

# 1 松山観測井周辺の地形と地質

## 1.1 松山観測井の位置

松山観測井は、愛媛県松山市南江戸町5丁目および6丁目の松山総合運動公園内かえでの谷に位置している（図 1-1～3）。掘削は3孔（孔1，孔2，孔3）でそれぞれの掘削位置の緯度経度および孔口標高は、以下の通りである。

松山観測井の位置，孔口標高	
孔1	北緯 33° 50' 32.7445"， 東経 132° 44' 22.4864" (X 93,686.217m, Y -70,374.482m) TP.47.884m
孔2	北緯 33° 50' 31.8892"， 東経 132° 44' 21.4314" (X 93,660.068m, Y -70,401.798m) TP.44.040m
孔3	北緯 33° 50' 32.3062"， 東経 132° 44' 21.7713" (X 93,672.850m, Y -70,392.964m) TP.46.213m



図 1-1 松山観測井の位置(1:25,000 地形図「三津浜」を使用)



図 1-2 松山観測井位置案内図 松山総合公園かえでの谷 (1:25,000 地形図「三津浜」を使用)



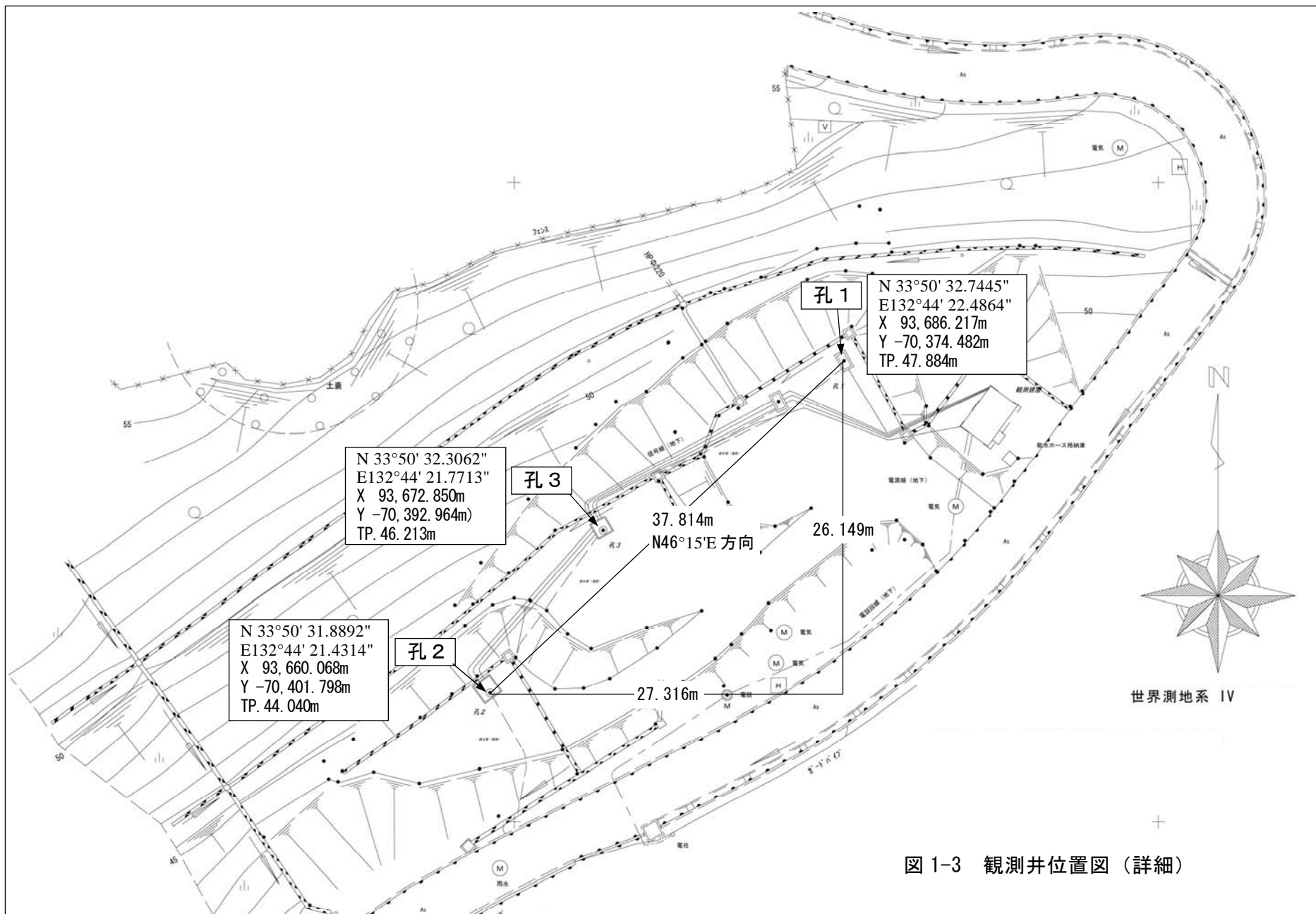


図 1-3 観測井位置図 (詳細)

## 1.2 松山観測井周辺の地形

松山観測井は、愛媛県西部に広がる松山平野北部の丘陵地に位置しており、観測井は松山総合公園内の一画を利用している（図 1-1～3）。

松山平野は、重信川に沿って東西約 20km 南北約 5km、さらに松山市街南から北北西に延びる方向に、東西 2～3km 南北約 7km の広さを有する沖積低地である。特に、この北北西に延びる地溝平野は堀江低地と呼ばれている（図 1-4）。

堀江低地西部には山地および丘陵地が北北西方向に連なり、領家花崗岩類の松山型の花崗閃緑岩が分布している。この花崗閃緑岩には北北西に伸長する石英斑岩や安山岩類の貫入がみられ、山体は貫入岩を中心に形成している。

