３．島根半島の海岸地形の形成要因に関する検討
（１）検討概要

検討概要（1／2）

・日本海に面する島根半島北岸は，主に岩石海岸から成り，潮間帯やそれよりも高い位置に形成された波食棚（ベンチ）が認められる。
・空中写真判読により海岸地形の分類を行い，ベンチ等の地形の抽出を行った。
・敷地周辺の地質・地質構造を踏まえ，島根半島の海岸地形（ベンチ）の形成要因に関する検討を行った。
・島根半島の海岸地形と地震性隆起地域の海岸地形との比較検討を行った。

検討項目（目次）	検討内容及び検討結果
（2）島根半島の海岸地形調査	・空中写真判読により海岸地形の分類を行い，ベンチ等の地形の抽出を行った。 ・ベンチの発達程度（分布）に地域的な偏りが認められ，潮間帯より上位に発達するベンチの形成高度も様々なものが存在し，定高性や系統的な高度変化などの規則性は確認されない。
（3）敷地周辺の断層	・敷地周辺陸域及び海域において，震源として考慮する活断層を評価した。 ・日本海に面する島根半島北岸において，震源として考慮する活断層は認められない。
（4）島根半島の地質構造発達史	・島根半島周辺における応力場は，後期中新世では「南北圧縮」であるが，鮮新世～更新世では「東西圧縮」であるとされている。 ・東西方向の断層・褶曲（宍道褶曲帯）は中期中新世頃～後期中新世に形成したとされている。
（5）島根半島の隆起要因に関する検討	・島根半島周辺の地殻変動は第四紀後期には安定または若干の沈降傾向にあると考えられる。

検討概要（2／2）

検討項目（目次）	調査・検討項目及び検討結果
（6）島根半島の海岸地形（ベンチ）の形成要因に関する検討	・敷地近傍において認められる海岸地形（ベンチ）の形成要因を検討するため，倉内湾，沖島付近，桂島付近，潜戸付近において，詳細な地形データを取得する空中写真測量，岩種・岩相の確認等を行う地表地質踏査を実施した。 ・確認されたベンチには，潮間帯に位置しているものと潮間帯より上位に位置しているものが存在するが，いずれのベンチも高波浪時には波が到達する範囲にあり，明らかに離水したベンチは認められない。また，ベンチは，広がりや連続性に乏しい。 ・ベンチの高度差は，岩種・岩相の侵食抵抗差や波浪の影響度合を反映していると考えられる。 ・以上のことから，島根半島沿岸に様々な高度で発達するベンチは，現在を含む波浪等の影響を受ける過程で，岩種・岩相の侵食抵抗差を反映して形成されたと考えられる。
（7）地震性隆起地域の海岸地形との比較検討	・地震性隆起が示唆される浜田市畳ヶ浦海岸付近の海岸地形の現地確認を行い，島根半島の海岸地形と比較し，特徴の差異を確認した。 ・島根半島の海岸地形は，地震性隆起が示唆される地域の海岸地形の特徴と大きく異なることを確認した。

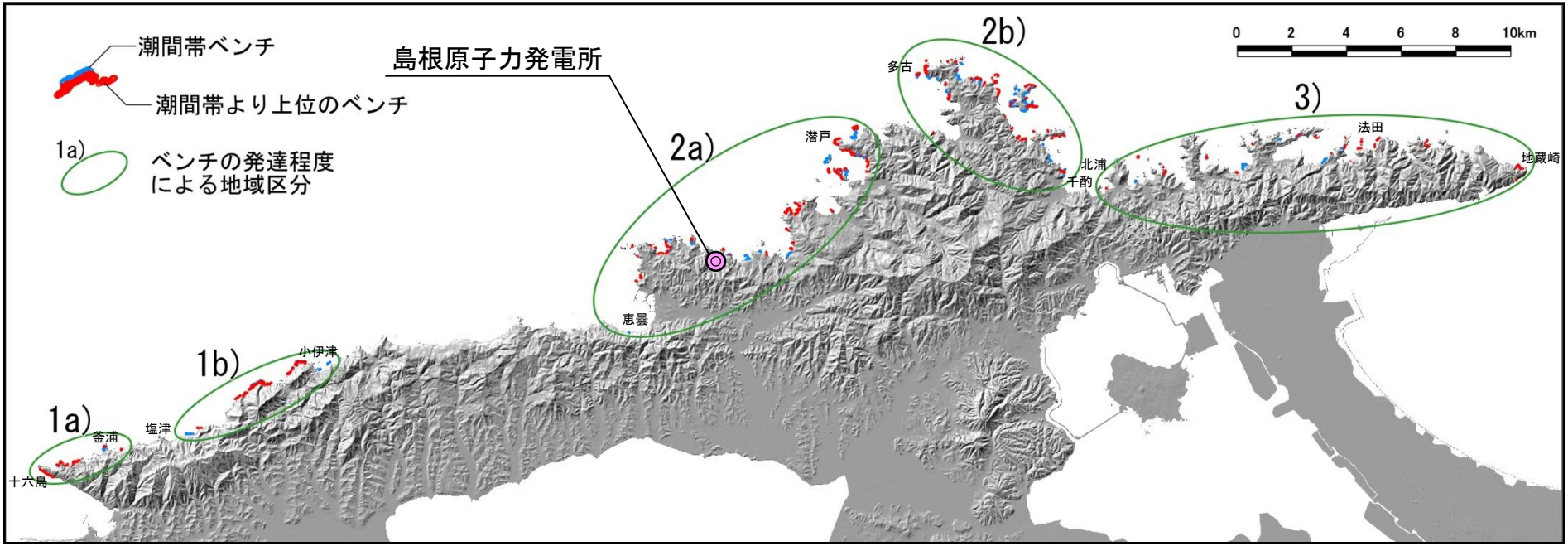
・島根半島沿岸に様々な高度で発達するベンチは，現在を含む波浪等の影響を受ける過程で，岩種・岩相の侵食抵抗差を反映して形成されたと評価した。

余白

３．島根半島の海岸地形の形成要因に関する検討
（２）島根半島の海岸地形調査

海岸地形調査

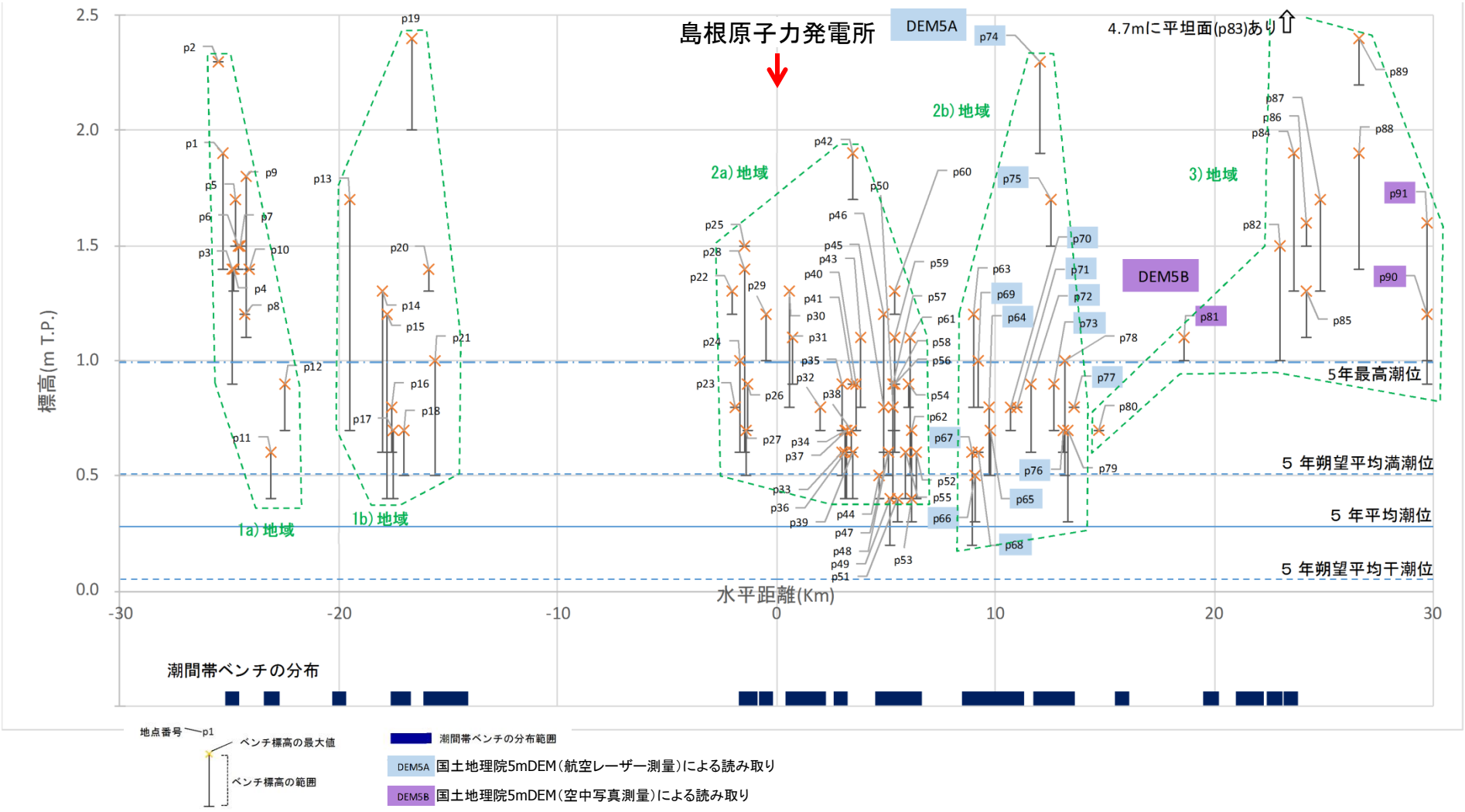
・空中写真判読により海岸地形の分類を行い，ベンチ等の地形の抽出を行った。
・ベンチは「潮間帯ベンチ」と「潮間帯より上位のベンチ」に区分した。
・抽出されたベンチを対象に，航空レーザー測量により作成した2mDEM及び国土地理院が公開している基盤地図情報の航空レーザー測量及び空中写真測量による5mDEMを用いて高度分布図を作成した（次頁参照）。なお，潮間帯ベンチについては，海面下より取得された精度の劣るデータが含まれるため，ベンチ高度分布図の最下段にベンチの分布のみを表示した。また，海岸地形高度の評価にあたっては，後述する境験潮所（気象庁）の観測値を島根半島周辺の潮位として代表させた。



島根半島沿岸域全域のベンチ発達状況

・空中写真判読の結果，西端の出雲市十六島から東端の地蔵崎にかけて，潮間帯及び潮間帯より上位に発達するベンチが確認される。ベンチの幅は，数m～数十m程度のものが大半である。
・ベンチの平面的な分布については，島根半島沿岸域全域に発達せず，数十kmスケールあるいは数kmスケールでみると，発達程度の地域的な偏りが認められることから，ベンチの発達程度（分布密度）より，1a)出雲市十六島～釜浦，1b)出雲市塩津～小伊津，2a)松江市恵曇～潜戸，2b)松江市多古～千酌，3)松江市北浦～地蔵崎の5地域に区分した。ベンチの発達程度による地域区分は，島根半島を構成する数kmオーダーの山地・丘陵や海岸線の出入りなどの地形単元と概ね調和的である。なお，1b)及び2a)の間の小伊津～恵曇には，ベンチは全く発達していない。

海岸地形調査

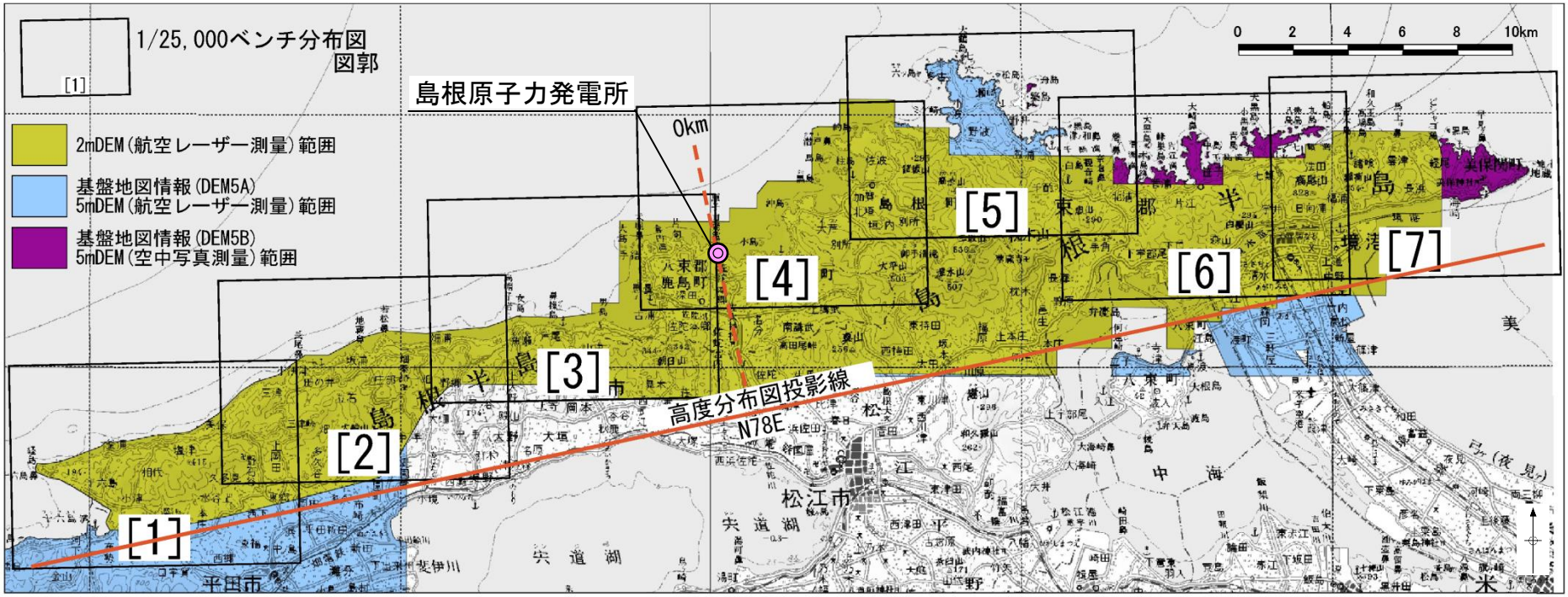


・区分されたいずれの地域にも，「潮間帯ベンチ」と「潮間帯より上位のベンチ」がともに発達しているが，潮間帯より上位のベンチは，標高2.5m以下の多様な高度で平坦面が形成され，定高性や系統的な高度変化などの規則性は認められない。

・1a)，1b)及び3)地域では，2a)及び2b)地域と比較し，潮間帯より上位のベンチ高度が高くなる傾向が認められる。

海岸地形調査

・より詳細な空中写真判読結果を縮尺1/25,000地形図に示す。
・海岸地形高度の評価にあたっては，後述する境験潮所（気象庁）の観測値を島根半島周辺の潮位として代表させる。



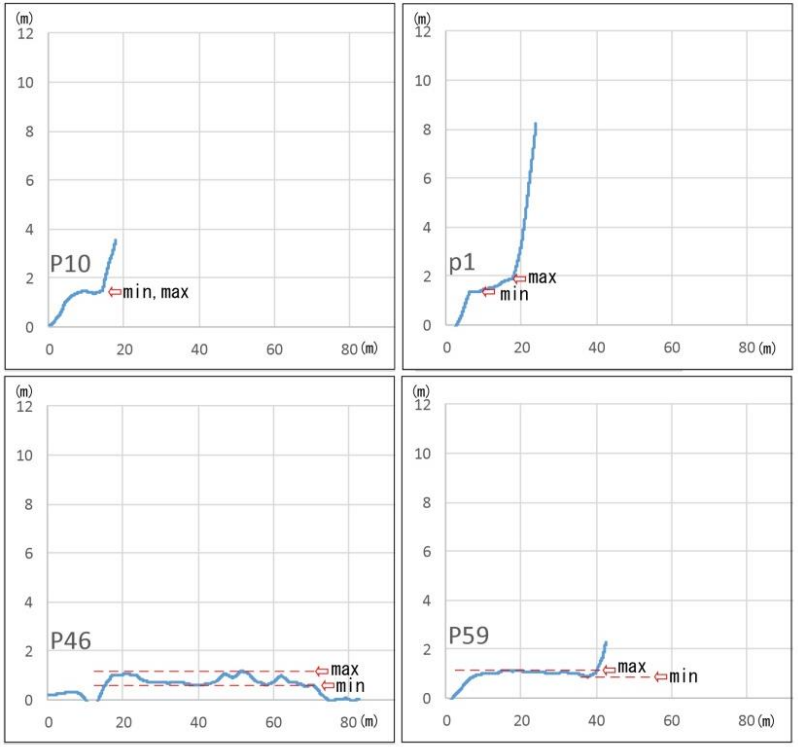
（参考）海岸地形調査（標高計測の例）

・島根半島沿岸のベンチは，ほとんどの場合海岸線と直交方向の長さが，数十m程度の小規模なものであり，縮尺1/5,000等高線図では細かな高度変化を読み取ることができない。このため，DEMデータ，陰影図，潮間帯より上位のベンチのポリゴンをPC上で同時に重合表示させ，1つのベンチに対して複数の地形断面を作成し，現地状況を表現している地形断面を採用した。

・採用した地形断面より標高を読み取りベンチの発達高度としたが，ベンチが傾斜する場合や凹凸がある場合には，その最大値と最小値を読み取った。いくつかの模式的な読み取り例を下図に示す。

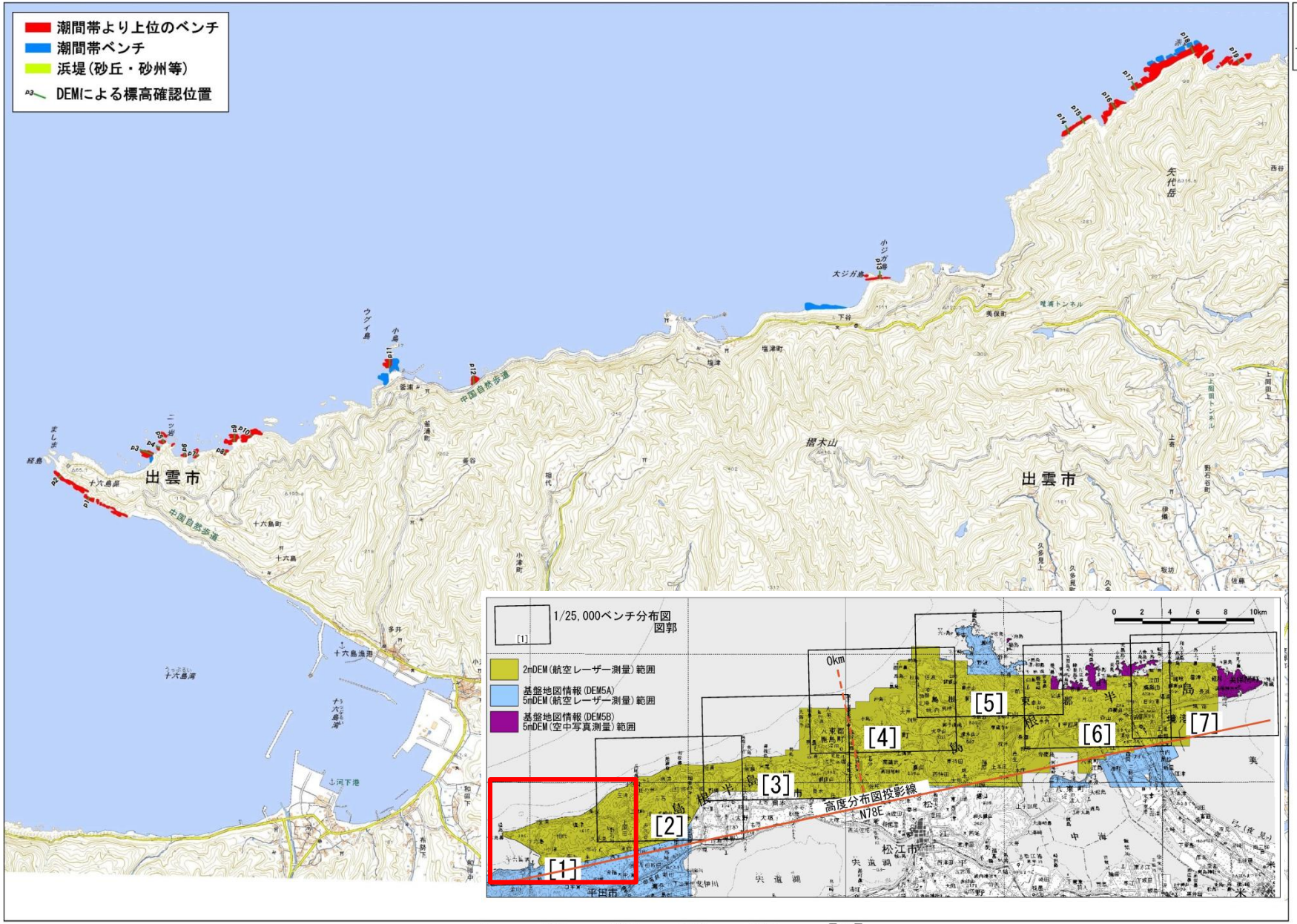
・発電所を0kmとするN78°E方向（島根半島の大局的な配列方向）の投影線を横軸，標高を縦軸とするグラフに，読み取った標高をプロットしてベンチ高度分布図を作成した。なお，発電所からの距離は，発電所から東を＋，西をーで表示した。高度分布図には，ベンチ標高の最大値および最小値を縦線で表示し，ベンチを代表する高度である最大値に×を付した。

・なお，潮間帯ベンチについては，海面下より取得された精度の劣るデータが含まれるため，ベンチ高度分布図の最下段にベンチの分布のみを青太線で表示した。



標高計測の例

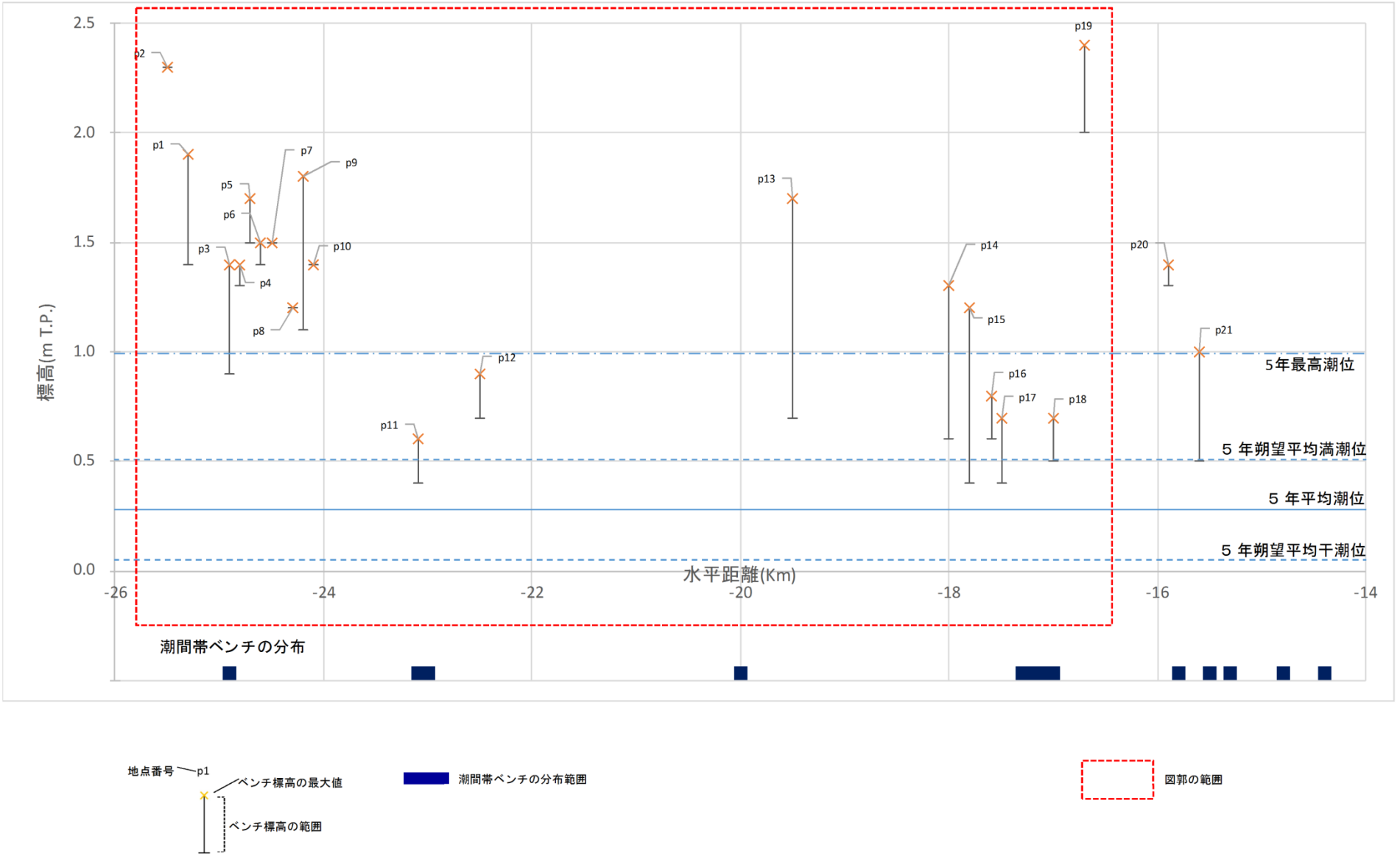
海岸地形調査（図郭[1]）



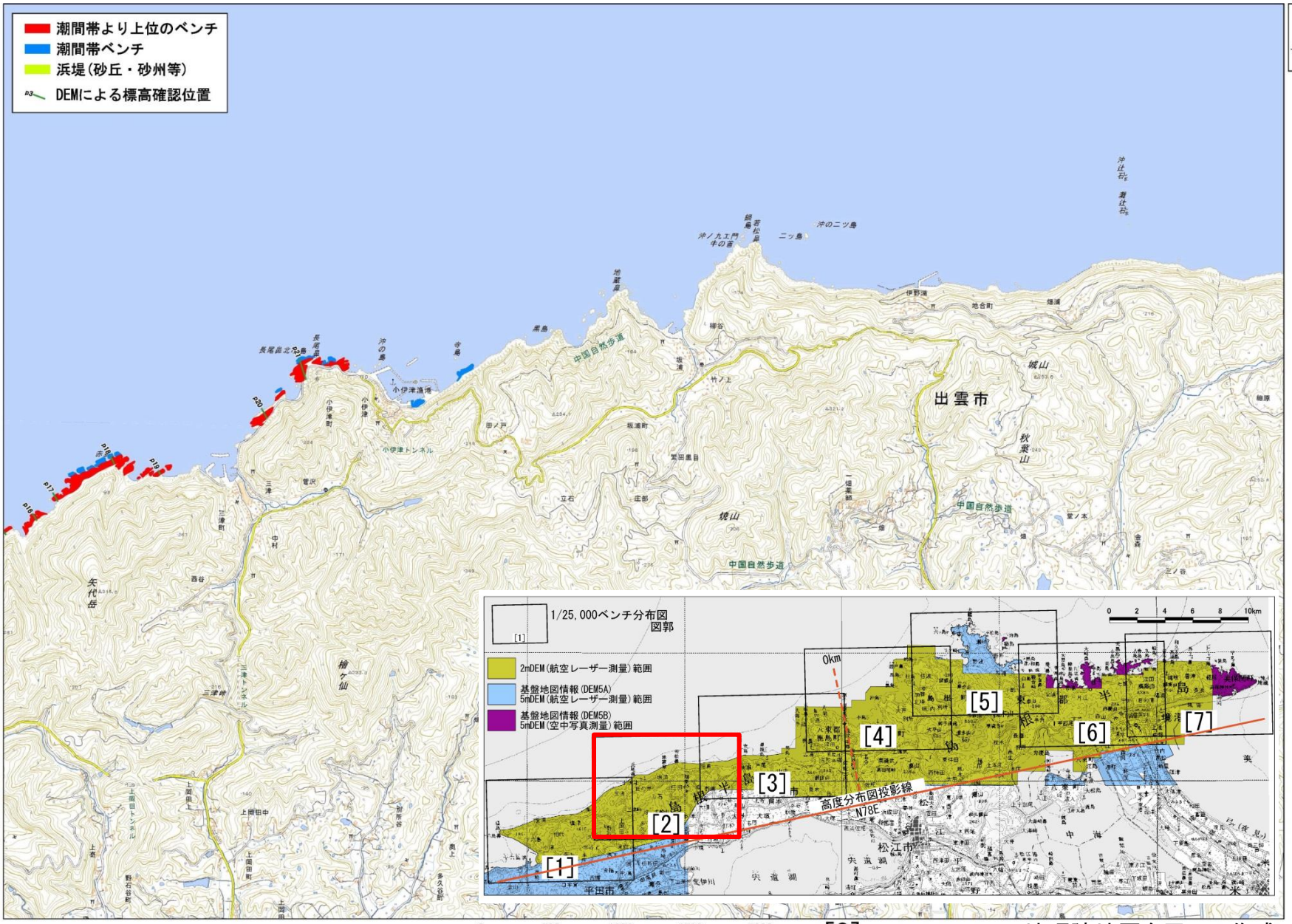
[1]

地理院地図を用いて作成

海岸地形調査（図郭[1]）


標高(m T.P.)
2.5
2.0
1.5
1.0
0.5
0.0
水平距離(Km)
-26
-24
-22
-20
-18
-16
-14
p1
p2
p3
p4
p5
p6
p7
p8
p9
p10
p11
p12
p13
p14
p15
p16
p17
p18
p19
p20
p21
5年最高潮位
5 年朔望平均満潮位
5 年平均潮位
5 年朔望平均干潮位
潮間帯ベンチの分布
地点番号
ベンチ標高の最大値
ベンチ標高の範囲
潮間帯ベンチの分布範囲
図郭の範囲

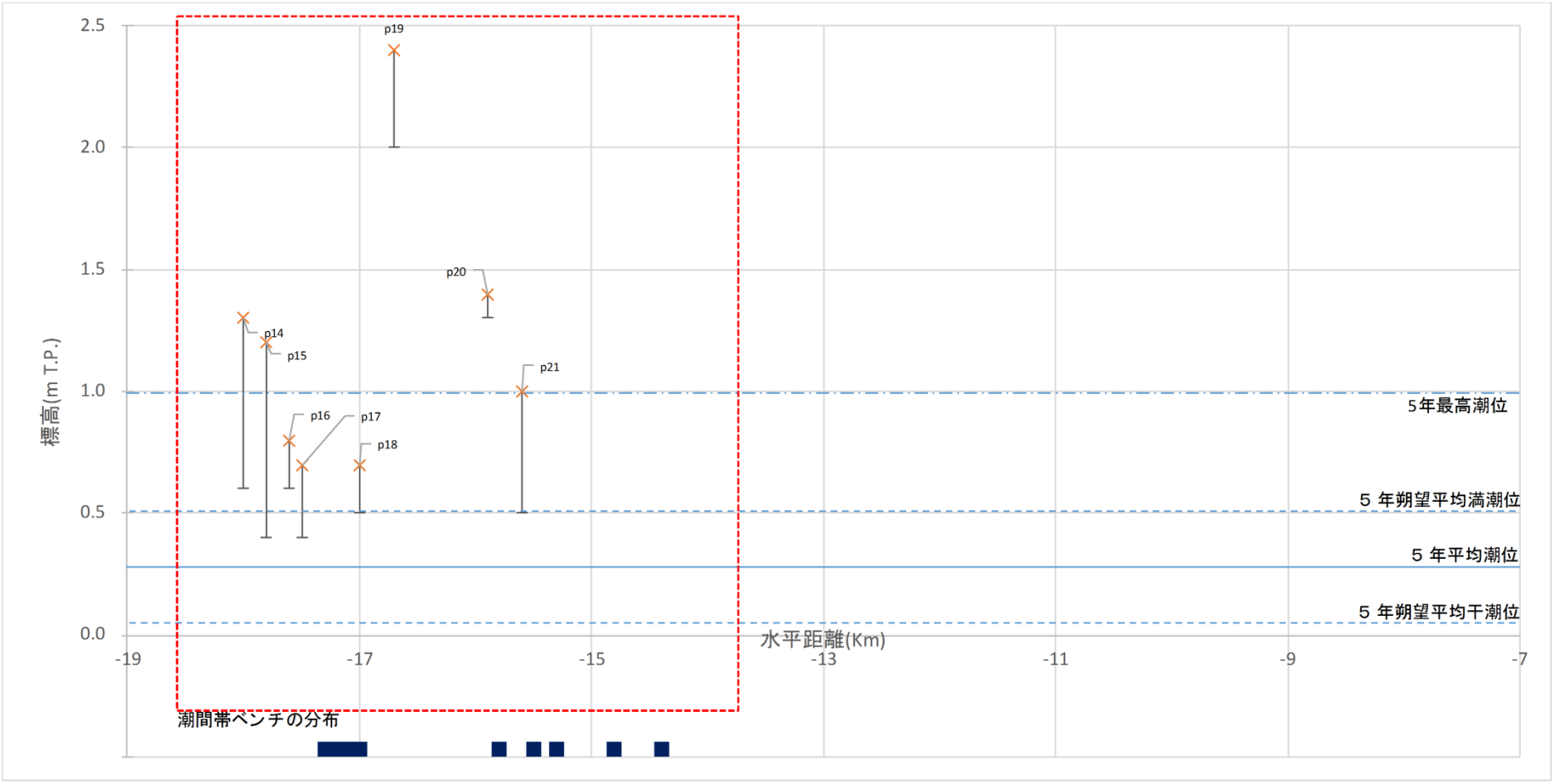
海岸地形調査（図郭[2]）



[2]

