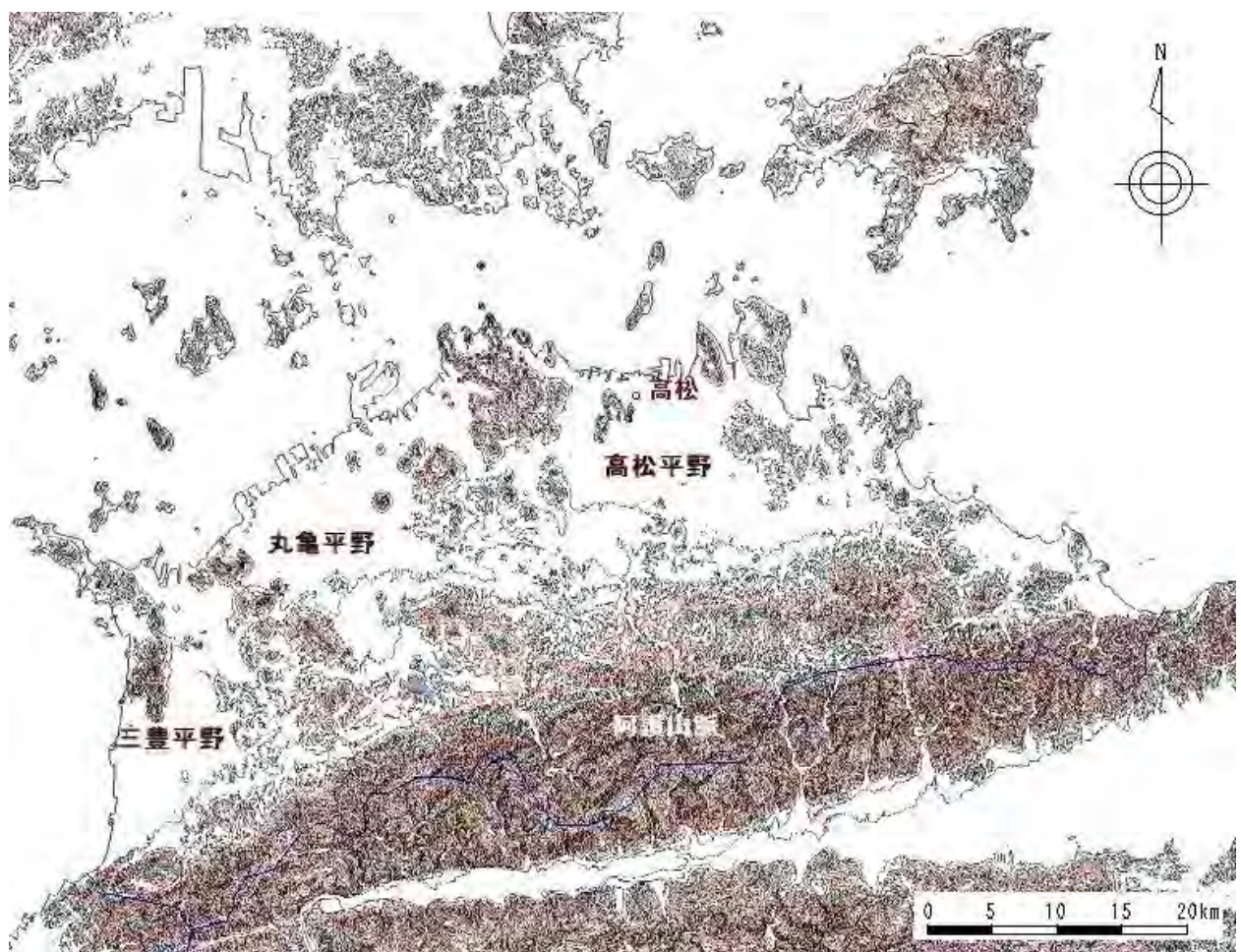


図 - 2 香川県の地形概要（国土地理院，50mメッシュ数値地図，日本 3 を基図とし，標高 50m コンターを表示）

3.2 基盤岩の地質状況

(1) 領家花崗岩類とその風化殻

花崗岩類は本県で最も広く分布する基盤岩類で、黒雲母アダメロ岩および花崗閃緑岩せんりょくがんからなっている。その大部分は白亜紀後期の領家花崗岩類に属するが、小豆島にはより後期の黒雲母花崗岩からなる広島型花崗岩が分布している。

花崗岩類は風化を受け、地表付近では所により厚さ数 10m に及ぶマサになっている。このような花崗岩類の風化殻は、後述する讃岐層群や三豊層群との不整合下にも発達しており、これらの地層の堆積前から風化殻が広範囲に形成されていたことがわかる。

例えば、小豆島の中央部の段山では、殆ど未風化の讃岐層群凝灰岩が赤色化したマサ及び赤色粘土層を不整合に被う。赤色粘土層は、赤色マサと同質の風化生成物が堆積したものである。マサ及び粘土層は、カオリナイト及びスメクタイトなどの粘土鉱物を多量に含むが、これに対して上位の凝灰岩は粘土鉱物としてはハロイサイトをわずかに含むだけで、主要構成鉱物である斜長石はほとんど変質していない。さらに凝灰岩の上位にある角閃石安山岩質火山角礫岩も新鮮である。

また、坂出市城山の南、額坂峠の採石場では花崗岩の風化殻（厚さ 30～50m）が讃岐層群の凝灰質礫岩、凝灰岩及び讃岐岩質安山岩に被われている。不整合直下の花崗岩は黄褐色のマサ～風化花崗岩で、スメクタイト等の粘土鉱物を含む。

これに対して、不整合直上の礫岩では堆積後の風化は殆ど受けておらず、新鮮な花崗岩礫が保存されている。そして礫岩を被う凝灰岩および讃岐岩質安山岩の基底部分は、少量のスメクタイトを含むものの、概ね新鮮である。この他、高松市屋島、その東方の五剣山周辺、瀬戸内海の豊島等てしまの多くの地点においても同様な関係が認められる。

このように花崗岩は、その直上の讃岐層群の基底部分と比較して著しく風化を受け、厚い風化殻を形跡している。しかも、花崗岩の風化殻の上部は一般に削剥され、地点により不整合の下の風化度が異なる。従って、これらの花崗岩の風化殻は、瀬戸内火山岩類および湖成層の堆積以前に既に形成され、その上部が削剥された後、瀬戸内火山岩類等によって被覆された結果、現在まで保存されたと推定される。

(2) 和泉層群

讃岐山脈の母体をなす白亜紀後期の和泉層群は、北縁では領家花崗岩類を不整合に被覆し、南限は中央構造線によって三波川変成岩類と接している。北縁の不整合付近には、礫岩・アルコーズ砂岩が延々と東西方向に分布している。この基底礫岩層の南には、泥岩を主体とする泥岩相、さらにその南には砂岩と泥岩との互層を主とするタービダイト相が広く分布している。

讃岐山脈北麓の西部では、江畑断層および竹成断層によって和泉層群が三豊層群に衝上している。江畑断層は、讃岐山脈と丘陵との地形境界を走り、著しい開析を受けた断層線崖を形成している。当断層は焼尾峠礫層に被われることから、第四紀中頃には活動を停止したと考えられる。一方、讃岐山脈の中～東部でも山地と丘陵との境界は明瞭で、榎原断層などによる断層線崖となっている。榎原断層などは、和泉層群中の南傾斜の逆断層と推定され、こ

れらも第四紀中頃までには活動が終了したと考えられる。

(3) 土庄層群

小豆島の北西部及び豊島には土庄層群が分布している(図-3)。本層は、第一瀬戸内累層群に対比されていたが、最近の研究では古第三系に対比されている(栗田・松原,2002)。

小豆島に分布する本層群は、所により層厚の変化が著しいが、全体として50~150mの厚さである。本層群は、本来、領家変成岩類及び白亜紀花崗岩類を不整合に被覆して堆積したものであるが、現在は、これら古期岩類とほとんど断層関係で接している。本層群の下部の地層は亜炭を含み、潟湖成であり、上部になると海棲化石を多数含み、純浅海生成の様相を示す。

下部の地層(伊喜末層)は、20~70mの厚さで花崗岩質の中粒~粗粒の砂岩を主とし、基底近くでは礫岩質となり、淡緑灰色のベントナイト類似のシルト岩および数枚の粗悪な褐炭を挟む。この褐炭は、東部にいくに従って厚くなり、北浦及び肥土山方面ではかつて採掘されたことがある。

上部の地層(四海層)は、全体として50~80m内外の層厚を示し、土庄町長浜の海岸に見られるように、直接基盤岩を不整合に被覆する場合もある。本層は、黄灰色の極めて特徴ある石英質の細粒砂岩で、ときに中粒となり、また花崗岩類・ホルンフェルス・石英斑岩などの細礫をもつ薄い礫岩層を挟む場合がある。

小豆島における土庄層群は、分布地南域の肥土山方面では、その方向は東北東~西南西で、北西に5~10度傾斜する。北域の北浦・馬越方面では南東に3~5度傾斜し、北方向に沈下する一つの緩い向斜状になっている。また多くの地点で古期岩類と断層で接しており、その断層付近では、ひきずりに伴い30~40°の急傾斜を示すことがある。これらの断層は讃岐層群堆積前に活動したと考えられる。一方、豊島では本層群の走向がほとんど南北で、東へ10°内外傾斜している。

土庄層群と讃岐層群の分布は大きく異なり、第一瀬戸内累層群(中新世後期~鮮新世前期)は北西の中国地方へ、瀬戸内火山岩類は西の松山方面へ延びるので、両者は一連の地層ではない(図-3)。

(4) 讃岐層群

香川県内の瀬戸内火山岩類及びそれに伴う淡水性の堆積層は、讃岐層群と呼ばれ県内の全域にわたって分布する(図-3)。本層群の模式的な層序は、五色台(国府台)地域に見ることができる。国分寺町東奥から、国府台の山頂に通じる道路の崖では、基盤のマサ化した花崗岩の侵食面上に、黒雲母流紋岩質凝灰岩・角閃石斜方輝石安山岩質火山角礫岩・讃岐岩質安山岩溶岩・讃岐岩溶岩の順に重なっている。城山・七宝山塊・大麻山・我拝師山・弥谷山の各地域でもほぼ同一の層序を示している。

最下位の流紋岩質凝灰岩層は、層理及び斜交層理が発達する水中堆積物で、湖沼性堆積物と推定される。特に基底部の花崗岩に近い部分では、基盤岩の塊片および水蝕礫を混入した基底礫岩となっている。中位では、成層した凝灰岩であり、上位になるにつれて黒雲母安山

岩・黒雲母デーサイト・ピッチストーンなどの裂片を混え角礫質となる。また、全域的にみて本層中にはザクロ石の裂片が多く含まれている。

本層中よりの植物化石は、ミズナラ、古ブナ、古イヌブナ、ヤナギなどで、小豆島からはフウが報告されたことがある。また最近（1987年）、津田町雨滝山山麓の凝灰質泥岩中に、香川県では初めて魚類の化石（コイ科？ギギ科）およびゴキブリの羽の化石が発見されている。

本層は一般的に水平的であるが、局部的には20～30度とかなりの傾斜をしている。しかしこの凝灰岩層の上位にくる火山角礫岩は、水平になっている場合が多いので、堆積時の構造を反映したものと考えられる。

この酸性凝灰岩の上位には、標式地の国府台では、30～50m厚さの火山角礫岩が分布する。この火山角礫岩は、角閃石質で、上位に向かって斜方輝石を含む傾向にある。さらにその上位に、約50m厚さの讃岐岩質安山岩溶岩及び30mの讃岐岩溶岩が分布する。

讃岐岩質安山岩は、斜長石を斑晶として含んでおり、また古銅輝石の他に単斜輝石も僅かながら含むので、古銅輝石安山岩あるいは両輝石安山岩とも呼ばれている。本岩は、屋島・北山・豊島・城山・国府台・常山・角山・郷獅山・大麻山・七宝山などに、溶岩として分布している。一般に讃岐岩質安山岩溶岩は、下部は柱状、上部は板状の節理が発達している。本岩は、風化すると赤褐色の粘土状となりポーキサイトに類似した風化物となる。国府台では讃岐岩質安山岩の赤色風化殻が讃岐岩によって被覆され保存されている。また屋島山上では、赤色風化を受けた讃岐岩質安山岩（屋島山上の血ノ池の赤色はここからきている）を、白色の雪の庭凝灰岩および屋島礫層が部分的に被っている。

讃岐岩（サヌカイト）は、黒色緻密で斜長石に乏しく斜方輝石、特に古銅輝石の小針状斑晶に富み、ガラス質石基を多く含むのを特徴とする。この讃岐岩は流理もしくは節理に富み、メサ状地形をなしている。風化を受けると赤褐色の粘土となるが、一部は風化を免れあたたかも木片のような溝状の節がついた礫（縁とり石）となっている。本岩は、主として国府台地域の青峰・白峰・城山・金山及び傾山の頂部に讃岐岩質安山岩を被覆し分布している（屋島山上で売られているカンカン石は、国府台産出のサヌカイトである）。

他方、上述の層序を伴わず、基盤上に噴出した黒雲母安山岩、斜方輝石角閃石安山岩、角閃石安山岩などの火山岩類が、ピュット状またはメサ状の地形をつくって広く分布し、また、主として流紋岩からなる貫入岩が長尾断層沿いに分布する。

香川県に分布する瀬戸内火山岩類では、デーサイト、流紋岩類から14Ma、讃岐岩質安山岩及び讃岐岩から13～11MaのK-Ar年代が報告されている（巽、1983）。また、雪の庭凝灰岩からは11Maのフィッシュトラック年代が報告されている。これらの溶岩の一部は水中堆積したことが明らかにされているので、讃岐地区の瀬戸内火山岩類は湖水域で噴出したと考えられている。

（5）三豊層群

三豊層群は、メタセコイア植物によって特徴づけられる第二瀬戸内累層群に属する湖沼成層で、瀬戸内海海底をはじめ瀬戸内沿岸平野部の地下に普遍的に分布している。本層群は、

花崗岩類及び和泉層群を基盤として、段丘堆積物及び沖積層によって不整合におおわれている。本層群の厚さは60~100mで、礫層、アルコーズ砂層、黒灰色泥岩、青色シルト岩またはこれらの互層からなる。本層群は主として、花崗岩及び和泉層群起源の碎屑物からなり、場所によっては瀬戸内火山岩類及び三波川変成岩類の礫を多量に含む場所もある。

香川県西部では、三豊層群の南限はほぼ江畑断層に対応する。南縁部の三豊層群は、和泉層群の巨礫及びスラブ状の巨礫をもつ、いわゆる湖沼の周縁礫岩相で、それらの周辺礫岩上に、和泉層群が江畑断層によって衝上している。また高松市南方では、長尾断層、鮎滝断層が三豊層群のほぼ南限となっている。

三豊層群分布域の周辺には、和泉層群に由来する礫を主体とする扇状地性礫層の焼尾峠礫層が分布している。焼尾峠礫層はその命名当時、丘陵を構成する礫層で段丘堆積物とは区別されていたが、その後、高位段丘堆積物として扱われることもあった。しかしながら、本層は丘陵を形成し、堆積原面を残しておらず、また固結度も三豊層群とほぼ同程度なので段丘堆積物ではなく、第二瀬戸内累層群に含める方が妥当と考えられる。近年、同相当層からメタセコイア消滅期の植物花粉等が報告され、かなりの部分が下部更新統であることが明らかになってきた。

また、三波川帯由来の結晶片岩礫を含む三豊層群下部層中の火山灰層からは $2.5 \pm 0.3\text{Ma}$ 、和泉層群起源の碎屑物からなる焼尾礫層相当層からは $1.2 \pm 0.2\text{Ma}$ という値のフィッシュトラック年代が報告されている。従って、焼尾峠礫層の大部分は第二瀬戸内累層に属することが確実になった。このため現時点では、三豊層群が鮮新世後期~更新世前期、焼尾峠礫層が更新世前期~中期の地層と考えられる。

三豊層群中の結晶片岩礫は、四国山地の三波川帯から供給されたものである(Saito, 1962)。この外帯由来の礫については、讃岐山脈の風隙地形を通じて讃岐山脈が大きく隆起する以前にもたらされたという考え(岡田, 1970; Sangawa, 1978)と、既に隆起していた讃岐山脈を迂回して伊予三島方面からもたらされたという考え(阿子島・須鎗, 1989; 須鎗・阿子島, 1990)がある。最近の研究では、前者の可能性が高いようである(植木・満塩, 1998)。

(6) 段丘堆積物・沖積層

讃岐平野は、主として三角州~はんらん原からなる沖積低地と、その背後の扇状地から構成される。これまで、臨海部の沖積層は、地表下約10mの火山灰層を喜界アオホヤ火山灰とみなし、厚さが約30m程度と推定されていた。しかし、この火山灰層が始良-Tn火山灰であることが確認されたことから、臨海部の沖積層は10m以内であることが明らかになった(川村, 2000, 2002)。同様に、これまで沖積扇状地とみなされていた高松平野の香東川扇状地や丸亀平野の土器川扇状地は、地表直下から旧石器時代の遺跡や始良-Tn火山灰などが確認されていることから、基本的には最終氷期の扇状地と推定される(長谷川, 1998; 川村, 2000)。また、平野の周辺部には、更新世中期~後期の段丘が分布している。