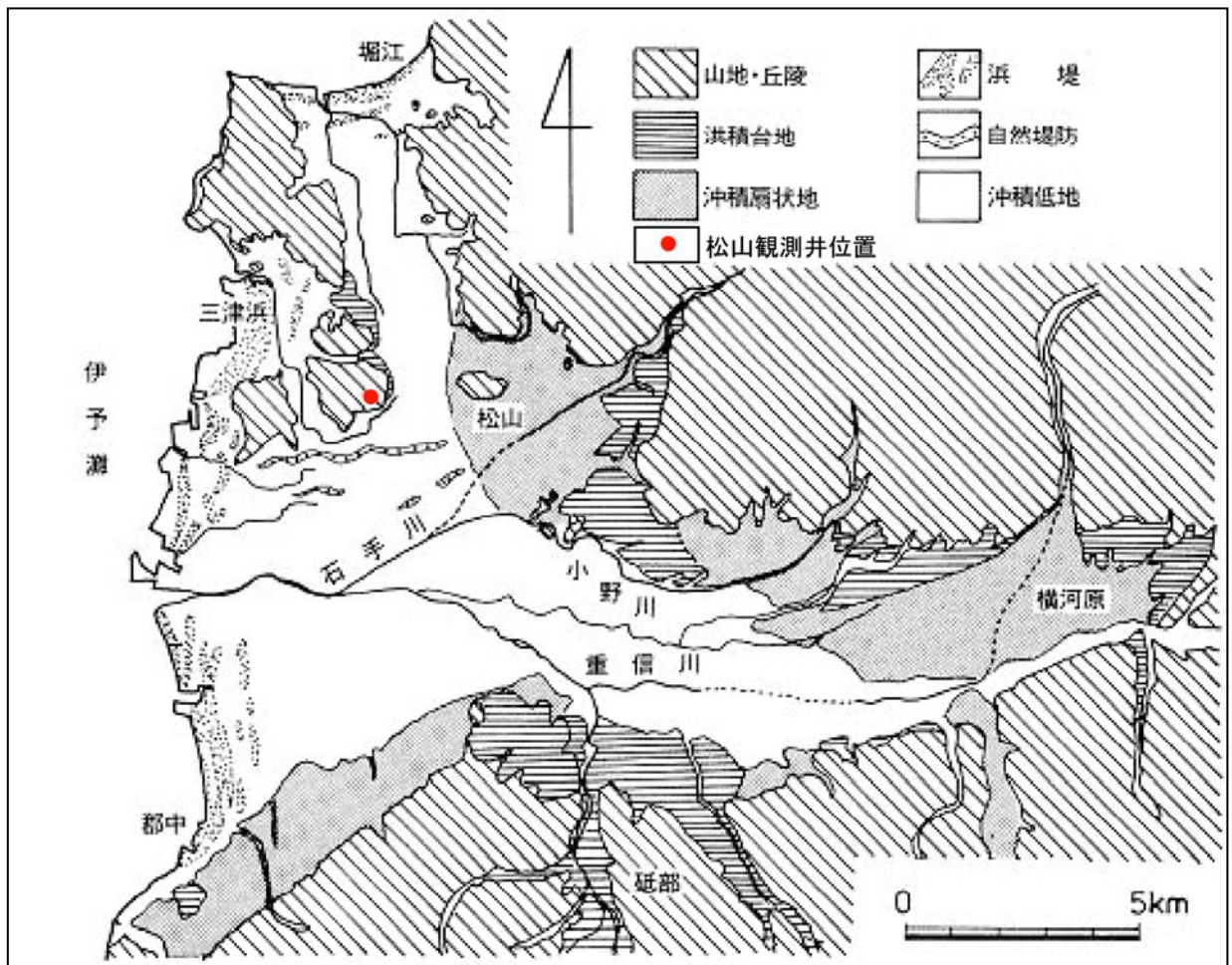


図 1-4 松山平野の地形概要（平井，1989）

観測井の位置する大峰ヶ台山の地質は、東西方向の断層で二分されており、南北で地形が異なる（図 1-6）。断層北部には花崗閃緑岩が分布しなだらかな丘陵地形を示す。一方、南部には和泉層群の砂岩および泥岩が分布し、やや険しい山地であるが、山麓には風化崩壊層による緩斜面が発達している（図 1-5～6）。