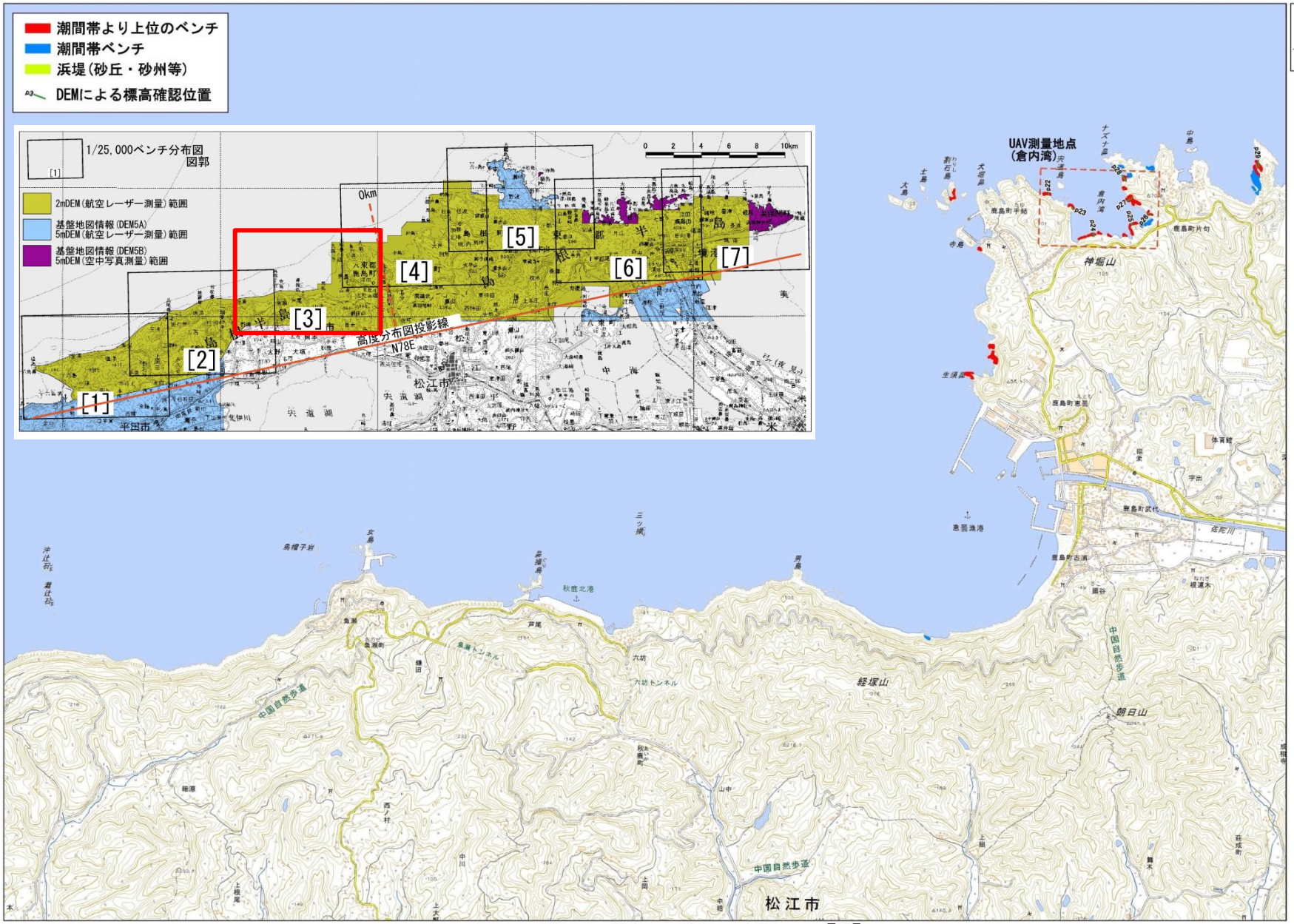
地理院地図を用いて作成

海岸地形調査（図郭[2]）



地点番号 p1
ベンチ標高の最大値
ベンチ標高の範囲
潮間帯ベンチの分布範囲
図郭の範囲

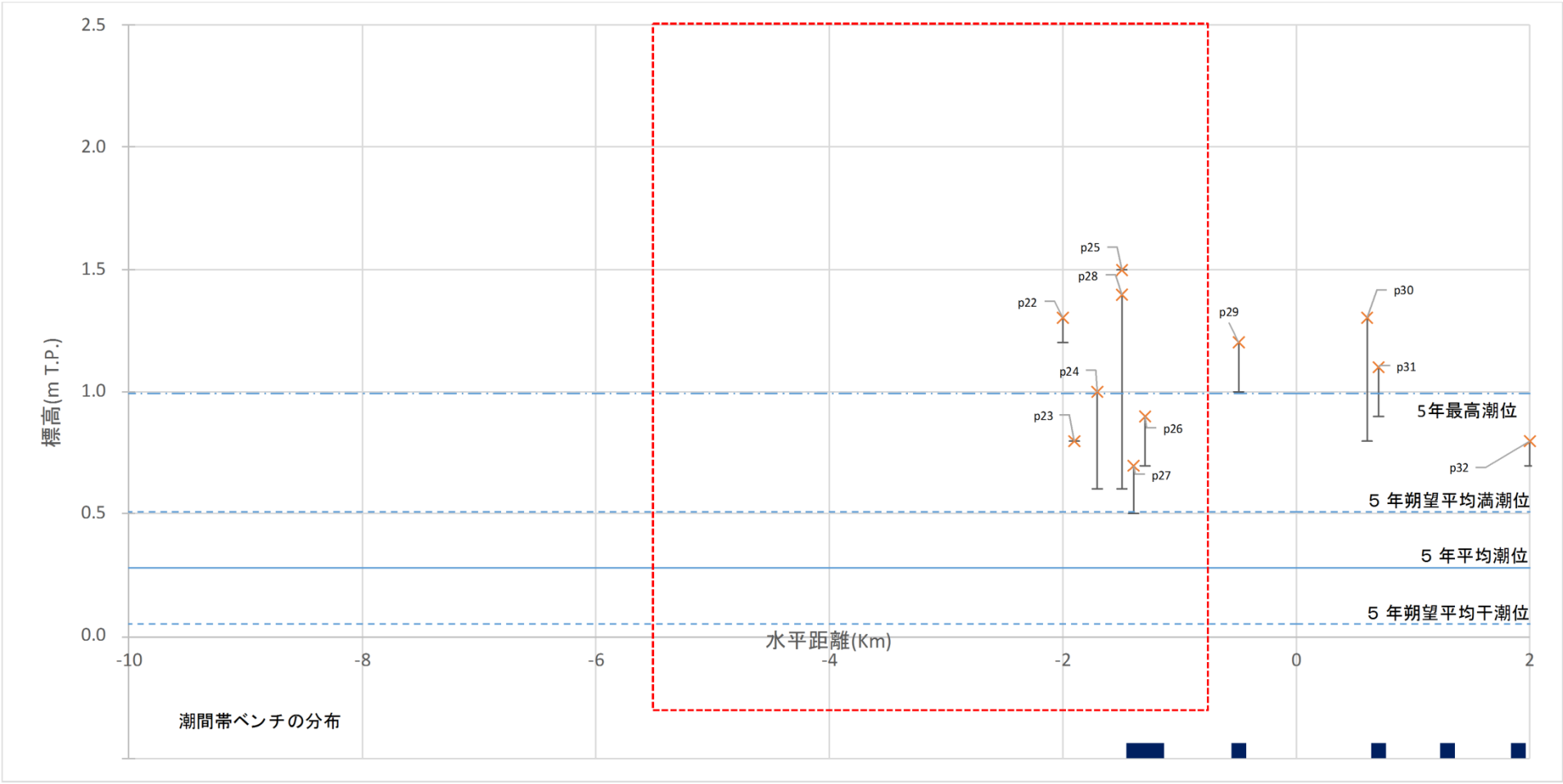
海岸地形調査（図郭[3]）



[3]

地理院地図を用いて作成

海岸地形調査（図郭[3]）

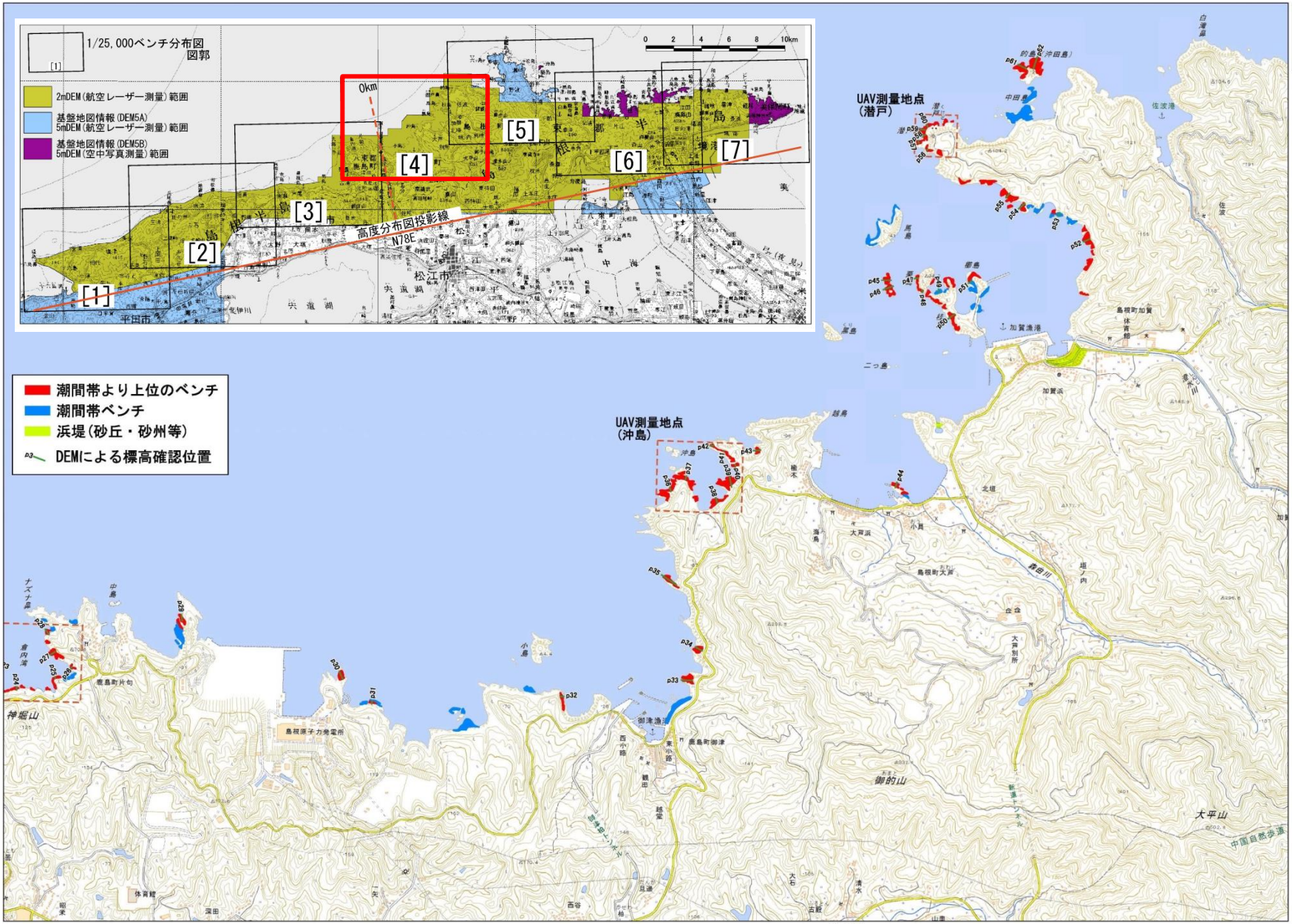


地点番号 p1
ベンチ標高の最大値
ベンチ標高の範囲

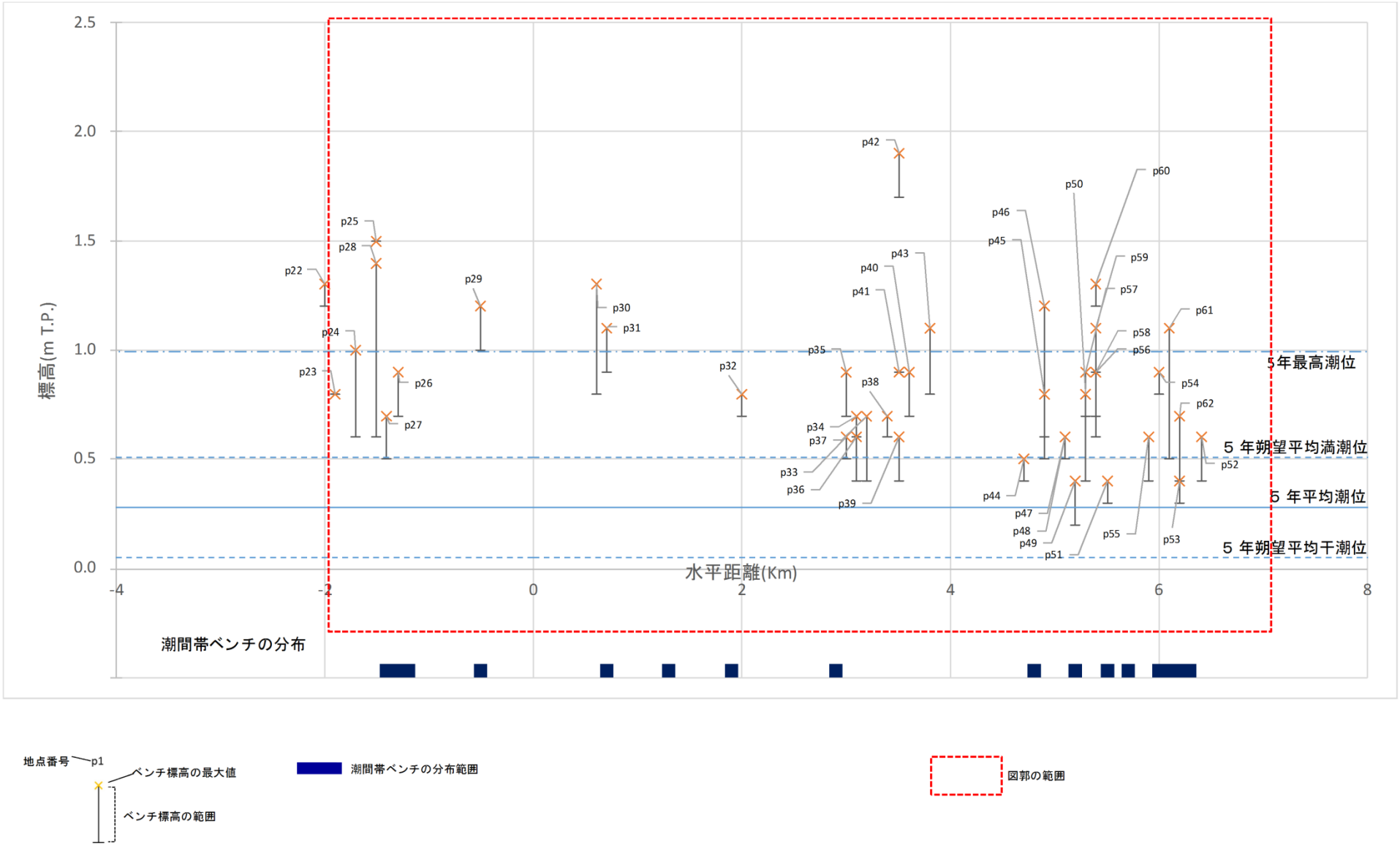
潮間帯ベンチの分布範囲

図郭の範囲

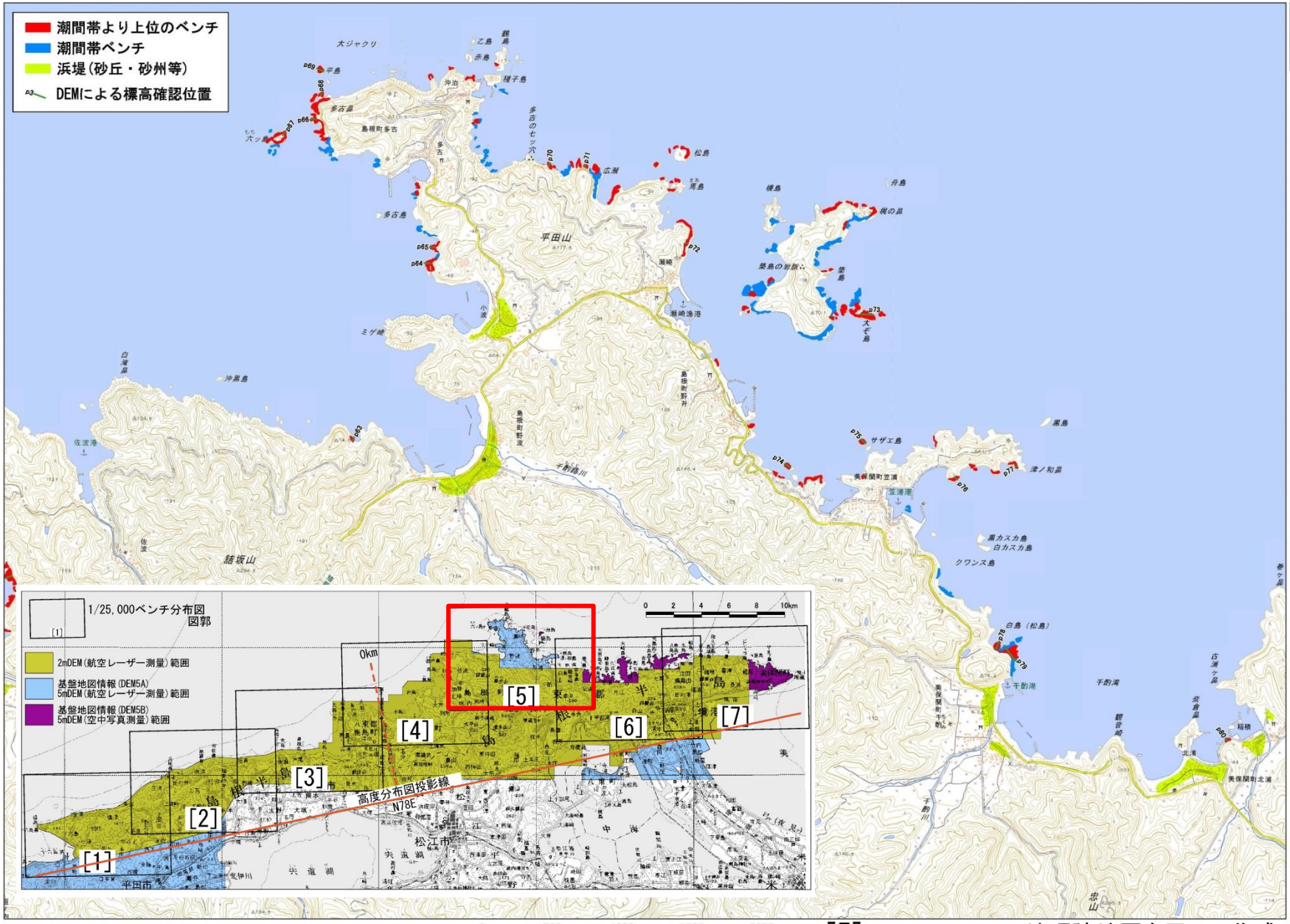
海岸地形調査（図郭[4]）


1/25,000ベンチ分布図
図郭
[1]
2mDEM（航空レーザー測量）範囲
基盤地図情報（DEM5A）
5mDEM（航空レーザー測量）範囲
基盤地図情報（DEM5B）
5mDEM（空中写真測量）範囲
0km
[2]
[3]
[4]
[5]
[6]
[7]
高度分布図投影線
N78E
平田市
松江市
宍道湖
中海
UAV測量地点
（潜戸）
UAV測量地点
（沖島）
潮間帯より上位のベンチ
潮間帯ベンチ
浜堤（砂丘・砂州等）
DEMによる標高確認位置
0
500
1000
1500
2000m
[4]
地理院地図を用いて作成

海岸地形調査（図郭[4]）


標高(m T.P.)
水平距離(Km)
潮間帯ベンチの分布
5年最高潮位
5 年朔望平均満潮位
5 年平均潮位
5 年朔望平均干潮位
地点番号 p1
ベンチ標高の最大値
ベンチ標高の範囲
潮間帯ベンチの分布範囲
図郭の範囲

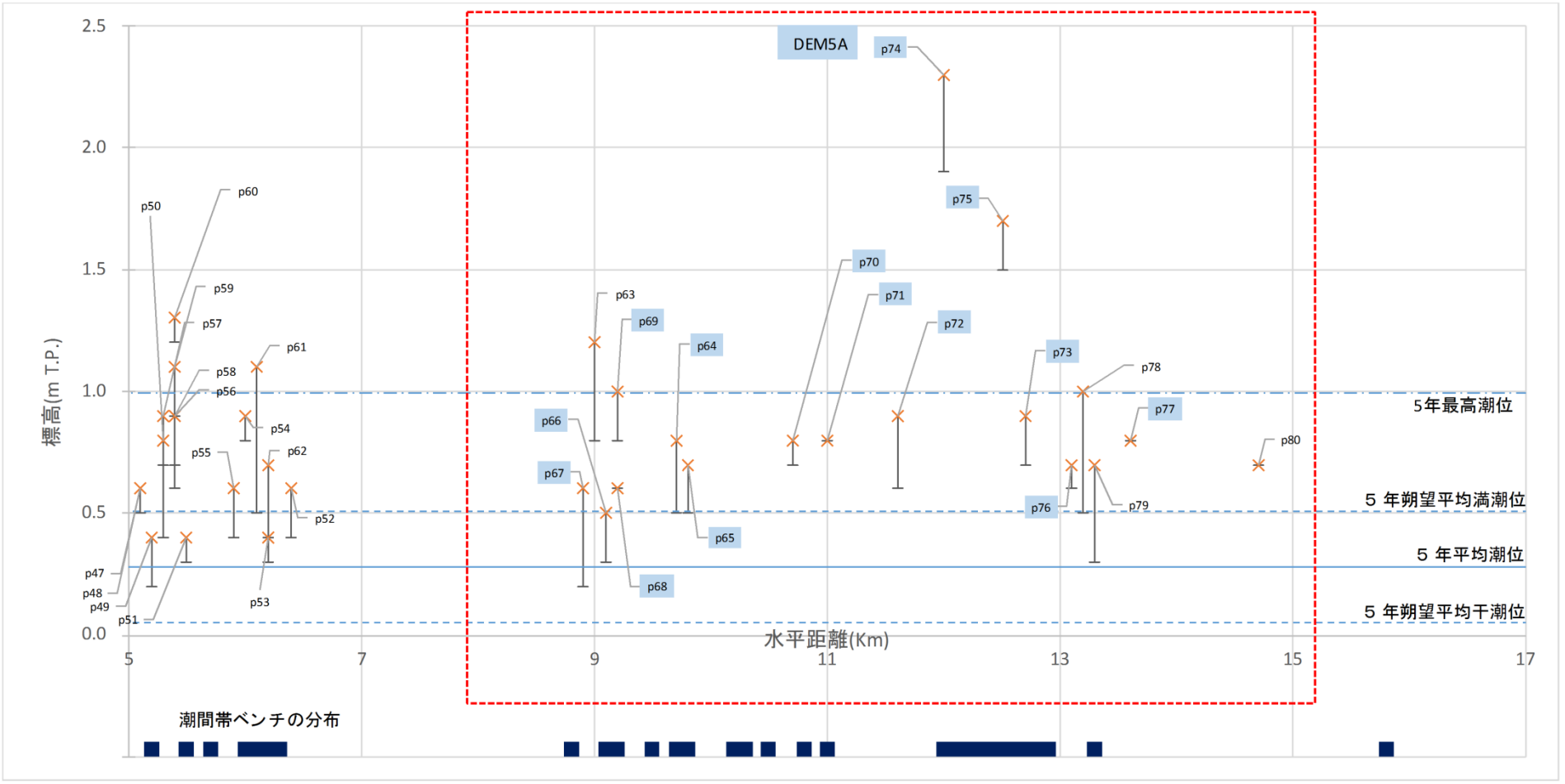
海岸地形調査（図郭[5]）



[5]

地理院地図を用いて作成

海岸地形調査（図郭[5]）



地点番号 p1
ベンチ標高の最大値
ベンチ標高の範囲

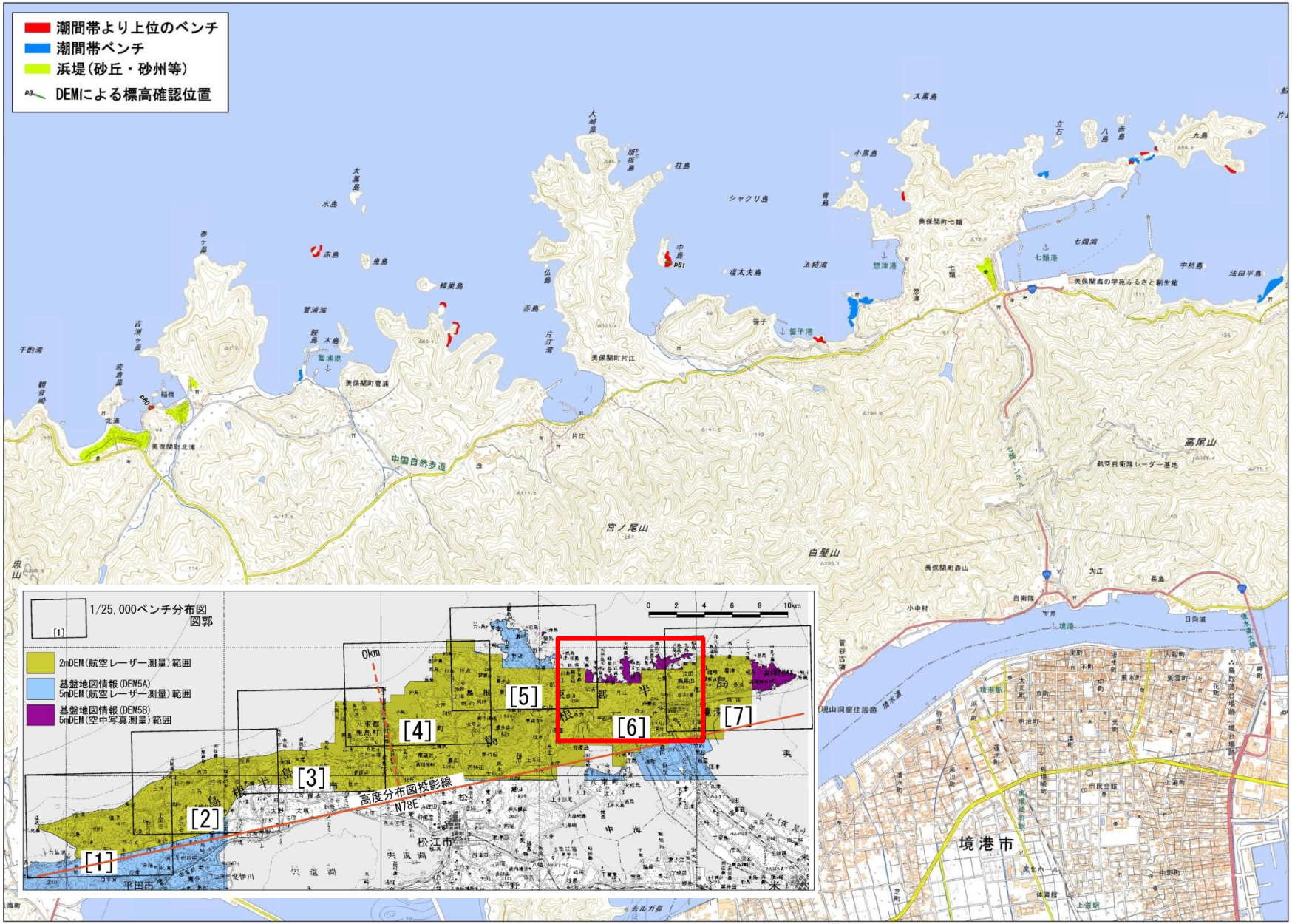
潮間帯ベンチの分布範囲

DEM5A 国土地理院5mDEM（航空レーザー測量）による読み取り

DEM5B 国土地理院5mDEM（空中写真測量）による読み取り

図郭の範囲

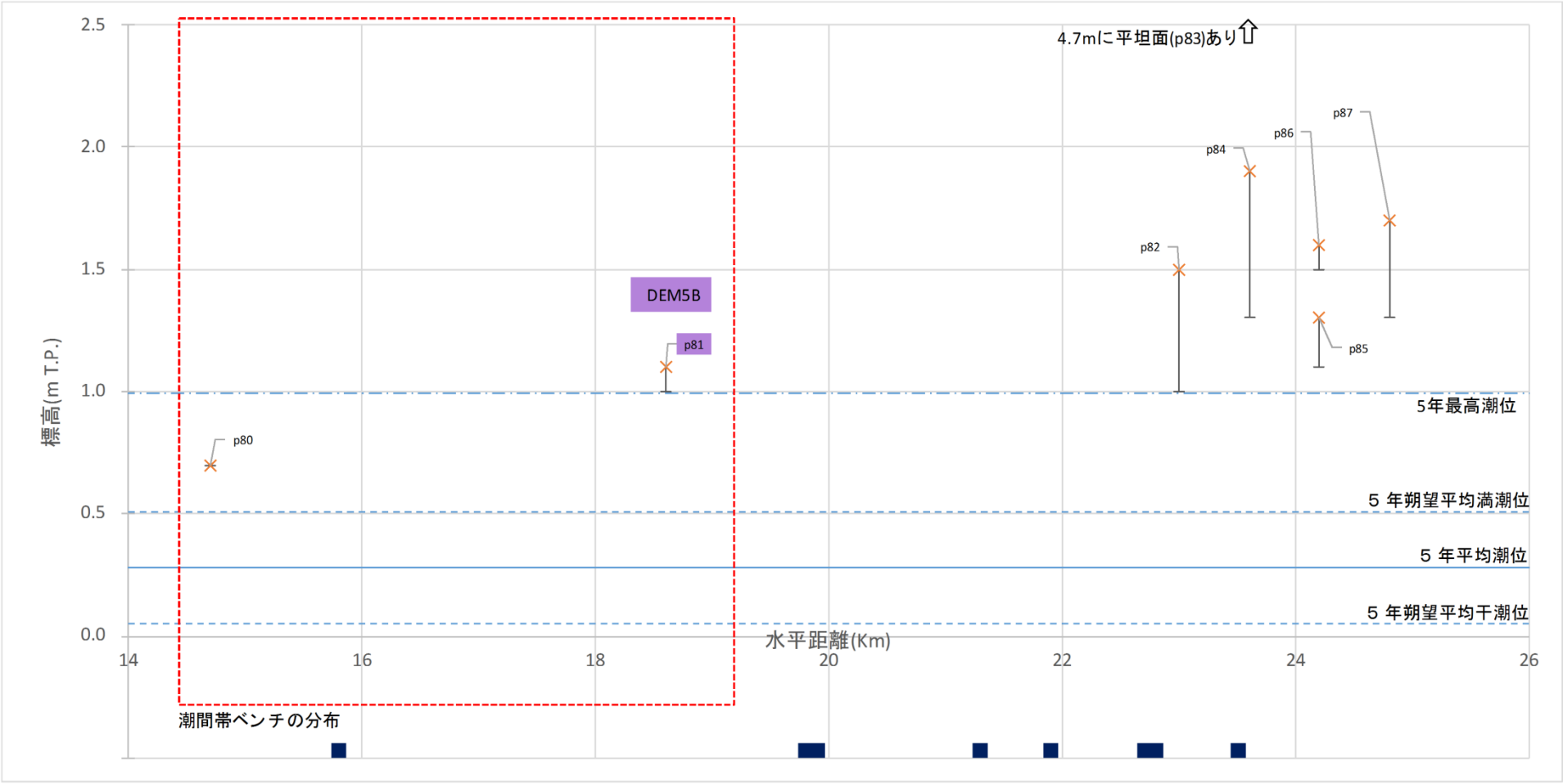
海岸地形調査（図郭[6]）



[6]