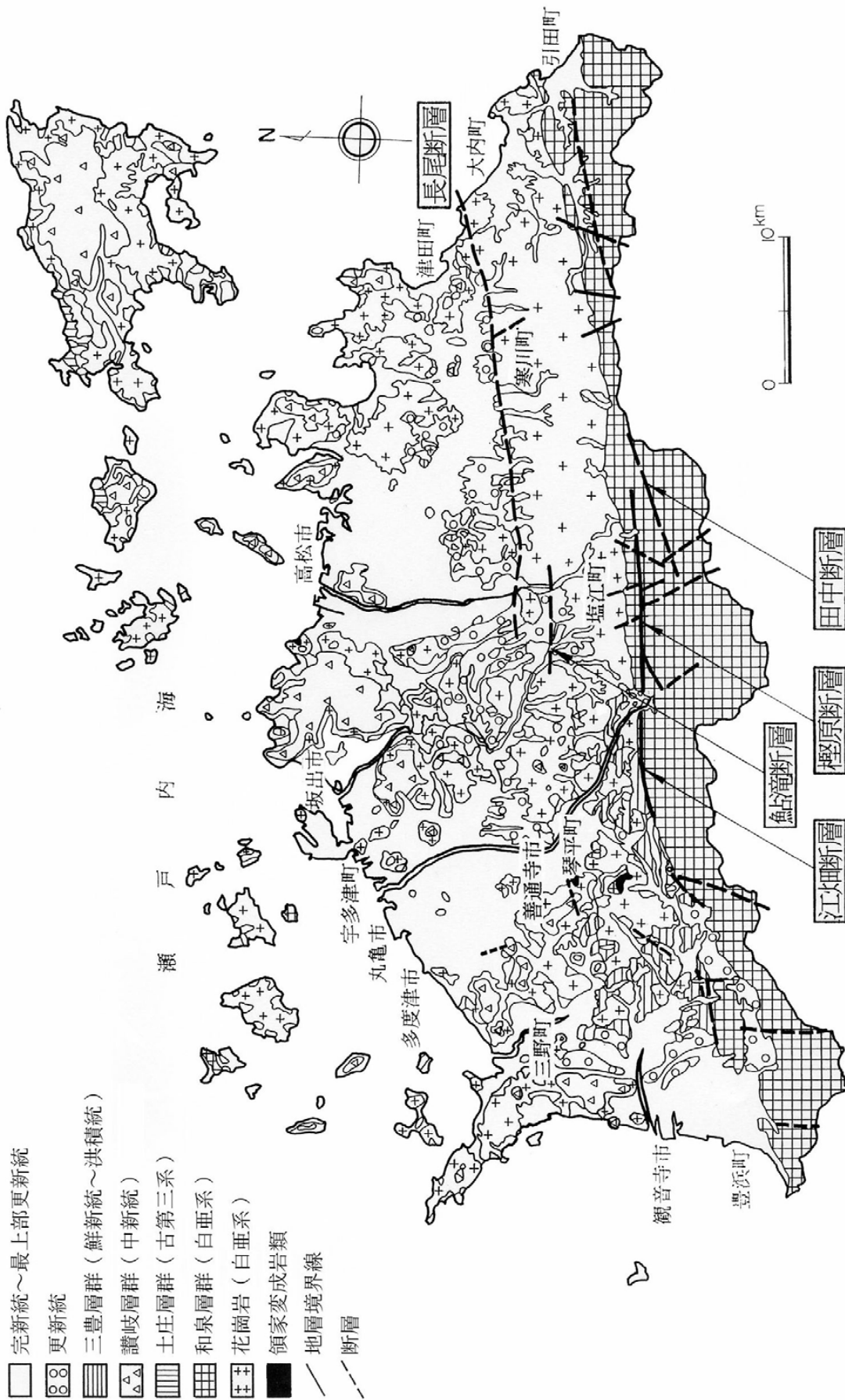


図 - 3 香川県の地質概要（長谷川・斎藤, 1989 を簡略化）

表 - 1 香川県の地質層序 (長谷川・斎藤,1989)

地質時代 (Ma)		地層名	岩質	堆積環境など	主な化石	
新生代	第四紀	完新世	沖積層	砂・礫及び粘土	三角州・扇状地成層	-10m 海棲貝類
		更新世	段丘堆積物	砂・礫及び粘土	扇状地成層	ナウマンゾウ
			(焼尾峠礫層) 三豊層群	砂・礫及び粘土	扇状地成層 湖沼成層	トウヨウゾウ, アカシ ゾウ, メタセコイア
	新第三紀	鮮新世				
		中新世	讃岐層群 土庄層群	酸性凝灰岩, 讃岐岩類など	湖成層	フウ, ブナ, コイ科
	古第三紀	漸新世		石英質〜アルコーズ砂岩, 亜炭及びベントナイト, 礫岩	浅海成層 (一部潟湖成)	タマキガイ, サメ
		始新世				
		暁新世				
		65	和泉層群	砂質頁岩, 砂岩・泥岩互層 アルコーズ砂岩, 礫岩	海成層	アンモナイト, イノセ ラムス, コダイアマモ
	中生代	白亜紀	領家花崗岩類	黒雲母アダメロ岩, 花崗閃緑岩	深成岩	
ジュラ紀						
三畳紀		領家変成岩類	ホルンフェルス, 片麻岩 雲目片岩, 変成輝緑岩 結晶質石灰岩	海成層	放散虫	
古生代後期						

(注) 最新の研究では, 土庄層群は古第三系とされている (栗田・松原, 2002)。

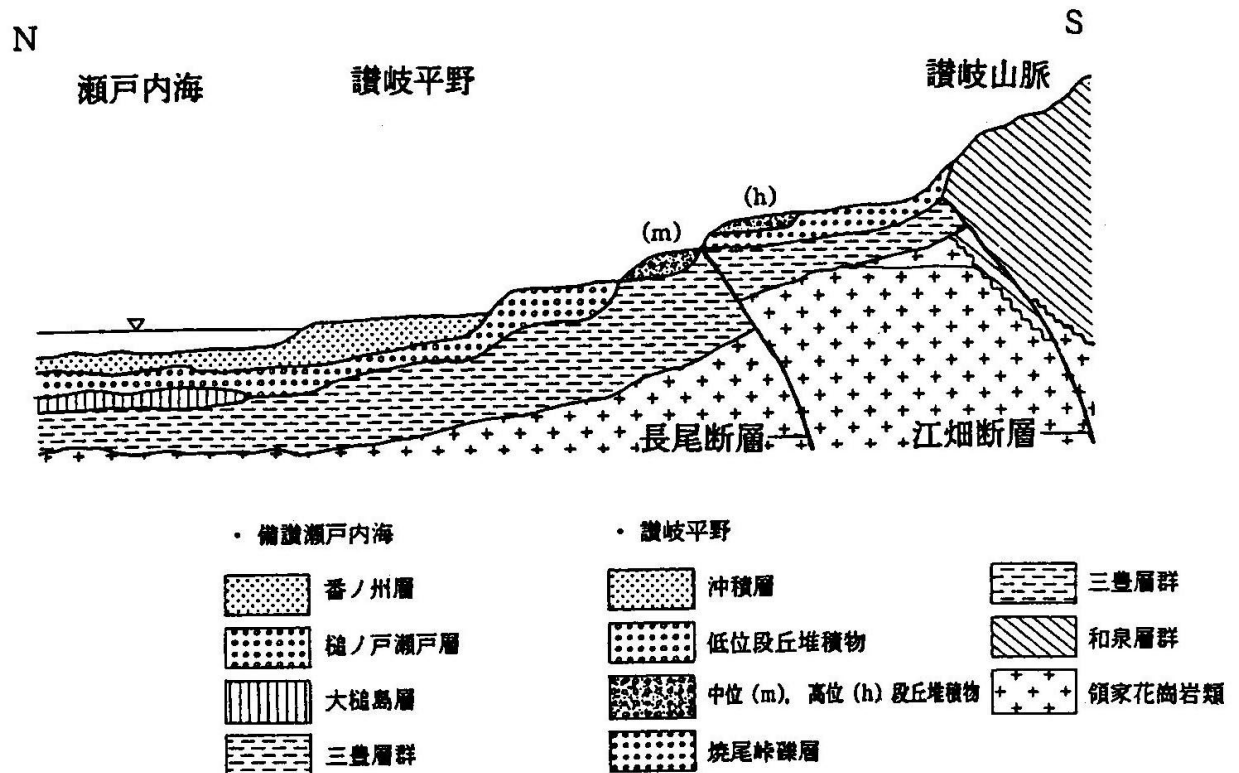


図 - 4 香川県の南北地質断面図 (長谷川・斎藤,1989)

4. 讃岐の石の歴史

斎藤・板東・馬場(1962), 斎藤・森合(1992), 四国地方土木地質図編纂委員会(1998), 牟礼町石の民俗資料館(2002)の文献により, 香川県産の石の歴史について紹介する。

4.1 花崗岩類

香川県木田郡庵治町および牟礼町に産する黒雲母花崗岩は, 細粒で灰白色~灰色を呈し, 本地域以外の香川県産の花崗岩に比して石英の量が多い。庵治町, 牟礼町に産する黒雲母花崗岩は, 『庵治石』, 『庵治小目』と呼ばれ, 最高級の墓石材料として珍重されている(図-5)。

丸亀市北方の塩飽諸島の広島, 本島, 与島(本四公団・児島坂出ルートの与島パーキングエリアとなっている)は全島, 黒雲母花崗岩からなり, これらの石材は『青色石』, 『本島石』, 『与島みかげ』と呼ばれ, 敷石, 土木・建築材料, 彫刻, 石灯籠, 石碑などに供せられている。

小豆郡の土庄町大部に産する黒雲母花崗岩は『大部みかげ』と呼ばれ, 大阪城の石垣に利用された。

4.2 瀬戸内火山岩類

(1) サヌカイト

サヌカイト(讃岐岩, Sanukite)は1891年明治時代にWeinschenk博士の命名記載による安山岩で, 坂出市の国分台白峰山の頂部に発達し, 黒色緻密であり金槌で叩けば金属音を発し, 古くは鐘用に供せられ, 『かんかん石』と俗称されている。サヌカイトは香川県の特産岩石であり, 他に坂出市の金山, 城山などに産する。

正規の讃岐岩は, 斜長石の班晶に乏しく斜方輝石, 特に古銅輝石の小針状結晶に富み, ガラス質石基を有することを特徴としている(斎藤・板東・馬場, 1962)。

サヌカイトには, 斑晶としてまれにマグネシウムに富むかんらん石, 斜方輝石を含むことがあり, 通常の火山岩に見られない特徴である。これらの斑晶は初生安山岩質マグマ(深さ30-50kmのマントルで生じた未分化な安山岩マグマ)から結晶したもので, 安山岩成因論の1つである初生安山岩質マグマの存在を裏づける貴重な存在となっている(www.sanukite.com/about.htm, 神戸大佐藤教授)。

サヌカイトは従来から鐘用のため, 少量採石されているが, その一方, 風化岩は古くから庭石としても賞用されている。

また, 2万年前, 先史時代人はサヌカイトを割る独特の技術を考案して石器を作っていた(図-6)。紀元後の金属器にとって代わられるまでの長いあいだ槍先や矢じりに用いられ, 鹿や猪の狩猟, さらに戦いの場でも主役を果たしていた(www.sanukite.com/about.htm, 京大山中教授)。

香川県坂出市在住の前田仁氏によって創作されたサヌカイト楽器は, その音色は宇宙の響き, 太鼓の音色などと世界中から驚嘆の声が上がっている(www.sanukite.com/index.htm)。

(2) 安山岩類

讃岐層群中の安山岩類は路盤材, コンクリート用骨材として現在も多地点で採石が行われ, コンクリート骨材などの建設資材として利用されている。一部の安山岩中には, アルカリ・シリカ反応性があるものや, 熱水変質によるスメクタイトを含有するものなどが含まれる。

安山岩は柱状および板状の節理を有することが多い。高松市由良町の由良石は黒雲母安山岩からなり、板状節理の発達が顕著で、節理に沿った採石が容易であった。古くは石燈・土台石に使用されていたが、耐火性があるため、外壁などの大建築用（香川県地質図説明書に記載）にも供せられていた。

古墳時代には、国分寺町鷲の山の角閃石安山岩や津田町火山の凝灰岩が石棺に使われていた。鷲の山の石は、海を渡り大阪府柏原市の安福寺境内の剝板式石棺にも使われていた（木原ほか，1997）。

(3) 凝灰岩類

香川県小豆郡土庄町豊島家浦の豊島石、豊島唐櫃（からとう）の唐櫃石などは、灯籠・かまど加工品として利用されている。

桃太郎伝説として知られる高松市の沖4kmの女木島には、凝灰岩中に洞窟があり、鬼の住家と伝えられている。この洞窟を調査した筆者らは、洞窟内に多数の平面的に広がるノミ跡を発見し、採石跡であると考えられる。同様な洞窟は、屋島の北嶺などにもあり、昭和の初めまで採掘されたと伝えられているが、詳細は不明である。

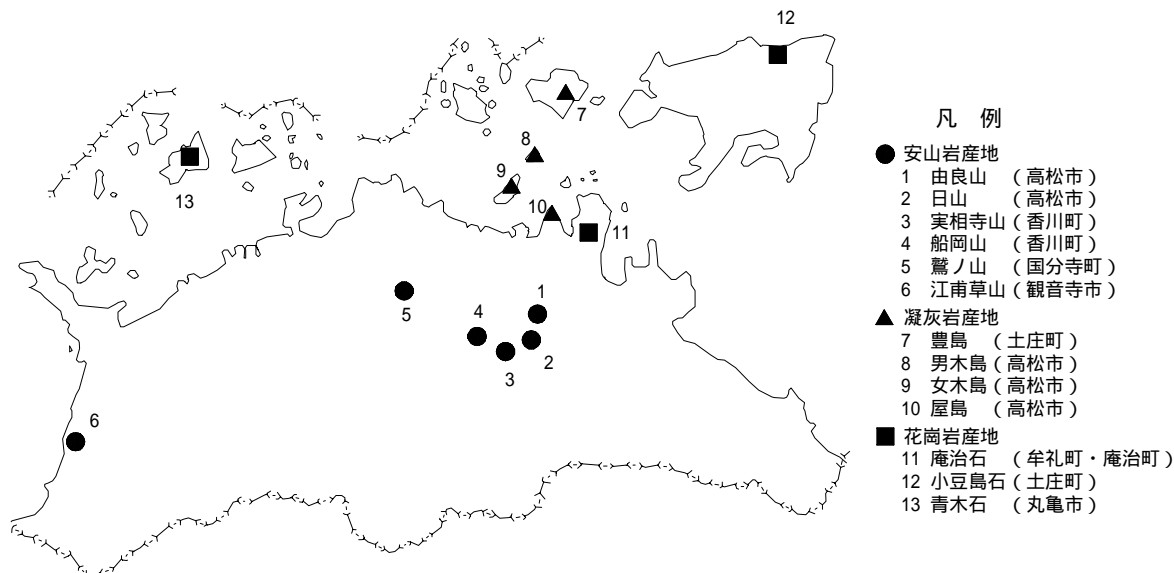


図 - 5 讃岐の石の産地

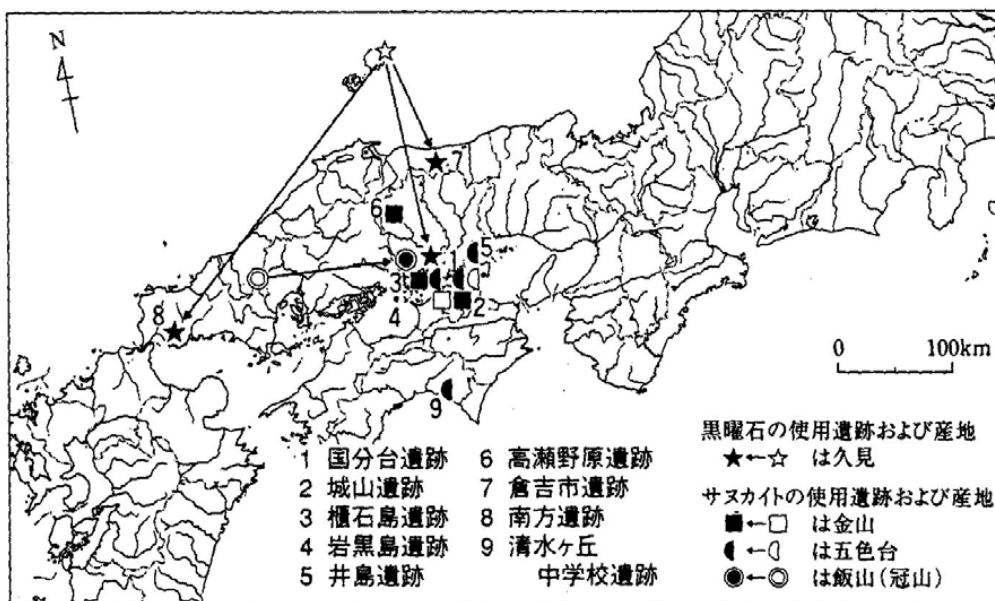


図 - 6 サヌカイトの分布範囲（木原ほか，1997）

5. 見学地点の概要

5.1 STOP1 庵治石大丁場（庵治町）

(1) 庵治石の石材としての特徴

高松市の東隣の牟礼町から庵治町境界の女体山付近は、高級石材である庵治石の採石場（丁場）が集中している（図 - 7, 写真 - 3）。庵治石は、細粒の黒雲母花崗岩で、細目（こまめ）と中目に区分される。中でも、細目は黒雲母がまだら模様のように集まり（「斑が浮く」と表現される）、世界一高額な石材と言われている（写真 - 4）。最高級の石材としての特徴は、硬くて、新鮮、水に強い、変色が少ない、酸に強いことである（牟礼町石の民俗資料館、1998）。これに対して、庵治石の欠点は、火・熱に弱い、石質がそろったものが得にくいことである。