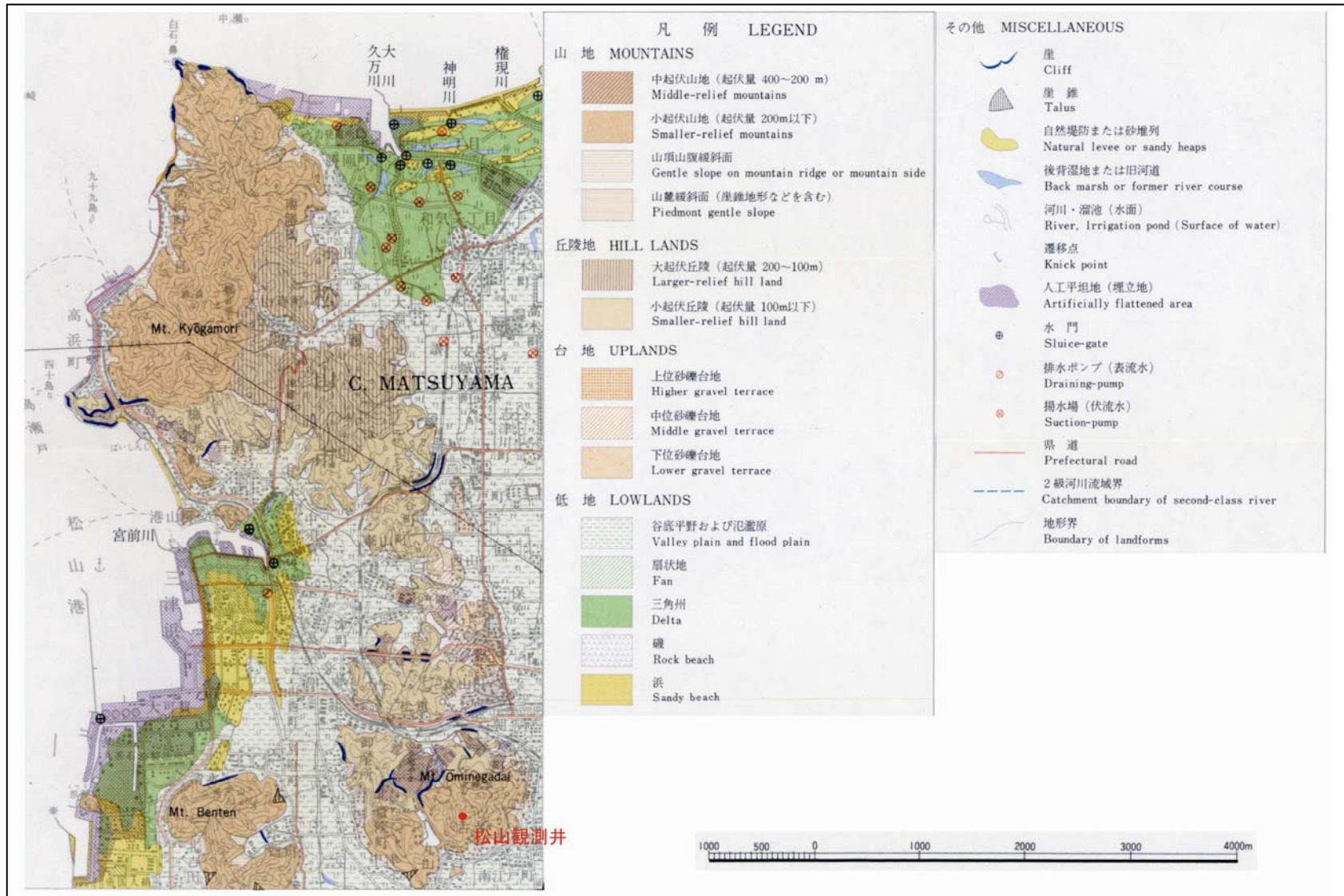


図 1-5 松山平野北部の地形分類図 (永井ほか, 1975)