地理院地図を用いて作成

海岸地形調査（図郭[6]）



地点番号 p1
ベンチ標高の最大値
ベンチ標高の範囲

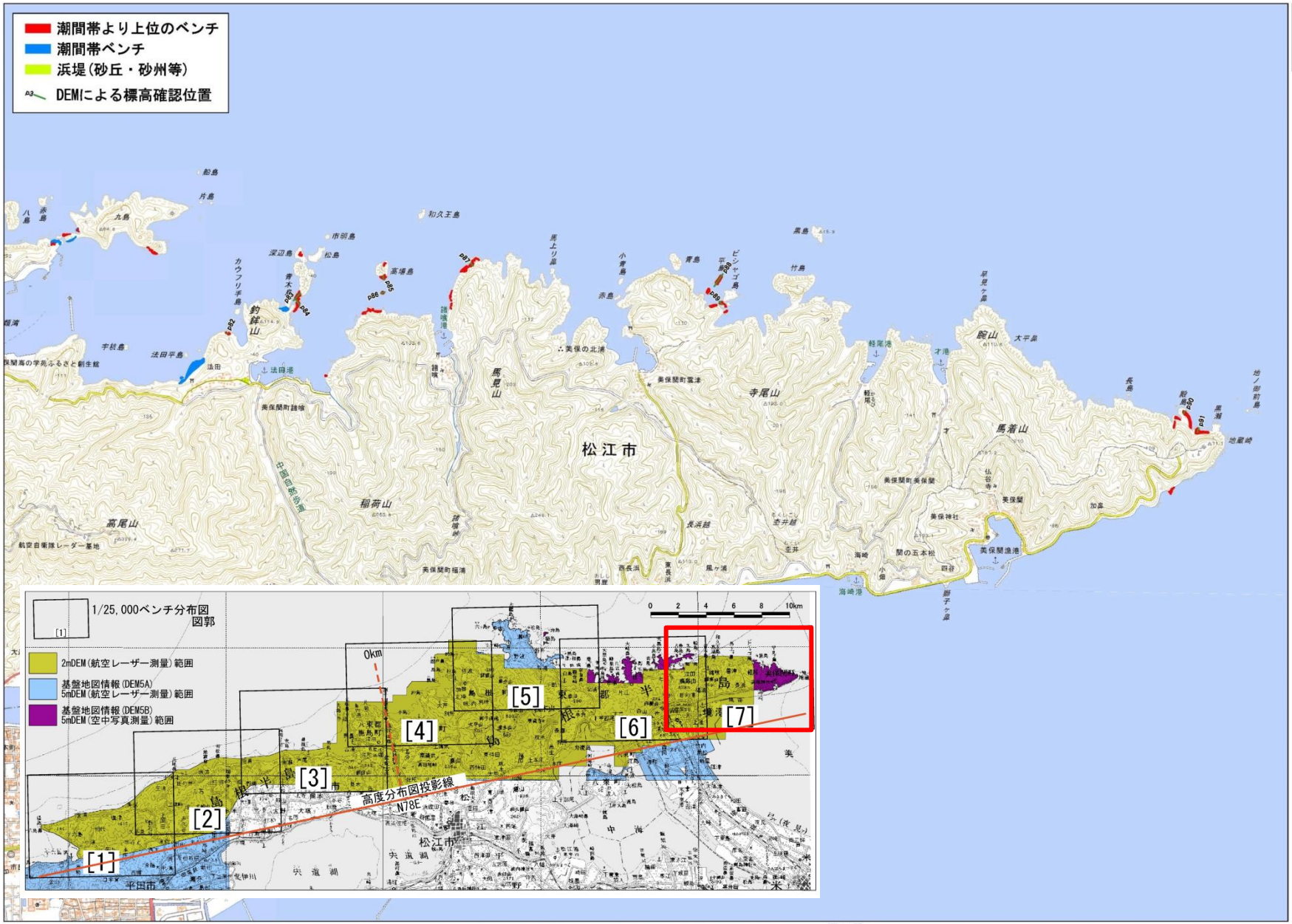
潮間帯ベンチの分布範囲

DEM5A 国土地理院5mDEM（航空レーザー測量）による読み取り

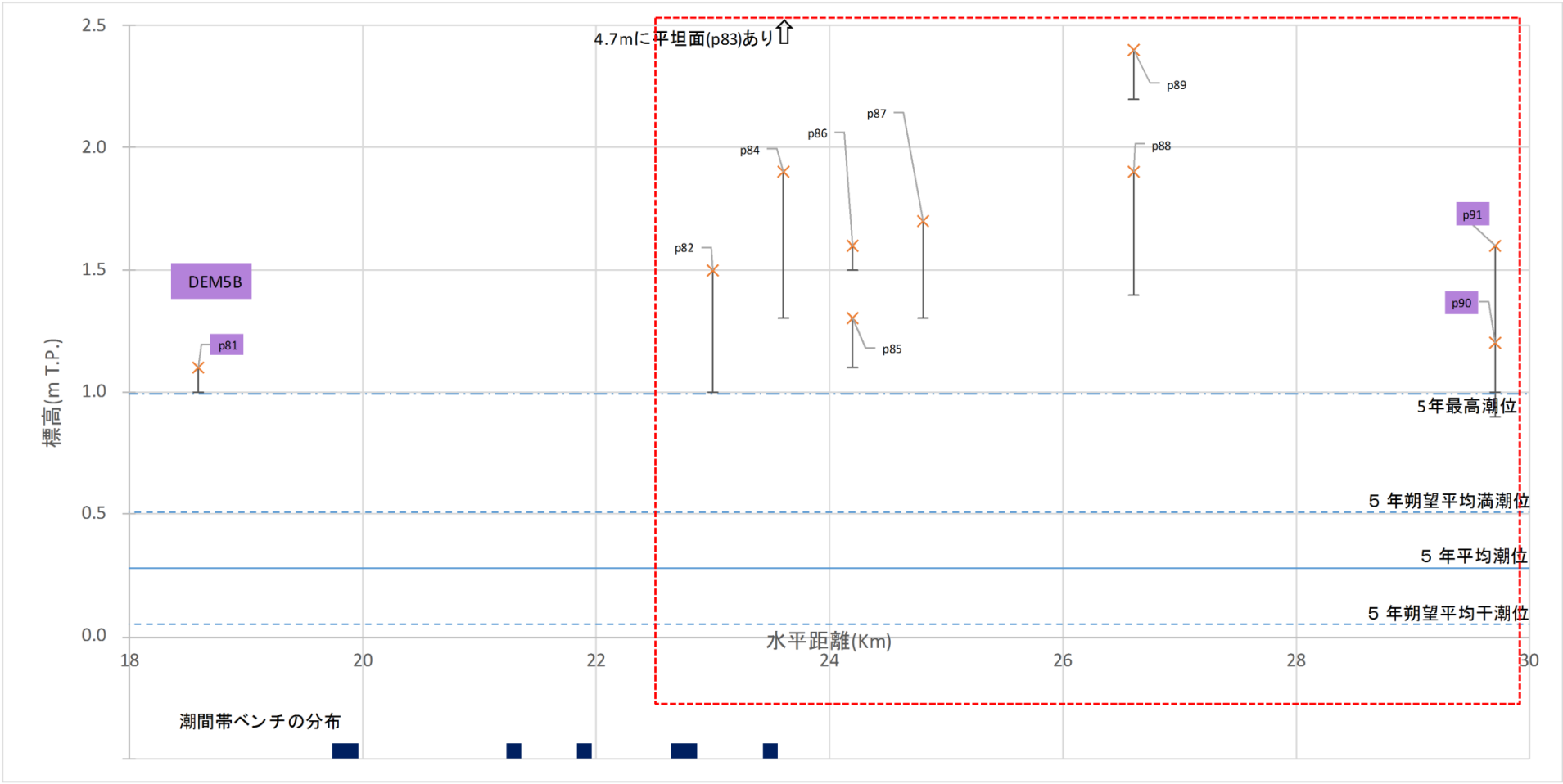
DEM5B 国土地理院5mDEM（空中写真測量）による読み取り

図郭の範囲

海岸地形調査（図郭[7]）


潮間帯より上位のベンチ
潮間帯ベンチ
浜堤（砂丘・砂州等）
DEMによる標高確認位置
松江市
美保関町
法田港
経尾港
才港
美保関漁港
海崎港
1/25,000ベンチ分布図
図郭
[1]
2mDEM（航空レーザー測量）範囲
基盤地図情報（DEM5A）
5mDEM（航空レーザー測量）範囲
基盤地図情報（DEM5B）
5mDEM（空中写真測量）範囲
0km
0 2 4 6 8 10km
[1]
[2]
[3]
[4]
[5]
[6]
[7]
高度分布図投影線
N78E
島根半島
宍道湖
中海
平田市
0 500 1000 1500 2000m
[7]
地理院地図を用いて作成

海岸地形調査（図郭[7]）



地点番号 p1
ベンチ標高の最大値
ベンチ標高の範囲

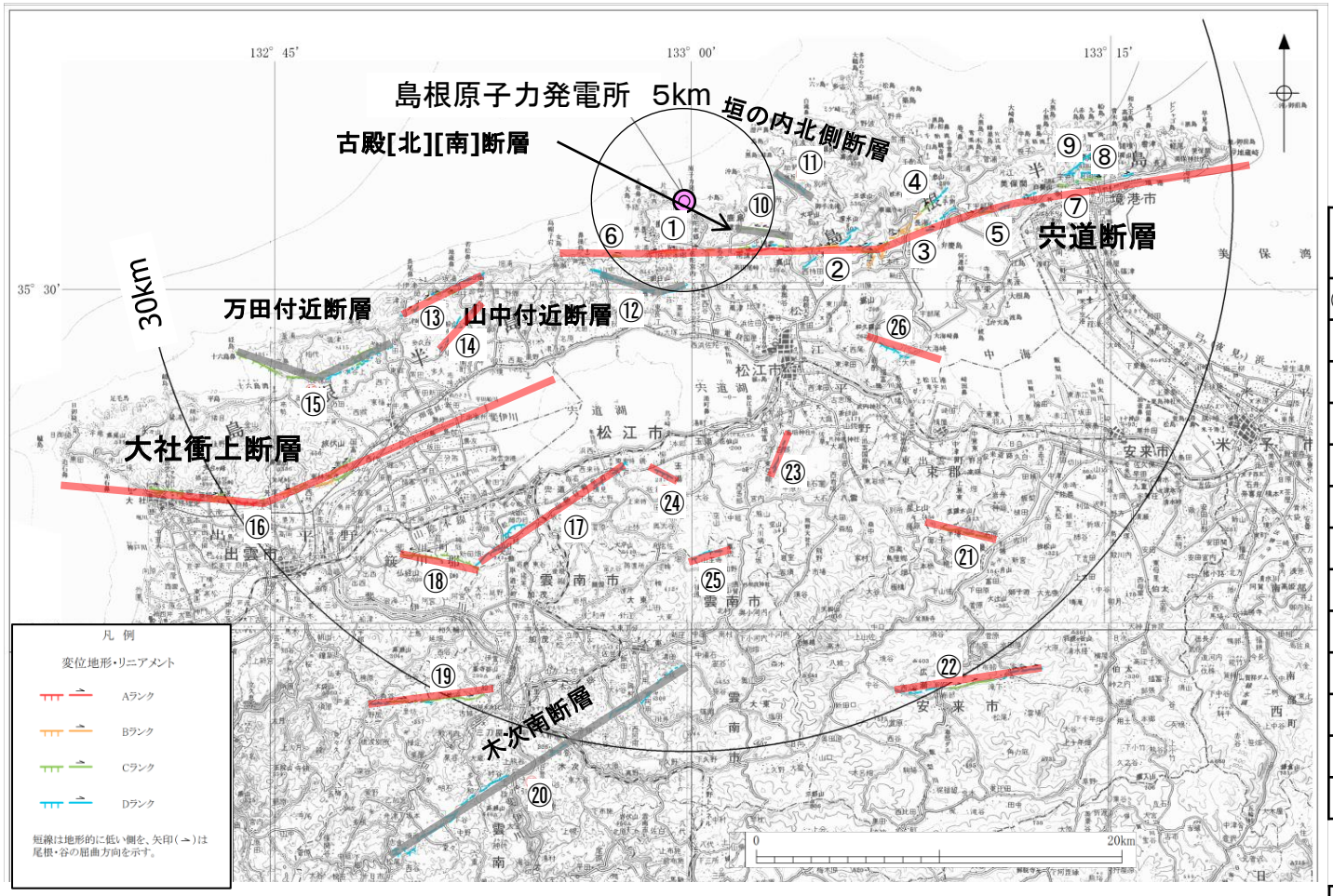
潮間帯ベンチの分布範囲
DEM5A 国土地理院5mDEM（航空レーザー測量）による読み取り
DEM5B 国土地理院5mDEM（空中写真測量）による読み取り

図郭の範囲

３．島根半島の海岸地形の形成要因に関する検討
（３）敷地周辺の断層

敷地周辺陸域の断層活動性評価

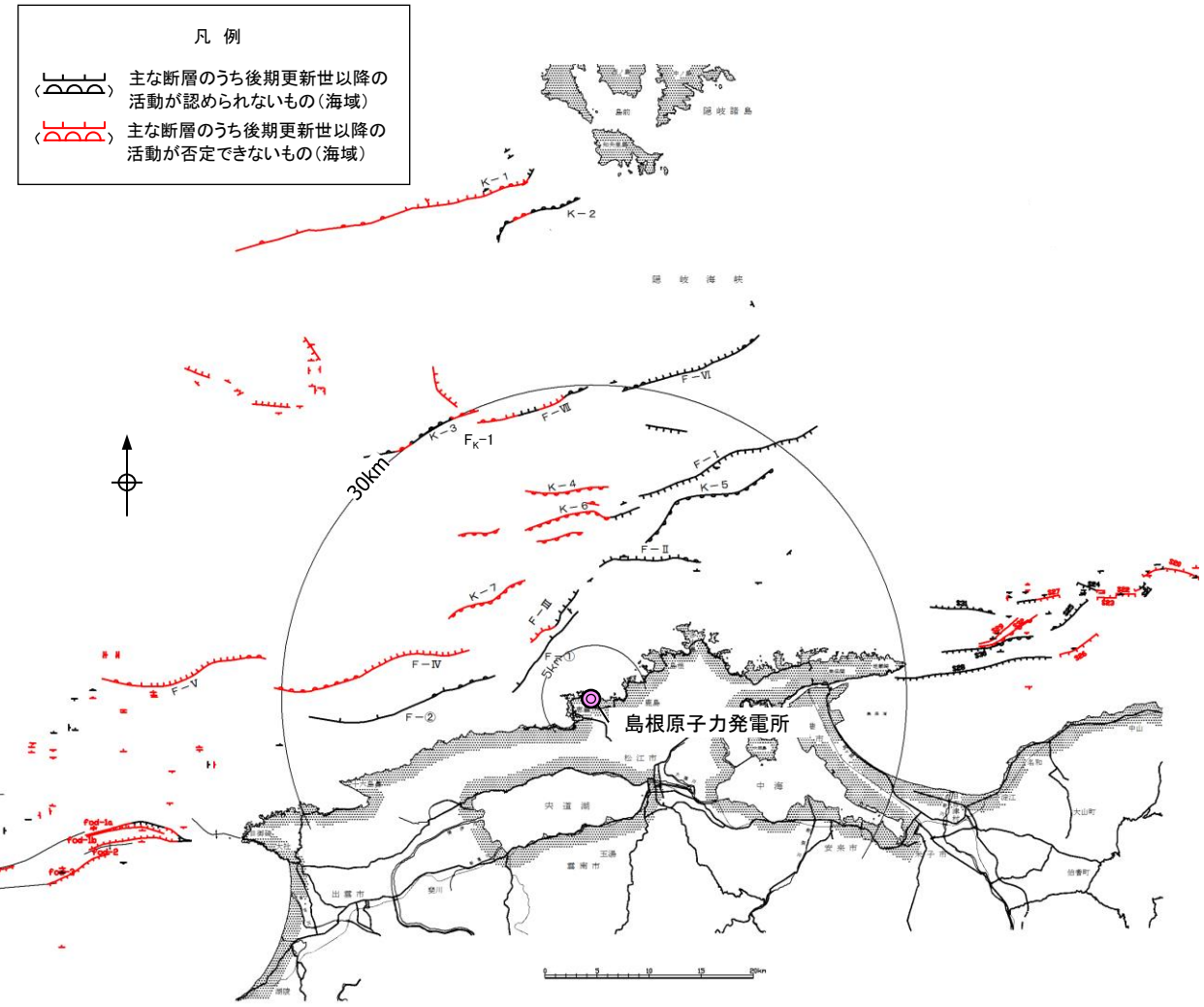
第309回審査会合
資料2-1 P129 加筆・修正



番号	断層名	評価長さ（━）
①～⑨	宍道（しんじ）断層	約39km
⑯	大社衝上（たいしゃしょうじょう）断層	約28km
⑬	田の戸（た　と）断層	約5km
⑭	大船山東（おおふなやまひがし）断層	約4km
⑰	東来待（ひがしきまち）-新田畑（しんたばた）断層	約11km
⑱	仏経山北（ぶっきょうざんきた）断層	約5km
⑲	三刀屋北（みとやきた）断層	約7km
㉑	半場（はんば）―石原（いしはら）断層	約5km
㉒	布部（ふべ）断層	約8km
㉓	東忌部（ひがしいんべ）断層	約3km
㉔	柳井（やない）断層	約2km
㉕	山王寺（さんのうじ）断層	約3km
㉖	大井（おおい）断層	約5km

番号	断層名	評価結果（━）
⑩	古殿（ふるとん）[北][南]断層	組織地形
⑪	垣（かき）の内北側（うちきたがわ）断層	
⑫	山中付近（やまなかふきん）断層	
⑮	万田付近（まんだふきん）断層	
⑳	木次南（きすきみなみ）断層	

敷地前面海域の断層活動性評価



断層名		評価長さ
F－Ⅲ断層		約48.0km（3連動を考慮）
F－Ⅳ断層		
F－Ⅴ断層		
F_K－1断層	F－Ⅶ断層	約19.0km
	K－3撓曲	
K－4撓曲		約19.0km（3連動を考慮）
K－6撓曲		
K－7撓曲		
K－1撓曲		敷地周辺海域の断層（F_{KO}断層）との連動を考慮（評価長さは，約36km）
K－2撓曲		

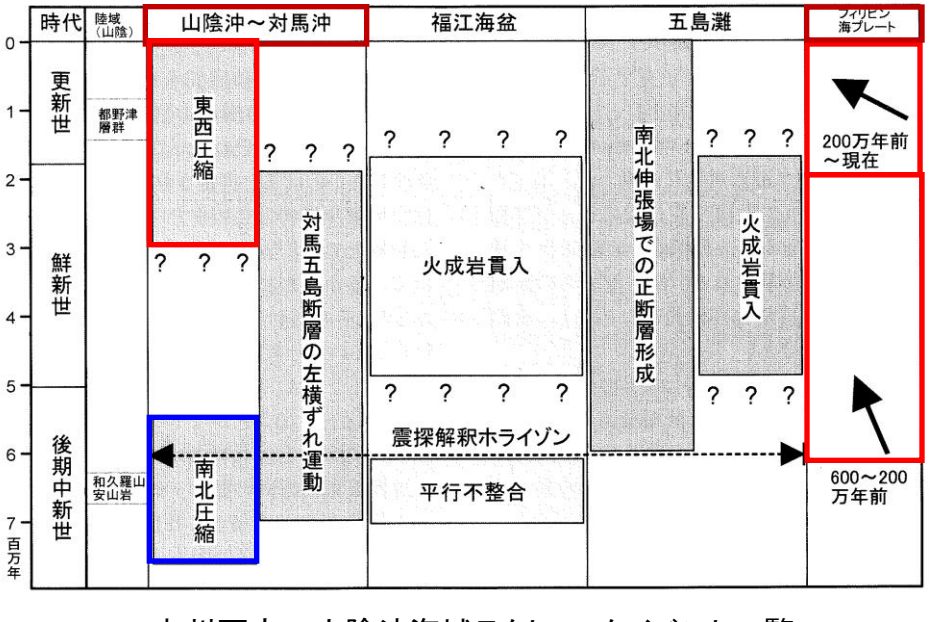
断層名	評価結果
F－Ⅰ断層	後期更新世以降の断層活動を示唆する変位や変形は認められない。
F－Ⅱ断層	
F－Ⅵ断層	
K－5撓曲	
F－①断層	
F－②断層	

・日本海に面する島根半島北岸において，震源として考慮する活断層は認められない。

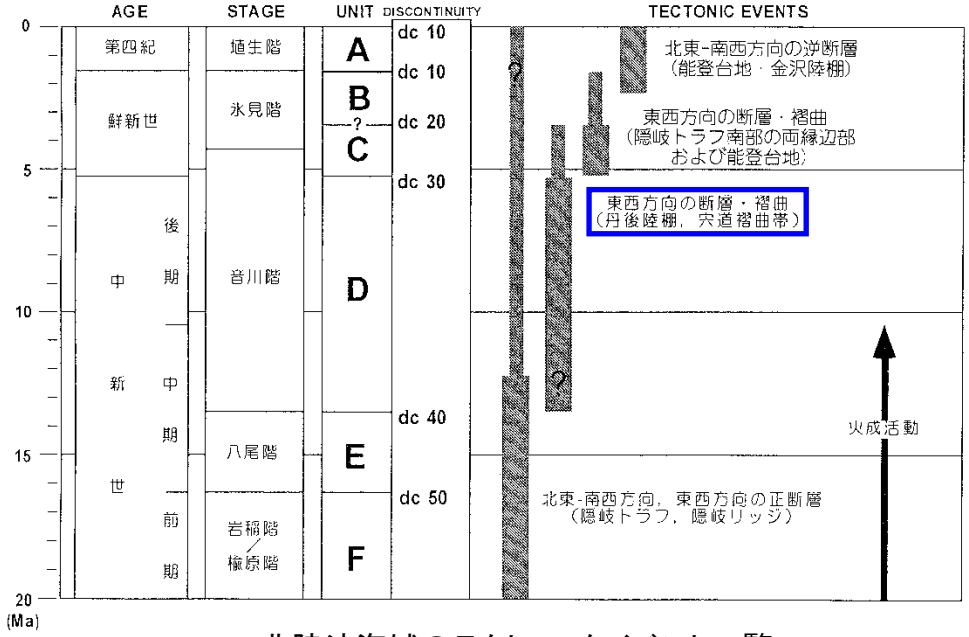
３．島根半島の海岸地形の形成要因に関する検討
（４）島根半島の地質構造発達史

山陰地域における応力場の変遷（新第三紀中新世～第四紀）

第309回審査会合
資料2-2 P6 再掲



九州西方－山陰沖海域テクトニックイベント一覧



北陸沖海域のテクトニックイベント一覧

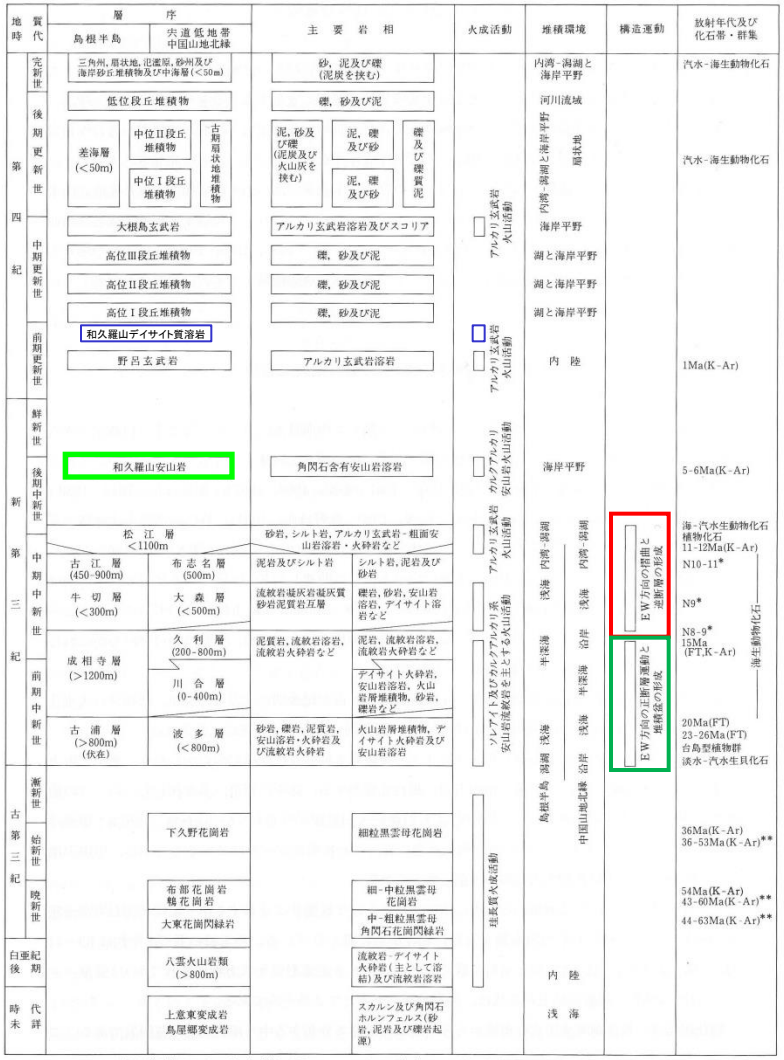
伊藤・荒戸（1999）より引用・加筆

・伊藤・荒戸（1999）によると，山陰沖海域における応力場は，後期中新世では「南北圧縮」であるが，鮮新世～更新世では「東西圧縮」であるとされている。
・東西方向の断層・褶曲（宍道褶曲帯）は中期中新世頃～後期中新世に形成されたとされている。

山陰地域における応力場の変遷（新第三紀中新世～第四紀）

第309回審査会合
資料2-2 P7 加筆・修正

山陰地域における応力場の変遷（新第三紀中新世～第四紀）
松江地域の地質総括表



*：Blow(1969)の浮遊性有孔虫化石帯　K-Ar：K-Ar年代　FT：フィッショントラック年代　**：対比可能な周辺地域の貫入岩体の年代を含む。

鹿野ほか（1994）に一部加筆

- 鹿野ほか（1994）等によると，中期中新世頃（14～15Ma頃）から後期中新世頃まで主応力（σ_{Hmax}）の方向はNS方向であり，宍道褶曲帯（東西ないし東北東－西南西方向の軸を有する褶曲構造と同方向の逆断層）が形成されたとされている。
- 多井(1973)，鹿野ほか（1994）等によると，宍道褶曲帯を形成した運動は，和久羅山安山岩噴出（後期中新世末期，5～6Ma頃）前に終了したと考えられているとされている。
- なお，前期中新世頃から中期中新世初頭までの構造運動として，東西方向の正断層運動と堆積盆の形成があったとされている。

山陰地域の広域応力場

第309回審査会合
資料2-2 P8 再掲

【新第三紀中新世】

伊藤・荒戸（1999），鹿野・吉田（1985），鹿野ほか（1994）等によると，中期～後期中新世の時代は南北圧縮応力場で形成された東西ないし東北東－西南西方向の軸を有する褶曲構造と宍道断層に代表される同方向の逆断層が形成された時期であり，このような構造運動は少なくとも5～6 Ma頃にはほぼ完成されたとされている。

【新第三紀鮮新世末期～前期更新世～現在】

伊藤・荒戸（1999），鎌田（1999）等によると，フィリピン海プレートが約6 Maに北北西方向に沈み込み運動を開始し，2 ～1.5 Ma頃に西北西方向へ沈み込み方向を変えたとし，この頃に西南日本におけるテクトニクスの大きな転換があったとされている。

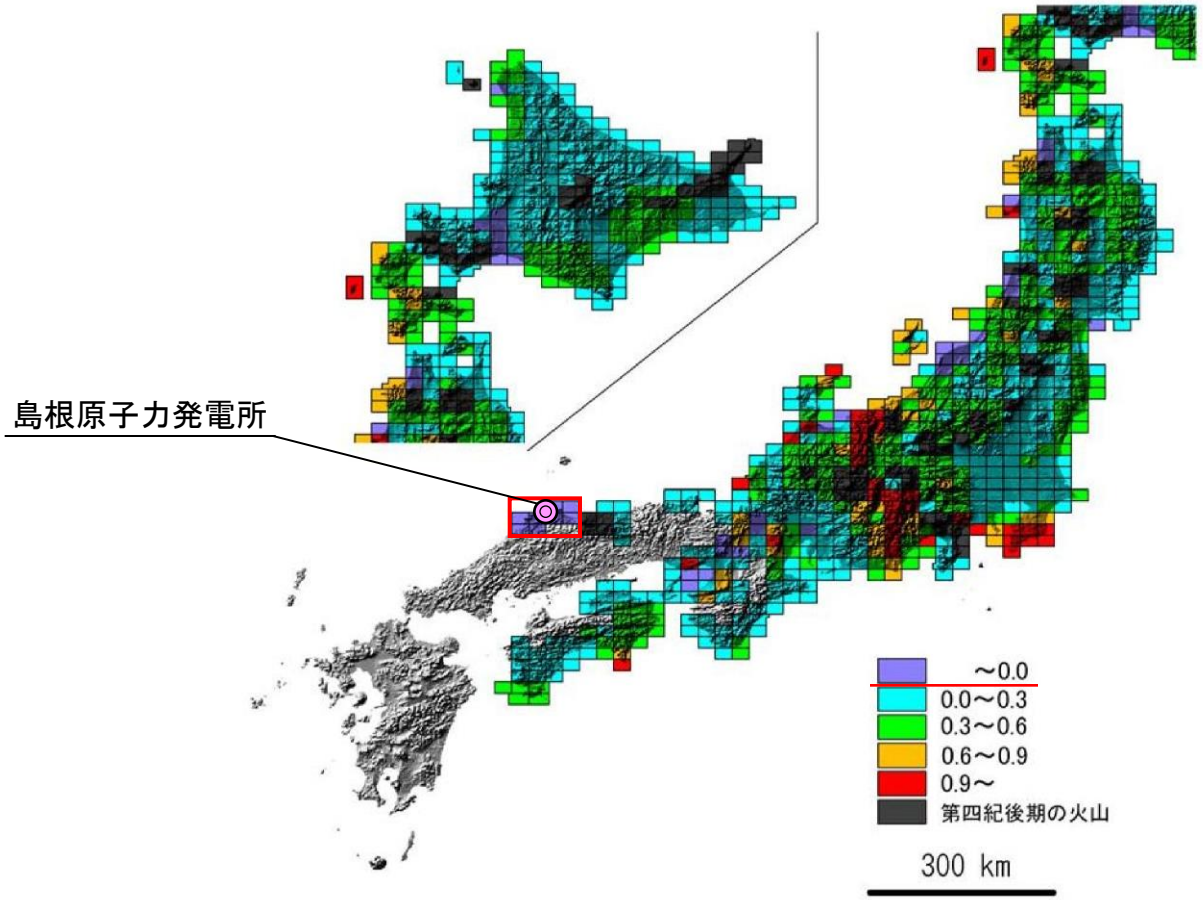
そのため，宍道断層に代表される概ね東西方向の断層の一部は，2 ～1.5 Ma頃から現在まで続く東西圧縮応力場のもとで，主として右横ずれの断層活動を始めたと推察される。

３．島根半島の海岸地形の形成要因に関する検討
（５）島根半島の隆起要因に関する検討

文献調査（島根半島の隆起速度）

・藤原ほか（2005）[69]は，全国を対象に最近約10万年間の隆起速度を検討している。海岸部ではMIS5e段丘，平野から河川中流部ではTT法（最終氷期（MIS2）と一つ前の氷期（MIS6）に形成された河岸段丘の比高から隆起速度を算出する方法）を用いて隆起速度を推定し，これらの地形学的方法によるデータを統合して，隆起量分布図を作成している。

・藤原ほか（2005）によると，島根半島周辺の最近約10万年間の隆起速度は「～0.0m/千年」であり，隆起域に属さないとされている。



地形学的データによる日本の最近10万年間の隆起分布図

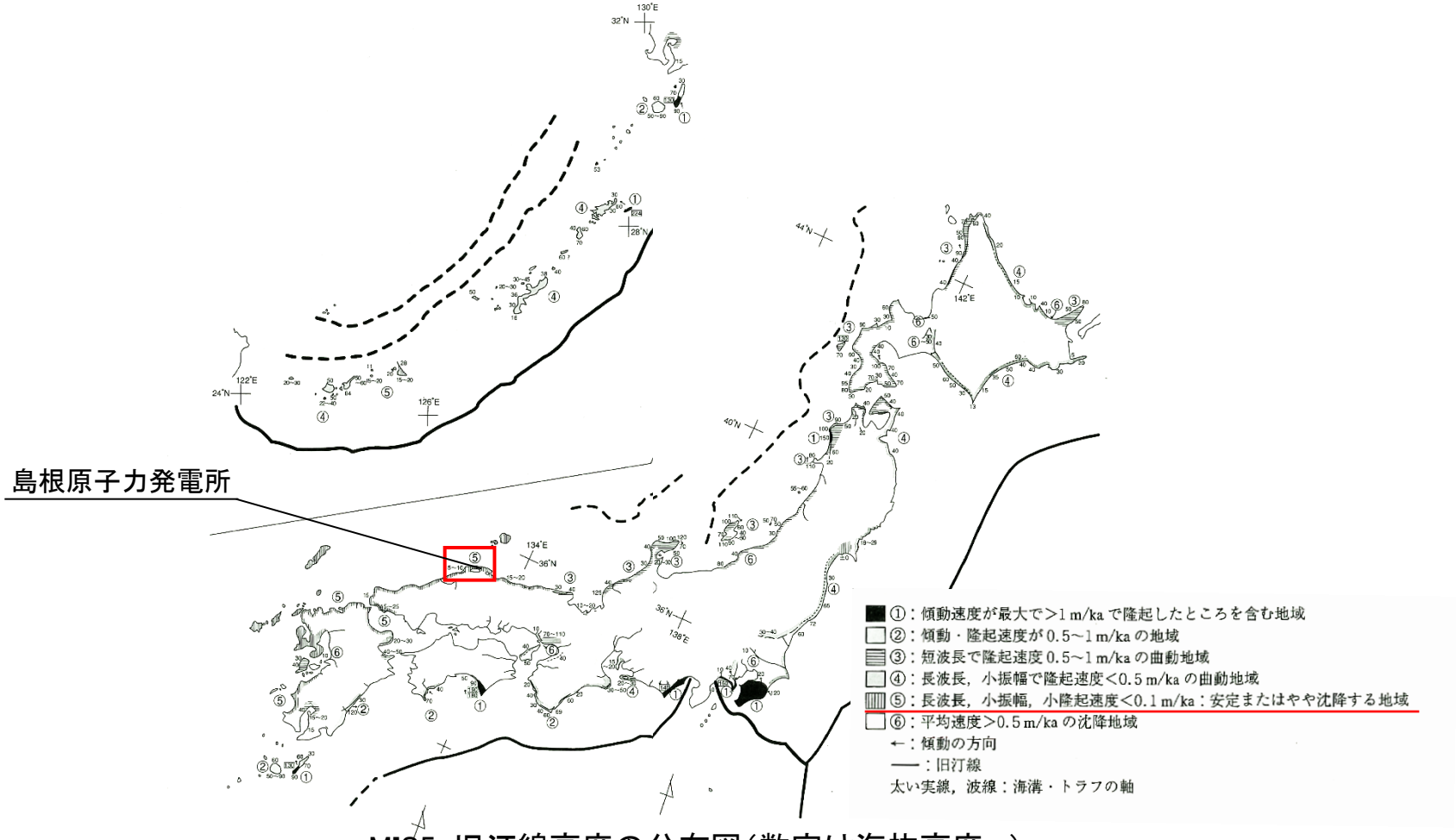
Fig. 2　Regional distribution of uplift rates during the last 100,000 years in Japan