庵治石は品質の素晴らしさから“価格は世界一”で、羊かんより高いと言われている。ちなみに、石材の単位である1才は1辺が30cmの立方体である。

(2) 庵治石の歴史

庵治石が石材として利用され始めたのは、1588年の高松城築城からと伝えられているが、庵治石の利用が本格的になったのは江戸時代以降であり（牟礼町石の民族資料館、1998）、明治時代初期までは、マサの中の玉石（コアストーン）を取り出して利用していたようである。その後、明治30年頃から火薬が使われ、直接、岩盤から切り出され、今のような発破と大型重機を使用する採掘方法に至っている。この石工技術の変遷については、牟礼町石の民俗資料館が詳しい展示を行っている（www.isi.mure.kagawa.jp/index.htm）。

現在、庵治石開発共同組合には、庵治石の採掘・加工・運搬・石工事を営む51社が加盟している。1999年の生産量は、18.5万トンである。

(3) 庵治石の岩石学的特徴

庵治石の属する庵治花崗岩は、女体山西麓の大丁場から屋島にかけての西北西に伸長する主岩体と、庵治半島北端の小岩体からなる（図 - 8, 沓掛ほか、1979）。これらの岩体はともに周囲の構造を切って貫入しており、花崗岩活動最末期のストック状岩体（岩株）からなる。花崗岩の進入時期は白亜紀後期の0.8～0.9億年前頃と考えられている。庵治花崗岩は、岩石学的にはモンゾニ花崗岩に属する細粒黒雲母花崗岩からなり、角閃石や白雲母を含まない（図 - 9, 写真 - 5, 表 - 2）。また、磁鉄鉱を含まないチタン鉄鉱系に属する（石原、1991）。この石材の最大の特色は、石の表面にまだらな地模様が浮かび上がる斑（ふ）と呼ばれる模様で、黒い斑点は岩石学的には黒雲母だけでなく、透明な石英にも原因があるらしい（石原、1991）。

(4) 庵治石の目

石工たちは、石割の際に一番割れやすい石材の面を「目」と呼び、次に割れやすい方向を「二番」、最も割れにくい面方向を「かさね」と呼んでいる（図 - 10）。庵治石の丁場では、水平方向が「目」、東西が「二番」、南北が「かさね」となっている（牟礼町石の民俗資料館、1998）。この「目」「二番」「かさね」には、キズと呼ばれる筋が走っており、それぞれ「目キズ」「二番キズ」「かさねキズ」と呼ばれている。

(5) 庵治石の今日的課題

1) 石材の産業の低迷

庵治石も、不況と安価な中国製品に押されて、出荷価格も半値に下落し、出荷額もバブル景気時の半分となっている（四国新聞 2002 年 4 月 7 日）。1999 年の生産量は 18.5 万トンで、庵治石ブランドにもかげりが見え始めており、石材産業は打開策のひとつとして、庵治石の体験型観光ストーンツーリズムでイメージアップを図ろうとしている。

2) 丁場の安全性と環境保全

これまでは小規模な丁場ごとに採掘していたため、山は虫食い状態であったものの、緑は残っていた。しかし、2000 年 2 月から香川県は、採石場の安全性と採石場跡の緑化を図るため、数箇所の採石場を一体化し、1 ha 以上の協調採掘(林地開発)へと指導を転換した。このため、この 2 年あまりの間に丁場は大規模化し、不安定岩盤除去のための掘削によって、切土法面が急速に拡大した。林地開発後は緑化することになっているが、開発と環境保全のバランスが問われている。

3) 跡地利用

また、採石場の跡地利用についても、これから知恵を出し合わないといけない。カナダでは、採石場跡がブッチャート庭園（ビクトリア）やクイーン・エリザベス庭園（バンクーバー）のような美しい庭園に生まれ変わって、観光地になっている。地域の風土や景観（五剣山）に調和したイサム・ノグチ庭園美術館にそのヒントを探ってみたい。



図 - 7 庵治石の丁場と見学地点（2.5 万分の 1 地形図『五剣山』に加筆）

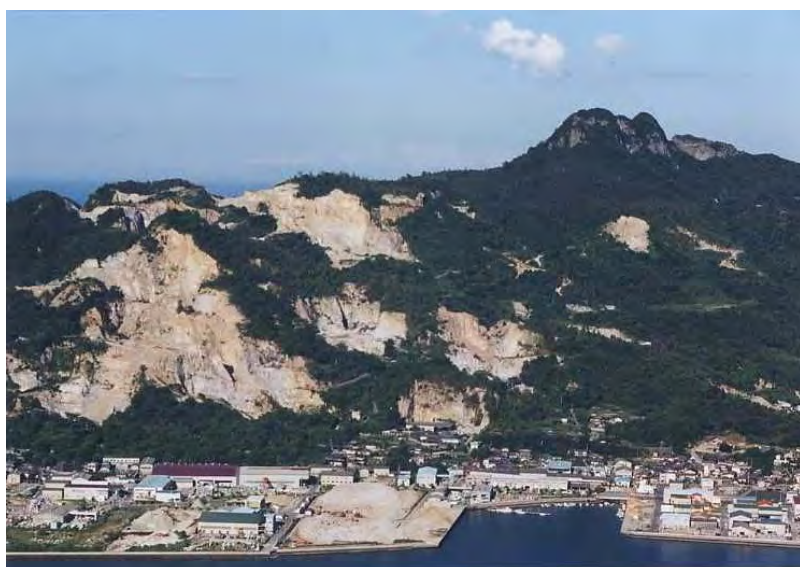


写真 - 3 庵治石の大丁場(左)と五剣山(右)

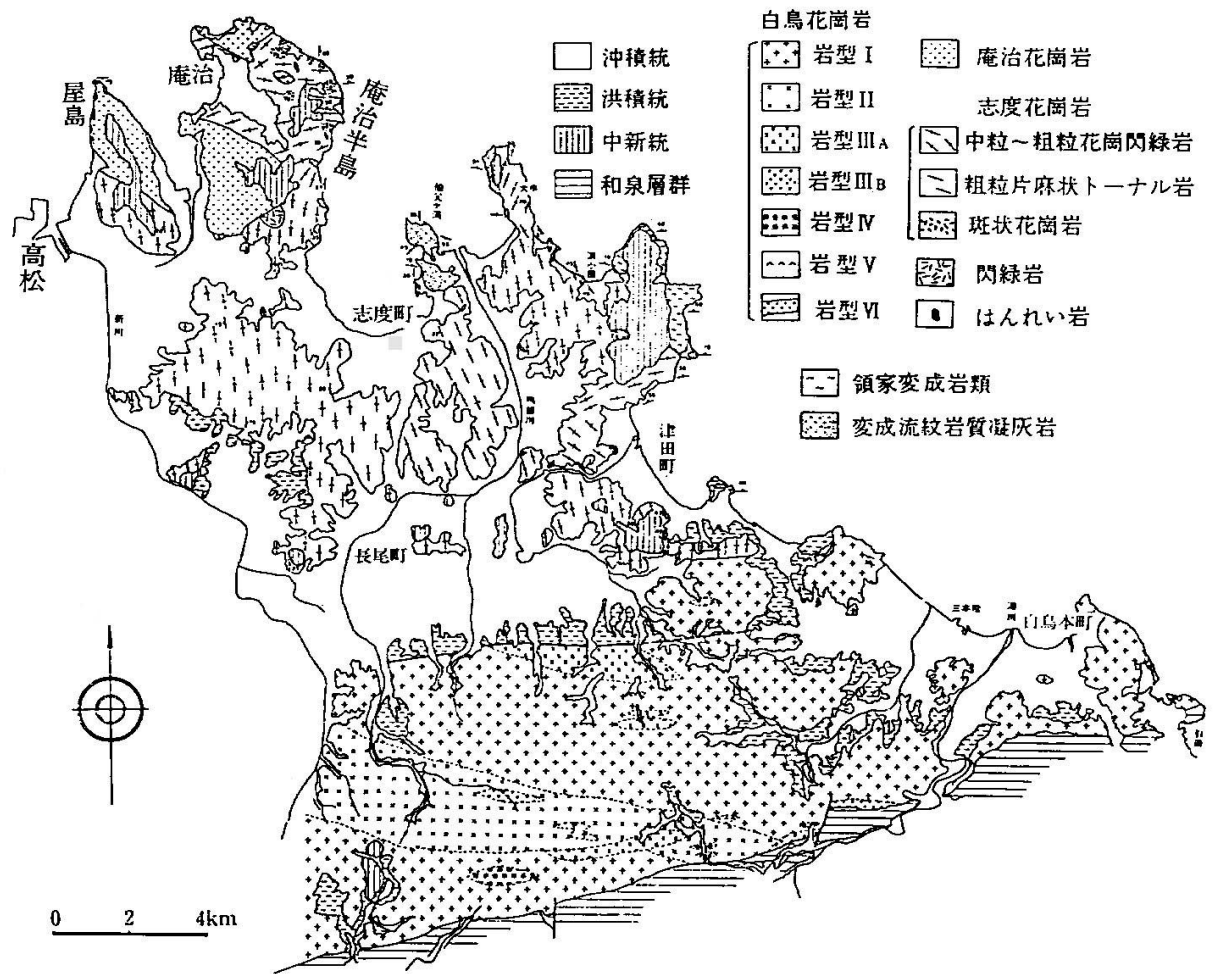


図 - 8 屋島と五剣山周辺の地質図 (沓掛ほか, 1979)

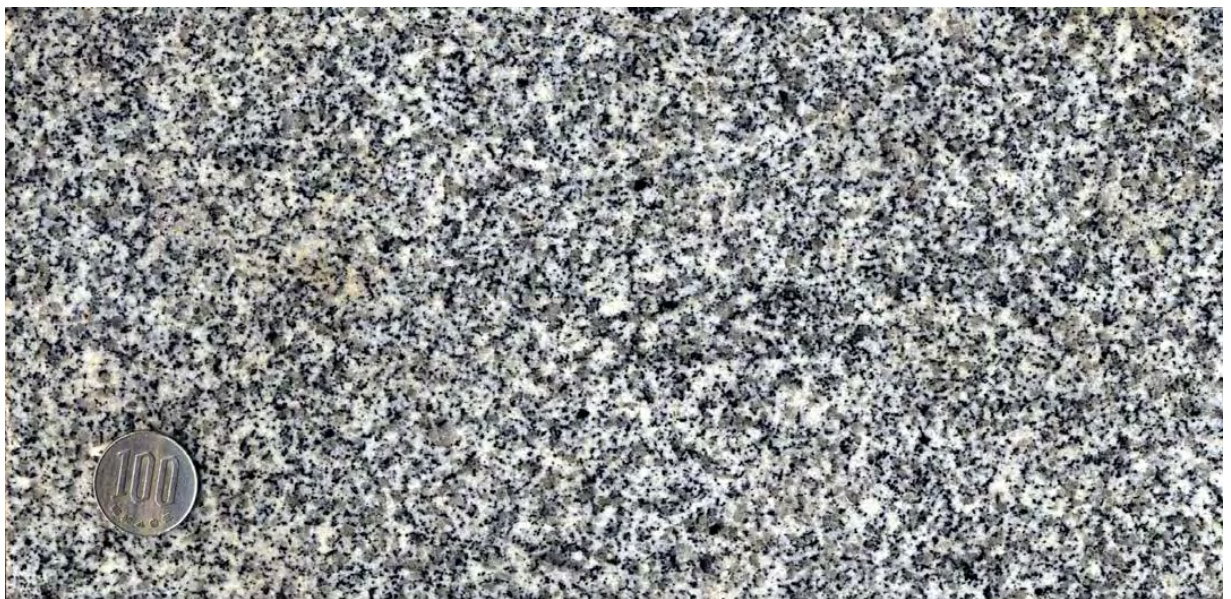


写真 - 4 庵治石の研磨写真

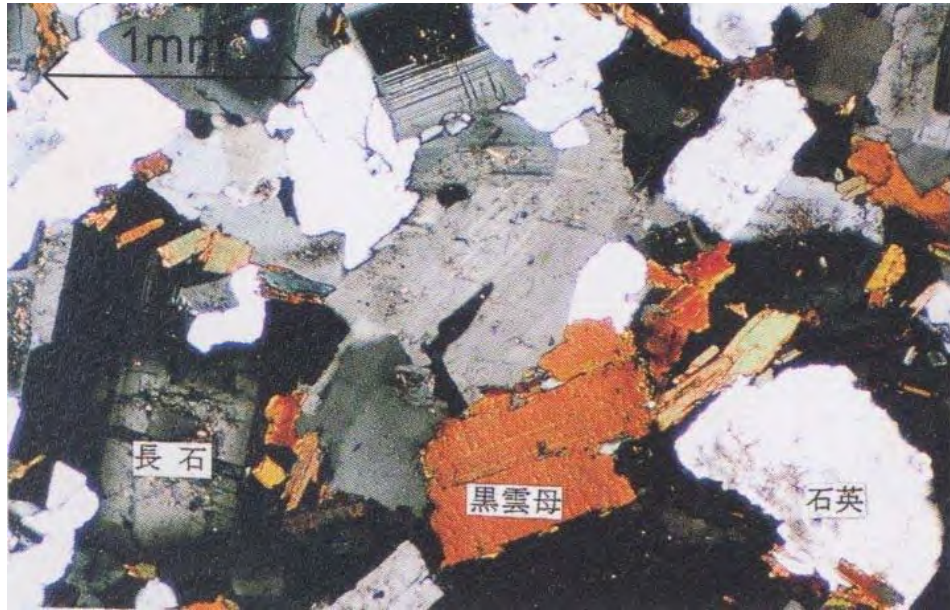


写真 - 5 庵治石の偏光顕微鏡写真

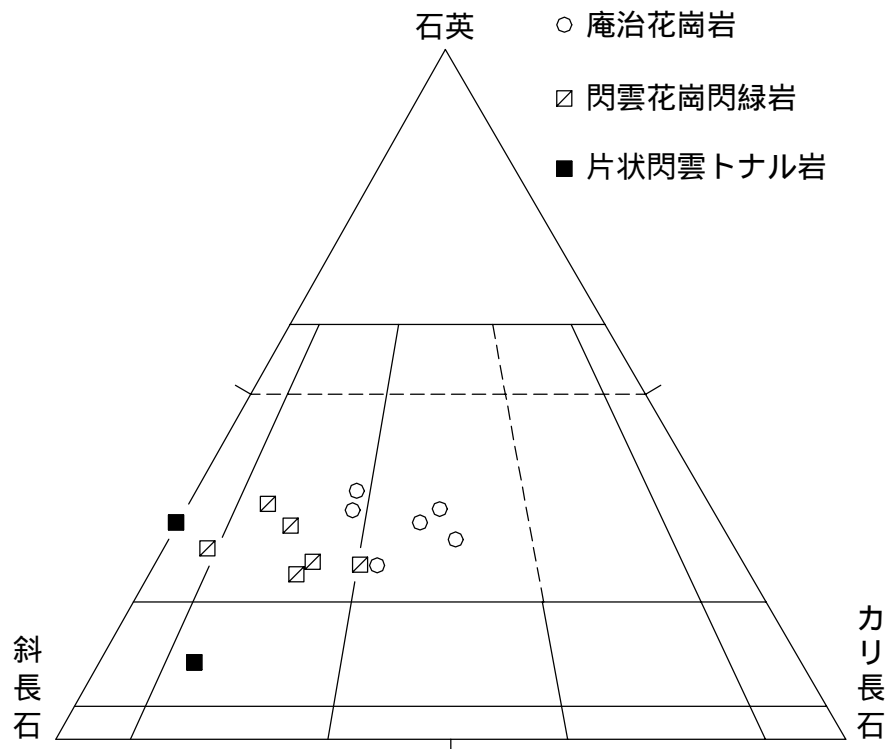


図 - 9 庵治石のモード組成 (沓掛ほか, 1979)

表 - 2 庵治石の化学分析値 (石原, 1991)

	細 目	庵治花崗岩
SiO ₂ (%)	71.50	72.36
TiO ₂	0.21	0.17
Al ₂ O ₃	15.26	15.50
Fe ₂ O ₃	0.18	0.29
FeO	1.95	1.59
MnO	0.05	0.05
MgO	0.52	0.40
CaO	2.80	2.22
Na ₂ O	3.81	3.77
K ₂ O	2.69	3.27
P ₂ O ₅	0.07	0.03
H ₂ O (+)	0.54	0.51
H ₂ O ()	0.04	0.06
合計	99.62	100.22
S(ppm)	40	報告なし
Rb	65	同 上
Sr	386	同 上

- 1) 細目 72TO329 庵治町丸山 田淵石材採石場 (1972 年採取)
- 2) 庵治花崗岩 TK77091801 沓掛ほか (1979) より引用

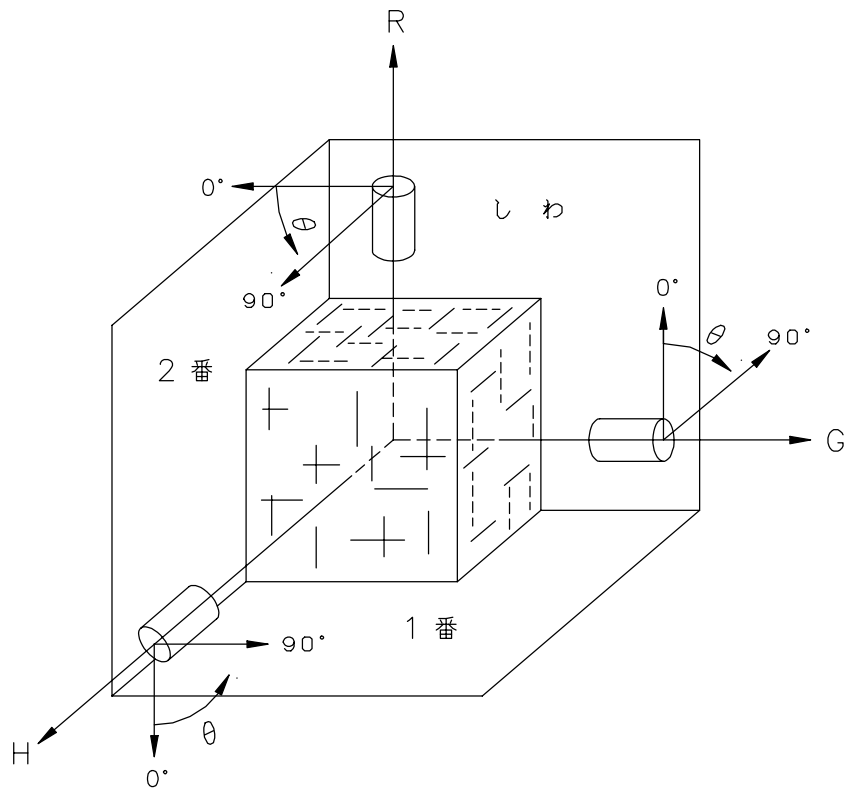


図 - 10 石目の模式図 (工藤ほか, 1986)