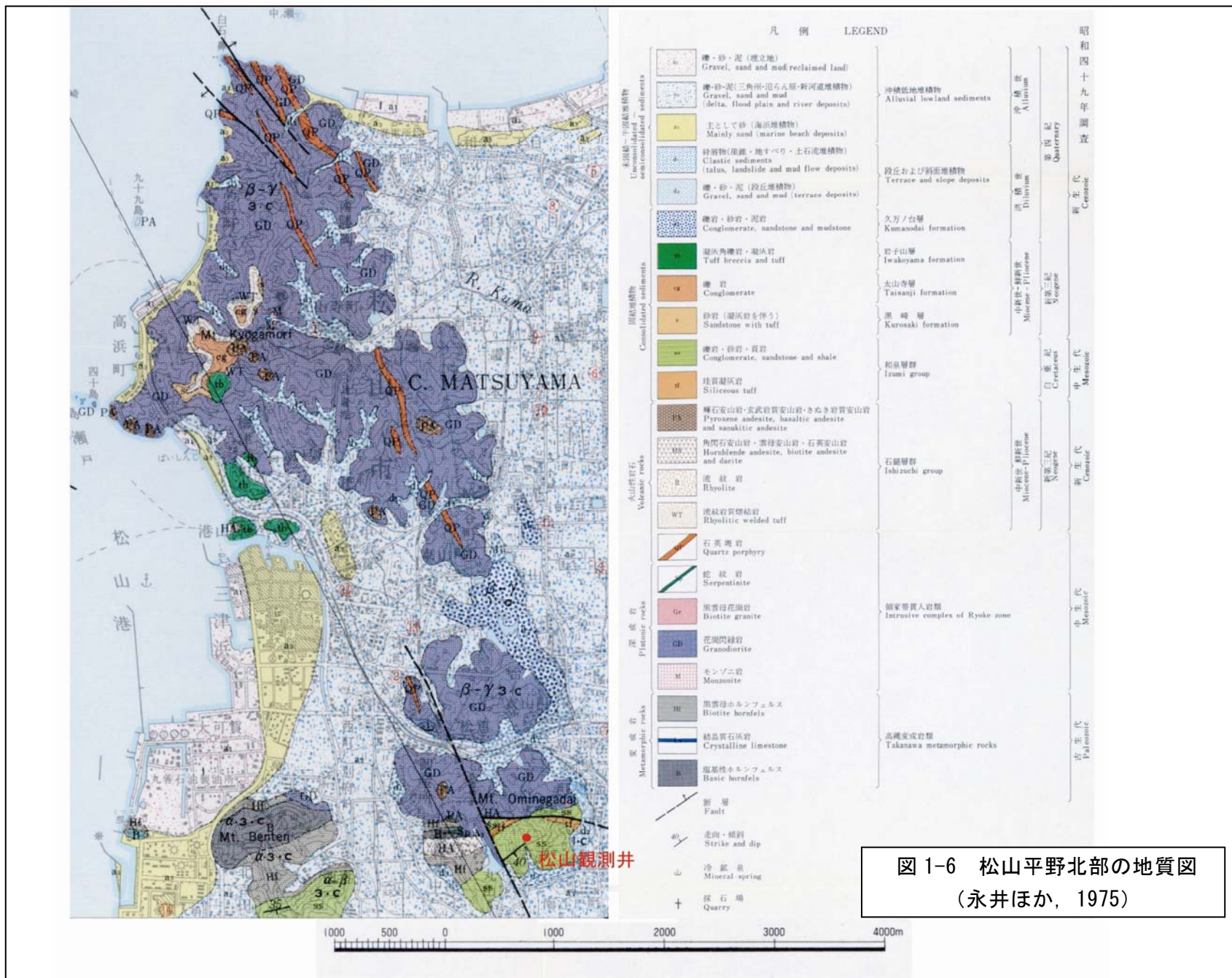


図 1-6 松山平野北部の地質図  
(永井ほか, 1975)

### 1.3 松山観測井周辺の地質概要

松山観測井周辺の地質は、ホルンフェルスを中心とする領家変成岩と中生代白亜紀の領家花崗岩類に属する花崗閃緑岩を基盤に、その上位に白亜紀の和泉層群が不整合で分布する。変成岩類には第三紀の石鎚層群の安山岩の貫入岩が見られる。表層部には崖錐性堆積物が薄く被覆している。

#### (1) 領家変成岩

領家変成岩（図 1-6 の高縄変成岩）は小規模の岩体として、大峰ヶ台山、岩子山および弁天山等に分布する。いずれも花崗岩の貫入を受けており分布は断片的である。黒雲母ホルンフェルスは、泥質岩および砂質岩を起源とする片状～塊状の熱変成岩で暗灰～黒色を呈する。塩基性ホルンフェルスは、塩基性岩および同質凝灰岩を起源とし堅硬である。変成岩類の源岩の堆積時代は放散虫化石から、少なくとも一部の堆積物は三畳紀後期～ジュラ紀初期と考えられている（鹿島・増井、1985）。

#### (2) 花崗閃緑岩

花崗閃緑岩は、従来“松山型”と呼ばれ新期領家花崗岩に区分されていたが、本調査地域に分布する花崗閃緑岩について、須鎗ほか(1991)が古期岩体に相当するとし高縄トータル岩とした。