藤原ほか（2005）より引用・加筆

文献調査（島根半島の隆起速度）

・小池・町田編（2001）[70]は，MIS5に形成された海成段丘の旧汀線高度から求めた平均変位速度と変形の波長や振幅に基づき，さらに主な海岸平野の沈降速度の資料を加味して，日本列島の海岸地域を6タイプに分類している。

・小池・町田編（2001）によると，島根半島周辺は，「長波長，小振幅で隆起速度0.1m/千年以下の安定かやや沈降傾向にある地域」とされている。



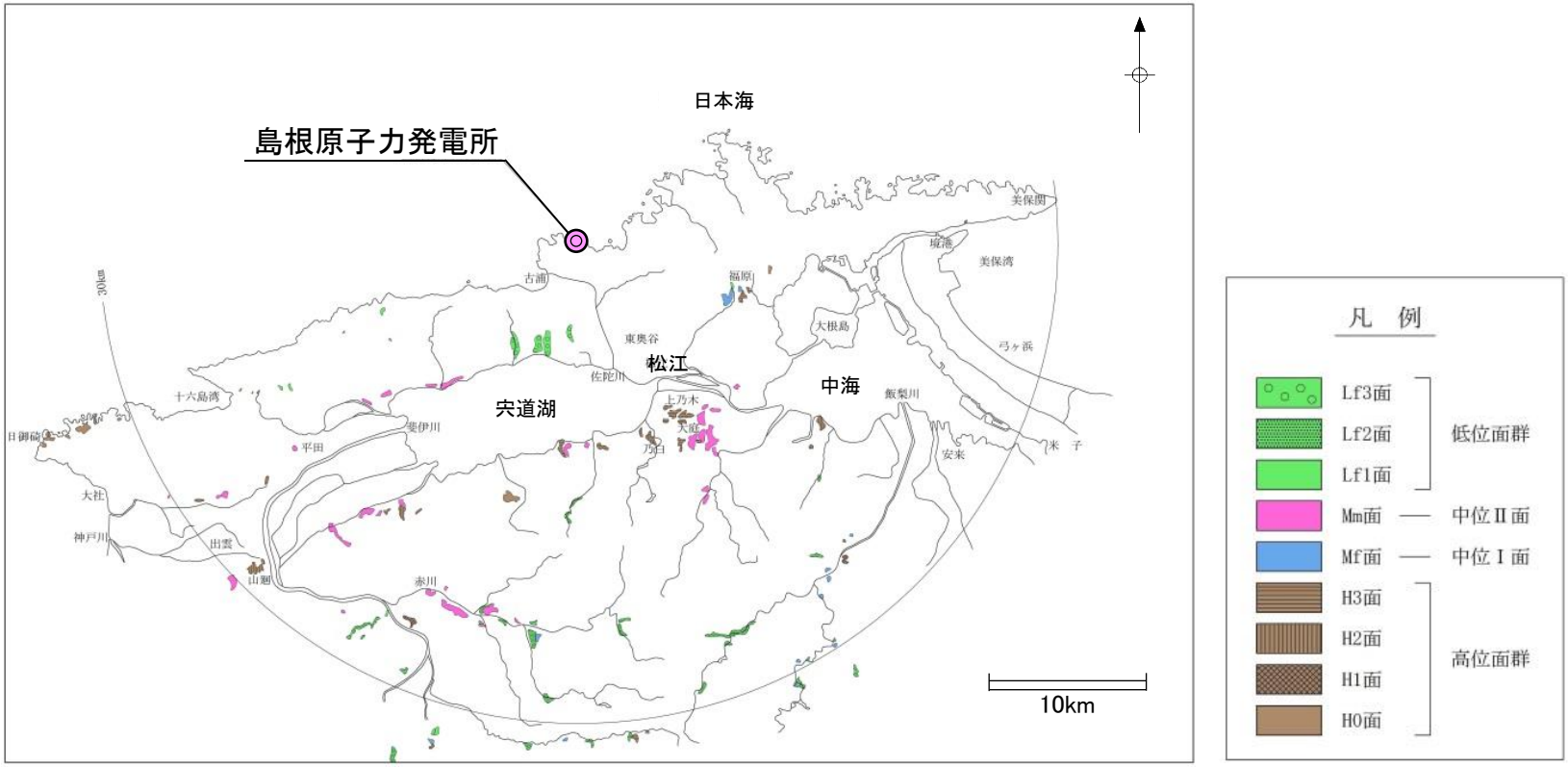
MIS5e旧汀線高度の分布図（数字は海抜高度m）

小池・町田編（2001）より引用・加筆

地形調査及び地表地質踏査（島根半島の段丘面分布）

・地形調査結果及び地表地質踏査結果によると，敷地周辺では段丘地形の発達が悪く，段丘堆積物の分布は極めて断片的であるが，宍道湖・中海低地帯の南岸沿いでは，何段かの段丘面を形成している。

・島根半島沿岸において，隆起運動を示唆する海成段丘は認められない。なお，敷地周辺30km以遠に位置する日御碕周辺のみ海成段丘が認められる。



島根半島周辺の段丘面分布図

・島根半島周辺の地殻変動は第四紀後期には安定または若干の沈降傾向にあると考えられる。

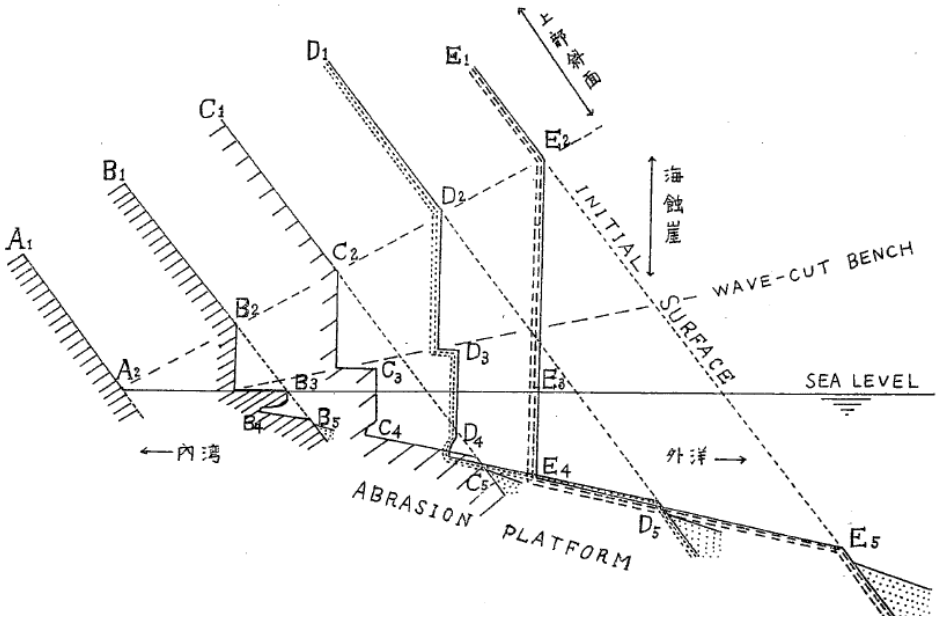
３．島根半島の海岸地形の形成要因に関する検討

（６）島根半島の海岸地形（ベンチ）の形成要因に関する検討

a. 文献調査（海岸地形（ベンチ）の形成要因）

・三位(1963)[71]によると，岩石海岸の野外観察及び岩石の風化実験から，潮間帯内では乾湿繰り返しなどにより風化した岩石が波によって侵食除去され平坦なベンチが残されるとされ，この過程を海水面風化と名付けたとされている。また，三位(1963)によると，外洋海岸や岬では高位まで波によって水没され，海水面風化を受ける機会が多く，そのため内湾海岸における潮間帯と同様な性質が高位にまで達する結果，外洋や岬では比較的高位にベンチが形成されるとされている。

・豊島(1967)[72]によると，海食台（常に海面下にある，やや平滑な岩床面）上には漂礫や円礫・砂などの堆積物がのっているが，ベンチ（主として潮間帯にある平滑な岩床面）には堆積物を原則として欠いていることから，海食台を形成する主な営力は，砂礫による削磨作用，ベンチの主な営力は，風化作用であると推定されている。また，山陰の各岩石地域におけるベンチの高度分布から，湾奥から湾口に向かって，ベンチ内縁の高度が増大することを認め，波高が湾奥から湾口に向かって増大する度合いと一致していることを示し，海岸地形の発達過程を下図のように類型化されている。



内湾から外洋に向かう海岸縦断面発達の模式図

豊島（1967）より引用

a. 文献調査（海岸地形（ベンチ）の形成要因）

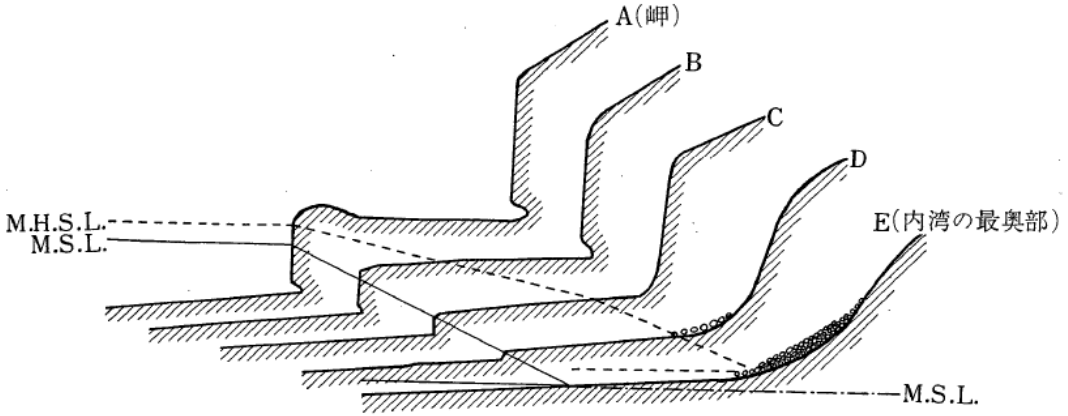
・高橋(1972)[73]は，九州平戸島海岸におけるベンチの地形を，潮間帯波食棚・高潮位波食棚・暴風波波食棚の3つの類型に区分し，以下の特徴を見出した。

①潮間帯波食棚は，海岸の湾入部に存在し，海岸の突出部に近づくにつれて，高潮位波食棚に漸移する。波食棚面には水磨された礫がのっている。

②高潮位波食棚は，海岸の突出部に発達し，波食棚面上には水磨された礫はほとんど認められないが，風化した岩屑がのっていることがある。

③暴風波波食棚は，海岸の突出部に存在し，暴風波時に波しぶきを受ける高さに形成される。構成岩石の節理等の条件に支配された形態となる。

・高橋(1972)によると，ベンチは岬から内湾にかけて下図に示すような形態で変化するとされ，「潮間帯波食棚の形成には，海水面風化だけでなく，波食を重視しなければならないと考える。海水面風化と波食の比重は，湾入部の湾奥から岬にかけて次第に変化し，波食の比重が減じ，海水面風化の比重が増し，潮間帯波食棚から，高潮位波食棚へと中間形態をとりながら，漸移していくと推論する。」とされている。



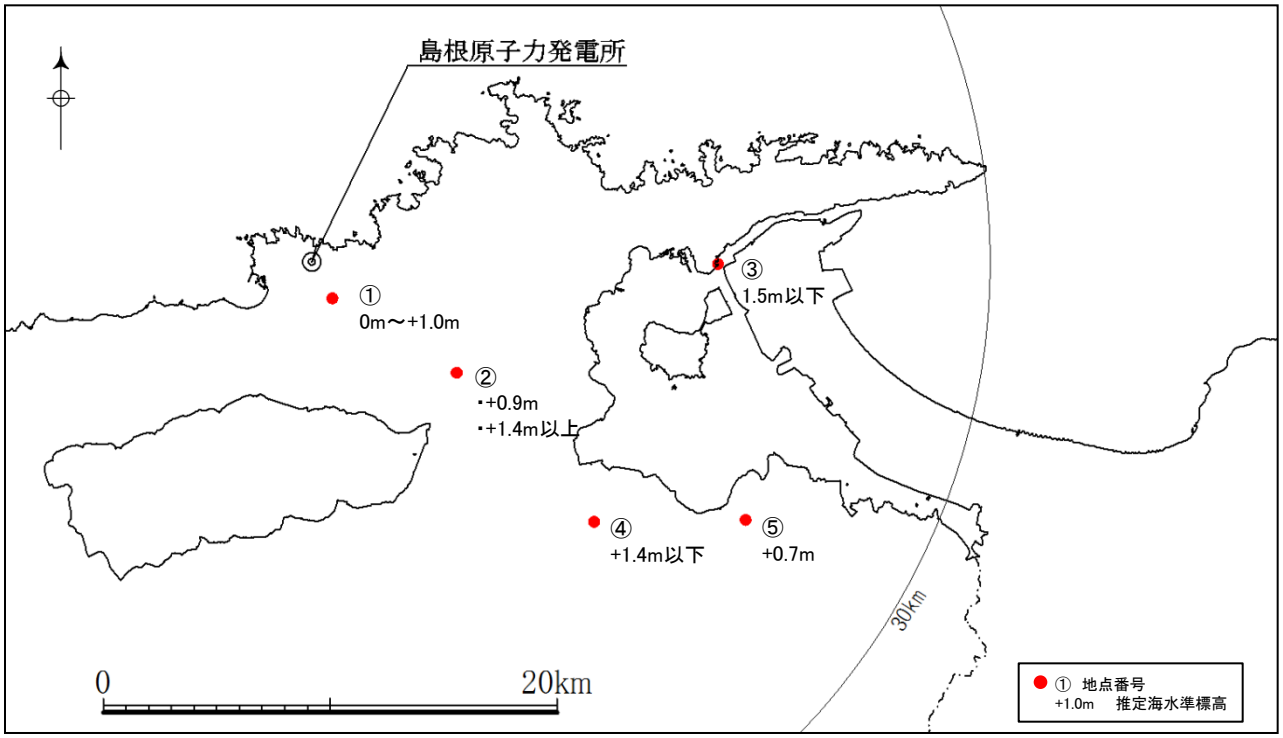
岬から内湾にかけての波食棚の変化の模式図

高橋(1972)より引用

・現世のベンチは，波の静穏な内湾の奥部では波食作用が優勢で比較的低位に形成されるが，波高の高くなる外洋に向かって乾湿繰り返し等による風化部の削剥が著しくなり，高位に形成される傾向にあると考えられる。

a. 文献調査（完新世の海水準変動）（参考）

・縄文遺跡に関する文献調査により，完新世高海水準期（縄文海進）以降の旧海水準標高を確認した。
・縄文海進以降の海水準は，縄文時代前期から弥生時代後期以前を通して，+1.5m以下である。



番号	遺跡名	海水面（汀線）標高	時　代	内　容	文献名
①	佐太講武貝塚	0m～+1.0m	縄文時代前期	貝塚層の標高	島根県鹿島町教育委員会編(1997)[74]
②	島根大学構内遺跡（橋縄手地区）	+0.9m	縄文時代中期	塩水湿地性泥層の上限標高	島根大学埋蔵文化財調査研究センター編(1997)[75]
		+1.4m以上	4580±80yBP	海成シルト層の上限標高（含自然材の^{14}C年代）	島根大学埋蔵文化財調査研究センター編(2002)[76]
③	サルガ鼻灯台洞窟遺跡	+1.5m以下	縄文時代（時代未詳）	海食洞床の標高（基盤は未確認）	竹広ほか(1996)[77]
④	鵜鰐遺跡	+1.4m以下	縄文時代晩期以前	海成砂層の上限標高	建設省松江国道工事事務所・島根県教育委員会編(1997)[78]
⑤	岩屋遺跡	+0.7m	弥生時代後期以前	旧波食棚の標高	水口ほか(1998)[79]

a. 文献調査（完新世の海水準変動）（参考）

・中村(2006)[80]は，松江平野の低湿地遺跡群におけるK-Ah降灰前後から1,200年前頃にかけての汀線付近の堆積物の観察結果と，周辺の遺跡との関係から，山陰中部地域の海面変化について検討している。

・中村(2006)によると，本地域ではK-Ah降灰時の海水面高度は標高-0.5m付近にあり，5,000年前頃に標高1m程度の最高面に達した後，海面高度は-0.4～1mの範囲で推移したとされている。

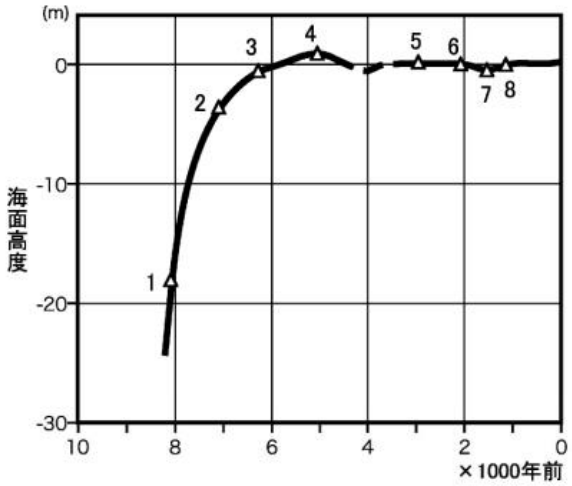


図 8　山陰中部地域における完新統海面変化曲線
K-Ah 降灰時の海面は標高－0.5 m 付近にあり，5,000 年前頃に標高 1 m 前後の最高海面に達した．4,000 年前頃，1,500 年前頃には若干の海面低下があった．図中の三角は古海面高度を示す証拠の高さと年代を示す．1. 宍道湖の中海層基底の ^{14}C年代，2. 目久美遺跡の ^{14}C年代，3. K-Ah の産状，4. 島根大学構内遺跡の塩水湿地堆積層上限高度，5. 西川津遺跡の河川堆積層，6. 西安原遺跡の木列状遺構，7. 原の前遺跡の河川堆積層．

山陰中部地域における完新統海水準変化曲線

中村(2006)より引用

・縄文海進期（約6,000年前）の島根半島周辺の海面高度は，概ね0～1.5m程度の範囲にあると考えられる。

b．潮位及び波浪

・島根半島周辺の潮位として，境験潮所（気象庁）及び島根原子力発電所のデータを整理した。境験潮所（気象庁）における2015年から過去5年間の月毎の朔望潮位及び最高・最低潮位の変化を次頁に示す。

・境験潮所（気象庁）及び島根原子力発電所の観測潮位はほぼ同等の値を示し，島根半島周辺の潮間帯は「T.P.+0.5m～T.P.+0.0m」である。なお，海岸地形高度の評価に当たっては，境験潮所（気象庁）の観測値を島根半島周辺の潮位として代表させ，潮間帯をT.P.+0.51m～T.P.+0.05m（平均値T.P.+0.28m），最高潮位をT.P.+0.99mとする。



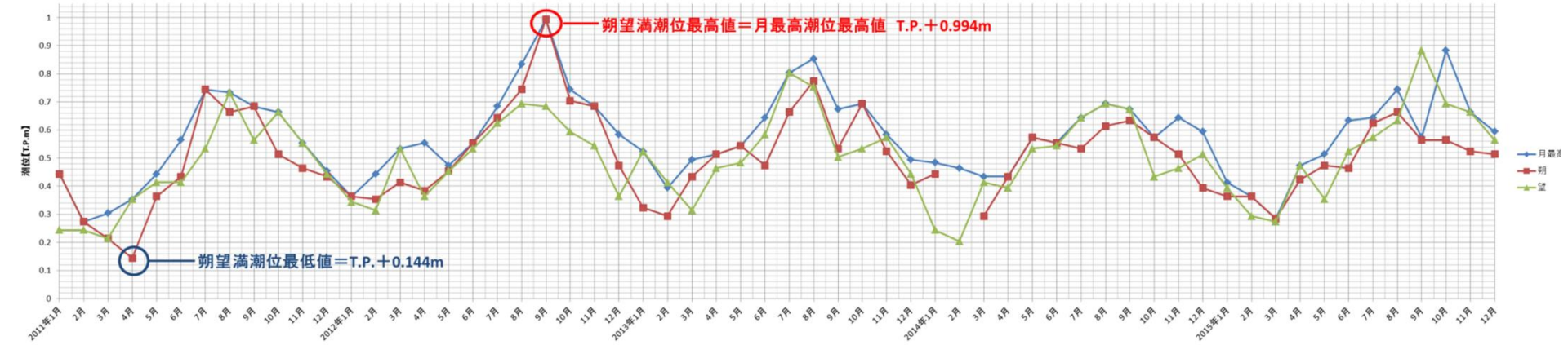
地理院地図より引用・加筆

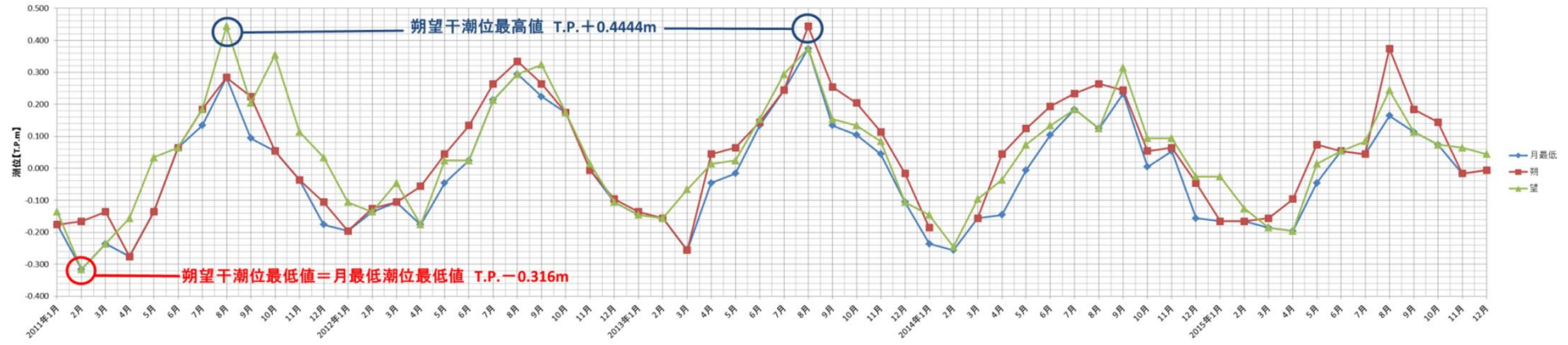
潮位観測点の位置図

境験潮所（気象庁）及び島根原子力発電所の潮位

潮位	境験潮所（気象庁）	島根原子力発電所
最高潮位	T.P.+0.99m	T.P.+1.03m
朔望満潮位	T.P.+0.51m	T.P.+0.55m
朔望干潮位	T.P.+0.05m	T.P.+0.08m
平均潮位	T.P.+0.28m	T.P.+0.31m
備考	5年間 （2011～2015年）	5年間 （2011年1月～2015年12月））

b. 潮位及び波浪



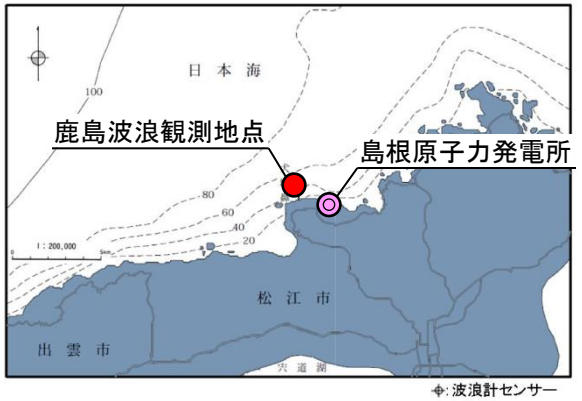


5年間（2011～2015年）の各月の朔望最高・最低潮位（境験潮所（気象庁））

b. 潮位及び波浪

・島根半島周辺の波浪として，鹿島波浪観測地点（気象庁）のデータを整理した。
・23年間（1984～2007年）の有義波高出現率（%）によると，5月～8月は0.5m以下の波高が卓越し，9月～4月は0.5m以上の波高が卓越する。また，最大波高出現率（%）によると，5月～8月は1.0m以下の最大波高が卓越し，9月～4月は1.0m以上の最大波高が卓越する。
・潮位に有義波高（$H_{1/3}$）を考慮した高度まで波は到達し，その発生頻度は以下のとおりである。

潮位＋（$H_{1/3}$=0.5m以上）の発生頻度：70%
潮位＋（$H_{1/3}$=1.0m以上）の発生頻度：39%
潮位＋（$H_{1/3}$=1.5m以上）の発生頻度：22%



気象庁HPより引用・加筆

鹿島波浪観測地点（気象庁）の有義波高出現率（%）

波高出現率50%の境界

有義波高（m）	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	比率	累計
0.00～0.49	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	30.0	100.0
0.50～0.99	96.6	93.4	84.6	64.7	44.0	39.4	48.3	48.6	68.6	75.3	82.8	93.2	31.2	69.9
1.00～1.49	78.6	69.4	51.6	29.2	13.8	9.6	6.9	10.7	28.3	39.3	53.7	73.9	16.6	38.7
1.50～1.99	57.0	42.9	27.9	13.0	3.6	2.6	0.9	3.2	11.4	18.8	34.7	49.3	9.5	22.1
2.00～2.49	36.5	25.9	14.3	5.8	1.3	0.9	0.1	0.9	5.5	9.0	20.1	30.7	5.7	12.5
2.50～2.99	21.4	14.9	6.9	2.5	0.4	0.2	0.0	0.5	2.8	4.3	10.8	17.6	3.3	6.8
3.00～3.49	11.9	8.1	3.3	1.0	0.1	0.1	0.0	0.3	1.0	1.9	5.1	10.0	1.8	3.5
3.50～3.99	6.1	4.8	1.4	0.2	0.0	0.0	0.0	0.1	0.4	0.8	2.0	5.5	0.9	1.7
4.00以上	2.8	2.6	0.5	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.4	0.7	2.9	0.8	0.8

鹿島波浪観測地点（気象庁）の最大波高出現率（%）

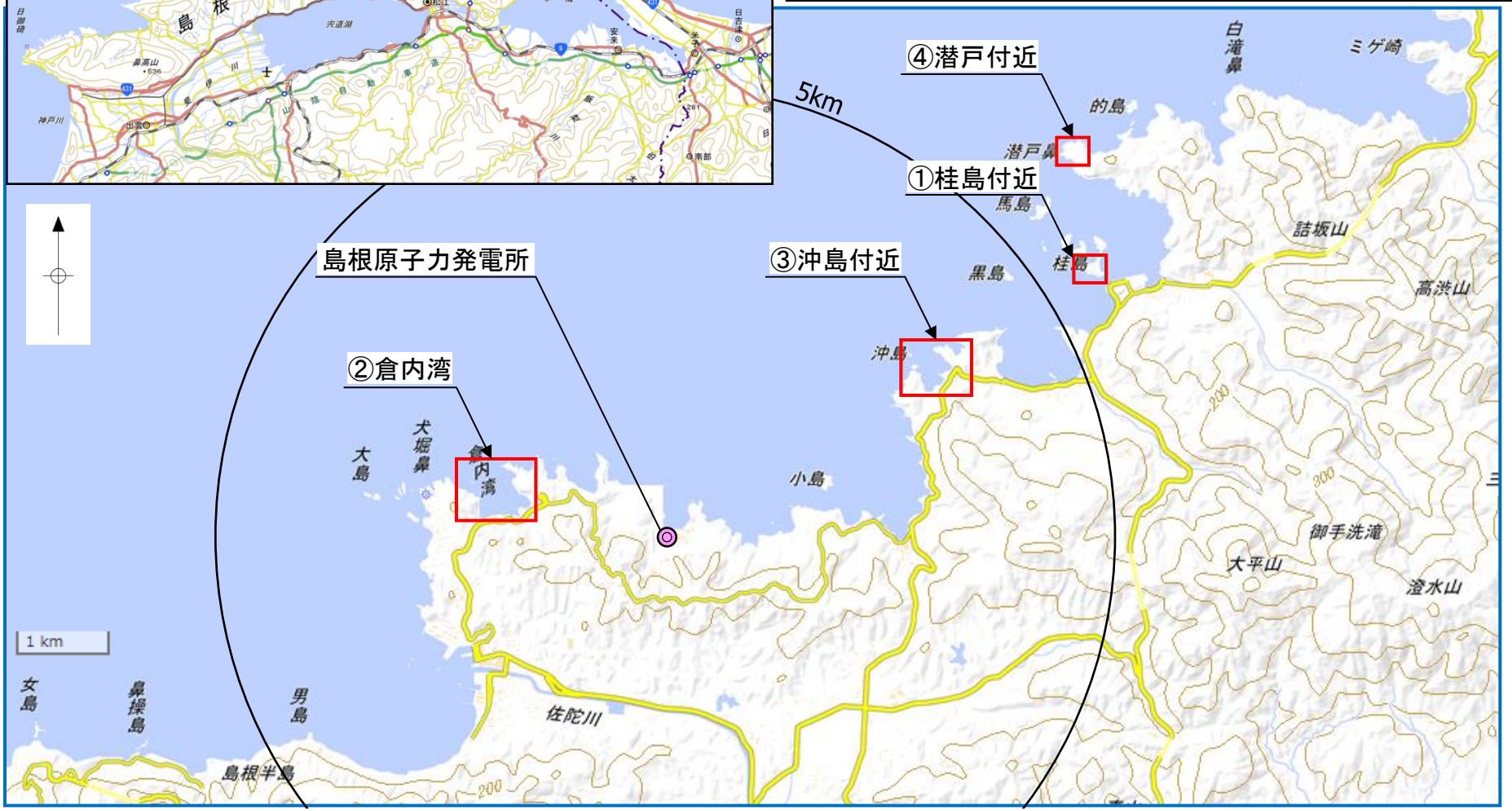
最大波高（m）	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	比率	累計
0.00～0.99	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	37.1	100.0
1.00～1.99	94.4	89.9	77.8	57.1	38.5	31.2	35.1	36.5	58.9	66.1	78.1	91.2	31.0	62.9
2.00～2.99	71.3	59.2	42.4	21.9	9.5	6.6	3.9	6.8	19.6	30.5	47.0	64.5	16.2	31.8
3.00～3.99	43.9	31.6	18.6	7.9	2.0	1.4	0.4	1.6	7.4	12.3	25.2	36.7	7.9	15.7
4.00～4.99	24.0	16.6	8.0	3.2	0.5	0.3	0.0	0.5	3.0	5.3	12.8	19.7	4.3	7.7
5.00～5.99	11.7	8.3	3.3	0.9	0.1	0.1	0.0	0.2	1.0	2.0	5.6	9.6	2.1	3.5
6.00～6.99	4.9	3.9	1.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.8	1.9	4.4	0.9	1.4
7.00～7.99	1.8	2.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.6	1.8	0.4	0.5
8.00以上	0.6	0.6	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.3	0.6	0.1	0.1

※階級出現率の総和が100%となるよう高出現率の階級の値を端数調整した

c. 空中写真測量及び地表地質踏査（調査位置図）

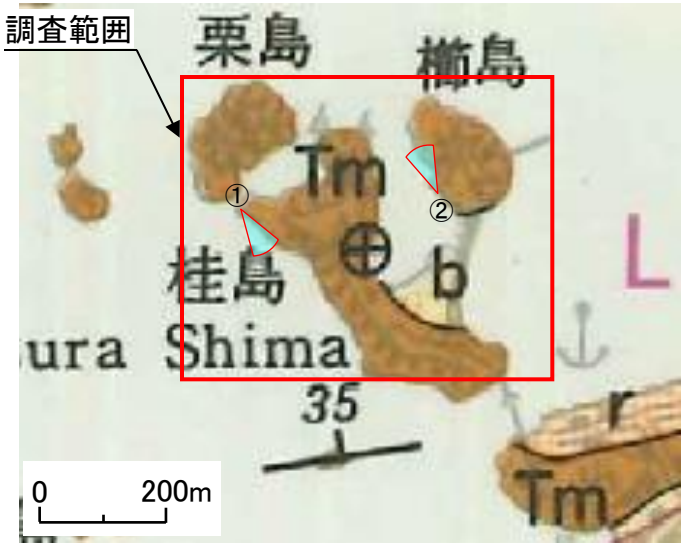
・敷地近傍において認められる海岸地形（ベンチ）の形成要因を検討するため，桂島付近，倉内湾，沖島付近，潜戸付近において，詳細な地形データを取得する空中写真測量，岩種・岩相の確認等を行う地表地質踏査を実施した。

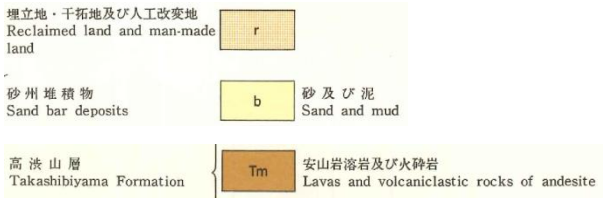




地理院地図より引用・加筆

①桂島付近（地形・地質概要）





鹿野・吉田（1985）より引用・加筆

【地形】

・桂島付近は，敷地北東約5.5km，松江市北方の大芦から加賀にかけての北西に開いた内湾に位置する。この内湾には，幾つかの小島が存在する。

・桂島及び櫛島は，本土側の海岸線からすぐ沖合の小島で，砂州で繋がっている。両島ともに，最高標高約30mの丘陵で構成され，稜線付近はなだらかな地形である。一方，両島の海岸線は急崖斜面となっており，出入りの著しい入り組んだ海岸線を形成し，海食崖やベンチが発達している。

【地質】

・構成する地質は，新第三紀の高渋山層である。高渋山層は，安山岩溶岩が主体で，櫛島の南西部にわずかに砂岩が分布している。

・安山岩溶岩は，規則的な柱状節理が発達し硬質な塊状部（写真①）と軟質なマトリックスを有する自破砕部（写真②）が混在している。

・塊状部（写真③）は硬質で侵食抵抗があり，やや高いベンチもしくは岩礁状の岩場を形成するが，自破砕部（写真④）は軟質で侵食に弱いため，ほぼ潮間帯付近に相対的に低いベンチを形成している。