5.2 STOP2 イサムノグチ庭園美術館（牟礼町）

故イサムノグチ氏は、岩塊を材料とする世界的に著名な日系二世の彫刻家である。以下にイサムノグチ庭園美術館のホームページ（<http://www.isamunoguchi.or.jp/gamen/bd/ind.htm>）から、その業績を紹介する。

1) 彫刻家イサム・ノグチ氏とは

20世紀を代表する石の彫刻家イサム・ノグチは、モニュメント、庭や公園などの環境設計、家具や照明のインテリアから、舞台美術までの幅広い活動を行った、きわめてユニークな芸術家です。1956年、初めて庵治石の産地である香川県の牟礼町を訪れたノグチは、1969年からは五剣山と屋島へと住居を構え、以降20年余りの間、石の作家である和泉の間にあるこの地にアトリ正敏をパートナーに制作に励みました。

2) イサム・ノグチ庭園美術館は

イサム・ノグチ庭園美術館は、この地が未来の芸術家や研究者、そして、広く芸術愛好家のためのインスピレーションの源泉になることを強く望んでいたノグチの遺志を実現したものです。150点あまりの彫刻作品はもとより、自ら選んで移築した展示蔵や住居イサム家、デザインした彫刻庭園など、全体がひとつの大きな「地球彫刻」、あるいは環境作品となっています。出来る限り、生前の雰囲気そのまま環境そのものを公開し、あわせて専門的な調査・研究のためのアーカイブを準備しています。ジャンルを超えた宇宙的でコスモポリタンな、開かれたノグチの世界像をどうか心ゆくまで味わっていただきたいと思います。

3) 彫刻家イサム・ノグチの活動と代表作

英文学者で詩人の野口米次郎と、作家レオニー・ギルモアとの間に生まれ、少年期は日本で育つ。渡米した後、彫刻家を志し、アジア・ヨーロッパを旅して見聞を広めた。パリでは彫刻家ブランクシーの助手をつとめる。ニューヨークに居を定め、肖像彫刻、舞台美術をへて環境彫刻やランドスケープ・デザインにまで幅広い活動を開始する。戦後は日本でも陶器作品や、和紙を使った「あかり」のデザインなどを行う。また、丹下健三、猪熊弦一郎、勅使原蒼風、北大路魯山人、岡本太郎など当時の前衛芸術家たちと交流して刺激を与えあう。その後、アメリカ国内外の各地で、彫刻、モニュメント、環境設計を続け、文字通り「地球を彫刻した男」と呼ばれる。1985年には、ニューヨークにイサム・ノグチ・ガーデン・ミュージアムを開館する。

代表作には、慶応義塾大学「新万来舎」(1950)、広島市の平和大橋(1952)、パリのユネスコ本部の庭園(1958)、大阪万博の噴水(1970)、デトロイトの公園「フィリップ・ハート・プラザ」(1979)、東京の草月会館ロビー「天国」(1977)、テキサスのキンベル美術館「星座」(1982)、コスタ・メサの彫刻公園「カルフォルニア・シナリオ」(1982)、フィラデルフィア「ベンジャミン・フランクリンのためのモニュメント」(1984)、ヒューストン美術館の彫刻公園(1986)、ヴェネチア・ビエンナーレの滑り台「スライド・マントラ」(1986)、高松空港「タイム・アンド・スペース」(1989)、札幌モエレ沼公園(現在も進行中)など。

5.3 STOP 3 五剣山とうどんの山田屋（牟礼町）

本地点では、五剣山の麓にある酒造屋敷跡，築 130 年の歴史を持つ長屋門と古母屋からなる『うどん本陣 山田屋』で讃岐うどんを賞味する。



図 - 11 五剣山見学地点と昼食地点（2.5 万分の 1 地形図『五剣山』に加筆）

高松市街地の東方約 7 km にある五剣山（標高 366.2m）は修験道の山であった（図 - 11）。5 つの峰は讃岐層群に属する火山角礫岩からなり，5 つの峰のうち，その 1 つは宝永地震時（1707 年）に崩壊したとの伝承があるが，山体崩壊の実態についてはよく分かっていなかった。菅原・長谷川(2002)は，歴史史料調査と現地調査によって山体崩壊の実態と発生メカニズムを解明した。菅原・長谷川(2002)による研究成果は，次の通りである。

五剣山の峰は中新世の讃岐層群に属する火山角礫岩から構成される。崩落した岩塊は，五剣山の山頂を構成する火山角礫岩からなる（写真 - 6）。

宝永地震で崩壊した五の峰は，他の峰と比べて非常に細く屏風岩のようにせせり立っている。

崩壊前の絵図に基づき峰の復元を試みた結果，現在の五の峰には宝永地震で崩壊する前には 2 つのピークがあった可能性が高い（図 - 12）。

崩落岩塊の分布調査により，宝永地震での五の峰崩壊方向は，北部は北方（庵治側），南部は南方（牟礼側）方向に転倒崩落した可能性が高い。この場合の崩壊量は概算で北部で約 5,000m³，南部で約 2,400m³であるが，崩落岩塊の土量と一致しないところがあり，今後の検討課題である（図 - 13）。

五の峰の急崖を構成している火山角礫岩中には，強度の小さい凝灰岩層がほぼ水平に 2 層挟まれている。強度の小さな凝灰岩層には，水平な開口割れ目が形成されている。その結果，上位の火山角礫岩は浮石状になっている（図 - 14）。

凝灰岩上に浮石となって転倒した火山角礫岩塊の存在から，墓石の転倒のような崩壊形態をとったと推定される（写真 - 7）。

絵図に基づき峰高さを復元し，これを墓石が転倒するように崩落したと仮定すると，五剣山崩壊時の水平加速度は，およそ 300～500gal 以上と推定され，震度 6 以上の地震動であった可能性が高い。



崩落前の五剣山



崩壊後の五剣山



現在の五剣山

図 - 12 現在の五剣山と崩落前・後に描かれた五剣山の絵図の比較

左上の図は、1689年発行「四国遍礼霊場記」にある五剣山の挿絵である。

右上の図は、高松藩藩主松平頼豊侯が八栗伽藍絵図として宝永地震後に描かせた復興絵図である。宝永地震により八栗寺が大破し、八栗寺は地震の2年後に全改築し、ほぼ現在の姿になったとされている（庵治町史）。峰の形は現在の山容（左下写真）にほぼ一致し、宝永地震後山体を大きく変えるような崩壊は発生していないようである。



写真 - 6 八栗寺付近の崩落岩塊



写真 - 7 山頂部に残った転倒した火山角礫岩

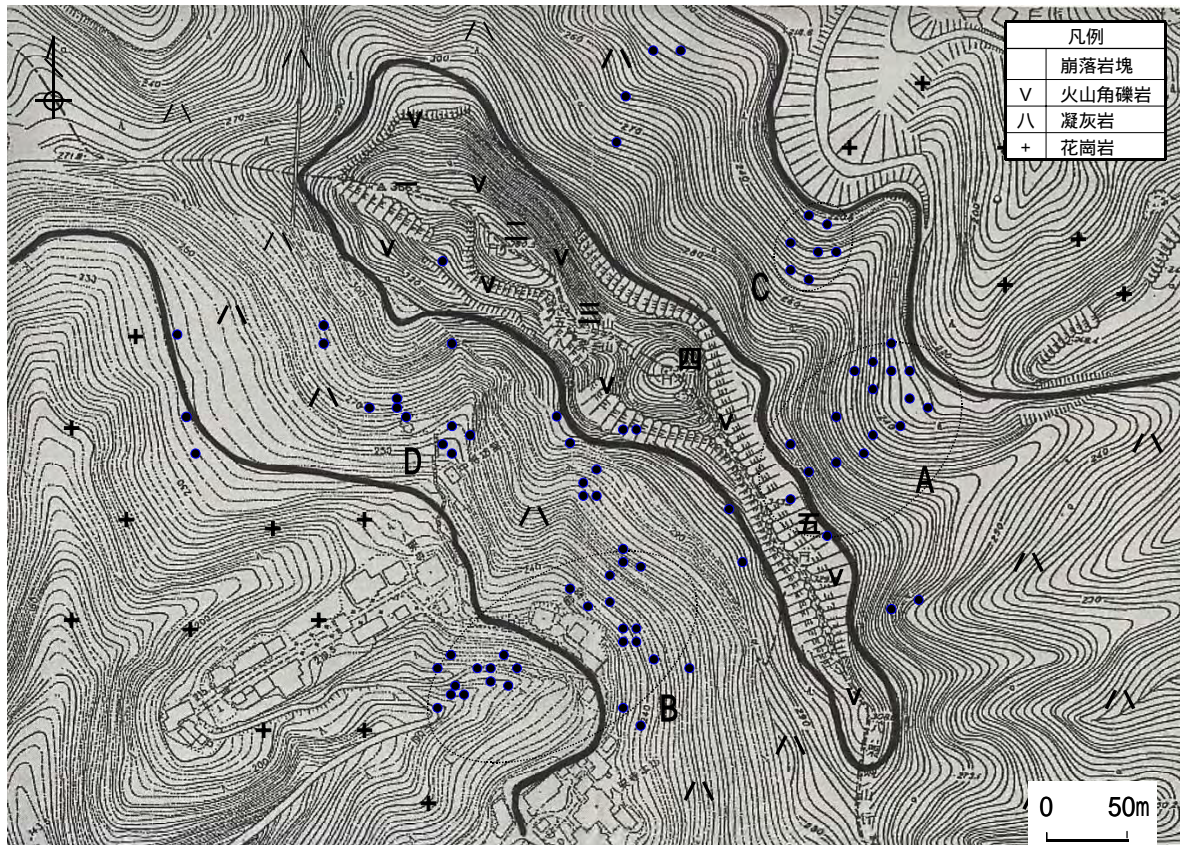
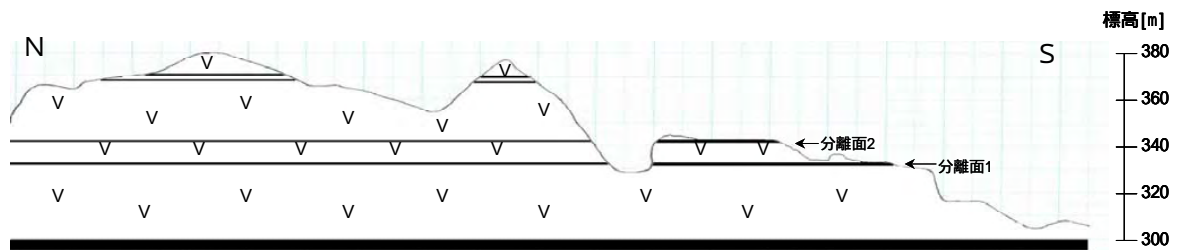
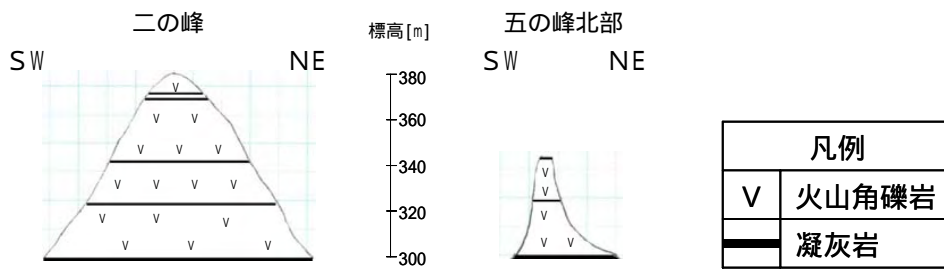


図 - 13 五剣山の地質と1707年宝永地震による崩落岩塊の分布(菅原・長谷川,2002)



1) 地質縦断面図



2) 地質横断面図

図 - 14 五剣山の地質断面図(菅原・長谷川,2002)

5.4 STOP4 屋島（高松市）

五剣山が牟礼町と庵治町のシンボルならば、屋島は高松市のシンボルで多くの校歌に歌われている。屋島は南嶺と北嶺に分かれ、山頂部の南北幅が約 3,300m、東西幅が最大約 540mと南北に長いメサ地形である。

南嶺には 84 番札所屋島寺等の観光地が集中している。屋島の山頂からは、西に高松平野と独特の安山岩からなる独立丘が望め、北に瀬戸内に浮かぶ美しい小島の数々が、また、東に庵治石大丁場と五剣山が眺望できる。

屋島の基盤岩は黒雲母花崗岩からなり、標高 150m 付近より標高 290m の山頂部にかけて順次、凝灰岩・凝灰質砂岩、讃岐岩質安山岩、屋島（雪の庭）凝灰岩、屋島礫層がほぼ水平に重なっている（図 - 16, 図 - 17）。凝灰岩・凝灰質砂岩は、北嶺を中心に分布し、石切り場跡の洞窟が点在している。屋島の東側を走るドライブウェイ沿いでは、道路のり面で花崗岩と安山岩との不整合関係を見学することができる（斎藤・森合, 1992）。讃岐岩質安山岩には板状節理が発達している。西行法師が屋島で「宿りしてここにかりねの畳岩、月は今宵の主ならぬ」と詠じた畳岩は、板状節理が発達した本岩のことである。風化すると赤褐色の粘土状となり、ボーキサイトに極めて類似した風化物となる（斎藤ほか, 1962）。屋島寺には、11Ma の年代を示す屋島（雪の庭）凝灰岩が分布している。また、南嶺の三角点付近には、屋島礫層が分布している。屋島礫層は三豊層群に対比されたことがあるが、讃岐層群のメンバーの可能性もある。

屋島の東麓は、源平の古戦場として有名であり、源義経の弓流し、那須与一の扇の功名で知られ、香川を代表する史跡の一つである。

屋島の歴史は古く、7 世紀後半に白村江の戦いに敗れた朝廷が、屋島に朝鮮式山城「屋島城」を構えたことが日本書紀に残っているが、本格的な遺構は未確認であった。しかし、1998 年に地元の歴史研究家平岡岩夫氏が南嶺において石積みの遺構を発見し、これを受けて平成 13 年度の高松市教育委員会の発掘調査によって屋島城の城門が発見され、屋島に改めて脚光が集まっている（四国新聞 1998 年 6 月 1 日, 2002 年 3 月 30 日）。また、2001 年には鑑真和上による屋島寺創建の地と伝えられる北嶺の千間堂において、9 世紀後半から 10 世紀前半の堂宇（仏堂）が発見され、いま古代の屋島に注目が集まっている（四国新聞 2001 年 11 月 19 日）。

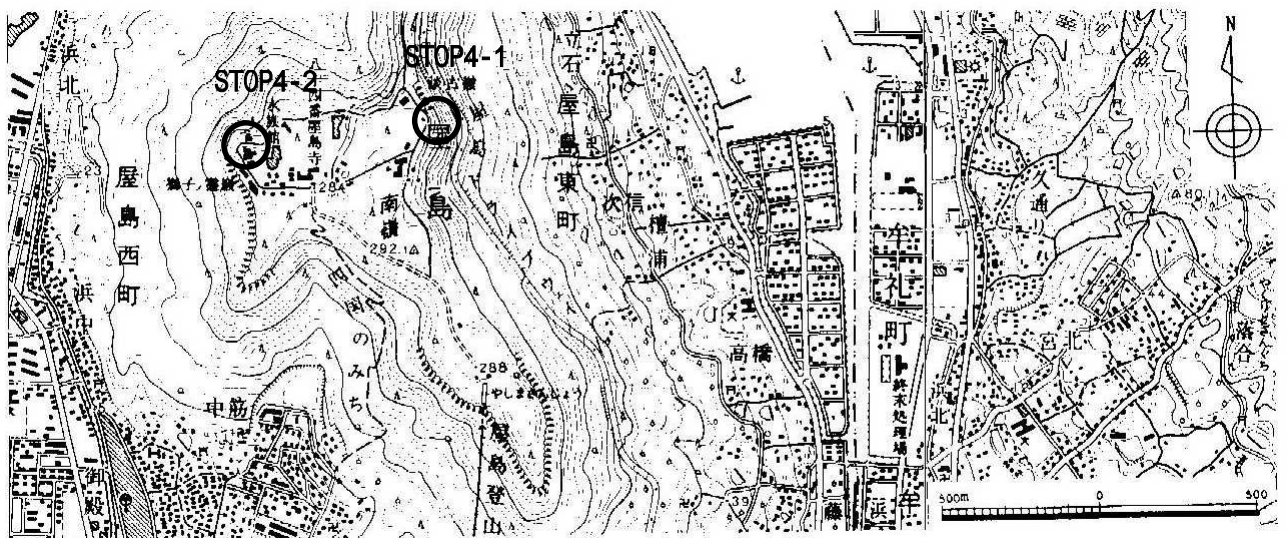


図 - 15 屋島の見学地点（2.5 万分の 1 地形図『高松北部』『五剣山』に加筆）

瀬戸内海国立公園の一角，国の特別名勝・史跡の屋島には，観光客の減少，特に宿泊客の減少のため，関係者は観光客を呼び込むことにやっきになっている。しかし，客寄せ施設はすぐ飽きられる。まずは，山頂と麓を結ぶ散策路や自然と歴史を紹介するビジターセンターなどを整備し，高松市民の憩いの森と海づくりに徹するのがいいのではないだろうか？