花崗閃緑岩は灰～暗灰色を呈する粗粒・塊状の完晶質岩で、片理は認められないが、中に含まれるダークインクルージョンの伸びの方向は一定配列することがある。石英、斜長石、カリ長石、角閃石および黒雲母等からなるが、角閃石の量は場所によって異なる。本岩には、北北西－南南東方向の狭長な石英斑岩の岩脈が分布する。石英斑岩は2-3mm 前後の黒雲母、斜長石、カリ長石および石英の斑晶が点在し葉理構造を示す。石英斑岩の活動時期は、領家花崗岩類の固結後、和泉層群の堆積前と考えられている（越智1982）。

#### (3) 和泉層群

和泉層群は、大峰ヶ台山や弁天山南部に分布し、砂岩泥岩互層および酸性凝灰岩から成る。砂岩泥岩互層は、量比的には砂岩が優勢（砂岩優勢砂岩泥岩互層）であるが、表層部（深度：30m程度）においては、亀裂が発達しており、強風化～風化岩に区分される。酸性凝灰岩（含流紋岩）は、白色堅硬であるが、亀裂の発達が見られる。量的には酸性凝灰岩が主体で、一部流紋岩を伴う。本岩は、比較的連続性が良く“鍵層”として追跡出来る。和泉層群の地質構造は、概ね走向が東－西～東北東－西南西系で30°～80° S の傾斜を示す（図 1-5）。本層は花崗閃緑岩を不整合に覆い、境界付近には層厚 20m 程度の基底礫岩が発達する（図 1-7）。観測井付近における不整合面の傾斜は、既存資料よる和泉層群の走向・傾斜から50°程度と推定される（図 1-6）。