①桂島付近（地形・地質概要）



桂島西側の海岸
（安山岩溶岩が塊状を呈している）



櫛島西側の海岸
（安山岩溶岩が自破砕状を呈している）

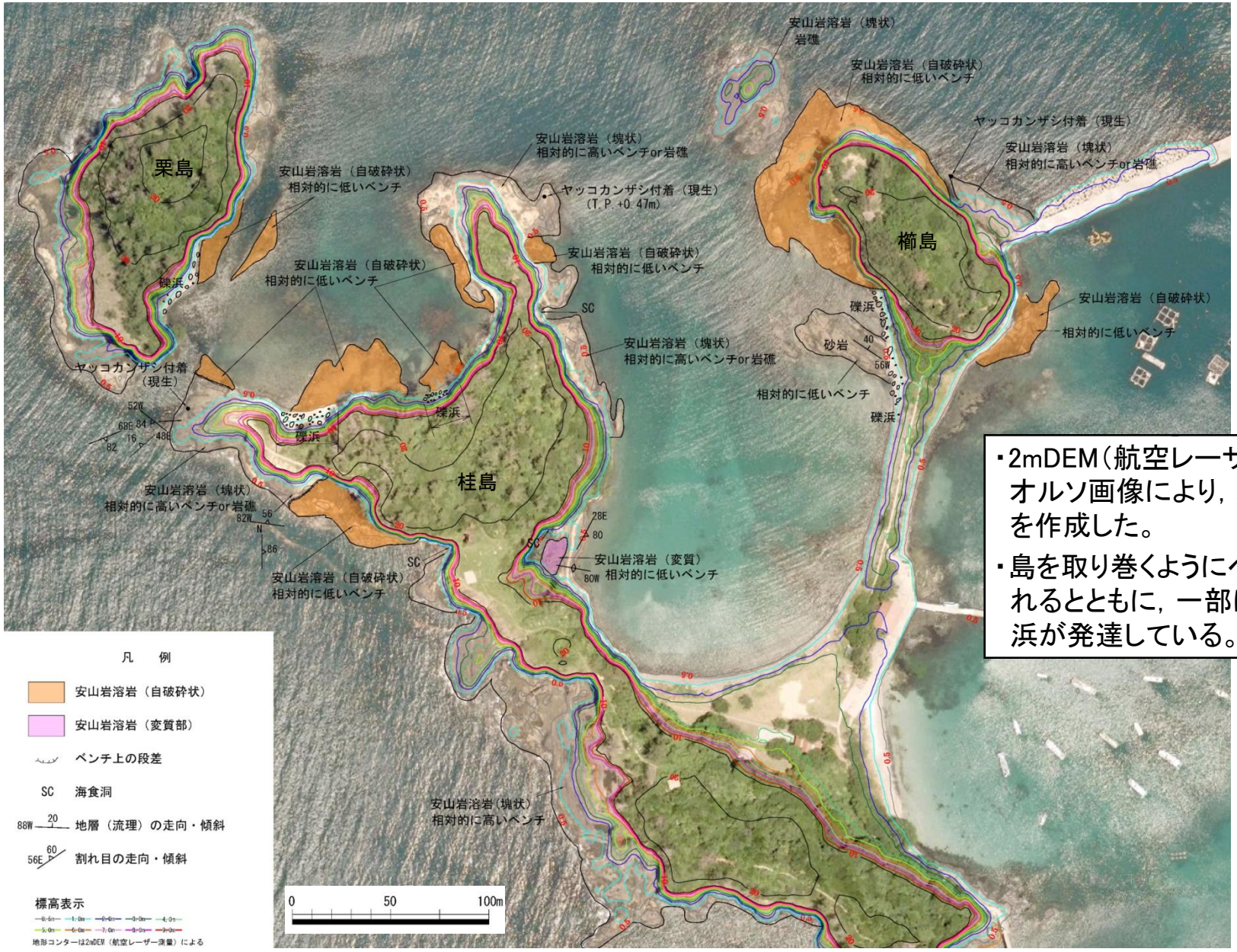


安山岩溶岩塊状部
（拡大写真）



安山岩溶岩自破砕部
（拡大写真）

①桂島付近（空中写真測量（オルソ等高線図）及び地表地質踏査）



・2mDEM（航空レーザー測量）及びオルソ画像により，オルソ等高線図を作成した。

・島を取り巻くようにベンチが形成されるとともに，一部には礫浜及び砂浜が発達している。

①桂島付近（地表地質踏査）



・ベンチは，ほぼ潮間帯付近に高度を有する相対的に低いものと，高潮位付近に高度を有する相対的に高いものの2面が認められる。

・相対的に低いベンチは，ベンチ上面が平滑であるが，相対的に高いベンチ上面は，節理面に規制された侵食を受け、起伏に富んでいる。

・彌富・横田（2015）(81)によると，島根半島の桂島の柱状節理と斜面の構造を整理し，波浪が誘因として急崖裾部でのオーバーハングと岩盤の緩みを生じ，柱状節理斜面を不安定な状態にしていることも考え得ること，また，節理面がつくる斜面表層の緩んだ岩盤部分において多数のブロックがトップリングしていくことで急崖斜面が後退するとされている。（次頁参照）



桂島北端に発達する2面のベンチ

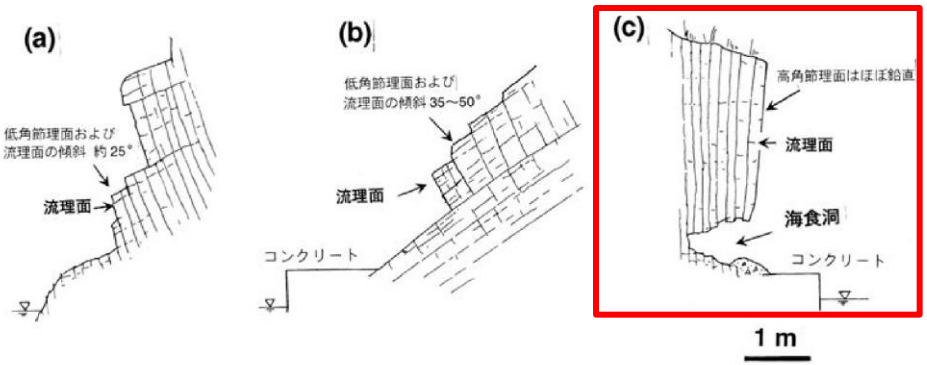
①桂島付近（文献調査（海岸地形（ベンチ）の形成要因））

・彌富・横田（2015）によると，島根半島の桂島の柱状節理と斜面の構造が整理されている。

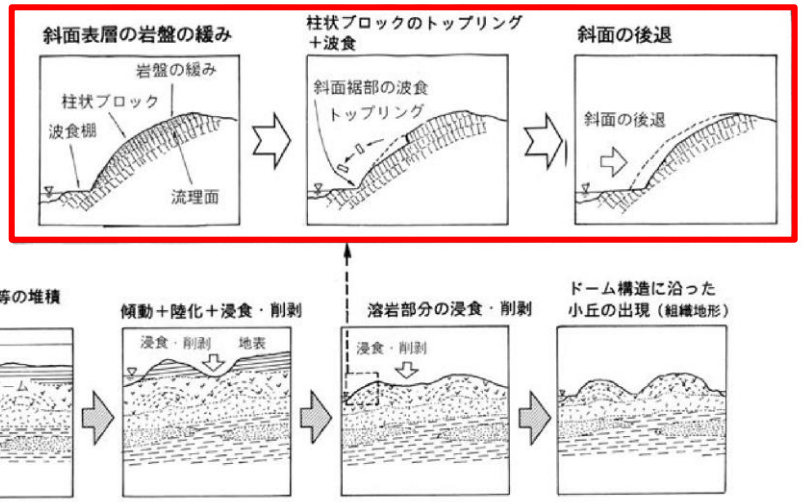
・彌富・横田（2015）によると，「桂島地域の急崖斜面では裾部の大半は波食棚によって保護されていることから，日常的に直接波浪を受ける状態ではないが，時には高い波浪が波食棚を越えて斜面裾部を浸食することも推定され，それが誘因として急崖裾部でのオーバーハングと岩盤の緩みを生じ，柱状節理斜面を不安定な状態にしていることも考え得る。」とされている。（上図）

・また，彌富・横田（2015）によると，節理面がつくる斜面表層の緩んだ岩盤部分において多数のブロックがトップリングしていくことで急崖斜面が後退するとされている。（下図）

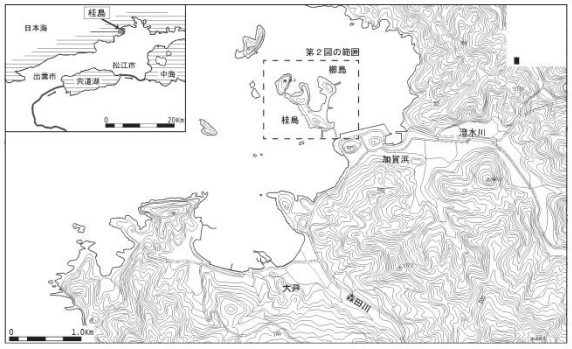
・地表地質踏査の結果，安山岩溶岩中には，規則的な節理面が発達し，ベンチの高度変化は節理単位のブロックの大小に規制される傾向が認められる。したがって，この節理単位のブロックが波浪等により崩壊してベンチを形成したと考えられる。



第 14 図　桂島～櫛島の柱状節理斜面における崩落跡の例．それぞれの形状から崩落タイプが推定される．（a）柱状ブロックのトップリング（桂島北西部海岸），（b）横長ブロックの並進すべり（桂島東側海岸，Loc.D），（c）海食洞形成に伴う天井部のブロック落下（櫛島北東部海岸）．



第 15 図　溶岩ドームの構造に調和した急崖斜面におけるトップリング発生と斜面後退の概念図（上）と，それらを含めた溶岩ドーム形成から浸食・削剥をへて組織地形としての小丘出現にいたる概念図（下）．



第 1 図　島根半島の桂島の位置，および対岸も含めた広域の地形図．地形図は 1/25,000「加賀」に基づいた．

彌富・横田（2015）より引用・加筆

①桂島付近（生物遺骸調査）

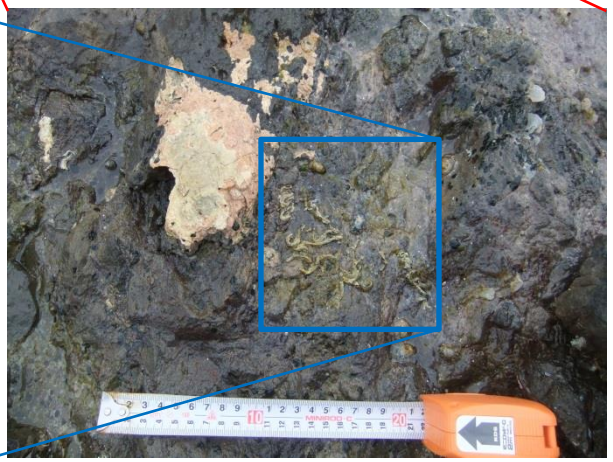


生物遺骸確認場所（平成28年9月15日　16時）



・桂島の北側の岬状に突出した箇所において，やや高いベンチ上でヤッコカンザシ及びキクザルガイの生物遺骸群集が確認された。
・遺骸は，ベンチ上面の小さな窪みに付着している。





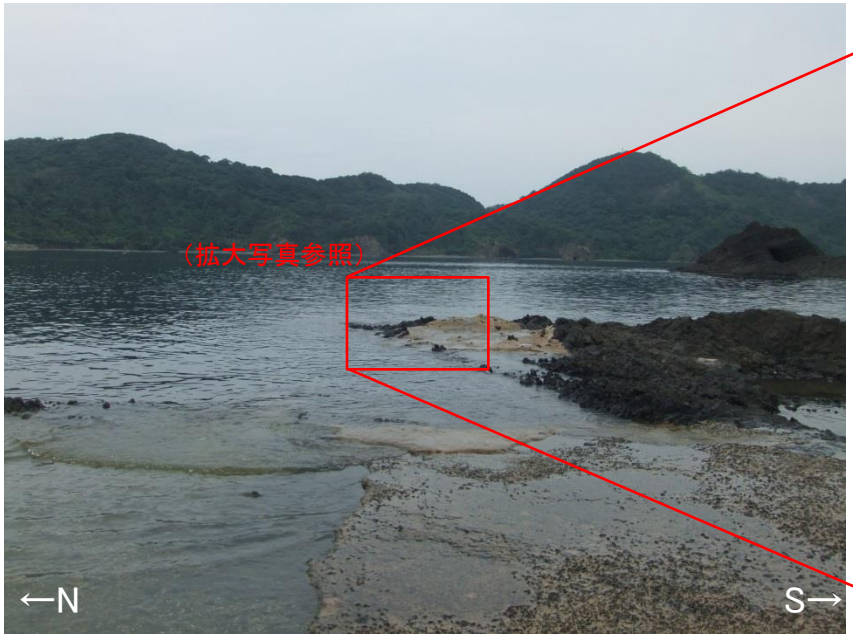
①桂島付近（生物遺骸調査）



・生物遺骸が確認された場所は，満潮時に水没するベンチ上である。簡易GPS測量の結果，生物遺骸群集の付着標高は，T.P.+0.47mであり，朔望平均満潮位にほぼ対応する。なお，現地確認時（下記写真）の境験潮所の潮位は，T.P.+0.55mであり，ベンチが水没している状況が確認される。

・ヤッコカンザシの^{14}C年代測定を実施した結果，「Modern」となり，現生の遺骸であることを確認した。また，桂島西岸の先端付近及び櫛島東岸のやや高いベンチ上の潮溜りで確認されており，これらの生息標高もT.P.+0.5m程度であった。

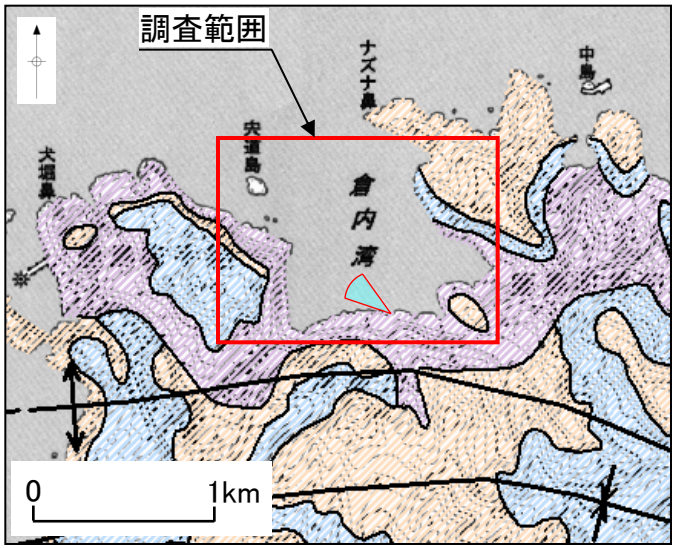
現地確認結果（平成28年9月16日　13時，境験潮所の潮位：T.P.+0.55m）

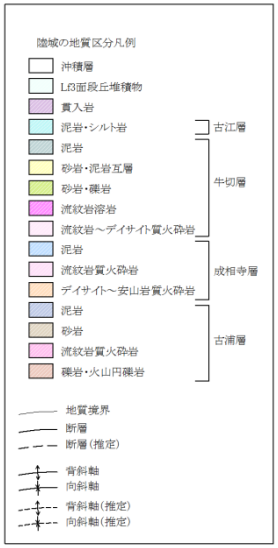




余白

②倉内湾（地形・地質概要）





【地形】

・倉内湾は，敷地西方約2kmに位置する。倉内湾は，日本海に面する海岸線が大きく南に向けて湾入し，大局的には底幅の広い壺型の海岸線形状を示す。

・海岸線背後には，神堀山（標高約125m）を最高峰とする標高100m前後の山体を抱え，海岸までの斜面は急峻であり，湾内を取り巻くように断続的に海食崖・ベンチが形成されている。

・倉内湾の両側の湾入部には，最大高さ40～50mの海食崖が発達し，海食崖前面に幅の狭いベンチが形成されている。また，湾奥部の東西両端は，海岸線が陸側に後退した入江で，礫浜が発達している。一方，東西両端の入江を結ぶ海岸線は，出入りの激しい複雑な形状を示すが，全体としてはやや海側に突出し，起伏に富む岩場が形成されている。

【地質】

・構成する地質は，新第三紀の貫入岩（ドレライト）が主体であり，湾入部の東側の先端付近にわずかに成相寺層の凝灰岩・火山角礫岩が分布している。

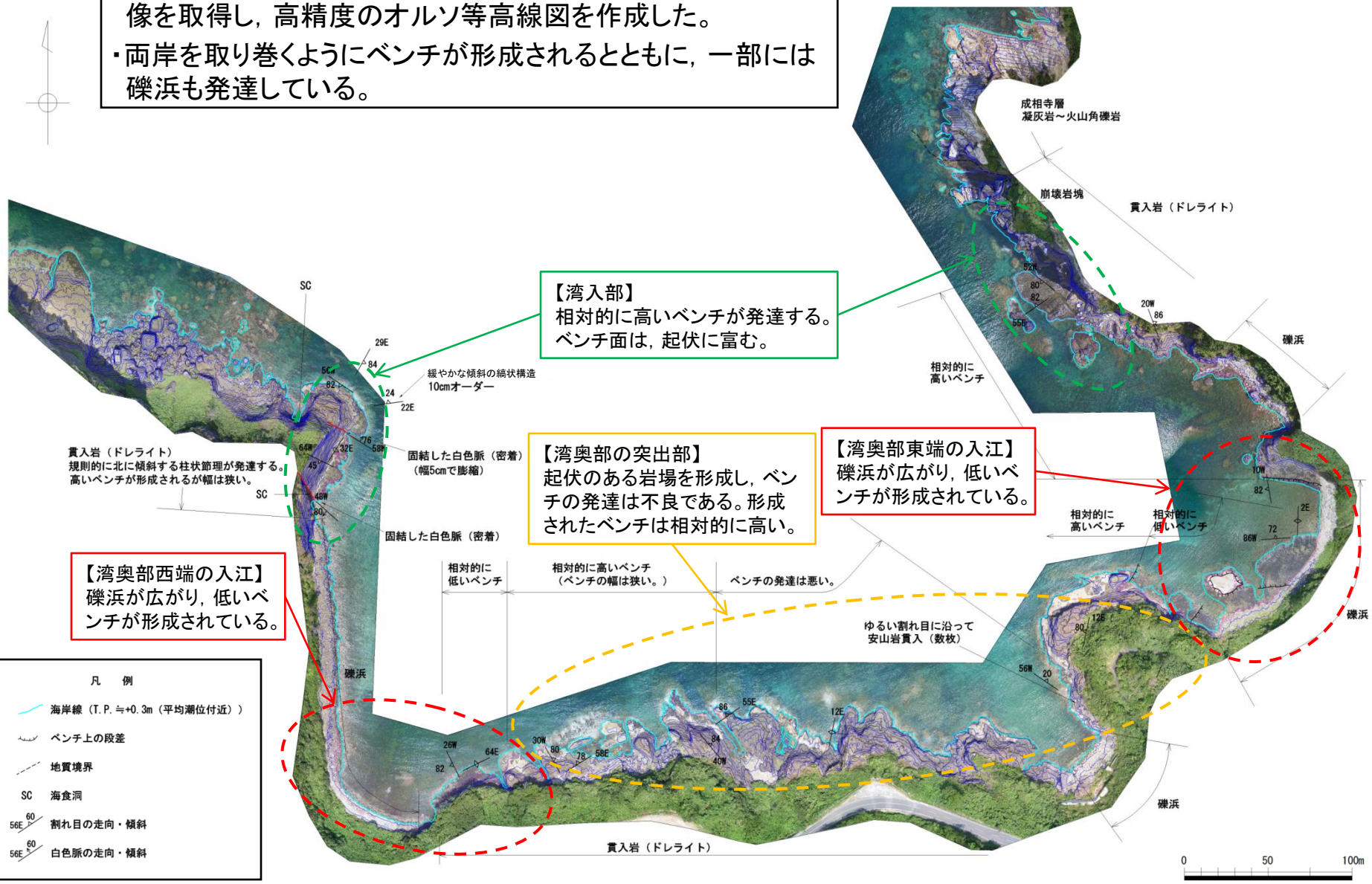
・貫入岩（ドレライト）は，粗粒・塊状の硬質な岩質を呈し，比較的高角度で北に傾斜する柱状節理のほか，それに直交する縞状構造が発達している。



湾入部（西側）の柱状節理と縞状構造の発達状況（遠望）

②倉内湾（空中写真測量（オルソ等高線図）及び地表地質踏査）

・空中写真測量によりDSM（数値表層モデル）及びオルソ画像を取得し，高精度のオルソ等高線図を作成した。
・両岸を取り巻くようにベンチが形成されるとともに，一部には礫浜も発達している。



②倉内湾（地表地質踏査）



【湾入部（西側）】

・潮間帯よりもやや高い標高0.7m程度にベンチが形成されているが，高波浪時には波が到達する範囲内にある。形成されたベンチの幅は概して狭く，節理面に規制された波食溝が発達し，起伏に富んでいる（写真①）。なお，固結・密着した白色脈に沿って海食洞が2箇所で確認されたが，離水を示唆するノッチは確認されていない。

【湾奥部の突出部】

・湾奥突出部の海岸には，切立った海食崖は形成されていないが，海岸線が入り組み起伏の著しい岩場が発達している。岩場の前面にベンチが形成されているが，発達の程度は低く，幅が狭く起伏に富んでいる。

・岩場前面には，幅の狭いベンチが潮間帯よりもやや高い標高1.0m前後に形成されるが，ベンチ上に潮溜りが広がっており，高波浪時には波が十分に到達できる範囲にあると考えられる（写真②）。なお，岩場前面のベンチは，上面がコンクリート構造物で覆われているため一見平滑に見えるが，湾入部（西側）のベンチと同様に起伏に富んでいる。



湾入部（西側）の地形状況



湾奥部の地形状況

②倉内湾（地表地質踏査）



【湾奥部東端の入江】

・入江最奥部には礫浜が発達するが，西側の入江に比べ小規模で，礫径も0.1m程度と小型である。礫浜の海側には，ほぼ潮間帯付近に低いベンチが形成されている。ベンチ上面は平滑で，一部でごく薄い砂に覆われている（写真③）。

・入江の両側は，海岸線が突出し小規模な岬状の海岸線をなし，海食崖が形成される。海食崖前面には，幅の狭いベンチが形成されている。このうち北側のベンチは，入江最奥部でほぼ朔望平均満潮位（標高0.5m程度）付近の高さで表面は平滑であるが，岬先端に向けて高さを増し，表面の起伏も著しくなる傾向が認められる（写真④）。

・貫入岩（ドレライト）中には，規則的な節理面が発達し，大局的には節理間隔が小さい場合（写真③）は潮間帯付近にベンチが形成され，節理間隔が大きい場合（写真④）は朔望平均満潮位（標高0.5m程度）付近にベンチが形成される。



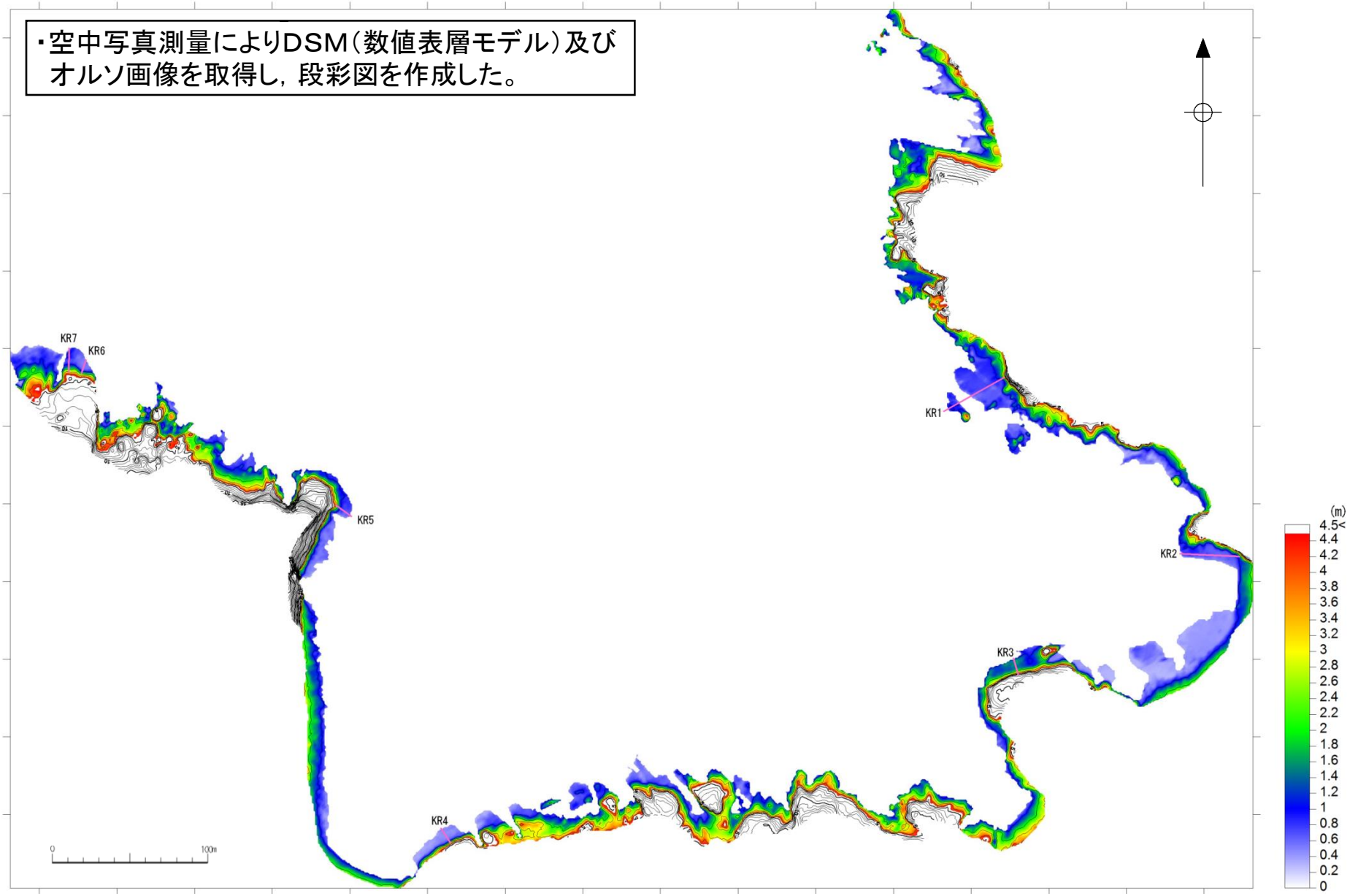
湾奥部の地形状況



湾奥部の地形状況

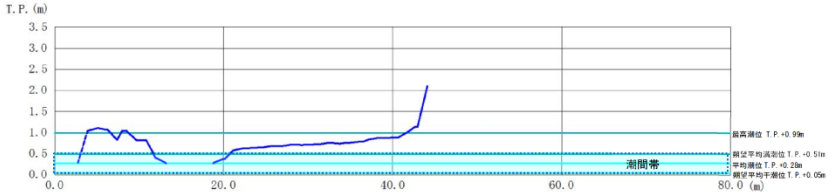
②倉内湾（空中写真測量（段彩図））

・空中写真測量によりDSM（数値表層モデル）及びオルソ画像を取得し，段彩図を作成した。

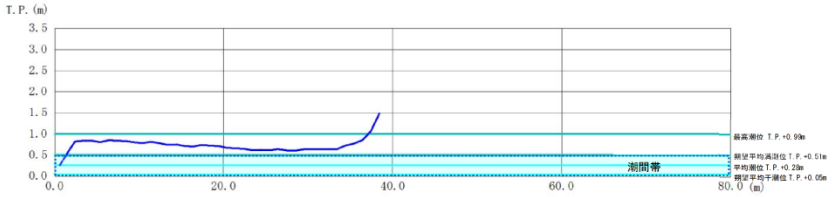


②倉内湾（空中写真測量（地形断面図））

KR1



KR2



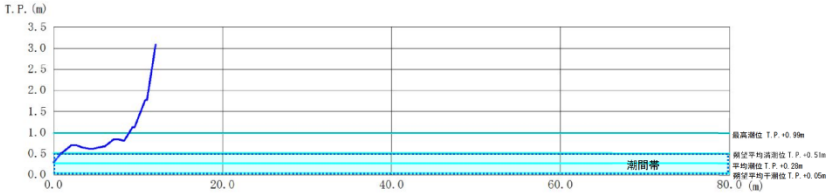
KR3



KR4



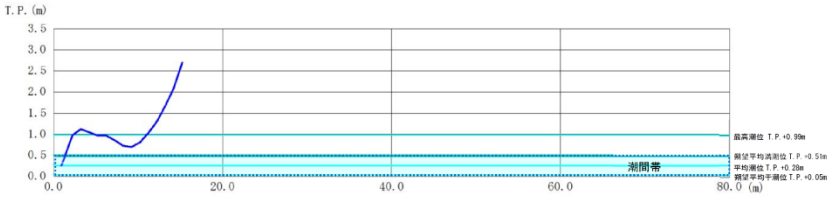
KR5



KR6



KR7



※縦横比１：５
※地形断面線の海域側端部は，水域で標高データが取得されないため，オルソ画像や現地状況を参考としながら破線で表示した。

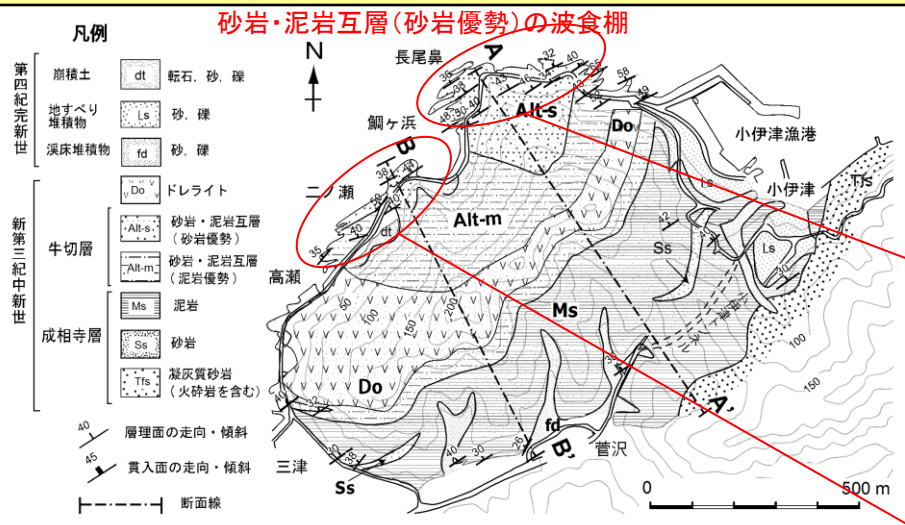
・硬質な貫入岩（ドレライト）で構成されベンチ標高は全般に高い傾向にある。
・湾入部に位置するKR1，KR5地点では，ベンチ標高は，朔望平均満潮位を超えている。
・一方，湾奥部の東西端の入江付近のベンチ標高は，ほぼ潮間帯にあり，湾入部から湾奥部に向かってベンチ標高が減少する傾向が認められる。特に，KR2地点では，入江の湾口部から湾奥部に向かってベンチ標高が漸移的に減少する傾向が明瞭である。
・湾奥部のKR3地点は，標高1.5m程度の高い平坦面が形成されているが，周辺に同標高の平坦面が認められず分布範囲は局所的である。

②倉内湾（文献調査（海岸地形（ベンチ）の形成要因））

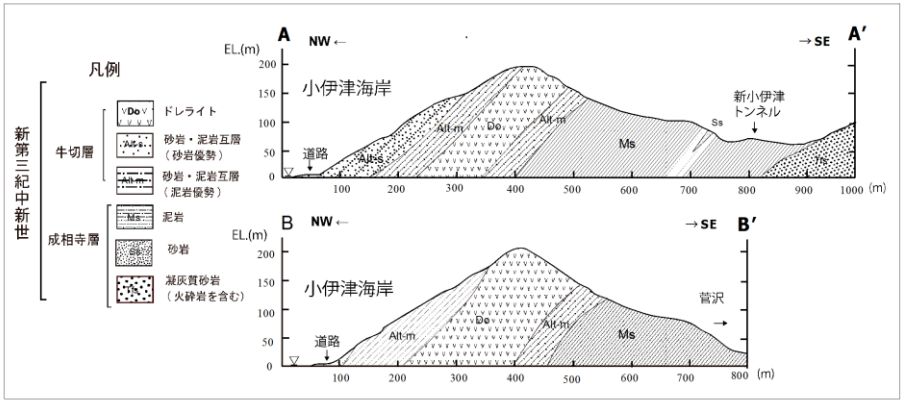
・井詰・横田（2012）(82)によると，島根半島の小伊津海岸の砂岩・泥岩互層斜面にて斜面と層理面の幾何学的関係に基づく不安定化が評価されている。

・井詰・横田（2012）によると，凸斜面の裾部では波食棚が残存し，凹斜面の裾部では波食棚が侵食によって欠如していることが多いとされている。

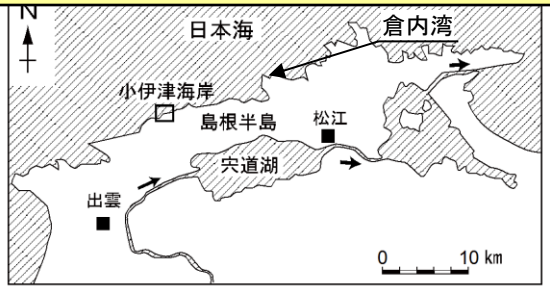
・倉内湾において，湾入部では相対的に高いベンチが発達し，湾奥部の入江では，礫浜が広がり，低いベンチが形成されていることと整合する。