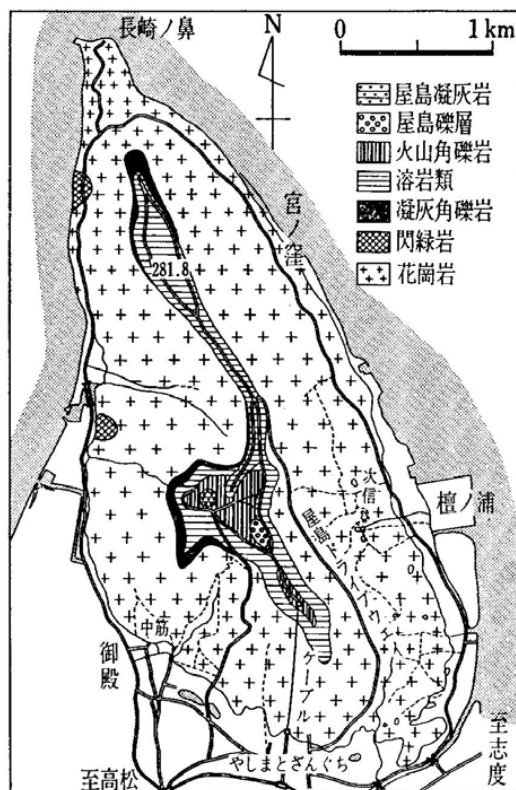


図 16 屋島の地質図 (斎藤ほか, 1992)

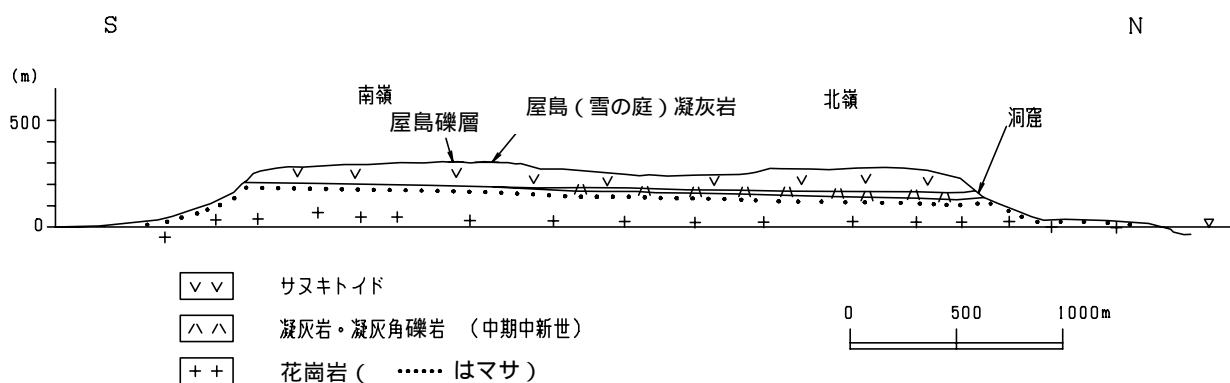


図 - 17 屋島の地質断面図

5.5 STOP5 金山（坂出市）

香川県坂出市の市街地の南東にある金山は、山体頂部にサヌカイトを載せる標高 282m の独立丘である（図 - 18）。金山東斜面には、2 つの大規模地すべり地形が形成されており、標高 100 - 150m に緩斜面が形成されている（図 - 19, 図 - 20）。この緩斜面は、元来金山の山頂が、地すべりによってすべり落ちたもので、サヌカイトの岩塊や岩屑から構成されている。いわば、地すべりによって天然のサヌカイト採石場が金山東斜面に形成されたわけである（写真 - 13）。

この地すべりは、典型的なキャップロック型地すべりであり、サヌカイトの下位の流紋岩質凝灰岩をすべり面としている。最初の地すべりの発生時期は明らかではないが、金山産サヌカイトの旧石器の広がる前だと推定される。3 万年から 3 万 5 千年前に活動した長尾断層による M7 級の地震によって形成された可能性があるが、今後の研究課題である。

金山の東斜面の瑠璃光寺、金山神社、霊泉野沢井付近が、古代人のサヌカイト石器の素材原産地であることを、1978 年 9 月の日本考古学会で京都大学の東村教授が発表した。金山は香川の人類史の第 1 ページを飾っている。金山は讃岐の国の歴史が凝集したところである。言い伝えでは、金山神社は金毘羅神社の元宮で、金毘羅神社は金山神社から別れたので、わかれの宮と言われている。ちなみに金毘羅さんには、アベックは別れるからお参りしないほうがよいとのことである。

金山が歴史書に登場するのは、古墳時代である。景行天皇の時代、日本武尊の王子で武勇に優れた武甕王（かけかいおう）は、讃岐の国に出没する悪魚退治に金山を訪れ、金山大権現さんの神木で船をつくり、88 人の兵士とともに悪魚に立ち向かった。しかし、五色台の乃生の岬を回ったところで、悪魚に飲み込まれてしまった。兵士たちは、船のたいまつが燃え上がり、悪魚がのたうちまわるのをとらえて反撃した。兵士たちは、浜に打ち上げられた悪魚の中から武甕王を助けることができたものの、悪魚の毒気に当てられ死んだようになっていた。そこに、童子が現れ、野沢井の清水を差し出し、兵士に飲ませたら兵士たちが生き返った。野沢井は八十八（やそば）の霊泉とよばれるようになった。また、武甕王は讃岐の地に留まり、讃留霊王（さるれおう）と称された。

時代は下り 1156 年、保元の乱に敗れた崇徳上皇は讃岐に流され、金山のふもとの雲井御所に入った。その後、上皇は南の城山のふもと鼓岡にある木ノ丸殿に移る。崇徳上皇は死後の贈り名で、当時は讃岐院と呼ばれていた。百人一種の「瀬をはやみ岩にせかるる滝川の われても末にあはむとぞ思う」は、讃岐の地で都の愛人への募る心を詠んだと伝えられている。しかし、1164 年崇徳上皇は鼓岡で亡くなり、そのご遺体は都からの沙汰を待つ間、野沢井につけられた。崇徳上皇の死因は病死とも自殺とも明らかではないが、地元では崇徳上皇は金山で暗殺されたと信じられている。その後、崇徳上皇の墓所は五色台西部の白峰寺に造営された。上田秋成の雨月物語「白峰」には、上皇の死後、墓所を訪れた西行法師が崇徳上皇の霊と語り合う怪談が描かれている。

時は 20 世紀末、前田仁氏は地元の依頼を受け金山を購入した。その金山東斜面産のサヌカイトが、古代石器の素材であったことを新聞で知った地元の篤志家である前田仁氏は、サヌカイトを使った楽器製作の研究を開始し、世界中の音楽家だけでなく、宗教家、学者などを「太古の音色」「天使の響き」と驚嘆させるサヌカイト楽器を創作し、金山の東斜面に『けい(馨)

の里』を建設した(写真 - 1 1 , 写真 - 1 2)。ワシントン州立大学から教育学博士号を授与された Dr. Sanukite (讃岐岩博士) は , 歴史の地 , 金山に新たな伝説を作りつつある。前田先生とサヌカイトについては , www.sanukite.com/index.html を参照されたい。すばらしい生き方のお手本がある。

(注) 前田仁先生は , 平成 20 年 3 月 11 日ご逝去されました。心からご冥福をお祈り申し上げます。



図 - 18 金山の見学地点 (2.5 万分の 1 地形図 『丸亀』 『白峰山』 に加筆)

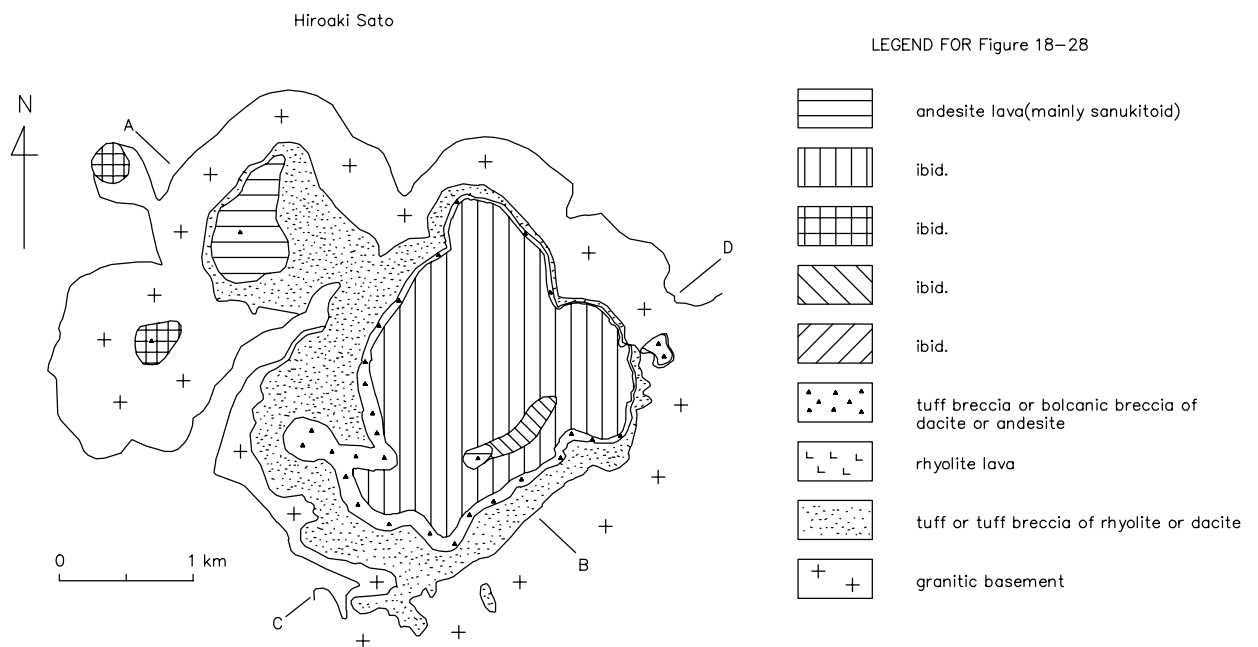


図 - 19 金山付近の地質図 (Sato, H. (1982))

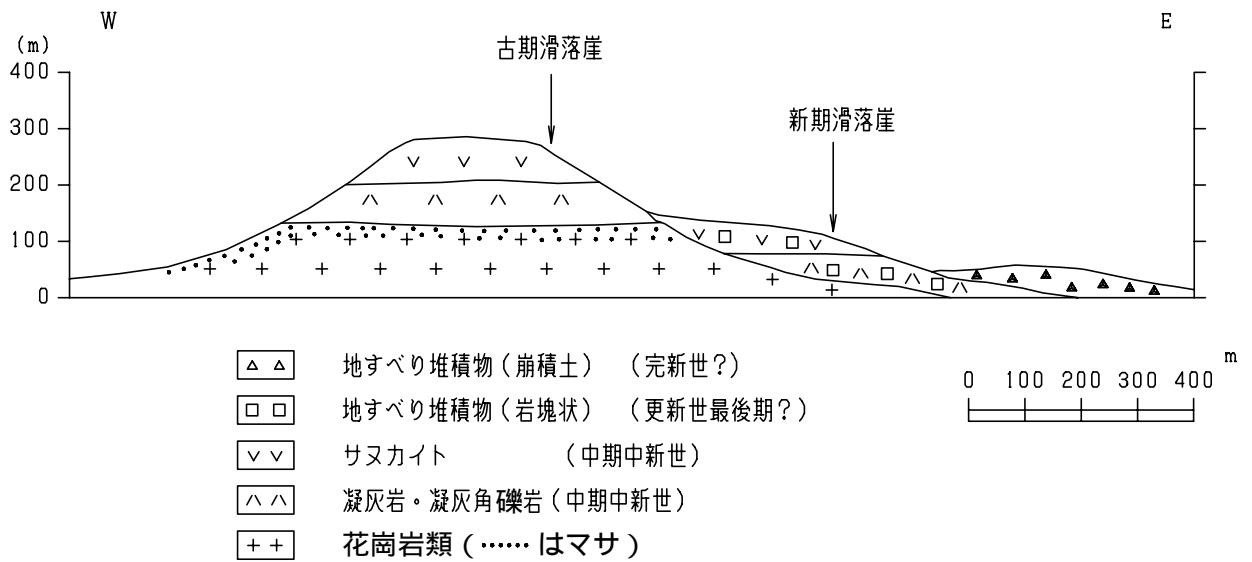
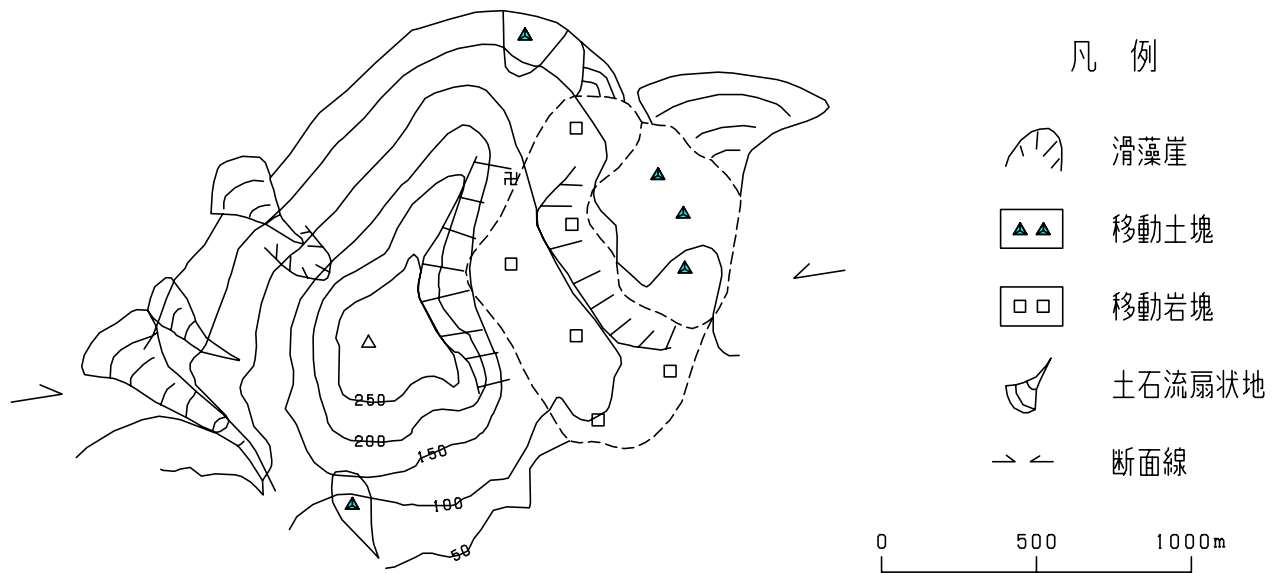
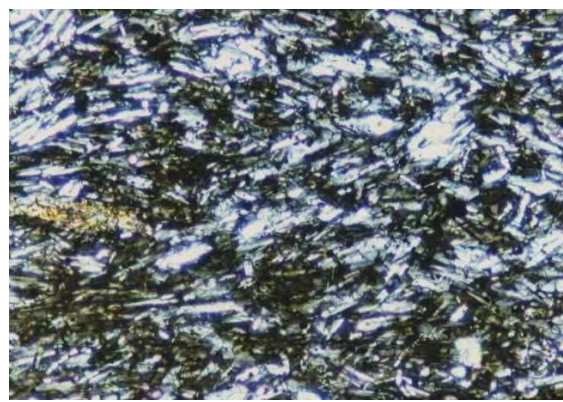
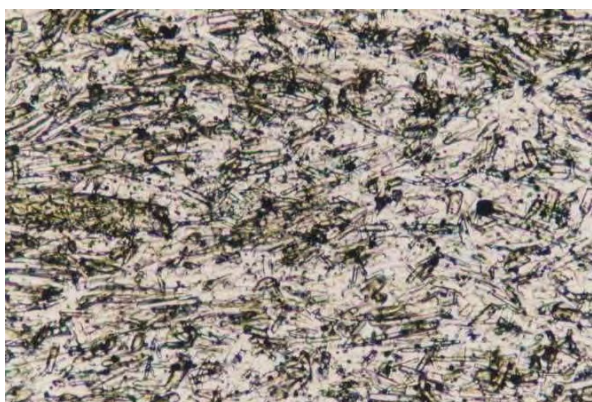