#### (4) 安山岩(第三紀貫入岩)

岩子山にはホルンフェルスを貫く新第三紀石鎚層群の安山岩が分布しているが、掘削地と岩子山の間には NNW-SSE 方向の断層により切られている。



(5) 崖錐性堆積物

崖錐性堆積物は、谷沿い～緩傾斜地に分布し、層厚は 10m 程度と考えられ、礫質土を主とし粘性土等を少量伴う。

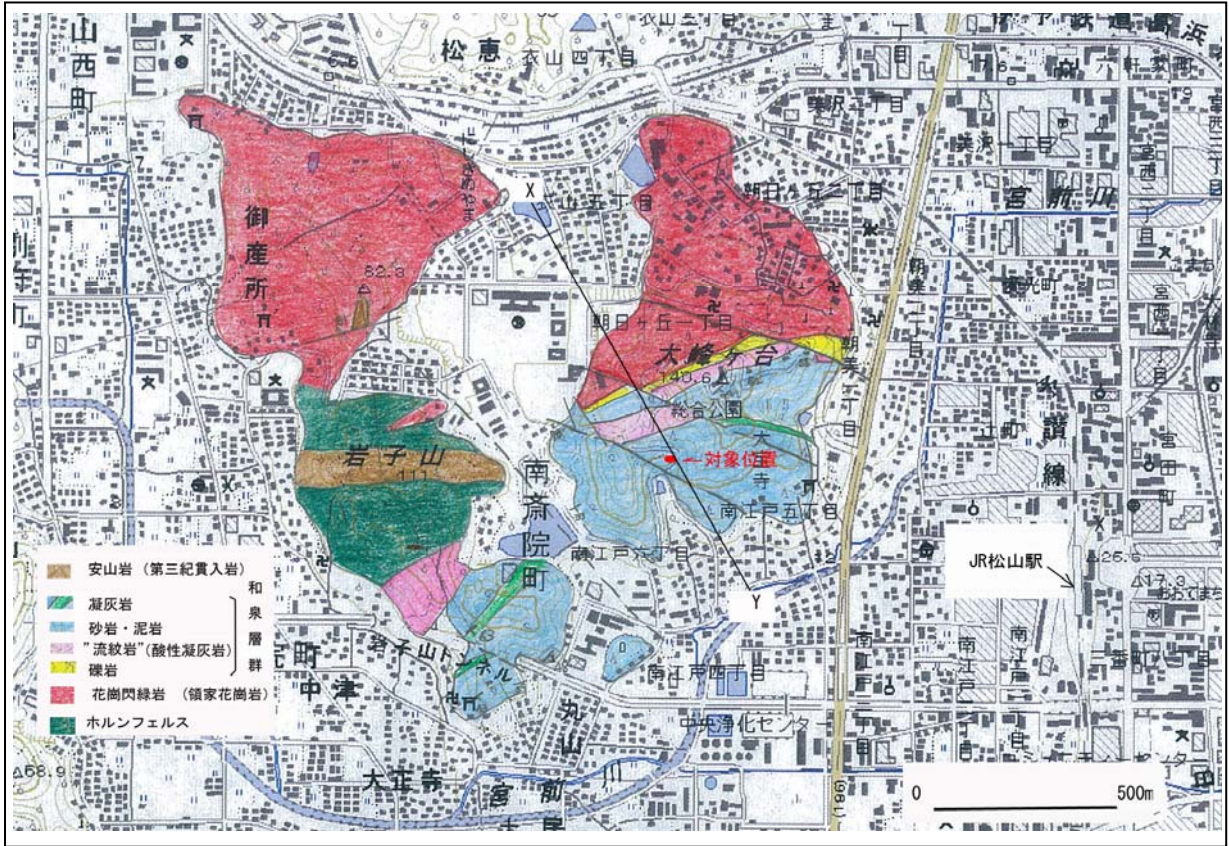


図 1-7 松山観測井付近の地質図 (Kashima et al.,1988 を改変)