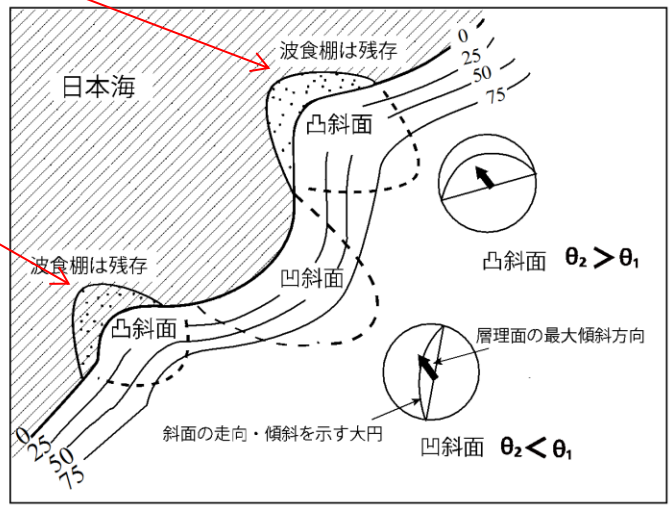
第３図　現地調査によって作成した対象地域の地質図．A-A’, B-B’ は地形・地質断面図（第４図）の位置．



第４図　海岸と山体を横断する NW-SE 方向の地形・地質断面図（A-A’, B-B’ 断面）．断面線の位置は第３図参照．



第１図　対象とした島根半島小伊津海岸の位置．



第９図　小伊津海岸の凸斜面と凹斜面における層理面と斜面の関係．層理面は凸斜面では斜面よりわずかに急であり，逆に凹斜面では斜面より緩いことが多い．また．波食棚は凸斜面の裾部では広範囲に残存しているが，凹斜面裾部では浸食によって欠如していることが多い．

井詰・横田（2012）より引用・加筆

②倉内湾（文献調査（海岸地形（ベンチ）の形成要因））

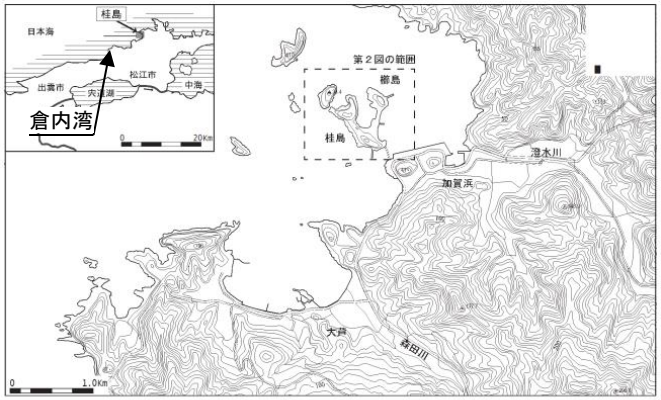
・彌富・横田（2015）によると，島根半島の桂島の柱状節理と斜面の構造が整理されている。

・彌富・横田（2015）によると，「桂島地域の急崖斜面では裾部の大半は波食棚によって保護されていることから，日常的に直接波浪を受ける状態ではないが，時には高い波浪が波食棚を越えて斜面裾部を浸食することも推定され，それが誘因として急崖裾部でのオーバーハングと岩盤の緩みを生じ，柱状節理斜面を不安定な状態にしていることも考え得る。」とされている。（上図）

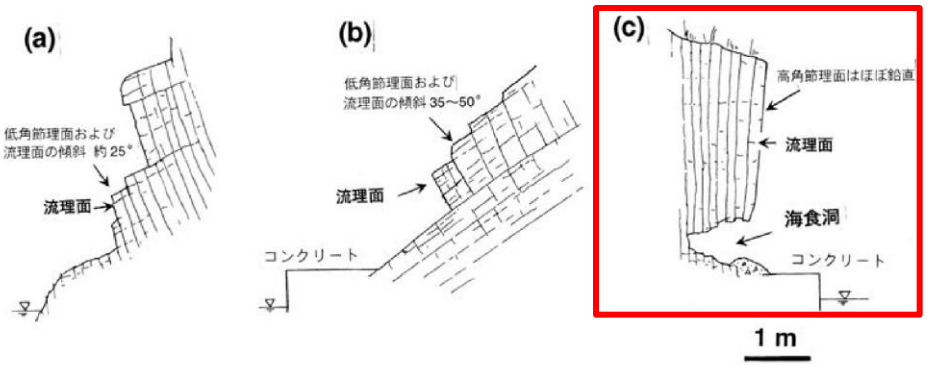
・また，彌富・横田（2015）によると，節理面がつくる斜面表層の緩んだ岩盤部分において多数のブロックがトップリングしていくことで急崖斜面が後退するとされている。（下図）

・倉内湾において，貫入岩（ドレライト）中には，規則的な節理面が発達し，ベンチの高度変化は縞状構造にも規制される傾向が認められることと整合する。

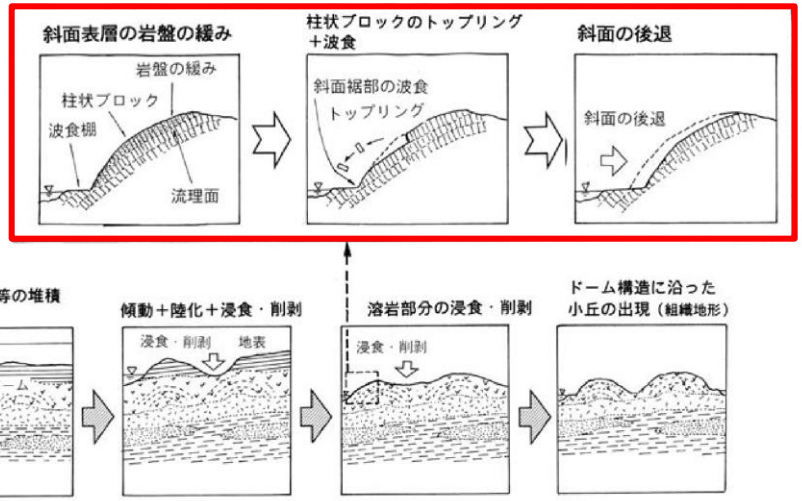
・以上のことから，ベンチの高度差は，波浪の影響度合を反映していると考えられる。



第１図　島根半島の桂島の位置，および対岸も含めた広域の地形図．地形図は1/25,000「加賀」に基づいた．



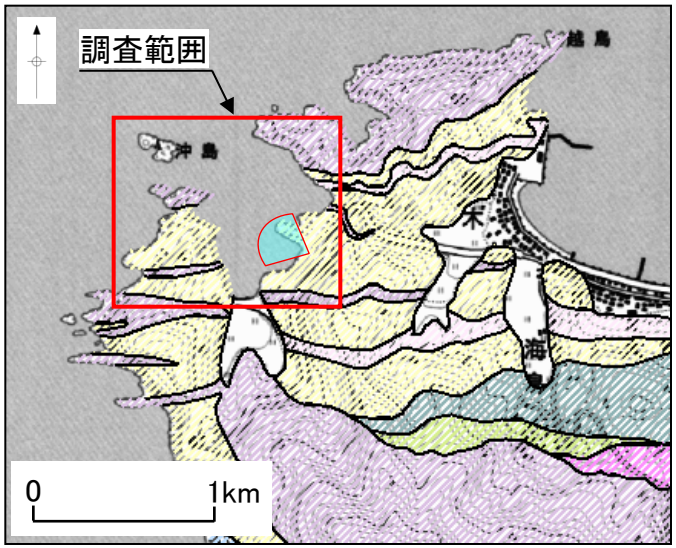
第 14 図　桂島～櫛島の柱状節理斜面における崩落跡の例．それぞれの形状から崩落タイプが推定される．（a）柱状ブロックのトップリング（桂島北西部海岸），（b）横長ブロックの並進すべり（桂島東側海岸，Loc.D），（c）海食洞形成に伴う天井部のブロック落下（櫛島北東部海岸）．

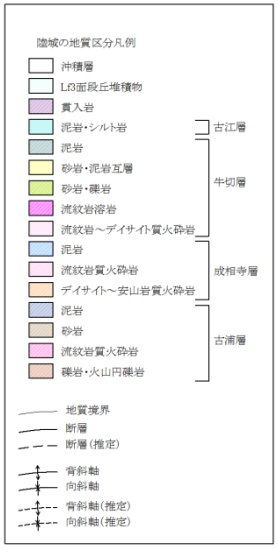


第 15 図　溶岩ドームの構造に調和した急崖斜面におけるトップリング発生と斜面後退の概念図（上）と，それらを含めた溶岩ドーム形成から浸食・削剥をへて組織地形としての小丘出現にいたる概念図（下）．

彌富・横田（2015）より引用・加筆

③沖島付近（地形・地質概要）





【地形】

・沖島付近は，敷地北東約3.5km，御的山（標高約332m）から北西方向に連なる山稜が日本海に突出した半島の先端部に位置している。また，半島先端は，通称「須々海海岸」と呼ばれる景勝地である。

・沖島付近では，半島先端の海岸線が陸側に湾入し，北西方向に開いた湾が形成されている。湾の東西の湾口部は外海に突出する岬となっている。湾東側の湾口部（岬東側斜面）付近は，高さ約20mに及ぶ海食崖が連続し，前面に幅の狭いベンチが形成されている。湾西側の岬は，東側が内海に面しベンチの発達は悪く礫浜が形成されるのに対し，西側は外海に面し高さ20～30mの海食崖が形成され，その前面には礫浜を介して洗濯板状の幅広いベンチが発達している。一方，湾奥部では，海岸線沿いに海食崖は形成されず礫浜が連続し，洗濯板状のベンチが広範囲に形成されている。

【地質】

・構成する地質は，新第三紀の牛切層とこれを貫く貫入岩からなる。

・牛切層は，砂岩・泥岩の互層が主体で，わずかに流紋岩質凝灰岩，火山礫凝灰岩が認められる。砂岩・泥岩互層は，湾奥部から西側の岬にかけて広範囲に，ほぼ東西方向の走向で北に20～40° の傾斜で分布している。砂岩は，塊状で硬質な岩質であるが，泥岩はスレーキング性があり，乾湿繰り返しにより細かく砕けやすく，砂岩よりも侵食を受けやすい。

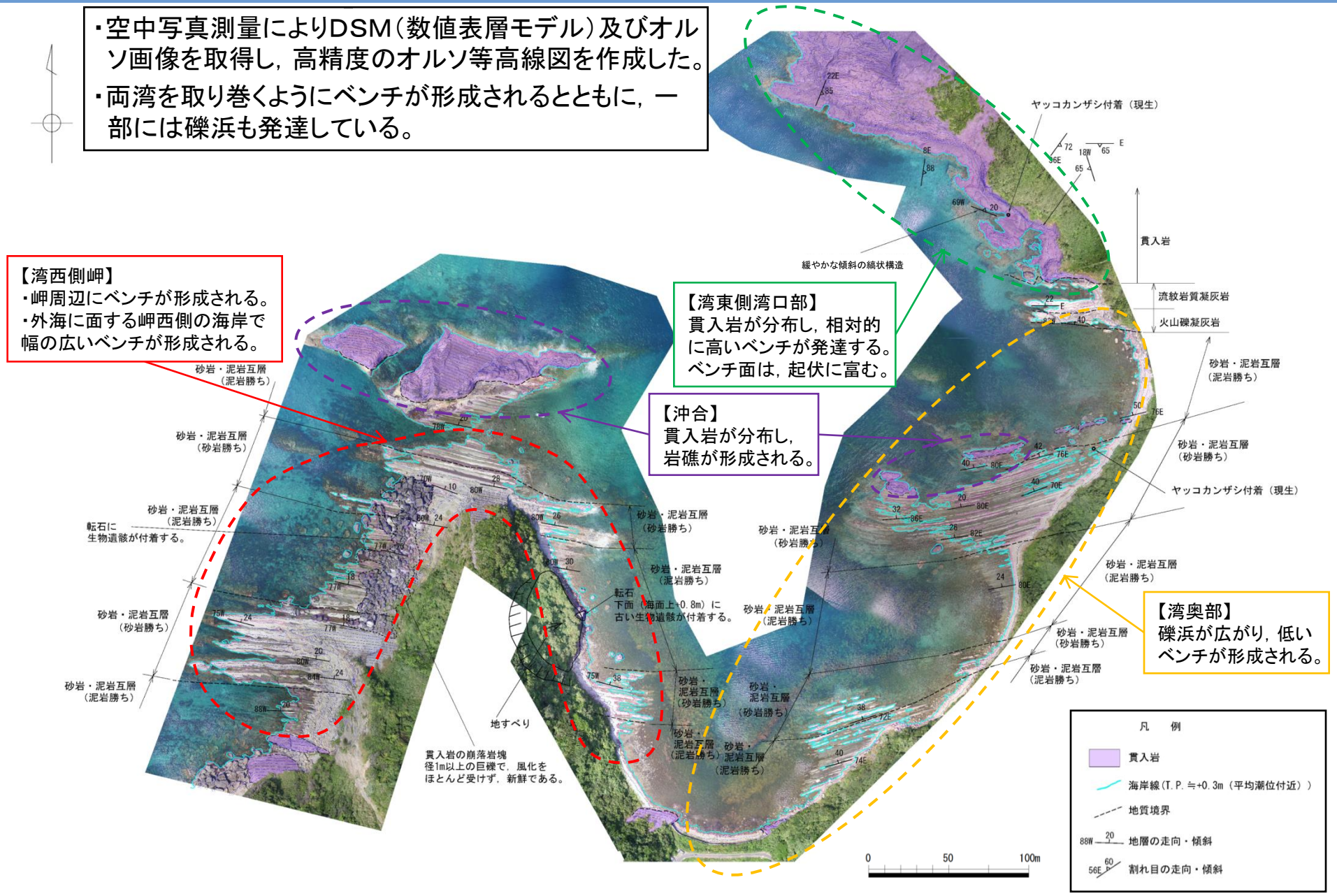
・貫入岩は，粗粒・塊状の硬質な岩質で，高角度の柱状節理のほか，これに直交する縞状構造が規則的に発達している。



須々海海岸の全景
（湾東側の道路から北西方向を望む）

③沖島付近（空中写真測量（オルソ等高線図）及び地表地質踏査）

・空中写真測量によりDSM（数値表層モデル）及びオルソ画像を取得し，高精度のオルソ等高線図を作成した。
・両湾を取り巻くようにベンチが形成されるとともに，一部には礫浜も発達している。



③沖島付近（地表地質踏査）



【湾東側湾口部】

・海食崖前面に潮間帯よりも明らかに高い標高0.5～1m前後に幅の狭いベンチが連続的に形成されているが，岬先端に向かって高度が増す傾向が認められる。ただし，高度は高波浪時には波が到達する範囲内にある（写真①）。

・分布する地質は，硬質な貫入岩で，高角度の規則的な柱状節理と，緩やかに山側に傾斜する縞状構造が発達している。ベンチ上面は，節理面に沿って波食溝が形成され，起伏に富んでいる。また，柱状節理等に規制された侵食を被り，ベンチは山側に緩く傾斜している（写真②）。



湾東側湾口部の地形状況



貫入岩に形成されたベンチ

③沖島付近（地表地質踏査）



【湾奥部】

・湾奥部の海岸線には，礫浜が連続し海食崖は形成されていないが，幅広のベンチが発達している（写真③）。

・ベンチは洗濯板状を呈し，スレーキングにより侵食を受けやすい泥岩部は，海面下に水没し，硬質な砂岩部は海面から突出したやや高い平坦面が形成されている。

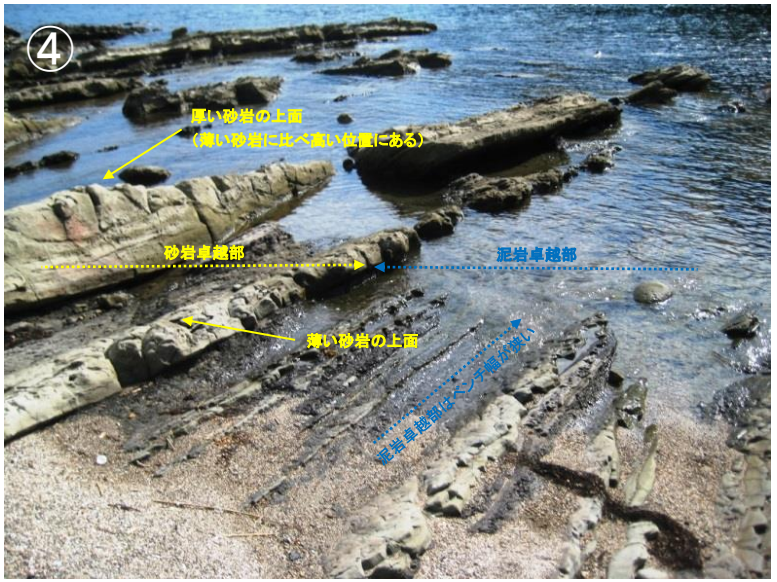
【湾西側岬】

・岬を取り囲むようにベンチが発達している。ただし，内海に面した岬東側では，礫浜が発達しベンチの形成は断続的である。一方，外海に面した西側では，海食崖が形成され幅広のベンチが発達しているが，海食崖の裾部には，海成の砂礫が広範囲に認められるほか，径1m以上の貫入岩の崩落岩塊が分布している。

・砂岩・泥岩互層からなるベンチは，湾奥部と同様に洗濯板状を呈しているが，砂岩が卓越するほどベンチの高度が高く幅広く沖合まで突出して形成される傾向が認められ，ベンチの形成が岩石の侵食抵抗の度合いに規制されていることを明瞭に示している（写真④）。また，海面上に突出する砂岩の高さは，砂岩が厚いほど高くなる傾向が認められる。



湾奥部の地形状況



湾西側岬（東側）の地形状況

③沖島付近（地表地質踏査）

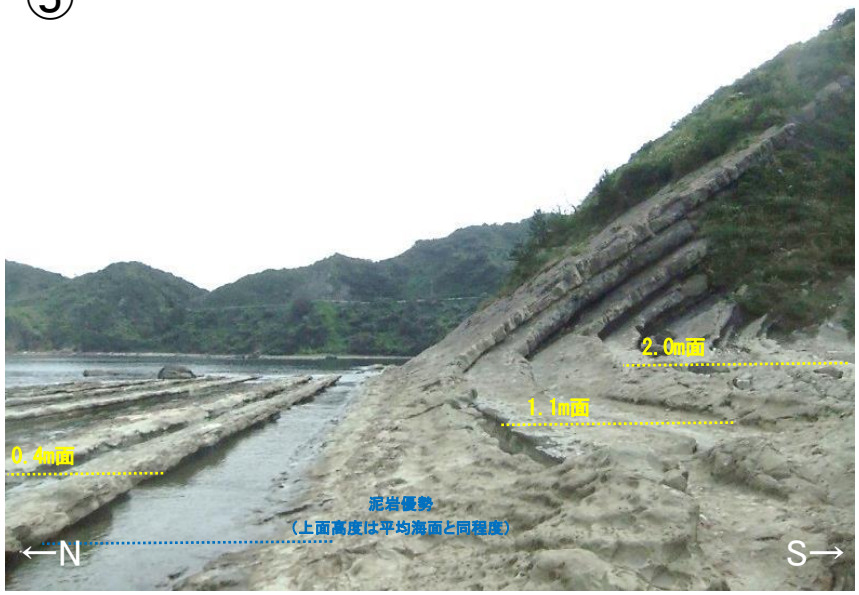


【湾西側岬の先端付近】

・豊島(1978)[83]によると，島根半島沖の島において，砂岩上面の高度から0.4m面，0.7m面，2.0m面の3面が認定されている（次頁参照）。さらに，これらの面のうち2.0m面は，縄文海進時に長期間にわたって2～2.5m程度の海水準期が続いたため形成された離水ベンチであると推定されている。豊島(1978)が作成した縦断面の詳細な位置は明らかではないが，文献の記述と地表地質踏査の結果から，湾西側岬の先端付近と推察される（写真⑤）。

・境験潮所の潮位観測結果と現地調査時の海面を基準とした計測の結果，砂岩上面の高度が約0.4m，1.1m，2.0mの3面認められ，このうち中位の面は豊島(1978)よりもやや高い。0.4m面は突出した砂岩の上面高度であり，一方，この面に相当する泥岩の上面高度は海水面に位置し，現成のベンチとみなせる。1.1m面は，薄い泥岩を挟む砂岩で構成され硬質な岩相を示している。また，2.0m面は，厚い砂岩からなり，陸に向かって高度が徐々に増している部分であること，同層準が分布している内海側に同様の面が認められないことからベンチとしては認定しがたい（写真⑥）。

⑤



湾西側岬の地形状況

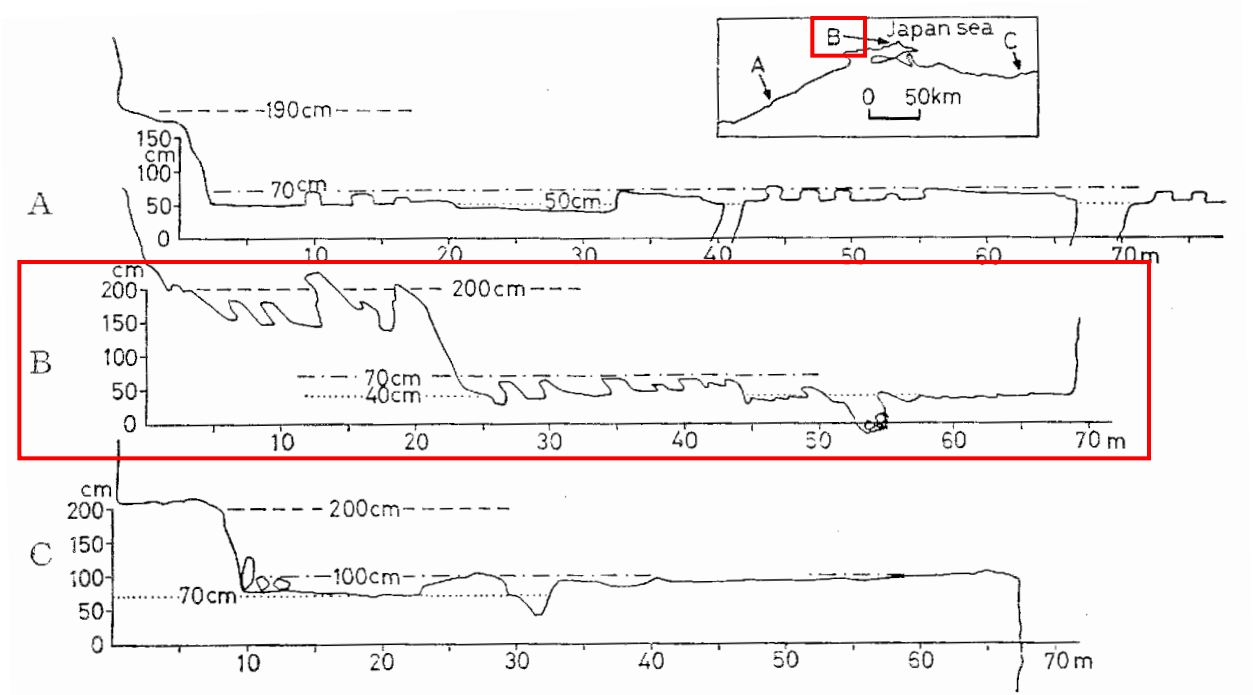
⑥



湾西側岬2.0m面の地形状況

③（参考）沖島付近（文献調査（豊島（1978））

・豊島（1978）によると，島根半島沖の島において，砂岩上面の高度から0.4m面，0.7m面，2.0m面の3面が認定されている。また，平均海面上約2mの離水した波食棚は，縄文海進時に，長期間にわたって2～2.5m程度の海水準期が続き，形成されたものと推定されている。



第１図　代表的な波食棚の縦断面形

A：浜田市畳ヶ浦　B：島根半島沖の島　C：鳥取県岩戸．

Fig. 1　Comparison of typical profiles of wave-cut benches

A : Tatami-ga-ura, Hamada　B : Okinoshima, Shimane Peninsula

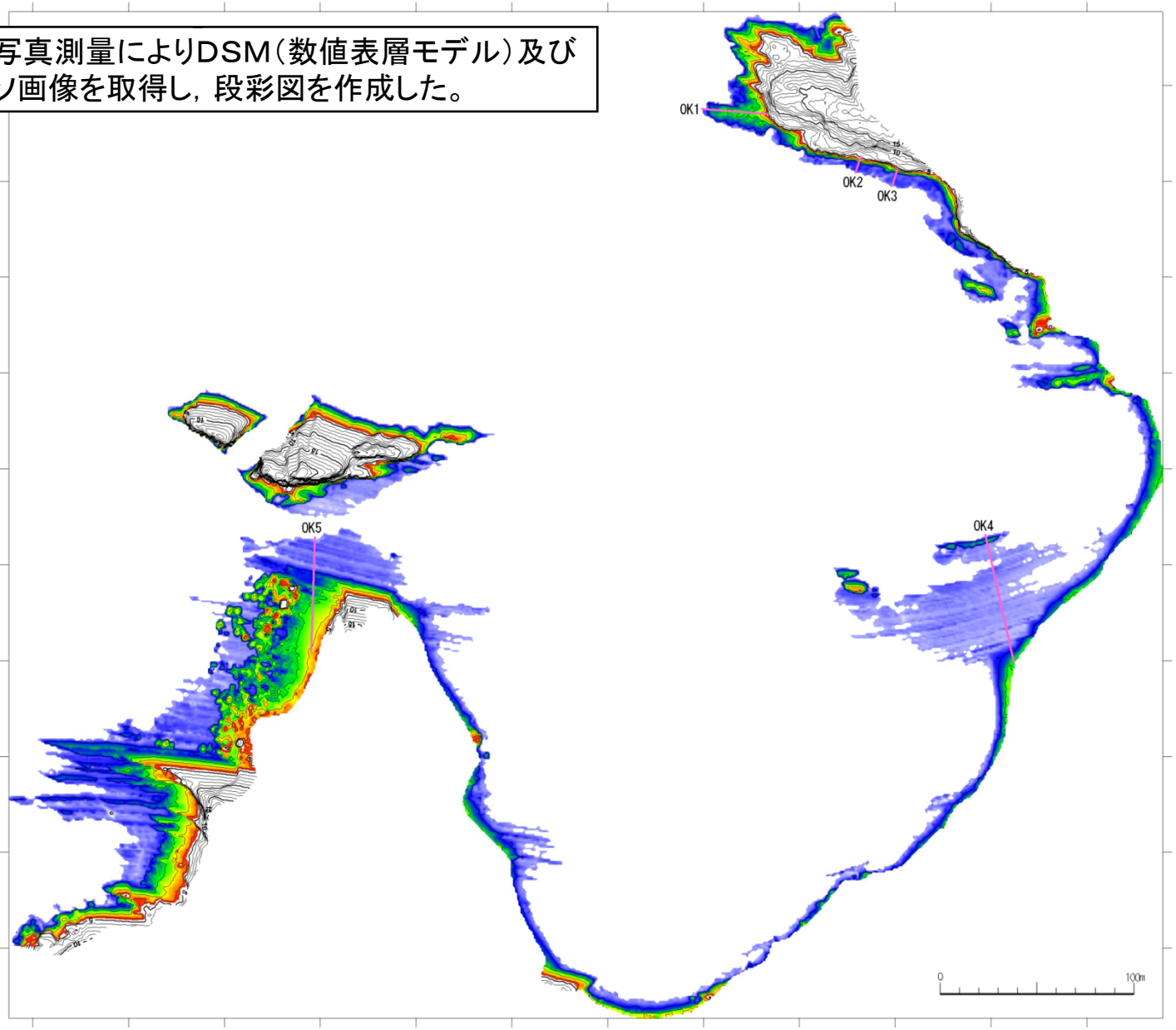
C : Iwado, Tottori.

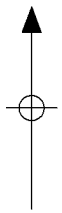
山陰地域の代表的な波食棚の縦断面図

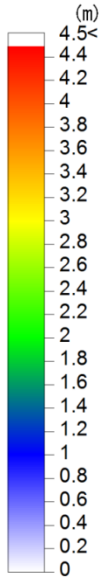
豊島（1978）より引用・加筆

③沖島付近（空中写真測量（段彩図））

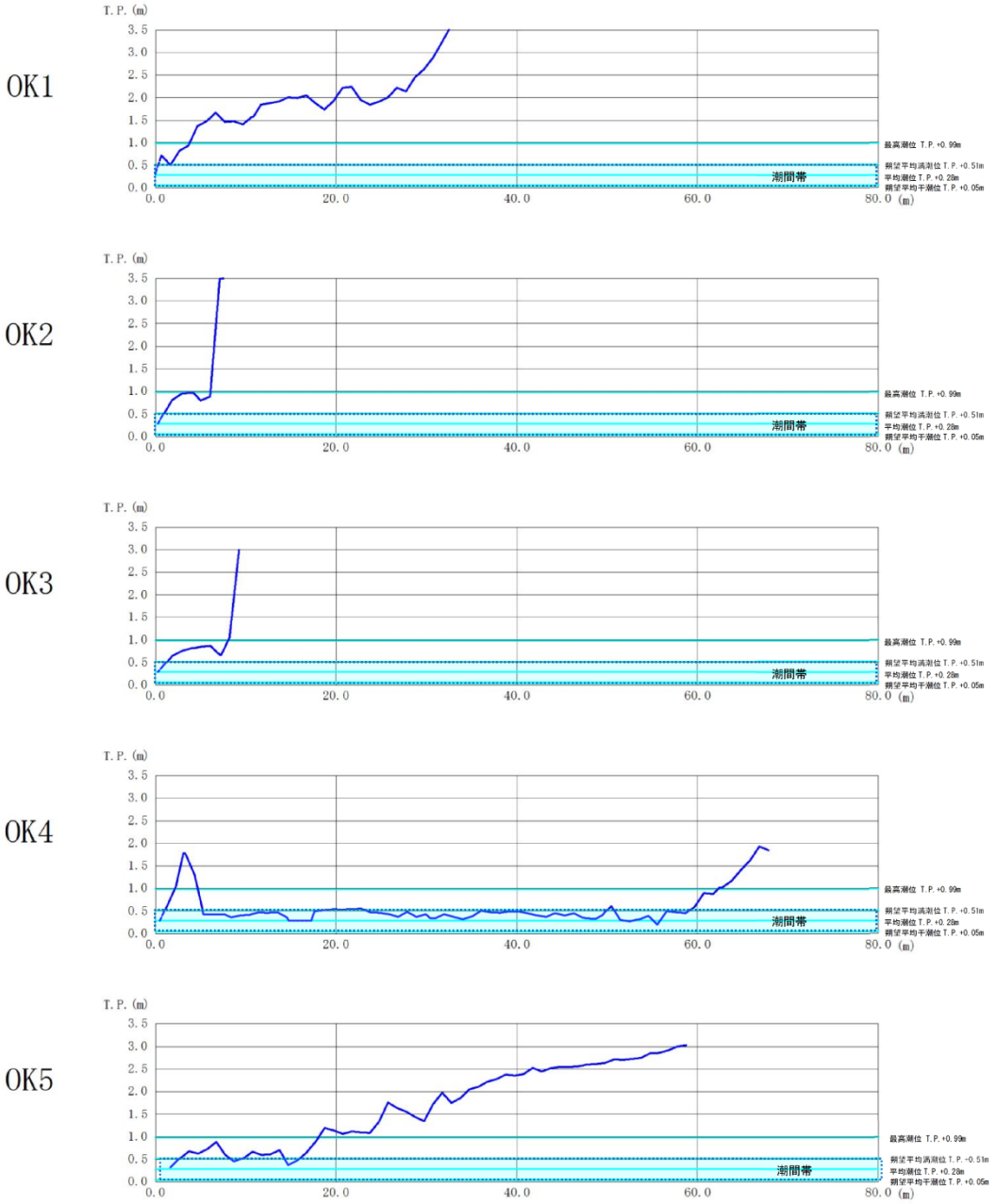
・空中写真測量によりDSM（数値表層モデル）及びオルソ画像を取得し，段彩図を作成した。







③沖島付近（空中写真測量（地形断面図））



・貫入岩が分布する湾入部東側のベンチは，全般に高い傾向にある。特に，岬の先端に位置するOK1地点では，標高1.5～2.2m程度の高度で起伏に富み平滑性に乏しく，全体的には海側に傾斜していることから，ストーム性のベンチと判断される。

・やや内湾よりのOK2地点で標高0.8～1.0m，OK-3地点で標高は0.7～0.9m程度で，最高水位よりは低いが，朔望平均満潮位よりも高い高度にある。ただし，湾奥部に向かってベンチ標高が減少する傾向が認められる。

・砂岩・泥岩互層部では，ベンチの沖側に地層の走向にほぼ平行に貫入岩が分布している。貫入岩は，起伏に富んだ岩礁を形成するが，この岩礁より陸側の砂岩・泥岩互層部には，岩質による侵食の差異を反映し起伏が著しいが，ほぼ潮間帯付近にベンチが形成されている。

・OK5地点では，朔望平均満潮位よりも高い位置のベンチが一部で認められるが，砂岩卓越部が形成するベンチである。また，豊島(1978)で示された標高2.0mのベンチは認められない。

・以上のことから，ベンチの高度差は，岩種・岩相の侵食抵抗差を反映していると考えられる。

※縦横比１：５
※地形断面線の海域側端部は，水域で標高データが取得されないため，オルソ画像や現地状況を参考としながら破線で表示した。

④潜戸付近（地形・地質概要）



鹿野・吉田（1985）より引用・加筆

【地形】

・潜戸地点は，敷地北東約6km，高渋山（標高約452m）から北西方向に連なる山稜が日本海に突出した半島の先端部に位置している。現地踏査を実施した箇所は，半島先端の通称「潜戸鼻」と呼ばれる岬で，海岸線には急峻な海食崖が連続している。