図 - 20 金山の地形分類，地質断面図

表 - 3 五色台のバルク岩石組成と鉱物組成

	連光寺山	白峰寺	国分台		連光寺山	白峰寺	国分台
SiO ₂	64.07	65.82	70.59	Qz	15.4	18.8	29.6
TiO ₂	0.56	0.50	0.19	Or	16.2	17.2	16.1
Al ₂ O ₃	17.89	16.98	16.08	Ab	33.9	34.2	32.3
Fe ₂ O ₃	1.68			An	21.8	19.7	16.1
FeO	2.34	3.42	2.33	C		0.1	1.1
MnO	0.12	0.09	0.06	Wo	0.3		
MgO	2.35	1.69	0.42	En	5.9	4.2	1.1
CaO	4.43	3.95	3.22	Fs	4.2	3.8	2.8
Na ₂ O	4.01	4.02	3.79	Il	1.1	1.0	0.4
K ₂ O	2.74	2.89	2.7	Mt	1.2	1.1	0.8
P ₂ O ₅	0.03			Ap	0.1		
H ₂ O(+)	0.25			Total	100.1	100.1	100.3
H ₂ O(-)	0.00						
Cr	0.064	0.047	0.015				
Ni	0.024	0.022	0.002				
Zr	0.199	0.214	0.151				
Y	0.014	0.021	0.009				
Sr	0.277	0.275	0.217				
Rb	0.104	0.117	0.103				
Total	100.47	99.4	99.5				

Sato, H(1982)による分析データ



(オープンニコル)

(クロスニコル)

写真 - 9 金山サヌカイト偏光顕微鏡写真

1 mm



写真 - 10 金山東斜面の全景



写真 - 11 前田仁先生と
サヌカイト楽器創作工房



写真 - 12 前田仁先生のサヌカイト
音楽ホール



写真 - 13 金山東斜面の旧石器時代の
サヌカイト工房跡

5.6 STOP 6 高松クレーターと岩盤地下水(高松市・香川町)

1) 高松クレーター

高松平野の地下には高松クレーターと呼ばれる、重力探査によって発見された伏在クレーター状構造があり、その直径は約4km、最大の深さは地表から千数百mと推定されている(河野ほか,1994;図-22,23,写真-14)。地表地質およびボーリング調査によると、高松クレーターは、花崗岩の窪みに凝灰岩類を主体とする厚い火砕流堆積物が分布する構造で、基盤岩中の陥没を未~半固結堆積物が埋めているのではないかと測定されている(石井・長谷川,1994)。高松クレーターの成因については、隕石衝突説(河野ほか,1994;三浦ほか,1994)と火山カルデラ説(石井・長谷川,1994)とが対立している。また、クレーター中の地下水の賦存状況についても、有望な地下水源であるとの考え(河野ほか,1994)が示されたが、帯水層ではなく岩盤中の地下水脈であると反論されている(石井・長谷川,1994;長谷川ほか,1998,2000)。

高松クレーターの成因を解明するには、重力探査によって推定された陥没構造を構成している比重の小さな物質(岩石)は何か、その岩石がどのような過程で形成されたか、その岩石の形成過程で陥没構造が説明できるか、をまず明らかにすることである。高松市によって実施されたCSAMT法などの物理探査データおよび神戸大学による岩石学的データを総合すると、14Maに瀬戸内地区に形成されたコールドロンの一つと推定される。

コールドロン説の根拠は以下の通りである。

- (1) CSAMT法電磁探査によれば、隕石衝突孔ではなく、火山性の陥没構造(コールドロン)に類似した地下構造をなしている(長谷川ほか,2000;図-24,25)。
- (2) 重力探査および電磁探査結果を地表の地質と地下320mのボーリングコアから解釈すれば、陥没構造は基本的には低密度かつ低比抵抗の流紋岩質火砕流堆積物(凝灰岩・凝灰角礫岩)からできていると推定される(長谷川ほか,1998)。
- (3) 流紋岩質火砕流堆積物に含まれるガラスの化学組成とその形成年代(14Ma)は周辺の火山岩類と一致している(山田・佐藤,1998)。
- (4) Miura(1995)の報告したモルデン沸石なども、カルデラの熱水変質起源と解釈できる。

これらの地質学的証拠から、陥没構造は大量の火砕流堆積物を噴出させたカルデラ跡、すなわちコールドロンであることはほぼ確実である。

これに対して、隕石説は陥没構造を構成する物質を無視し、衝突鉱物らしき粒子を探そうとする方法論をとっている。隕石衝突の物証とされる根拠(Miura & Rampino,2000)には以下の問題点があるため、隕石衝突の確たる物証があるとは言いがたい。

- (1) 隕石衝突起源の証拠とする鉄ニッケル粒子が、地表から採取された岩石中に錆びずに含まれているのは不自然である。また、マンガンの含有は隕石起源と矛盾する。
- (2) 隕石衝突起源の証拠とする高密度石英、衝突石英の産状、分析方法、分析精度が不明である。
- (3) ガラススフェリユールが衝突起源である根拠が不明である。

隕石衝突孔の可能性については、複数の専門家による検証が必要である。

地元では、日本初の隕石衝突孔による町おこしの期待も大きい。しかし、科学的な検証もないまま、マスコミの報道に踊らされないようにしたい。

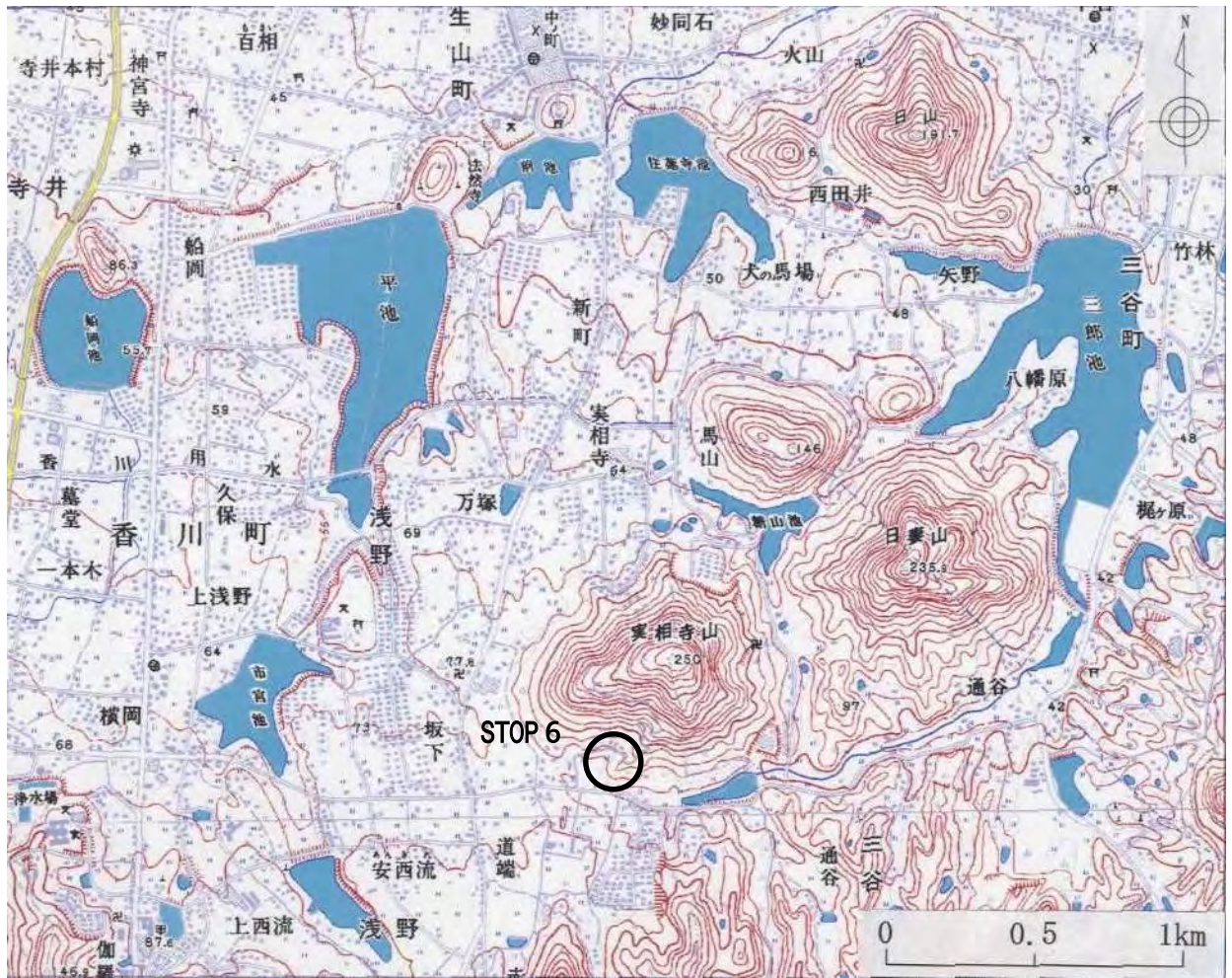


図 - 21 高松クレーターの地形 (2.5 万分の 1 地形図『高松南部』『川東』) に加筆

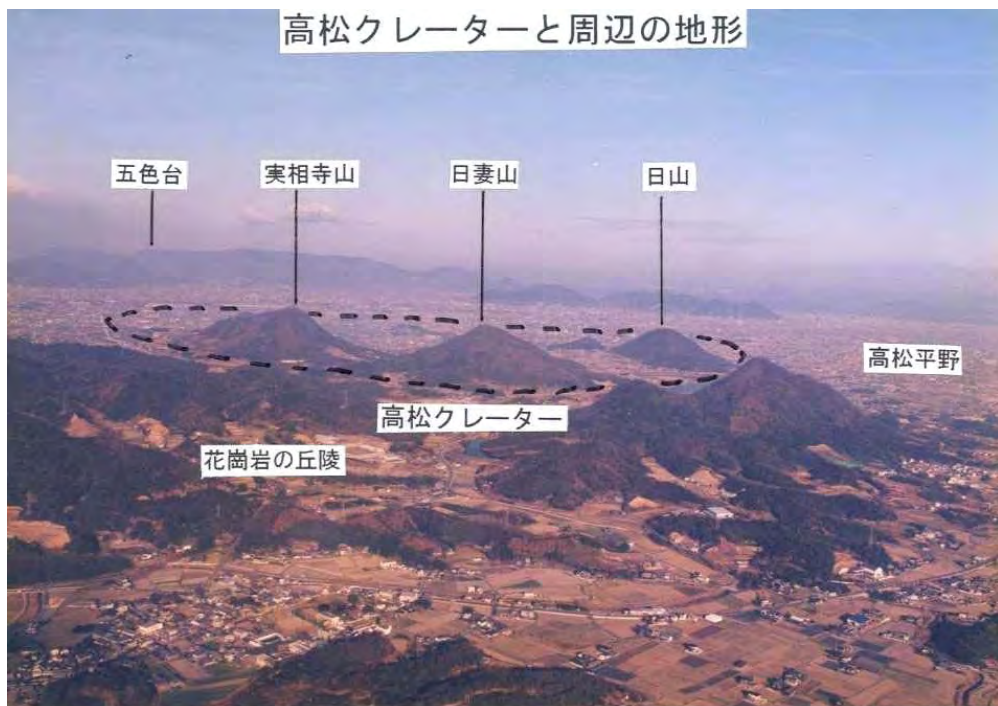


写真 - 14 高松クレーター付近の地形

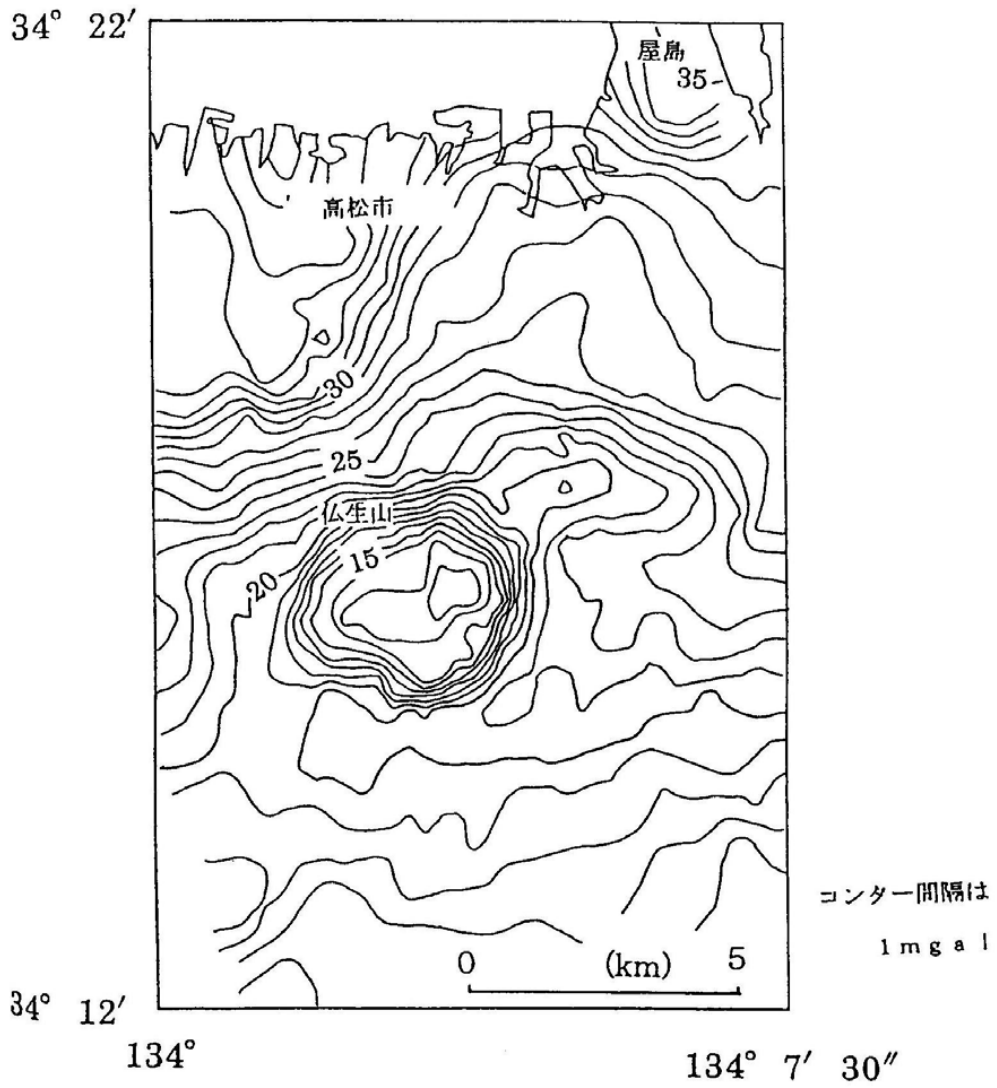
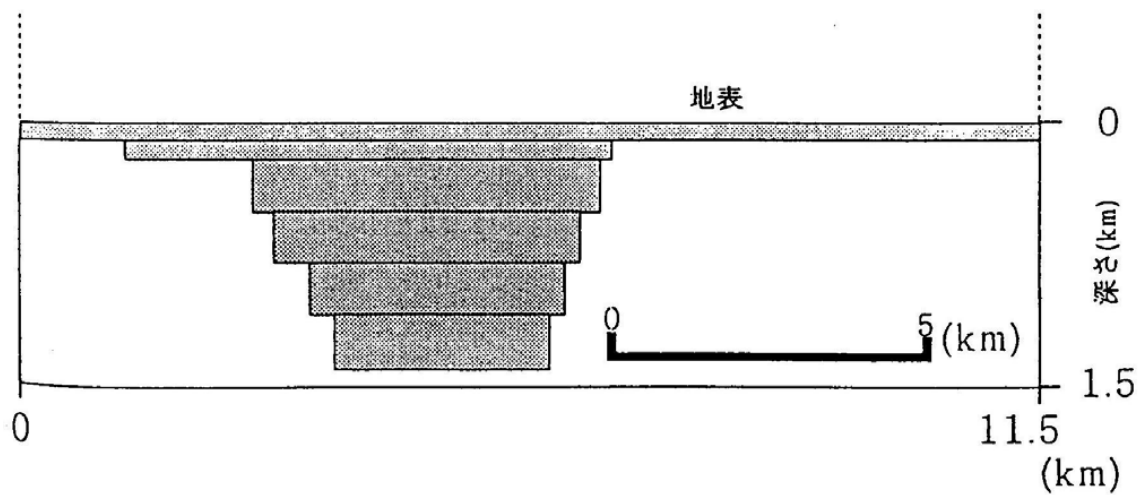


図 - 22 高松クレーターの重力異常分布図 (河野ほか,1994)



水平距離：深さ = 1 : 3

図 - 23 重力探査による高松クレーターの地下構造モデル (河野ほか,1994)