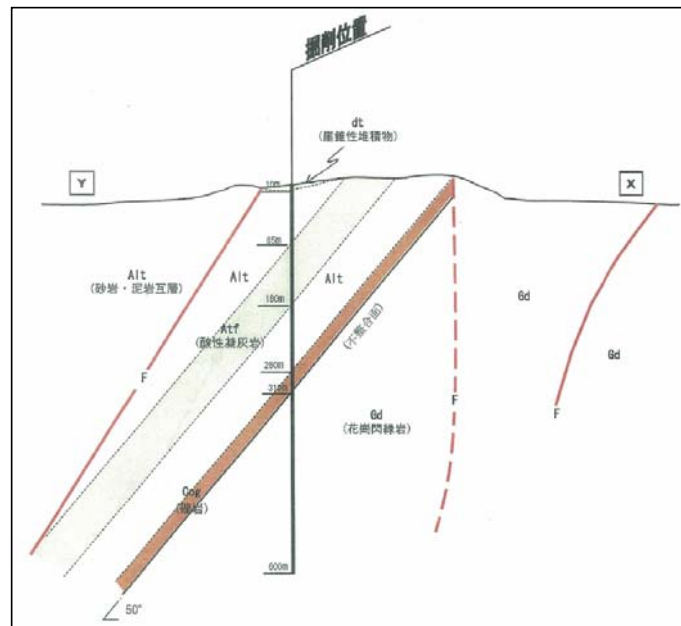


図 1-8 松山観測井付近の推定地質断面図 (図 1-7 の Y-X)



表 1-1 松山観測井の予想地質

深度 (m)	地層	地質・岩質	記号	性状	掘削区分
0~10	第四紀層 (腐蝕性堆積物)	礫質土~粘性土	dt	礫質土を主とし、粘性土等が少量伴われ、層厚は、10m程度と考えられる。総合公園造成時の盛土もこれと同様の性状で一括できる。	土砂
10~20	和泉層群	強風化砂岩泥岩互層	Alt(stw)	風化の影響で、岩片の軟質化(一部、土砂化)が著しい強風化岩。(角礫状に採取)	軟岩
20~30		風化砂岩泥岩互層	Alt(w)	亀裂は発達し、岩片が中硬質の風化岩と考えられる。コアは短棒~一部、角礫状に採取されることが予想される。	
30~85		砂岩泥岩互層(新鮮岩)	Alt	砂岩は、大部分が硬質の棒状コアとして採取され、挟在する泥岩は前者に比較してやや軟質で、亀裂が多い(短棒状)ことが予想される。	中硬岩
85~180		酸性凝灰岩(含流紋岩)	Atf	量的には、酸性凝灰岩が主体で、一部流紋岩を含むと考えられる。周囲の砂岩泥岩互層と比較してやや硬質であるが亀裂は多い。概ね棒状コア主体での採取が推定される。	
180~280		砂岩泥岩互層(新鮮岩)	Alt	砂岩は、大部分が硬質の棒状コアとして採取され、挟在する泥岩は前者に比較してやや軟質で亀裂が多い(短棒状)ことが予想される。小規模な破砕帯が分布する場合は、周辺部の岩盤状況不良が予想される。	
280~310		礫岩(基底礫岩)	Cog	花崗閃緑岩を不整合に覆う"基底礫岩"である。層厚は、20m程度と推定され、概ね棒状コアとして採取されることが予想される。	
310~600	領家花崗岩類	花崗閃緑岩	Gd	灰~暗灰色を呈する粗粒・塊状の完晶質岩であり、石英、斜長石、カリ長石、角閃石、及び黒雲母等から構成される。不整合面付近等に分布する破砕帯周辺部以外、良好岩盤(棒状コア主体)と推定される。小規模なレンズ状の"石英斑岩"岩脈が挟在する可能性がある。	硬岩

(※: 砂岩泥岩互層は、全体に砂岩が優勢)