・海食崖前面には，約7,000m^{2}に及ぶベンチが形成される。また，ベンチ背後の南東側の丘陵を新潜戸と呼ばれる延長100mに及ぶ海食洞が貫いている。

【地質】

・構成する地質は，新第三紀の高渋山層である。高渋山層は，安山岩質火砕岩が主体で，調査範囲の南側に安山岩溶岩が分布しているほか，わずかに貫入岩が認められる。

・安山岩質火砕岩は，凝灰岩と凝灰角礫岩の互層からなり，ほぼ東西方向の走向で北に20°程度傾斜している（写真①）。北側では凝灰岩主体であるが，西側（南側）に向かって礫の混入率が高くなっている（写真②）。安山岩溶岩は，硬質な塊状部と軟質なマトリックスを有する自破砕部が混在している。また，貫入岩は亀裂の少ない硬質な岩相を呈している（写真①）。

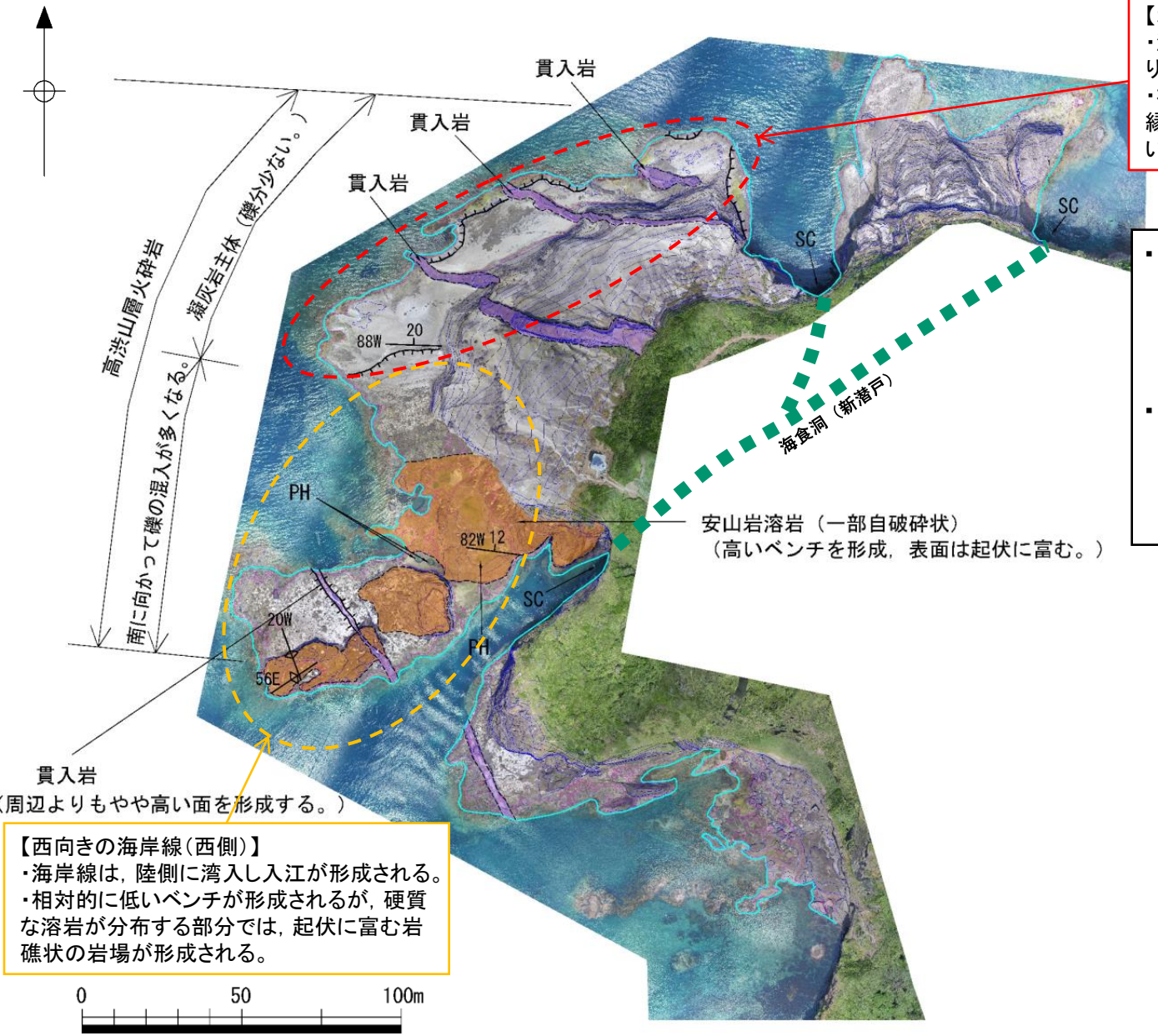


潜戸鼻北側
（東方向を望む）



潜戸鼻西側
（北方向を望む）

④潜戸付近（空中写真測量（オルソ等高線図）及び地表地質踏査）



【北西向きの海岸線（北側）】
・海岸線は，外海に面し，ほぼ直線状で出入りが少ない。
・相対的に高いベンチが形成され，ベンチの縁辺に高さ0.2m程度の小崖を介して幅の狭い低いベンチが形成されている。

・空中写真測量によりDSM（数値表層モデル）及びオルソ画像を取得し，高精度のオルソ等高線図を作成した。
・硬質な安山岩溶岩及び貫入岩は，侵食抵抗性が高く，いずれも起伏のある岩礁状の岩場を形成している。

【西向きの海岸線（西側）】
・海岸線は，陸側に湾入し入江が形成される。
・相対的に低いベンチが形成されるが，硬質な溶岩が分布する部分では，起伏に富む岩礁状の岩場が形成される。

凡　例

- 貫入岩
- 安山岩溶岩（一部自破砕状）
- 海岸線（T.P.≒+0.3m（平均潮位付近））
- ベンチ上の段差
- 地質境界
- PH　ポットホール
- SC　海食洞
- 88W 20　地層・流理の走向・傾斜
- 56E 60　割れ目の走向・傾斜

④潜戸付近（地表地質踏査）



【北側】

・海岸線は，北西向きで外海に直接面しており，出入りが少なくほぼ直線状の形状を示している。ベンチの高度は調査範囲南側より相対的に高い。ベンチの海側には，高度が約0.2m程度低い平坦部が縁取っている（写真①）。

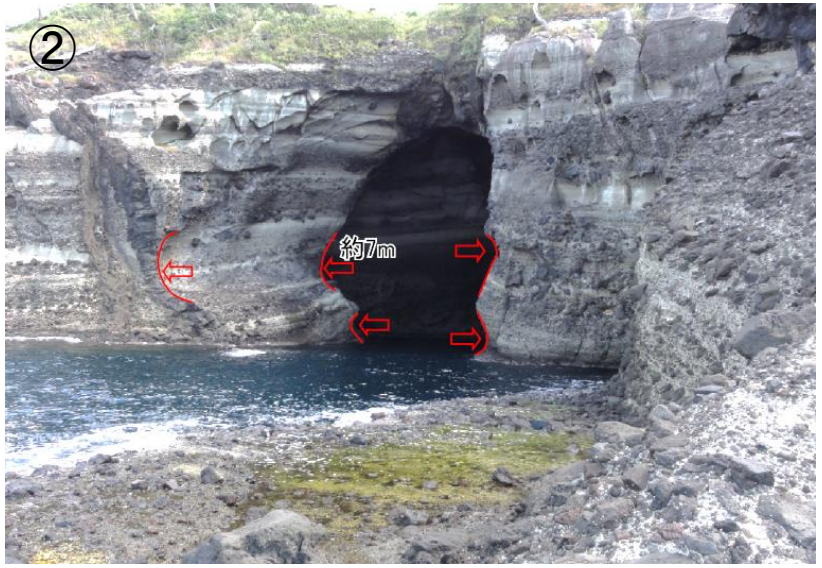
・北端の海食洞（新潜戸）壁面に，2段のノッチ状の窪みが形成されている（写真②）。このうち上位の窪みは，海食洞に向かって左側で最も窪んだ箇所（リトリートポイント）の標高が約7m，底面付近で約4mであり，豊島（1978）の4mノッチに相当する高度である。しかし，海食洞の両側で標高が異なり，地質の傾斜に規制された侵食と考えられる。なお，下段の窪みも，海面よりもやや高いが，高度的には周辺に広く形成された潮間帯より上位のベンチに相当するノッチと考えられる。

①



潜戸北側の海岸
（ベンチ縁辺の相対的に低い平坦部）

②



潜戸北側の海岸
（海食洞に形成された窪み）

④潜戸付近（地表地質踏査）



【西側】
- 概ね西向きの海岸線で，陸側に湾入し入江が形成されている。北側よりも相対的に低いベンチやノッチが形成され，広範囲に潮溜りが確認される（写真③）。
- 硬質な溶岩が分布する部分では，起伏に富んだ岩礁状の岩場となっているが，軟質な部分では海面よりもやや高いベンチが形成されている（写真④）



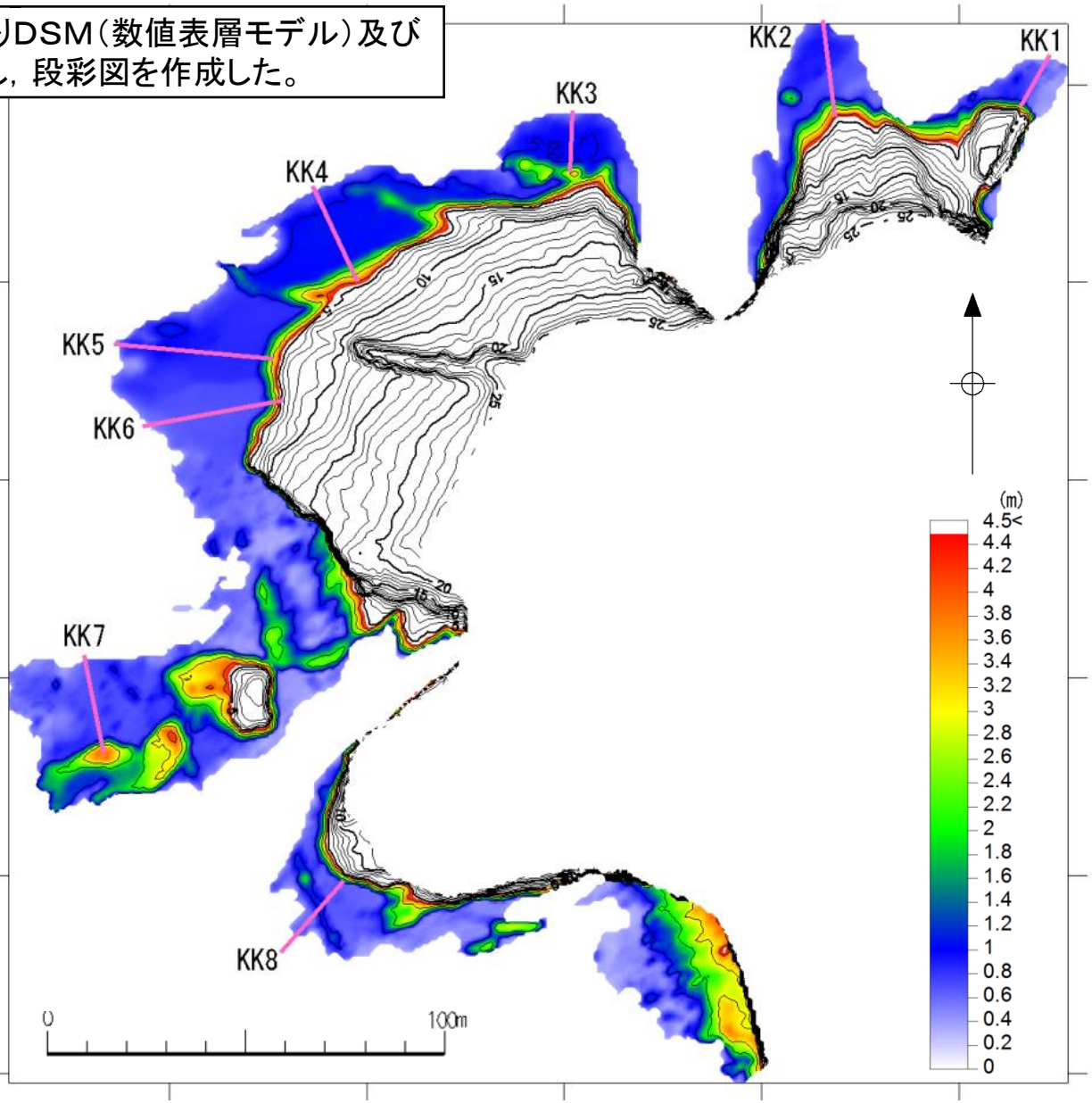
潜戸西側の海岸



潜戸西側の海岸
（地質の硬軟によるベンチの発達状況）

④潜戸付近（空中写真測量（段彩図））

・空中写真測量によりDSM（数値表層モデル）及びオルソ画像を取得し，段彩図を作成した。

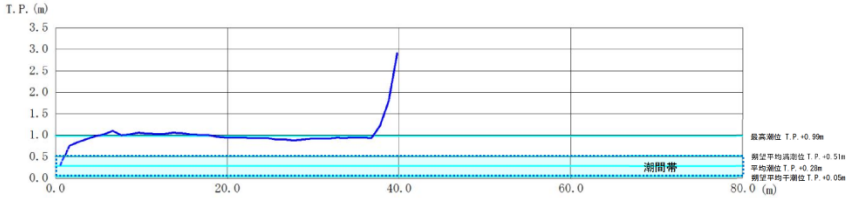


④潜戸付近（空中写真測量（地形断面図））

KK1



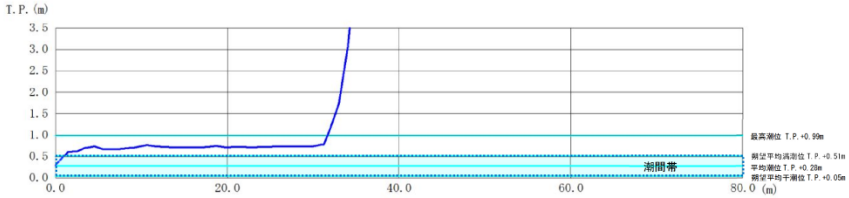
KK5



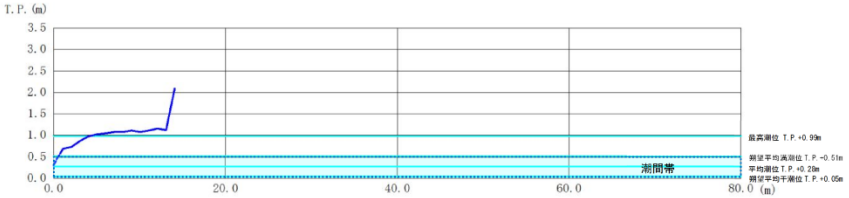
KK2



KK6



KK3



KK7



KK4



KK8



※縦横比１：５

※地形断面線の海域側端部は，水域で標高データが取得されないため，オルソ画像や現地状況を参考としながら破線で表示した。

・外海に直接面する北側のベンチ標高は，最高潮位付近の標高1.0m前後であり，朔望平均満潮位よりも高い位置にある。

・入江状の内湾を形成する西側（南側）のベンチ標高は，北側よりも高度を減じ，標高0.7～0.8m程度で，一部で朔望平均満潮位の標高0.5m程度の部分も認められる。外海に面する北側のベンチと比べやや起伏に富んでいる。

・ベンチの北側から西側（南側）への高度変化は漸移的で，離水ベンチ特有の多段化した特徴は認められない。

d. ベンチの形成要因に関する検討結果（まとめ）

1.（参考）文献調査（完新世の海水準変動）

・ 文献調査の結果，縄文海進期（約6,000年前）の島根半島周辺の海面高度は，概ね0～1.5m程度の範囲にあると考えられる。

2. 波浪及び潮位

・ 島根半島周辺の潮間帯は「T.P.+0.5m～T.P.+0.0m」である。

・ 潮位に有義波高（$H_{1/3}$）を考慮した高度まで波は到達し，その発生頻度は以下のとおりである。

潮位＋（$H_{1/3}$=0.5m以上）の発生頻度：70%　　潮位＋（$H_{1/3}$=1.0m以上）の発生頻度：39%

潮位＋（$H_{1/3}$=1.5m以上）の発生頻度：22%

3. 空中写真測量及び地表地質踏査

・ 敷地近傍において認められる海岸地形（ベンチ）の形成要因を検討するため，①桂島付近，②倉内湾，③沖島付近，④潜戸付近において，詳細な地形データを取得する空中写真測量，岩種・岩相の確認等を行う地表地質踏査を実施した。

・ 確認されたベンチには，潮間帯に位置しているものと潮間帯より上位に位置しているものが存在し，潮間帯より上位に発達するベンチは，いずれも高波浪時には波が到達する範囲にあり，多様な高度で平坦面が形成されている。また，これらのベンチは，広がりや連続性に乏しく，定高性や系統的な高度変化などの規則性も認められなかった。

・ 地表地質踏査の結果，ベンチの高度差は，岩種・岩相の侵食抵抗差や波浪等の影響度合を反映していると考えられる。

・以上のことから，島根半島沿岸に様々な高度で発達するベンチは，現在を含む波浪等の影響を受ける過程で，岩種・岩相の侵食抵抗差を反映して形成されたと評価した。

３．島根半島の海岸地形の形成要因に関する検討

（７）地震性隆起地域の海岸地形との比較検討

調査概要（畳ヶ浦海岸付近）

・今村(1913)[84]，藤森ほか(1990)[85]等によると，島根県浜田市の畳ヶ浦（たたみがうら）海岸付近は，1872年の浜田地震により隆起し，広範囲にわたって離水ベンチが形成されたとされている。

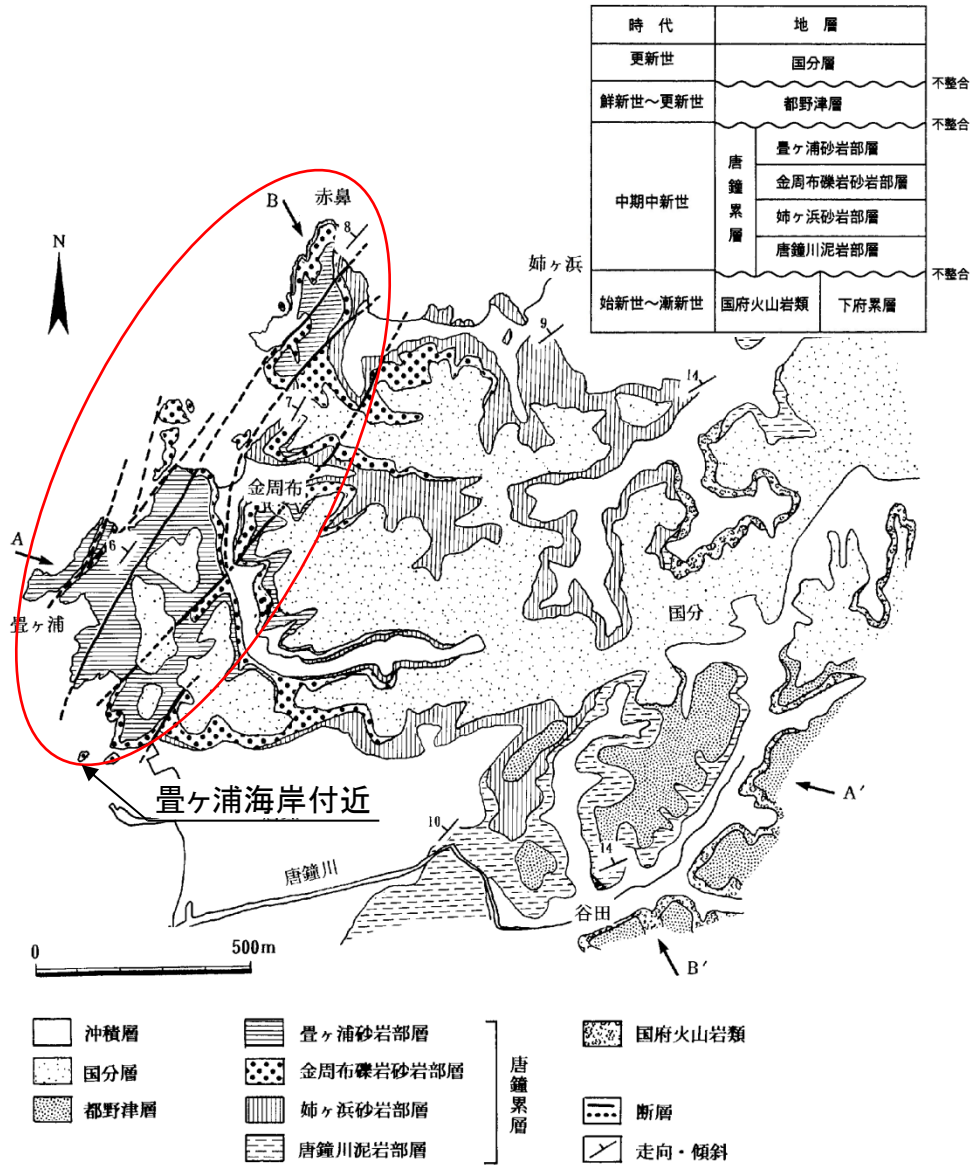
・地震性隆起が示唆される浜田市畳ヶ浦海岸付近の海岸地形に関する文献調査及び地表地質踏査を行い，①ベンチの規模，②ベンチの多段化・高度，③海成段丘の分布，④離水化石の有無，⑤地震性隆起域・沈降域の有無に着目し，島根半島の海岸地形と比較した。



地理院地図を用いて作成



畳ヶ浦海岸付近（地形・地質概要）



畳ヶ浦海岸付近の地質図
中条ほか（1993）より引用・加筆

【地形】

・畳ヶ浦海岸付近は，敷地南西方約105km，浜田市街地の北西方約6kmに位置する。畳ヶ浦海岸は，日本海に突出する岩石海岸で，複雑に入り組んだ海岸線を呈し，海食崖やベンチが連続している。ベンチの広がりは広範囲であり，その面積は約58,000m^{2}に及ぶ。その北東側及び南西側には，陸側に緩やかに湾入する砂浜海岸が形成されている。

・畳ヶ浦背後の山体は，標高50m程度の比較的標高の揃った丘陵地で，鮮新世・更新世の海成段丘面とされている。

【地質】

・構成する地質は，中条ほか（1993）(86)によると，新生代以前の三郡変成岩類，古第三紀始新世～漸新世の国府火山岩類を基盤として，新第三紀中期中新世の唐鐘累層が分布している。唐鐘累層は，鮮新世～更新世の都野津層及び更新世の国分層により不整合で覆われている。また，海岸線や河川沿いには沖積層が堆積している。

・畳ヶ浦の海岸線には，唐鐘累層のうち金周布礫岩砂岩部層及び畳ヶ浦砂岩部層が分布している。地質構造は，北東－南西方向の走向で西に緩く傾いている。金周布礫岩砂岩部層は，礫岩・砂岩からなる比較的粒径の粗い砕屑物からなり，赤鼻から金周布にかけて分布する。一方，畳ヶ浦砂岩部層は，シルト分を混える細粒～中粒砂岩からなり，畳ヶ浦周辺に広く分布している。

畳ヶ浦海岸付近（文献調査（浜田地震による変動地形の概要））

【文献調査（浜田地震による変動地形の概要）】

(1)今村(1913)

今村(1913)によると，浜田地震時の隆起地域は，赤鼻・畳ヶ浦周辺と浜田市街地南部の2地域，沈降地域は，生湯・瀬戸ケ島周辺，長浜周辺及び周布西部周辺の3地域とされている。また，隆起量は，赤鼻で4～5尺(1.2～1.5m)，畳ヶ浦で3～4尺(0.9～1.2m)，唐鐘で5～6尺(1.5～1.8m)，浜田市街地南部で1～2尺(0.3～0.6m)，沈降量は，生湯で1.5尺（0.45m），瀬戸ケ島で3尺(0.9m)，長浜で3尺(0.9m)とされている。また，浜田地震に伴う地殻変動は，隆起と沈降が狭い範囲で交互に繰り返されているという特徴があるとされている。

(2)藤森ほか(1990)

藤森ほか(1990)によると，浜田周辺の海岸地域の地形調査が行われ，浜田地震での隆起を含めて少なくとも完新世における2つの高海水準の記録，2段の更新世海成段丘及び7本の活断層の可能性の高いリニアメントが認められている。

畳ヶ浦地点では，赤鼻で高度1.4～1.6m及び3.2mの2面の波食棚が認められ，このうち上位の高度3.2mの面は，浜田地震による離水ではなく，それ以前の相対的高海面期を示す地形であるとされている。また，畳ヶ浦では高度0.7mと1.2mに波食棚が認められ，このうち上位の1.2m面が浜田地震時の汀線高度とされている。

また，浜田地震時の隆起・沈降地域の分布とリニアメントから推定される活断層の分布との対応関係から，横ずれ断層であったと推定されている。

畳ヶ浦海岸付近（文献調査（浜田地震による変動地形の概要））

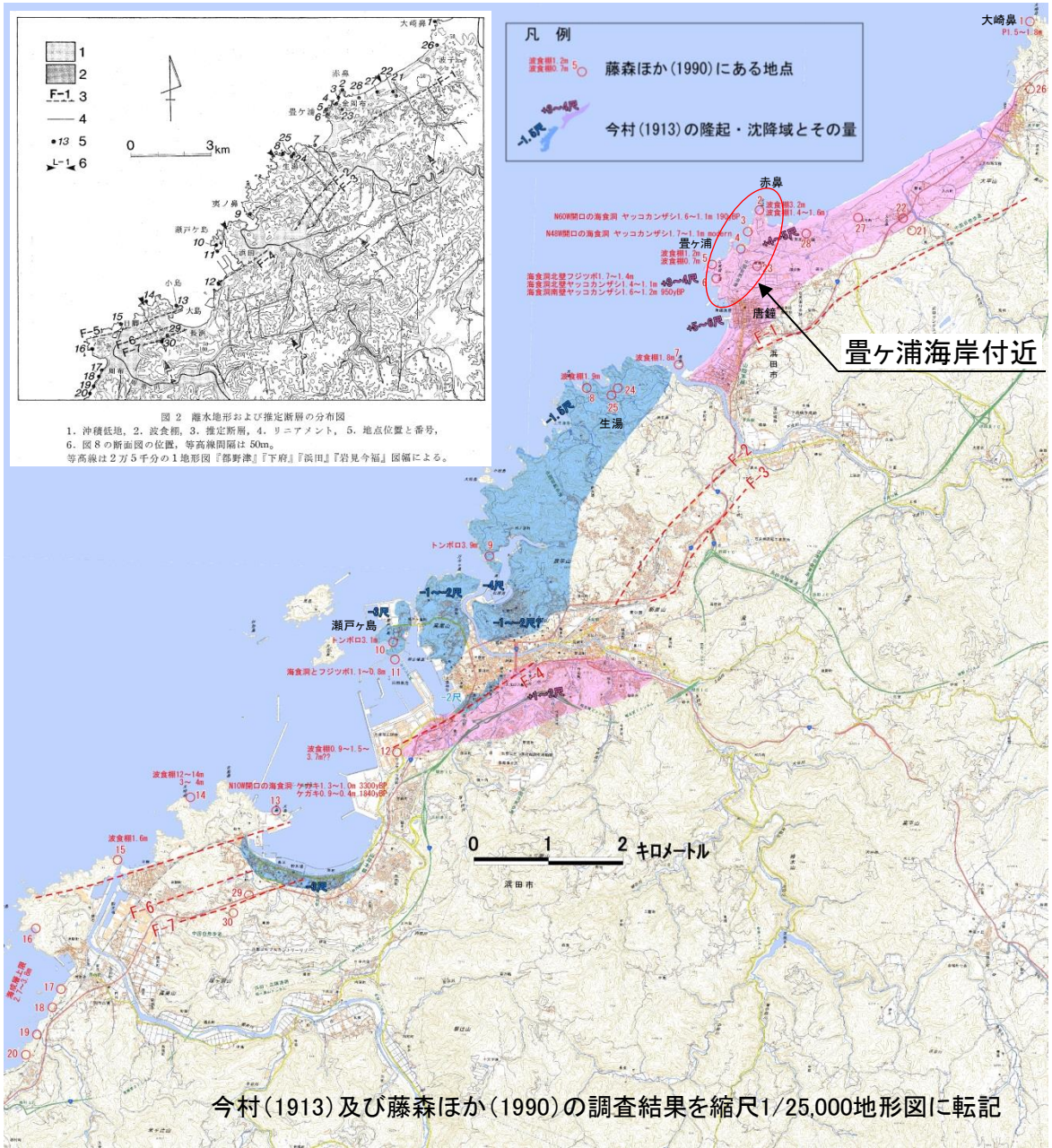


図 2　離水地形および推定断層の分布図
1．沖積低地，2．波食棚，3．推定断層，4．リニアメント，5．地点位置と番号，
6．図 8 の断面図の位置，等高線間隔は 50m。
等高線は 2 万 5 千分の 1 地形図『都野津』『下府』『浜田』『岩見今福』図幅による。

今村（1913）及び藤森ほか（1990）の調査結果を縮尺1/25,000地形図に転記

表 1　旧汀線の示標となる地形の種類と高度

	地域	高度（m）	指標	年代（y.B.P）	記載	Loc.
下府川以北	大崎鼻	1.5～1.8	波食棚			1
	赤鼻	3.2	波食棚		同高度のノッチあり	2
		1.4～1.6	波食棚			
	畳ヶ浦	1.1～1.7	波食棚			
	海食洞内	上1.6-下1.1	ヤッコカンザシ	190±90(GaK-13842)		3
	海食洞内	上1.7-下1.1	ヤッコカンザシ	modern（GaK-13846）	化石上部は大型，下部は小型	4
	畳ヶ浦	0.7	波食棚		高潮時波を被る	5
		1.2	波食棚		草付	
	海食洞内北壁	上1.7-下1.4	フジツボ			
		上1.4-下1.1	ヤッコカンザシ			
	南壁	上1.6-下1.2	ヤッコカンザシ	950±90（GaK-13843）	資料変質の可能性あり	6
浜田北東部	下府川河口	1.8	波食棚			7
	生湯	1.9	波食棚			8
	夷ノ島	3.9	海成層上限		海浜堆積物（トンボロ）	9
	瀬戸ヶ島	3.1	海成層上限		海浜堆積物（トンボロ）	10
	海食洞内壁面	上1.1-下0.8	フジツボ			11
浜田南西部	長浜北東部	0.9 下位	波食棚		同高度にノッチあり	
		1.5 上位	波食棚			
		0.9 下位	波食棚			
		1.4 上位	波食棚			
		1.5 下位	波食棚			12
		3.7 上位	波食棚			
		0.8 下位	波食棚			
		1.7 上位	波食棚			
	大島	1.5	波食棚			
	小島	上0.9-下0.4	ケガキ	1840±80（GaK-13844）	試料変質の可能性あり	13
		上1.3-下1.0	ケガキ	3300±110(GaK-13845)	試料変質の可能性あり	
	大崎	3.0～4.0	波食棚			14
		12.0～14.0	波食棚			
	周布川河口	1.6	波食棚			15
周布西部	周布西部	2.7	海成層上限		海浜堆積物	16
		3.5	海成層上限		海浜堆積物	17
		3.1	海成層上限		海浜堆積物	18
		3.8	海成層上限		海浜堆積物	19
		3.1	海成層上限		海浜堆積物	20

地点位置（Loc.）は図 2 に示す。

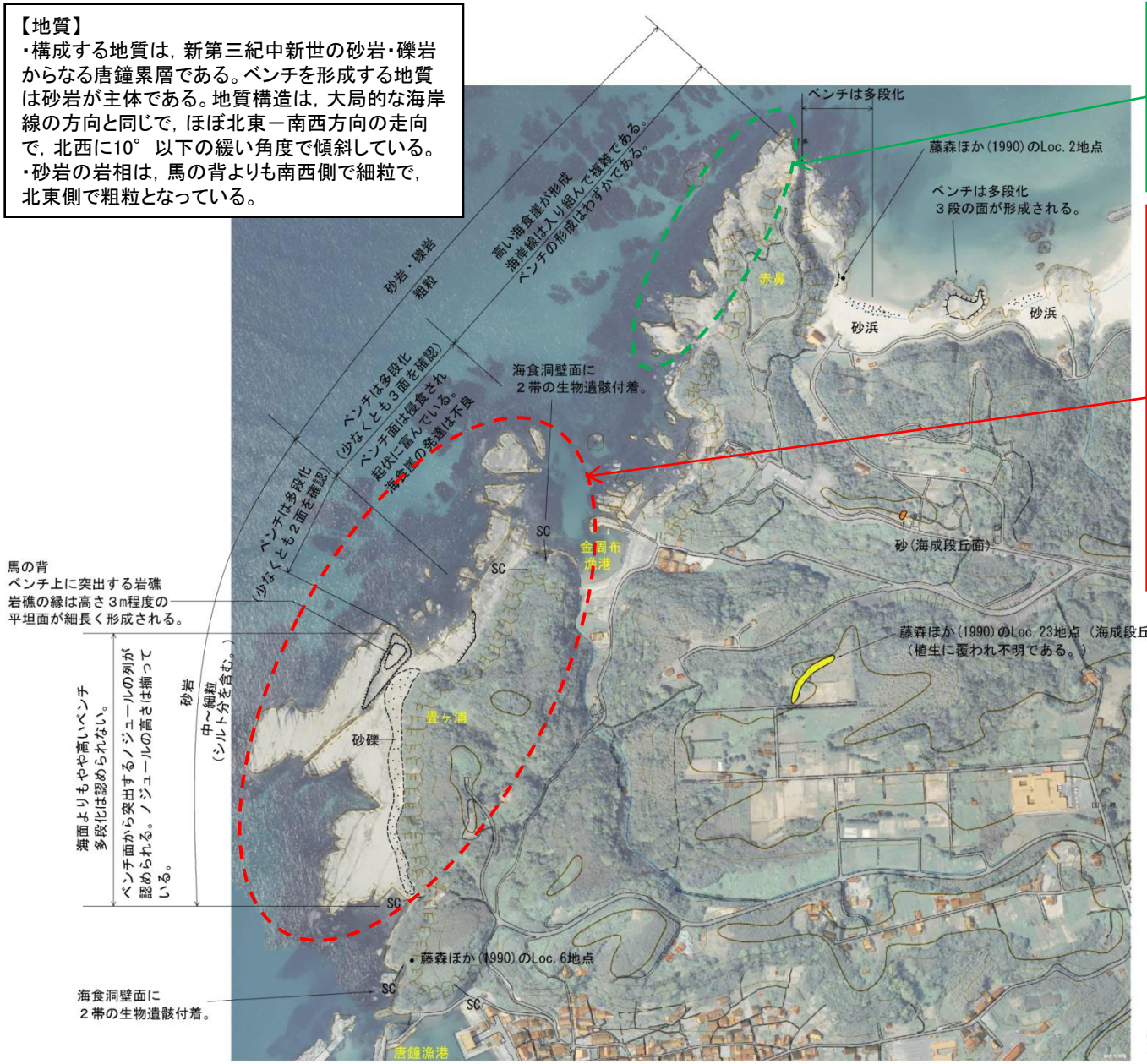
藤森ほか(1990)より引用

畳ヶ浦海岸付近（地表地質踏査）

【地質】
・構成する地質は，新第三紀中新世の砂岩・礫岩からなる唐鐘累層である。ベンチを形成する地質は砂岩が主体である。地質構造は，大局的な海岸線の方向と同じで，ほぼ北東－南西方向の走向で，北西に10°以下の緩い角度で傾斜している。
・砂岩の岩相は，馬の背よりも南西側で細粒で，北東側で粗粒となっている。