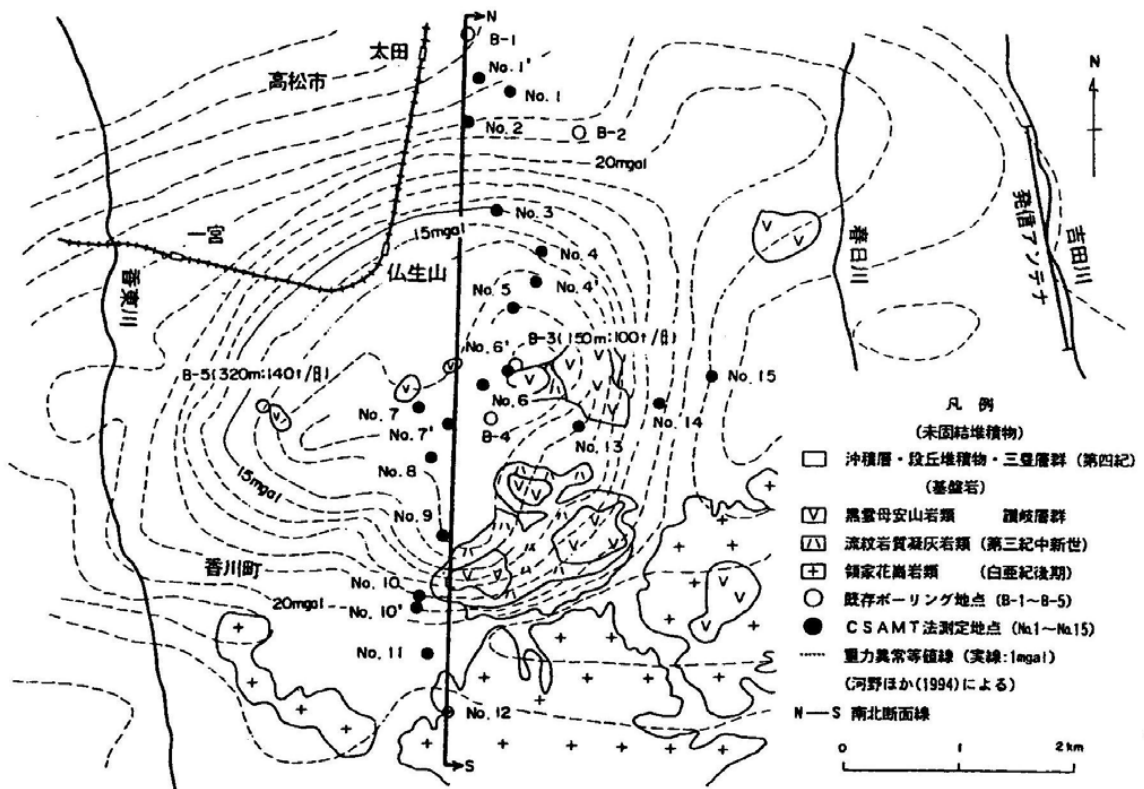
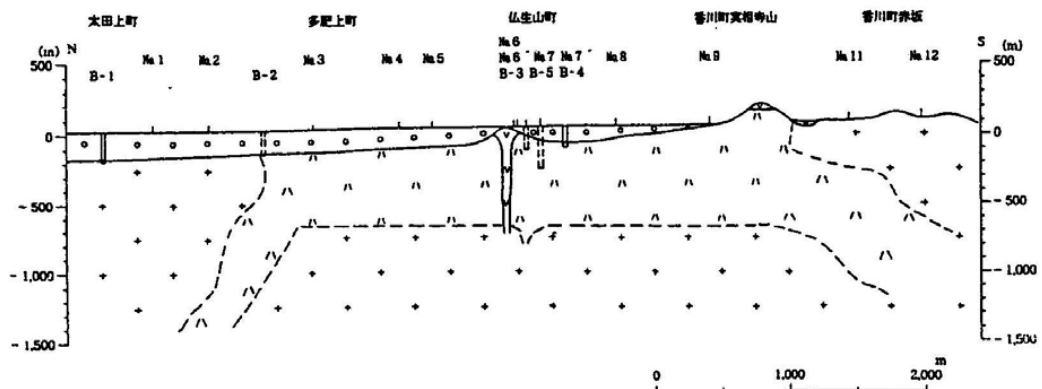


図 - 24 高松クレーターの地質とCSAMT法探査地点 (長谷川ほか,2000)

[南北 N - S 断面]



[凡例]

- No. 1 No. 2
CSAMT法測定地点 (投影)
- B-1
既存ボーリング地点
(流線は断面に投影)
- (未固結堆積物)
沖積層・三畳層群 (第四紀)
- (基礎岩)
黒雲母安山岩類 } 噴火層群
流紋岩質凝灰岩類 } (第三紀中新世)
- 傾家花崗岩類 (白亜紀)

図 - 25 CSAMT法による高松クレーターの地下構造 (長谷川ほか,2000)

2) 香川県下の岩盤地下水

香川県には大きな河川がなく水資源に乏しい。このため、満濃池（空海の築造による）に代表されるため池が非常に多い。

近年の丘陵地開発に伴い、丘陵地での新たな水資源として、サク井による岩盤地下水の開発が数多くなされてきた。

岩盤中の地下水開発では、主に破碎帯を狙ってサク井が行われるが、全ての破碎帯が良好な地下水脈を形成しているとはかぎらず、サク井地点による水量の変化が著しい。

見学会では、車窓から山地、丘陵を見学しながら、香川県下の岩盤サク井結果をもとに、岩種及びサク井深度と地下水量との関係（筒井・石井, 2002）等について紹介する。筒井・石井(2002)は、丘陵地で行った深度 100m ~ 500m の岩盤のサク井事例を、以下の(1)、(2)に取りまとめている。

(1) サク井地点

サク井地点は香川県下の 46 地点・井戸 55 孔で、地形・地質的には主に讃岐山脈北側の前山丘陵地帯および瀬戸内火山岩類をのせた山塊群からなる（図 - 26）。削孔径は 200mm 前後で、エアーハンマー削孔法を用いている。エアーハンマー削孔法では、掘進中に地下水が認められる場合にはスライムと共に地下水が孔口へ吹き上げられ、地下水の湧出箇所や水量を把握しながら掘削ができる。また、スライムから破碎帯箇所も推定できる。

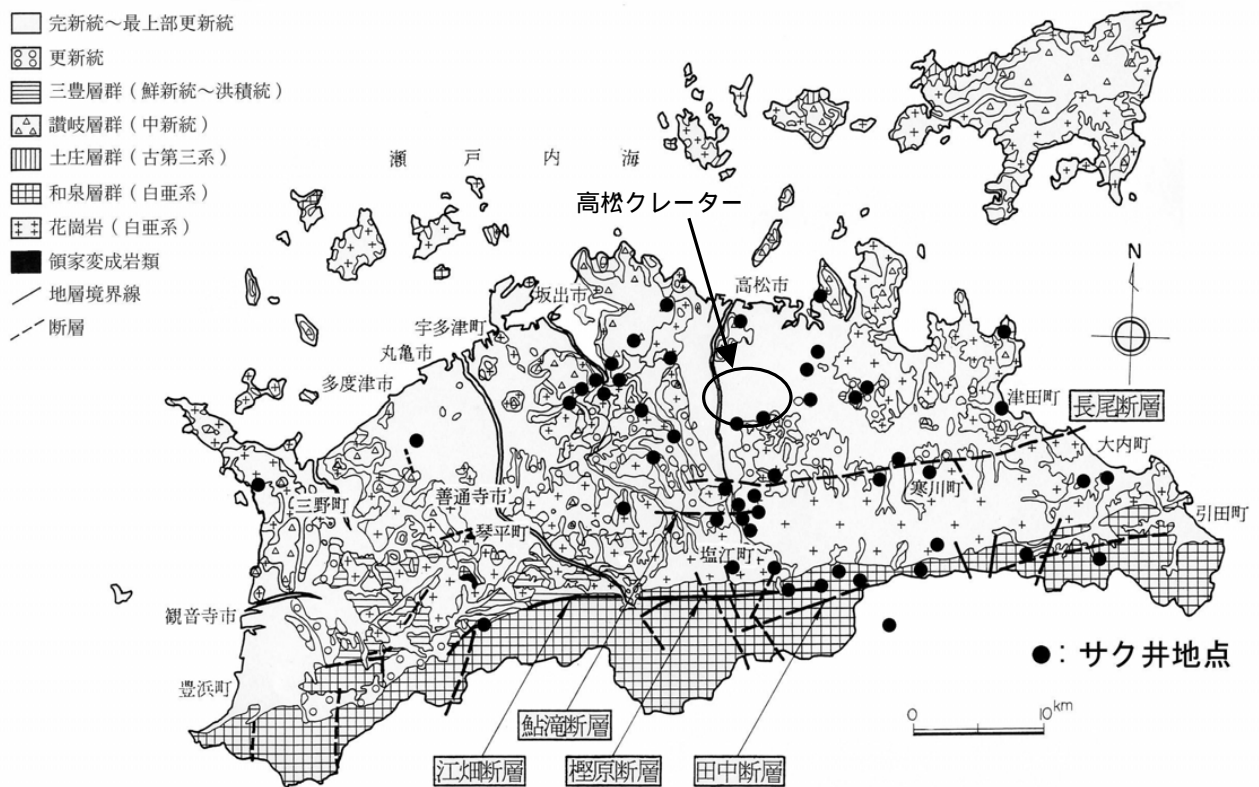


図 - 26 香川県の地質とサク井地点（筒井・石井, 2002 に一部追加記入）

(2) サク井事例からみた破碎帯と地下水

丘陵地の岩盤サク井事例をもとに、地下水の湧出深度と湧出量との関係を岩種別に整理し図 - 27 に示す。

図 - 27 によると、丘陵地での地下水の湧出深度は深度 100m ~ 150m 付近に多い傾向が見られる。

地下水の湧出量には、岩種及びサク井地点の違いによりバラツキが見られる。これらの地下水は岩盤中の破碎帯に付随した地下水と考えられ、湧出量の差が大きいことから破碎帯がすべて良好な地下水脈となっているわけではない。

岩種により地下水の湧出量に差異が認められる(図 27)。

花崗岩類では、1孔あたり 10 ㍈/分 ~ 600 ㍈/分の地下水の湧出があり、地点毎のばらつきが大きい。単純平均で1孔あたり約 150 ㍈/分(216t/日)の湧出量となる。ただし、花崗岩でも鮎滝断層に近接する地点や長尾断層沿いでは、全般に湧出量が少ない。これは断層沿いの熱水変質による岩盤の粘土化の影響と考えられる。熱水変質による粘土化帯の影響を除外すると、花崗岩類の破碎帯は全般に透水性が大きいこと示している。

和泉層群の頁岩では、1孔あたりの湧出量は 50 ㍈/分以下であり、花崗岩地域の湧水量よりかなり少ない。

破碎帯に伴う地下水は、サク井事例では突発的に湧出する場合が多い。地下水は被圧されており、丘陵地で深度約 200m 以内の地下水は、湧出量の多少にかかわらず水位は深度 10m 以内にまで上昇するケースが多く、自噴する地点もみられた。自噴水量は約 5 ㍈/分 ~ 35 ㍈/分であった。

破碎帯の地下水 40 例の鉱泉水分析結果から泉質についてみると、花崗岩類ではラドン(Rn)が、頁岩では炭酸水素ナトリウム(NaHCO₃)が圧倒的に多い。水温は 16 ° ~ 19 ° である。

地下水の P h 値は花崗岩類の地下水では PH6.8 ~ 8.8、和泉層群のそれでは PH7.0 ~ 9.4 である。

また、花崗岩地帯の地下水では、その 7 割が総鉄イオン 0.43 ~ 2.7 mg / ㍈の含有量を示し、他の岩種に比較して全般に鉄分がやや高い傾向がある。

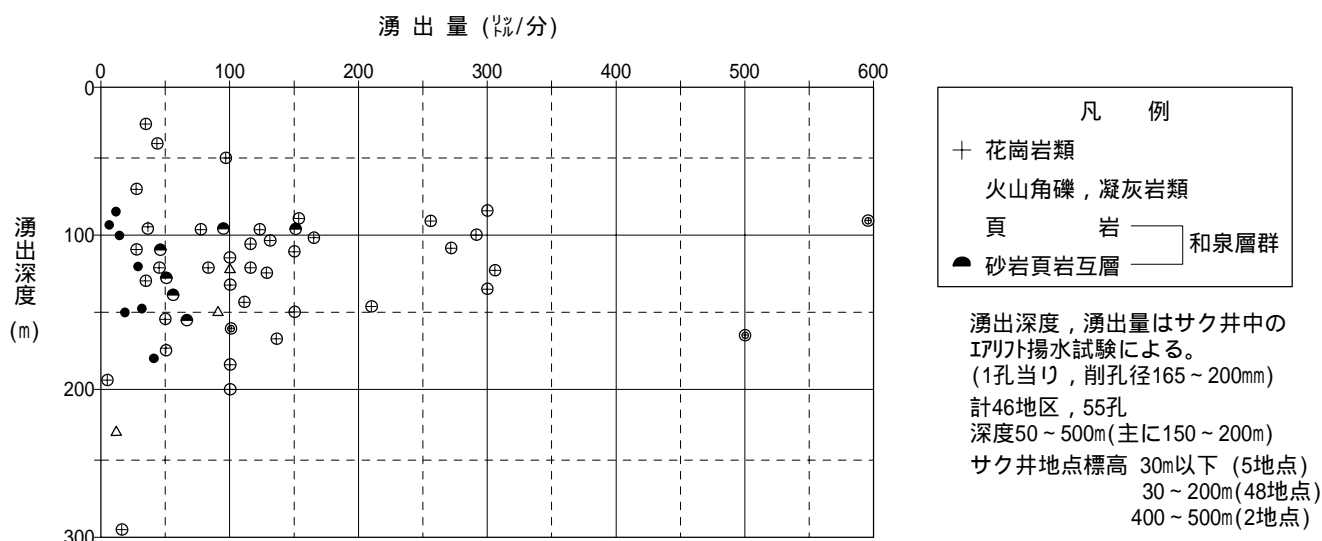


図 - 27 岩種と岩盤地下水の湧出深度および湧出量 (筒井・石井, 2002)

(3) 高松平野南部の被圧地下水

高松平野南部の高松クレータ周辺では、深度 100m 以浅の三豊層群から、帯水層中の被圧地下水が取水され、深井戸 1 本当たりの揚水量は 100 ~ 700 t / 日である(表 - 4)。また、温泉を目的とした岩盤地下水の取水も数箇所で行われており、揚水量は 100 ~ 150 t / 日である。

表 - 4 高松クレータ周辺の深井戸・温泉の揚水量（高松市・四国総合研究所,1996）

ボーリング 番号	掘削深度 (m)	着岩深度 (m)	基盤岩	湧水箇所 の地質	揚水量 (t/日)	井戸の 目的
B-1	190.0	185.0	花崗岩	三豊層群	—	深井戸
B-2	145.3	139.3	凝灰角礫 岩	—	—	調査用
B-3	150.0	7.0	凝灰岩	凝灰岩	100	温泉
B-4	160.0	121.0	凝灰岩	三豊層群 凝灰岩	700	深井戸
B-5	320.0	5.0	凝灰岩	凝灰岩	140	温泉
B-6	69.3	—	—	三豊層群	160	深井戸
B-7	70.0	—	—	三豊層群	160	深井戸
B-8	50.0	—	—	三豊層群	180	深井戸
B-9	70.0	—	—	三豊層群	130	深井戸
B-10	55.0	—	—	三豊層群	196	深井戸
B-11	100.0	—	—	三豊層群	700	深井戸

5.7 STOP7 長尾断層と高松空港（香南町）

松平野の南縁付近には、長尾断層が香南町から大川町にかけて約 20km の区間でほぼ東西方向に走っている (Saito, 1962; 斎藤ほか, 1962; 図 - 29, 30)。長尾断層に沿っては、南側(山側)の花崗岩類が三豊層群の砂礫層に逆断層で接する断層露頭が観察され、中位段丘面(天福寺面)の高度差から第四紀後期における断層活動が推定されているが (Sangawa, 1978)、更新世末期～完新世の断層活動はあまり活発でないようである (熊木ほか, 1986)。また、香東川付近の長尾断層による三豊層群基底の鉛直変位量は、高々 60m 程度である (香川県, 1997)。

平成 8 年度に香川県が実施した長尾断層調査によれば長尾断層は平均変位速度が約 0.1m / 千年の活断層で、最新活動時期が 6,000～12,000 年前、1 つ前の活動時期が 29,000～32,000 年前で、単位変位量が 1.5～2.0m であることが報告されている (香川県, 1997; 長谷川ほか, 1997a)。

また、平成 13 年に実施された工業技術院地質調査所によるトレンチ調査結果によれば、長尾断層の最新活動時期は少なくとも古墳時代以降と判断され、平安時代以降の可能性もある (杉山ほか, 2001, 図 - 32)。また、このトレンチ調査による 1 つ前の活動時期は約 3 万年 BP 以前で、香川県の調査結果をあわせると、長尾断層の 1 つ前の活動は約 3 万年 BP～約 3 万 5 千年 BP (較正暦年代では約 3 万 2 千年前～約 3 万 7 千年前) に生じたと推定している。

長尾断層は、地表における約 20 km の断層長および 1.5m 程度の単位変位量からマグニチュード 7 程度の地震を起こすと推定される。しかしながら、長尾断層の活動間隔は約 3 万年もしくはそれ以上で、最新活動時期が古墳時代より新しいことから、地震危険度は極めて低いと推定される。

なお、長尾断層の西端部には鮎滝断層 (Sangawa, 1978) が、また東端部には大川撓曲 (国土地理院, 1999) が副次的に形成されている。高松空港は、長尾断層と鮎滝断層に挟まれた隆起部 (丘陵) に建設されている (図 - 31)。

高松空港の玄関には、イサム・ノグチ製作の「タイム・アンド・スペース」がある (STOP7-2, 写真 - 15, 16)。これは、駐車場北側のモニュメントと空港入り口の切土のり面の石組み (STOP7-1) が一対の彫刻である。モニュメントと切土のり面には、1 m 程度の庵治石がふんだんに使われている。この作品は、遠くに屋島や高松クレーター内のビュートが浮かぶ高松平野を背景にしたれっきとした芸術作品で、しかも遺作である。おそらく、日本で最も芸術的な切土法面のひとつで、100 年後にもその価値は失わないであろう。

平成 9 年、この切土法面が道路拡張のために取り壊す計画が持ち上がった (四国新聞平成 9 年 9 月 18 日, p. 40)。幸い反対の声があがり計画が変更になったが、土木技術者そして地質技術者も芸術への理解がないと未来の文化財の破壊に手を貸すことになる。技術者も、技術者倫理だけでなく、文化や伝統に対する理解が必要であろう。

ところで、この法面は岩が全面に露出している。これに対して、通常の切土法面は種子吹き付けによって強制的に緑化されている。おそらく、イサム・ノグチ先生は、標準化された緑化法面への批判をこめて岩肌の美しさを強調したのではないだろうか？大規模切土法面は、外来の成長の早い草本で急速に緑化されるのが通常であるが、実は地域の生態系を無視し、かつ地質調査も不可能にする工法である。地質技術者も、防災一辺倒でかつコストのかかる斜面保護工だけでなく、岩肌を残しながら、景観にも防災にも優れた工法を提案して欲しい。