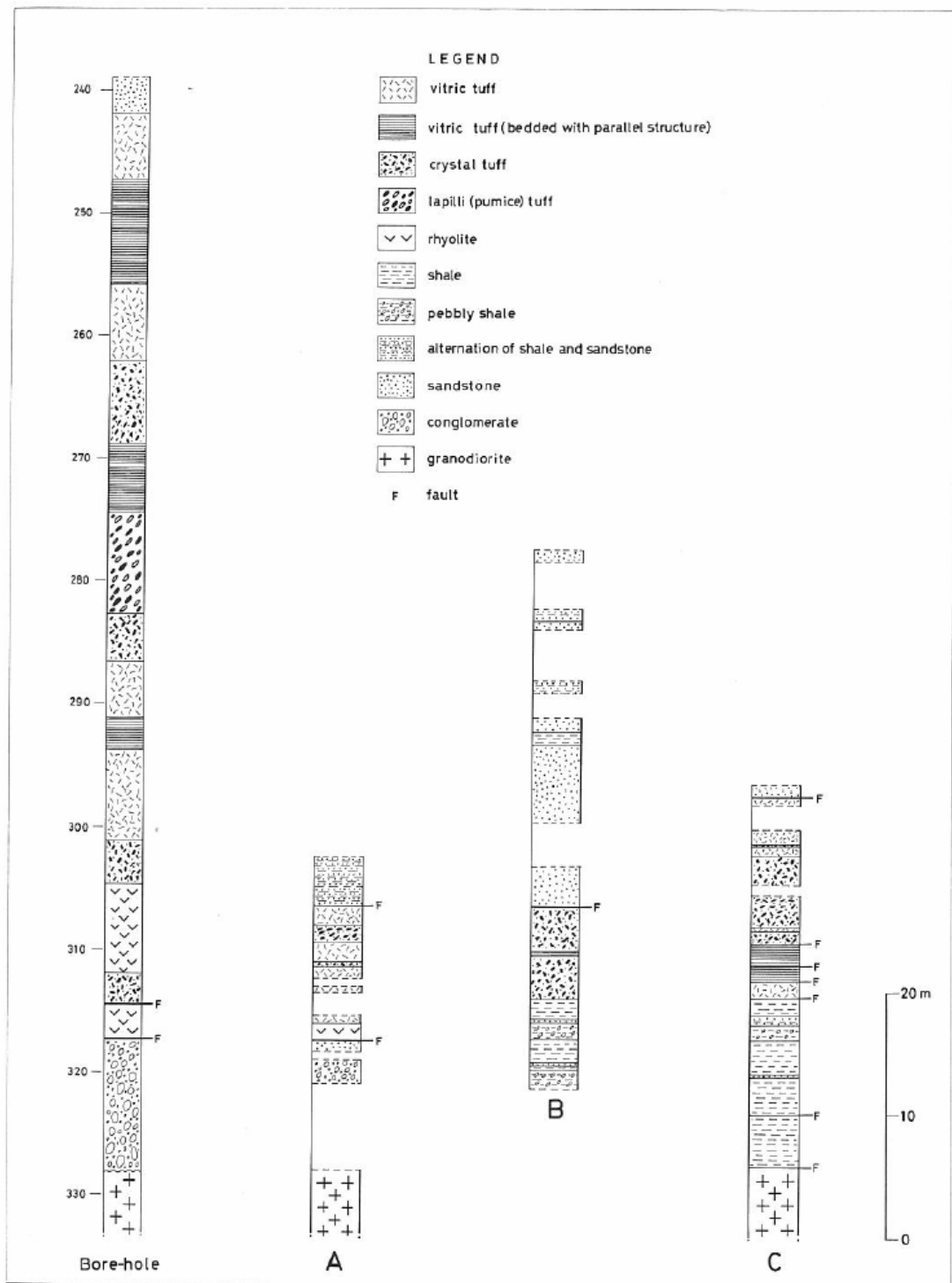


図 1-9 松山周辺の和泉層群地質柱状図 (Kashima et al.,1988)

A,B 及び C の柱状図はそれぞれ掘削地の東方、掘削地付近及び掘削地西方のルートマップから作成また、Bore hole は掘削地の約 1 km 東方の JR 松山駅付近の孔井の地質