技術と芸術の融合が 21 世紀の工学のテーマのひとつであろう。

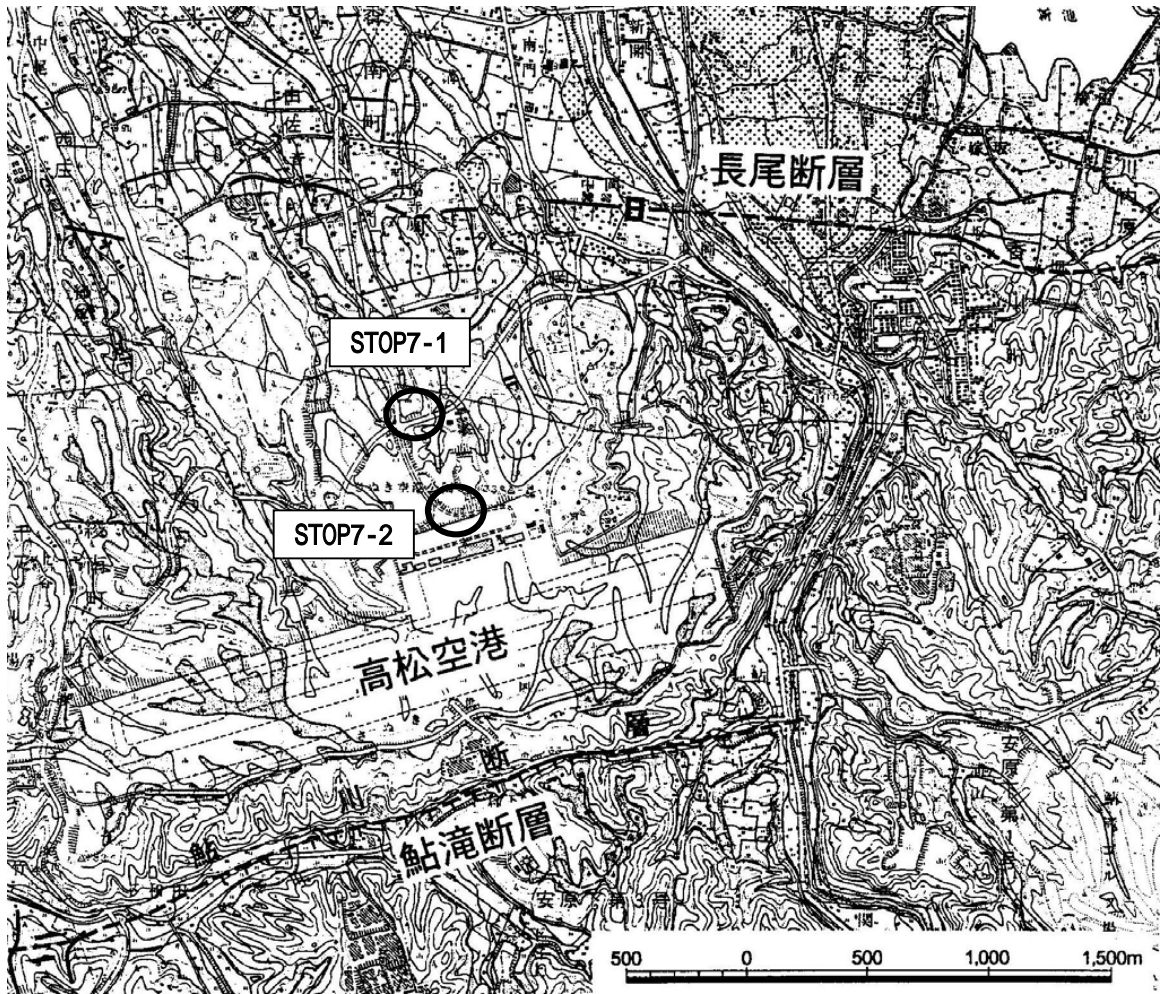


図 - 29 高松空港付近の見学地点と長尾断層，鮎滝断層（基図は国土地理院，1999）

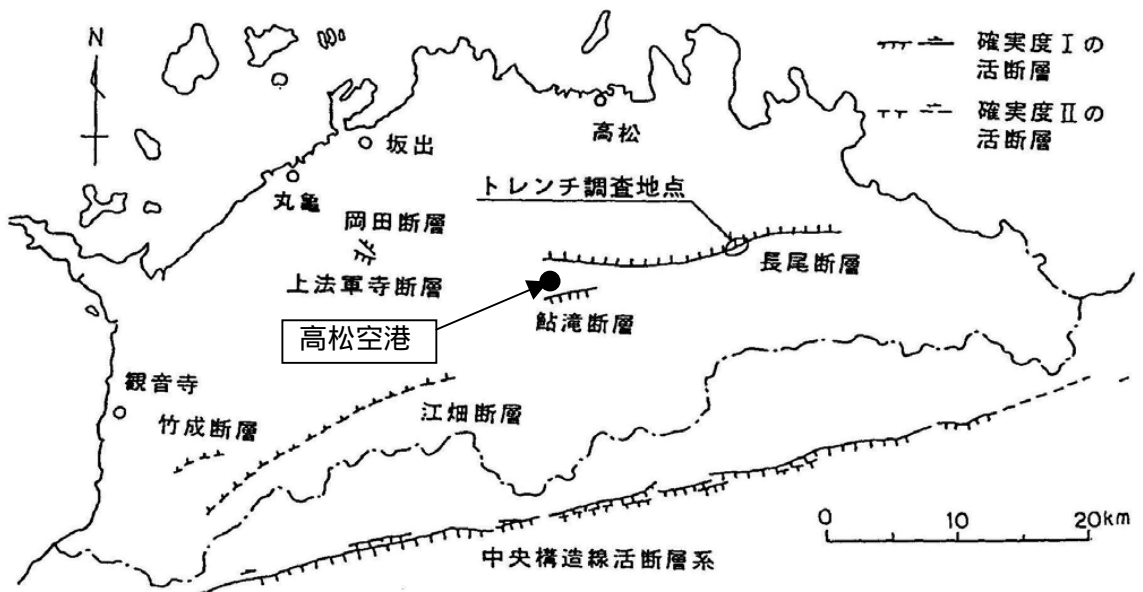


図 - 30 香川県周辺の文献活断層

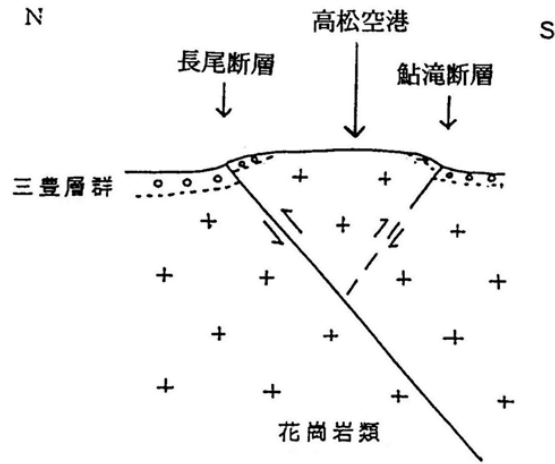


図 - 31 高松空港付近の長尾断層の地下構造 (長谷川ほか, 1997b)

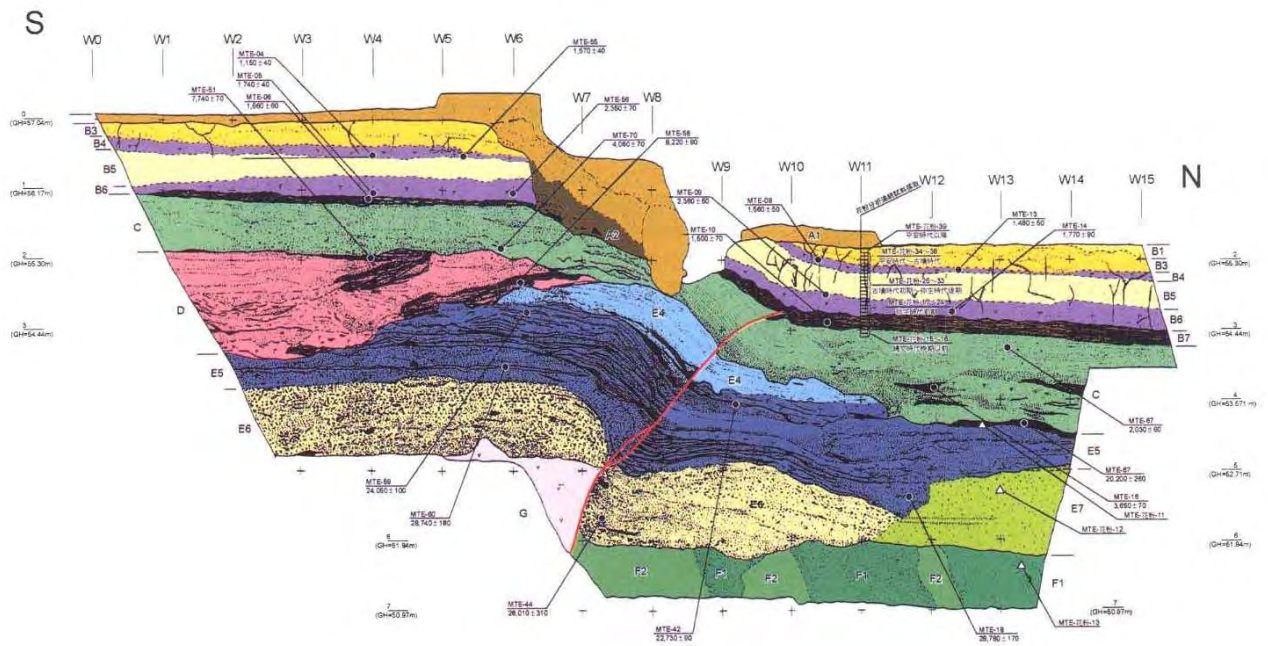


図 - 32 香川県三木町におけるトレンチ調査の壁面スケッチ (杉山ほか, 2001)



写真 - 15 イサムノグチ作「タイム・アンド・スペース」(庵治石を使用)



写真 - 16 イサムノグチにより「タイム・アンド・スペース」の一環としてデザインされた切土法面(花崗岩の巨石がふんだんに使われている)

参考文献

3章 香川県の地形と地質

- 長谷川修一・斎藤実(1989)：讃岐平野の生いたち - 第一瀬戸内類層群以降を中心に - , アーバンクボタ, 28, March, pp.52 - 59
- 栗田祐司・松原尚志(2002)：香川県豊島, 土庄層群唐櫃層の古第三系渦鞭毛藻化石群集とその意義, 日本地質学会第109年学術大会講演要旨, p.53
- 巽好幸(1983)：小豆島の火山地質 - 瀬戸内火山岩類の噴出環境 - , 地質学雑誌, 89, 12, p.693-706
- Saito, M(1962)：The Geology of Kagawa and Northern Ehime Prefecture, Shikoku, Japan, Mem. Fac. Agri. Kagawa Univ., 10, 1-74
- 岡田篤正(1970)：吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度, 地理評, 43, p.1~21
- Sangawa, A(1978)：Geomorphologic development of the Izumi and Sanuki ranges and relating crustal movement. Sci. Rep. Tohoku Univ., ser.7, 28, p.313-338
- 阿子島功・須鎗和巳(1989)：中央構造線吉野川地溝の形成過程, 地球科学, 43, 428-442
- 須鎗和巳・阿子島功(1990)：阿讃山脈南麓・北麓の鮮新 - 更新統, 徳島大学教養部紀要(自然科学), 11, 51-69
- 植木岳雪・満塩大洗(1998)：讃岐山地の隆起過程；鮮新～更新統三豊層群を指標にして, 地質学雑誌, 第107巻, 第4号, p.247 - 267
- 川村教一(2000)：香川県高松平野における沖積層の層序と堆積環境, 第四紀研究, 39, (6), p.489-504
- 川村教一(2002)：香川県坂出平野における上部更新統および完新統の層序と堆積環境, 第四紀研究, 41, (2), p.95-107
- 長谷川修一(1998)：四国地方土木地質図編纂委員会編・四国地方土木地質図解説書, 第4編地盤の工学的性質, 1.2 讃岐平野, p.392 - 404

4章 讃岐の石の歴史

- 斎藤実・板東祐司・馬場幸秋(1962)：香川県地質図説明書, 内場地下工業株式会社発行, p.65-66
- 斎藤実監修・森合重仁編集(1992)：香川県地学ガイド, 香川県の地質とそのおいたち, コロナ社発行, p.59-60
- 四国地方土木地質図編纂委員会(1998)：四国地方土木地質図解説書, p.344 - 347
- 牟礼町石の民族資料館(2002)：「さぬき石物語」資料
- 木原溢幸・丹羽祐二・田中健二・和田仁(1997)：香川県の歴史, 図書印刷(株), p.14, 45

5章1節 庵治石大丁場(庵治町)

- 牟礼町石の民族資料館(1998)：牟礼・庵治の石工用具 - 重要有形民族文化財 -
- 沓掛敏雄・端山好和・本間弘次・正岡邦夫・宮川邦彦・仲井豊・山田哲雄・吉田勝(1979)：小豆島および讃岐東部の領家帯, 地質学論集, 17号, p.7-67
- 石原舜三(1991)：庵治石：その利用の歴史と地質的背景, 地質ニュース, 441号, pp.60-67

工藤洋三・橋本堅一・佐野修・中川浩二(1986)：石工の経験則と花崗岩の力学的性質，土と基礎，34-8，p.47-51

5章3節 STOP 3 五剣山とうどんの山田屋（牟礼町）

菅原大介・長谷川修一(2002)：1707年宝永地震による讃岐五剣山の岩盤崩壊，日本地質学会平成14年度研究発表会講演論文集，p.317-320

5章4節 STOP 4 屋島（高松市）

斎藤実・森合重仁(1992)：香川県地学ガイド，(株)コロナ社発行，pp.18-22

斎藤実・板東祐司・馬場幸秋(1962)：香川県地質図説明書，内場地下工業株式会社発行，p37-40

5章5節 STOP 5 金山（坂出市）

Sato, H. (1982)：Geology of Goshikidai and adjacent areas, Northeast Shikoku, Japan: Field occurrence and petrography of sanukitoid and associated volcanic rocks. Sci. Rep. Kanazawa Univ. Vol.27, No.1 pp13-70

5章6節 STOP 6 高松クレーターと岩盤地下水（高松市・香川町）

河野ほか(1994)：高松南部の新発見クレーター構造の研究，平成4 - 6年度科学研究費補助金（一般研究B）研究成果報告書

三浦保範ほか(1994)：高松クレーターにおけるラメラ状石英の発見，地震学会1994年秋季大会講演要旨

石井秀明・長谷川修一(1994)：高松市南部のクレーター状構造と水理地質，日本応用地質学会中国四国支部平成6年度研究発表会発表集，31-34

長谷川修一・金山清一・石井秀明(1998)：CSAMT法による高松クレーターの地下構造，日本応用地質学会中国四国支部，平成10年度研究発表会論文集，p.63-68

長谷川修一・金山清一・小里隆孝・石井秀明(2000)：CSAMT法による高松市コールドロンの地下構造と地下水，日本応用地質学会中国四国支部平成6年度研究発表会発表集，31-34

山田涼子・佐藤博明(1998)：香川県高松クレーター産ガラスの岩石的研究，岩鉱，93，279-290

Miura & Rampino(2000)：Takamatsu Impact Crater (Kagawa Prefecture, NE Shikoku, Japan) International Forum on Investigation of the Earth, JAPAN, FIELD TRIP GUIDE, 25-27.

筒井信博・石井秀明(2002)：丘陵地のサク井事例からみた破碎帯と岩盤地下水，日本地質学会平成14年度研究発表会講演論文集，p.199-202

高松市・四国総合研究所(1996)：高松クレーターにおける地下水に関する調査業務委託報告書

5章7節 STOP 7 長尾断層と高松空港（香南町，香川町）

Saito, M(1962)：The Geology of Kagawa and Northern Ehime Prefecture, Shikoku, Japan, Mem. Fac. Agri. Kagawa Univ., 10, 1-74

- 斎藤実・板東裕司・馬場幸秋(1962)：香川県地質図および説明書，(株)内場地下工業
- Sangawa, A(1978)：Geomorphic Development of the Izumi and Sanuki Range and relating Crustal Movement. Sci. Rep. Tohoku Univ. 7th Sries. 28, 314-338
- 熊木洋太・坂井尚古登・小野塚良三(1986)：岐平野南縁，長尾断層の活動に関する年代資料，活断層研究，(2), 51-54
- 香川県(1997)：長尾断層の活動履歴について，科学技術庁平成7年度・平成8年度地震調査研究成果報告予稿集，167-172
- 長谷川修一・金山清一・田村栄治・宮地修一・石井秀明・柳田誠(1997)：トレンチ調査による長尾断層の活動履歴について，日本応用地質学会中国四国支部平成9年度研究発表会発表集，37-42
- 長谷川修一・金山清一・田村栄治・宮地修一(1997)：長尾断層による直下型地震について，平成12年度第2回香川県地盤工学研究会テキスト，28-51
- 杉山雄一・寒川旭・田村栄治・露口耕治・藤川聡・長谷川修一・伊藤孝・興津昌宏(2001)：長尾断層(香川県高松市南方)の活動履歴 - 三木町氷上宮下におけるトレンチ調査結果，活断層・古地震研究報告第1号(2001年) 産業技術総合研究所地質調査総合センター，p175-198
- 国土地理院(1999)：1:25,000 都市圏活断層図「高松南部」