【赤鼻】
・赤鼻の北端は，北側に突出した岬で，岬東側はほぼ東西方向に延びる砂浜と接している。
・岬の西側は，ほぼ北東－南西方向に延びる複雑に入り組んだ海岸線で，急峻な海食崖とその前面に切立った岩礁が形成され，ベンチの発達は悪い。

【畳ヶ浦】
・畳ヶ浦のほぼ中央付近には，馬の背と呼ばれる岩礁が突出している。これを境に，北東側と南西側で海岸地形が異なっている。
・北東側では，北東－南西方向に延びる海岸線背後の斜面は海食崖の発達が悪い。斜面前面には，多段化したベンチが形成されるが，その幅は南西側ほど広くはない。
・一方，南西側では，海岸線背後の斜面はほぼ南北に延び，やはり海食崖の発達は悪いが，斜面前面には広範囲にベンチが広がって，日本海に突出している。
・なお，畳ヶ浦の北端と南端には，海食洞が形成されており，いずれの海食洞も両出口がつながったトンネル状の形状をしている。



凡　例

ベンチ上の段差

地質境界

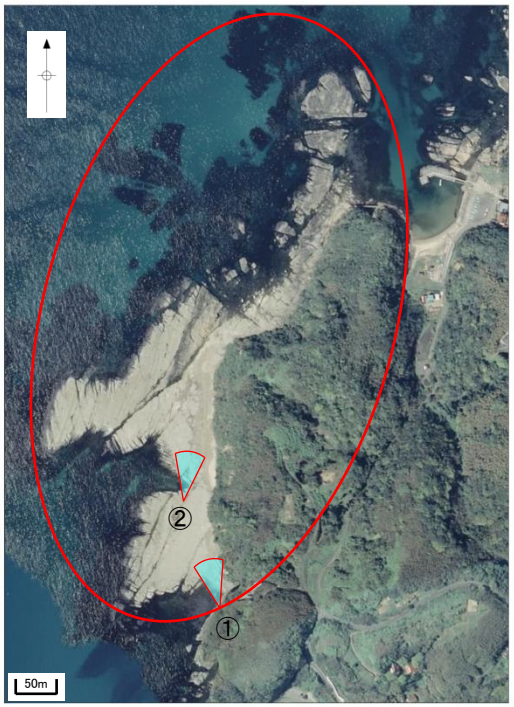
SC　海食洞

基図は，国土地理院の簡易オルソ画像と地理院地図を重合した画像地図を使用

0　50　100　150　200　メートル

畳ヶ浦海岸付近との比較（①ベンチの規模）

・畳ヶ浦のベンチ1面あたりの面積は約58,000m^{2}である。
・一方，敷地近傍において認められるベンチのうち，比較的広いベンチを形成する潜戸付近（潜戸鼻）の1面あたりの面積は，約7,000m^{2}である。



畳ヶ浦



潜戸鼻

ベンチの規模の比較
（オルソ画像より面積を算出）



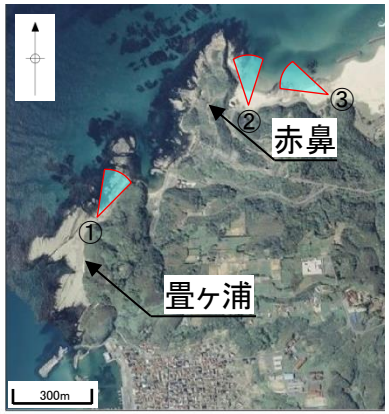
畳ヶ浦全景

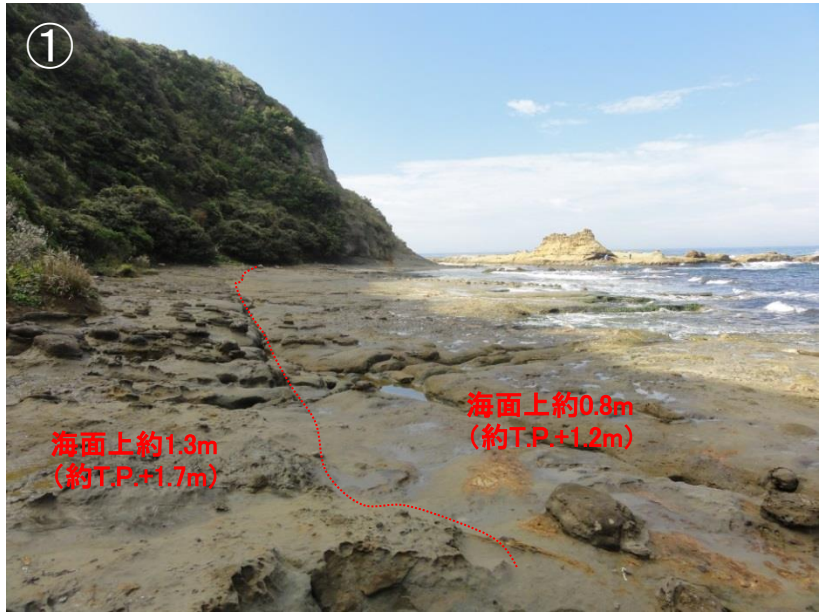


畳ヶ浦より北側の馬の背を望む

畳ヶ浦海岸付近との比較（②ベンチの多段化・高度）

・地表地質踏査の結果，畳ケ浦北側では，微小な崖を境にベンチが多段化し，上位のベンチほど侵食により起伏が激しくなっている。なお，T.P.+1.2mのベンチは，藤森ほか（1990）による浜田地震の離水ベンチに相当する（写真①）。
・また，赤鼻付近の複数箇所においてベンチの多段化が認められる（写真②，写真③）。





畳ヶ浦中央



赤鼻付近（最上位の面は植生有）



赤鼻付近

畳ヶ浦海岸付近との比較（②ベンチの多段化・高度）

・地表地質踏査の結果，赤鼻付近において藤森ほか（1990）に示される2段の波食棚（ベンチ）が認められる。
・藤森ほか（1990）によると，赤鼻付近（Loc.2）の2段の波食棚（ベンチ）の高度は，1.4～1.6m及び3.2mであり，上位のベンチ上にノッチが認められるとされている。
・一方，島根半島の海岸地形に明瞭な多段化は認められない。また，敷地近傍において認められるベンチのうち，潮間帯より上位のベンチを形成する潜戸付近（潜戸鼻）の高度は，T.P.+0.5m～1.0m程度である。



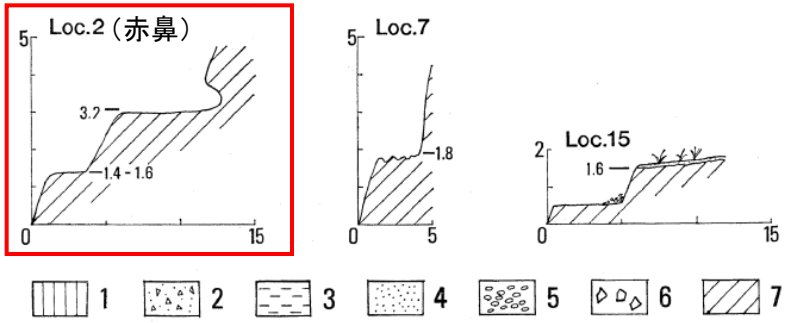


図 3　離水波食棚と完新世段丘の縦断面図
断面位置は図 2 に示す。高さ（数字）の単位は m。
1．土壌，2．岩屑，3．シルト，4．砂，5．円礫，6．角礫，7．基盤

離水波食棚と完新世段丘の縦断面図
藤森ほか（1990）より引用・加筆



赤鼻付近（藤森ほか（1990）のLoc.2に相当）

畳ヶ浦海岸付近との比較（③海成段丘の分布）

・藤森ほか（1990）によると，地震性隆起が示唆される下府（しもこう）付近（畳ヶ浦海岸付近）では，海成段丘が発達し，2段の更新世海成段丘面（Ⅰ面，Ⅱ面）及びその上位の上位面群（地代未詳）が分布するとされている。

・島根半島沿岸では，更新世以降の隆起運動を示唆する海成段丘は認められない（日御碕周辺を除く）。



国府付近（標高約50m付近の砂丘砂）
（藤森ほか（1990）の海成段丘Ⅰ面（Loc.23に相当）を覆う）

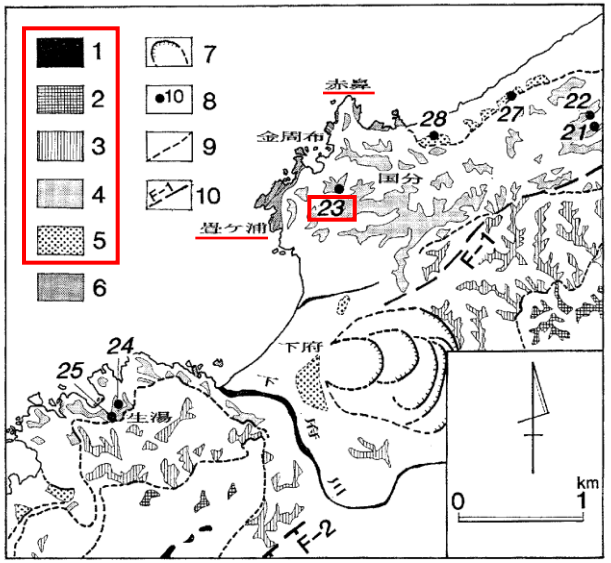


図 5　下府付近の海成段丘の分布図
1．上位面群（高位），2．上位面群（中位），3．上位面群（下位），4．Ⅰ面，5．Ⅱ面，6．離水波食棚，7．地滑り，8．地点位置と番号，9．旧汀線，10．推定断層

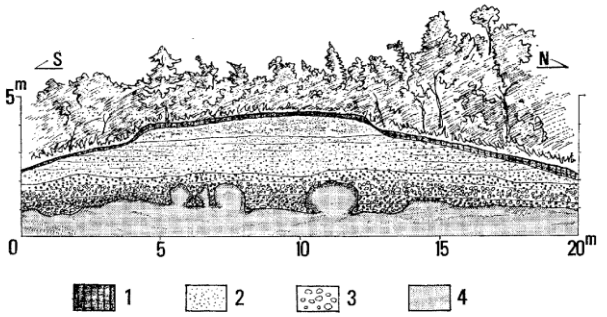


図 6　海成段丘堆積物のスケッチ
国分付近 Loc. 23（図 2，5）におけるⅠ面の海成段丘堆積物
1．土壌，2．砂，3．礫，4．基盤

海成段丘分布図及びスケッチ

藤森ほか（1990）より引用・加筆

畳ヶ浦海岸付近との比較（④離水化石の有無）

・地表地質踏査の結果，畳ヶ浦南側の海食洞の壁面において藤森ほか（1990）に示される生物遺骸が認められ，その上限高度はT.P.約+1.4m程度であり，離水した高度に分布する。なお，藤森ほか（1990）によると，生物遺骸群の上限高度は，1.7mとされている。

・島根半島沿岸域では，明らかな離水を示す生物遺骸化石は確認されていない。



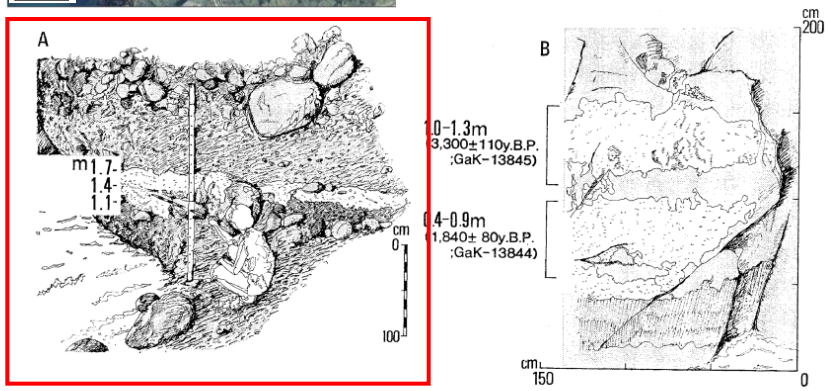
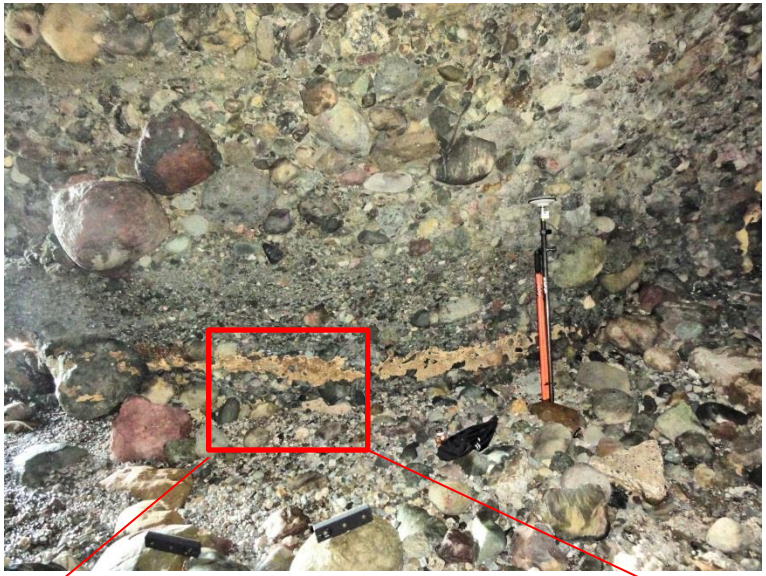
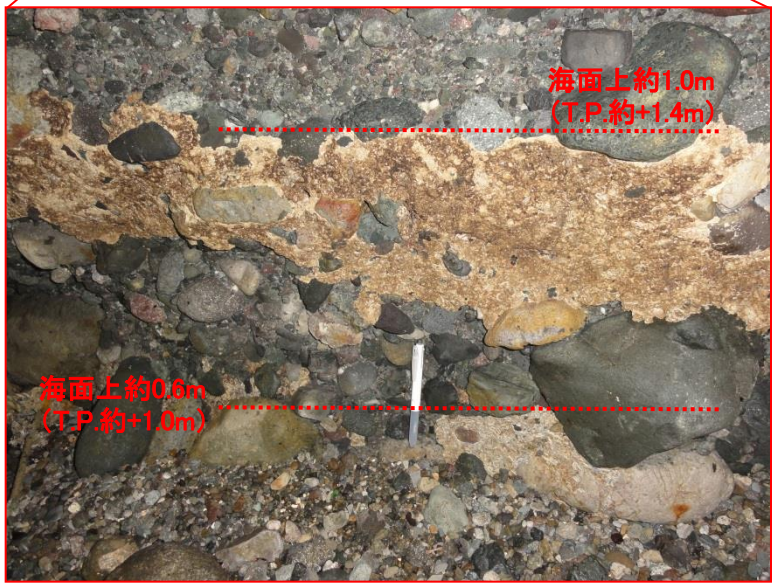


図 4　畳ヶ浦海食洞（Loc. 6）北壁（A），小島海食洞（Loc. 13）内（B）のスケッチ
帯状の白色部は化石帯を示す。

離水化石の分布状況（海食洞内）
藤森ほか（1990）より引用・加筆





畳ヶ浦海岸付近との比較（④離水化石の有無）

・地表地質踏査の結果，畳ヶ浦北側の海食洞の壁面において生物遺骸が2段で配列し，上位は，離水した位置に分布する。また，上位の生物遺骸群には，旧汀線高度を示すと考えられるヤッコカンザシの遺骸が認められる。

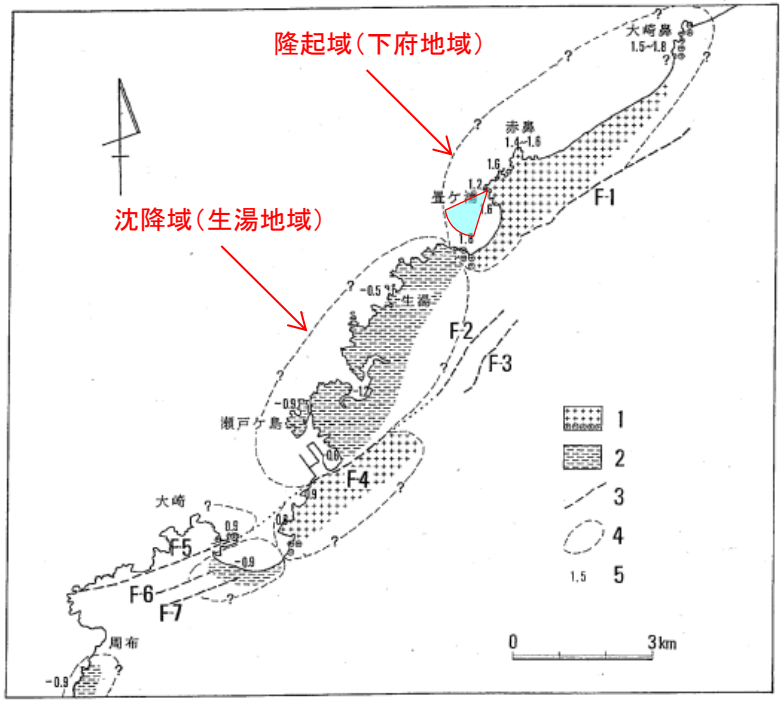






畳ヶ浦海岸付近との比較（⑤地震性隆起域・沈降域の有無）

- 今村（1913）及び藤森ほか（1990）によると，浜田地震時において隆起したとされる地域（下府地域）と沈降したとされる地域（生湯地域）が示されている。
- 文献調査及び地表地質踏査の結果，沈降したとされる地域（生湯地域）のベンチの発達は比較的不良である。
- 島根半島沿岸の潮間帯より上位に発達するベンチは，広がりや連続性に乏しく，定高性や系統的な高度変化などの規則性は認められない。



浜田地震時の隆起・沈降域

藤森ほか（1990）より引用・加筆

図3　浜田地震時の隆起・沈降および推定活断層の分布（藤森ほか，1990）1．隆起地域（丸印は藤森ほか，1990によって隆起が明らかとなった地域．他は今村（1913）による，2．沈降地域（今村，1913による），3．推定断層，4．推定した隆起・沈降のおおまかな範囲，5．浜田地震による隆起・沈降量．隆起量は藤森ほか（1990），沈降量は今村（1913）による．



畳ヶ浦南側より南西方向の生湯地域
（今村（1913）に示される沈降域）を望む

畳ヶ浦海岸付近との比較（まとめ）

比較内容	畳ヶ浦海岸付近	島根半島沿岸
①ベンチの規模	・畳ヶ浦のベンチ1面あたりの面積は，約58,000m^{2}である。	・敷地近傍において認められるベンチのうち，比較的広いベンチを形成する潜戸付近（潜戸鼻）の1面あたりの面積は，約7,000m^{2}である。
②ベンチの多段化・高度	・2～3段のベンチが認められる。 ・赤鼻付近の2段の波食棚（ベンチ）の高度は，1.4～1.6m及び3.2mであり，上位のベンチ上にノッチが認められる。	・明瞭な多段化は認められない。 ・敷地近傍において認められるベンチのうち，潮間帯より上位のベンチを形成する潜戸付近（潜戸鼻）の高度は，T.P.+0.5m～1.0m程度である。
③海成段丘の分布	・地震性隆起地域とされる下府付近（畳ヶ浦海岸付近）では，海成段丘が発達する。	・海成段丘は認められない（日御碕周辺を除く）。
④離水化石の有無	・海食洞の壁面において離水化石が認められる。	・明らかな離水を示す生物遺骸化石は確認されていない。
⑤地震性隆起域・沈降域の有無	・浜田地震時において隆起したとされる地域（下府地域）と沈降したとされる地域（生湯地域）が示されている（文献調査）。 ・沈降したとされる地域（生湯地域）のベンチの発達は比較的不良である。	・潮間帯より上位に発達するベンチは，広がりや連続性に乏しく，定高性や系統的な高度変化などの規則性は認められない。

・島根半島の海岸地形は，地震性隆起が示唆される地域の海岸地形の特徴と大きく異なることを確認した。

参考：音波探査仕様

音波探査仕様（中国電力）

調査機関	中国電力株式会社					
調査海域	敷地前面及び周辺海域				鳥取沖	美保湾
調査年	1981	2014			1999	1998
調査の種類	シングルチャンネル（アナログ方式）	マルチチャンネルショートタイプ（デジタル方式）	マルチチャンネルショートタイプ（デジタル方式）	マルチチャンネル（デジタル方式）	シングルチャンネル（アナログ方式）	マルチチャンネル（デジタル方式）
発振器	スパーカー	ブーマー（A300）	ウォーターガン	エアガン	ウォーターガン	エアガン（GIガン）
発振音源出力	700J	約300J	容量：15in^3 空気圧力：130kg/cm^2 （約4,000J）	容量：（300）in^3 空気圧力：120kg/cm^2 （約60,000J）	容量：15in^3 空気圧力：130kg/cm^2 （約3,500J）	容量：(45+105)in^3 空気圧力：130kg/cm^2 （約17,000J）
発振音の周波数（一般的）	100～1,000Hz	400～1,400Hz	50～250Hz	数Hz～128Hz	50～2,500Hz	数Hz～128Hz
発振間隔	1.6sec	1.25m	2.5m	12.5m	1.6sec	12.5m
受振器	1ch	16ch 受振点間隔：2.5m	16ch 受振点間隔：2.5m	48ch 受振点間隔：12.5m	1ch	48ch （一部24ch） 受振点間隔：12.5m
ケーブル長	－	約40m	約40m	約600m	－	約300～600m
データ収録時の周波数レンジ	150～700Hz	out～3kHz	out～1.5kHz	out～400Hz	50～500Hz	off
収録時間長	0.533sec	0.6sec	1.0sec	4.0sec	0.533sec	3.0sec
収録時サンプリングレート	－	0.1msec	0.1msec	1.0msec	－	1.0msec
データ処理時サンプリングレート	－	0.1msec	0.5msec	1.0msec	－	1.0msec

音波探査仕様（他機関）

調査機関	原子力安全・保安院		地質調査所			海上保安庁水路部			
調査海域	敷地前面海域及び美保関沖		隠岐海峡		鳥取沖	美保関	赤碕	鳥取	余部崎
調査年（発行年）	2008		1977（1982）	1978（1982）	1986（1989）	1991（1992）	1990（1991）	1991（1992）	1992（1993）
調査の種類	高分解能マルチチャンネル（デジタル方式）	マルチチャンネル（デジタル方式）	シングルチャンネル（アナログ方式）	シングルチャンネル（アナログ方式）	シングルチャンネル（アナログ方式）	シングルチャンネル（アナログ方式）	シングルチャンネル（アナログ方式）	シングルチャンネル（アナログ方式）	シングルチャンネル（アナログ方式）
発振器	ブーマー	ウォーターガン	エアガン	エアガン	エアガン	スパーカー	スパーカー	スパーカー	ウォーターガン
発振音源出力	約300J	容量：15in^3 空気圧力：130kg/cm^2 （約3,500J）	容量：120in^3×2 空気圧力：115kg/cm^2 （約80,000J）	容量：40in^3×2 （波形整形器付き） 空気圧力：105kg/cm^2 （約24,000J）	容量：120in^3×2 空気圧力：115kg/cm^2 （約80,000J）	700J	300J	4000J	容量：15in^3 空気圧力：150kg/cm^2 （約4,000J）
発振音の周波数（一般的）	50～10,000Hz	50～2,500Hz	数Hz～128Hz	数Hz～128Hz	数Hz～128Hz	100～1,000Hz	100～1,000Hz	100～1,000Hz	50～2,500Hz
発振間隔	1.6～1.8m	9.375m	8sec	4sec	8sec	1.33sec	－	2sec	2.0sec
受振器	18ch 受振点間隔：3.125m	48ch 受振点間隔：6.25m	1ch	1ch	1ch	1ch	1ch	1ch	1ch
ケーブル長	約56m	約300m	－	－	－	－	－	－	－
データ収録時の周波数レンジ	3.8～3,400Hz	3.8～1,700Hz	40～125Hz （20～98Hz）	31～125Hz	40～125Hz （20～98Hz）	100～1,000Hz	150～500Hz	100～2,.000Hz	160～620Hz
収録時間長	0.5sec	2.0sec	2.0sec 4.0sec	2.0sec	2.0sec 4.0sec	0.267sec 0.533sec	0.5sec	1.0sec	0.5sec
収録時サンプリングレート	0.125msec	0.25msec	－	－	－	－	－	－	－
データ処理時サンプリングレート	－	－	－	－	－	－	－	－	－

参考文献

(1) 中田高・今泉俊文・岡田篤正・千田昇・金田平太郎・佐藤高行・高沢信司(2008)：1：25,000都市圏活断層図「松江」第2版，国土地理院技術資料D・1-No.502

(2) 今泉俊文・宮内崇裕・堤浩之・中田高 編(2018)：活断層詳細デジタルマップ 新編，東京大学出版会

(3) 鹿野和彦・中野俊(1986)：恵曇地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所

(4) Ludwig et al.(1970)：Seismic refraction., Maxwell, A. ed.: The sea, 4. Wiley Interscience

(5) Talwani, M., Worzel, J.L. and Landisman, M.（1959）：Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. J. Geophys. Res., 64, pp.49-59

(6) 物理探査学会編(1998)：物理探査ハンドブック，手法編第8章

(7) 地質調査総合センター編(2013)：日本重力データベースDVD版，地質調査総合センター

(8) Hubbert, M.(1948)：A line-integral method of computing the gravimetric effects of two-dimensional masses. Geophysics, 13, pp.215-22 (9) 佃栄吉・寒川旭・水野清秀(1985)：50万分の1活構造図「岡山」，地質調査所

(9) 物理探査学会編(1989)：物理探査ハンドブック，手法編第8章

(10) 原子力安全基盤調査研究(2005)：活動度の低い活断層による地震の評価手法に関する研究，平成16年度原子力安全基盤調 査研究 広島大学

(11) 佐藤高行・中田高(2002)：鹿島断層の変位地形－一括活動型活断層のモデルとして－，活断層研究 21号，pp.99-110

(12) 中田高・今泉俊文・岡田篤正・千田昇・金田平太郎・佐藤高行・高沢信司(2002)：1：25,000都市圏活断層図「松江」，国土地理院技術資料D・1-No.396

(13) 鹿野和彦・吉田史郎(1985)：境港地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所

(14) 原安委WG3(2009)：原子力安全委員会ワーキンググループ3第17回参考資料第2号

(15) 活断層研究会編(1991)：[新編]日本の活断層－分布図と資料，東京大学出版会

(16) 町田洋・新井房夫（2011）：新編日本の火山灰アトラス（第2刷），東京大学出版会

(17)岡田昭明・石賀敏（2000）：大山テフラ，日本地質学会第107年学術大会 見学旅行案内書，81-90

(18) 松井健・加藤芳朗（1962）：日本の赤色土壌の生成時期・生成環境にかんする二，三の考察，第四紀研究，第2巻，第4－5号，pp.161-179

(19) 松井健（1993）：地史における土壌圏の発生発展と，その生物環境保全機能について，地学雑誌，第102巻，第6号，pp.723-744

(20) 大西郁夫（1979）：出雲海岸平野の第四系，島根大学理学部紀要 13，pp.131-144

(21) 鹿野和彦・山内靖喜・高安克己・松浦浩久・豊遙秋(1994)：松江地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所

参考文献

(22) 林正久・三浦清(1987):三瓶火山のテフラの層序とその分布, 山陰地域研究(自然環境) 第3号

(23) 永塚鎮雄(1973):褐色森林土・黄褐色森林土・赤色土における遊離酸化鉄の存在状態について, ペドロジスト17 , pp.70-83

(24) 佐々木俊法(2012):レス堆積物による土壌年代推定についての体系的調査手法の構築, 電力中央研究所報告, 研究報告N11050, 電力中央研究所

(25) 日本第四紀学会編(1993):第四紀試料分析法 2研究対象別分析法, 東京大学出版会

(26) Nagatsuka S. and Maejima Y.(2001):Dating of Soils on the Raised Coral Reef Terraces of Kikai Island in the Ryukyus, Southwest Japan: With Special Reference to the Age of Red-Yellow Soils., 第四紀研究, 40, pp.137-147

(27) 田中雅章・清木祥平・伊藤友司・清水雄一・田中竹延(2016):松江地域周辺のレス堆積物を対象とした遊離酸化鉄分析による年代推定手法の検証, 日本地球惑星科学連合2016年大会予稿集, SSS31-04

(28) 古澤明・梅田浩司(2002):大山最下部および下部火山灰にはさまれるテフラの岩石記載的特徴, 第四紀研究 Vol.41, No.5, pp.413-420

(29) 古澤明(1995):火山ガラスの屈折率測定および形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別, 地質学雑誌, 第101巻, 2号, pp.123-133

(30) 篠崎鉄哉(2013):泥炭堆積物コアを用いた古気候復元研究, 地球環境史学会PALEO1, PL-0001

(31) 今村泰基・向吉秀樹(2017):西日本島根半島に発達する東西走向断層系の分布および発達過程の解明, 日本地球惑星科学連合2017年大会(ポスターセッション)

(32) M. Doblas (1998):Slickenside kinematic indicators, Tectonophysics , vol.295 , p187-197

(33) 黒田吉益・諏訪兼位(1983):偏光顕微鏡と岩石鉱物, 共立出版株式会社, p.72

(34) 井沢英二(1996):資源の探査. 平朝彦ほか編, 地球の観測. 岩波講座「地球惑星科学」, 330p

(35) 歌田実(1997):天然におけるゼオライトおよび関連鉱物の生成条件. 粘土科学, 37, 87-94

(36) 吉村尚久(2001):粘土鉱物と変質作用, 地学双書, 地学団体研究会, 293p

(37) 吉村尚久(2003):続成作用と粘土鉱物. 粘土科学, 42, 167-173

(38) 星一良・佐賀肇・箕輪英雄・稲葉允(1992):秋田・新潟のグリーンタフの変質と貯留岩性状. 石油技術協会誌, 57, 77-90

(39) IIJIMA, A., (1978): Geological occurrences of zeolite in the marine environments: In SAND, J. B. and MUMPTON, F. A. (ed) Natural Zeolites, Occurrence, Properties, Use. Pergamon Press, Oxford, 175-198

(40) 鹿野和彦・中野俊(1985):美保関地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所

(41) 阿部武治・清水茂俊・山田勝稔編(1991):現代機械工学シリーズ4 弾性力学, 朝倉書店

(42) 坂幸恭(1993):地質調査と地質図, 朝倉書店

参考文献

(43) 多井義郎(1952)：島根半島中央地区の層序と構造−島根半島第三系の地質学的研究（その1），地質学雑誌，第58巻，第687号，pp.573−582

(44) 田力正好・中田高・堤浩之・後藤秀昭・松田時彦・水本匡起（2016）：島根半島周辺の活断層とそのテクトニックな意義，日本地球惑星科学連合2016年大会（ポスターセッション）

(45)島根県(1980)：土地分類基本調査「美保関・境港」，島根県

(46)坂本亨・山田直利（1982）：20万分の1地質図幅「松江及び大社」，地質調査所

(47)新編島根県地質図編集委員会編（1997）：新編島根県地質図，1:200,000，新編島根県地質図編集委員会

(48) SAKAI Tetsuya, FURUKAWA Ayako, KAWANO Shigenori（2013）：Stepwise environmental changes in the lower Miocene Koura Formation, southwest Japan, associated with Japan Sea evolution，地質学雑誌，第119巻，第4号，p285−299

(49) 鈴木隆介(2012)：建設技術者のための地形図読図入門，第4巻　火山・変動地形と応用読図　改訂版，古今書院

(50) 脇田浩二・岡村行信・粟田泰夫(1992)：日本地質構造図 1:300万，日本地質アトラス（第2版），地質調査所編　朝倉書店

(51) 国土交通省・内閣府・文部科学省（2014）：日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書

(52) 地震調査研究推進本部　地震調査委員会（2016a）：中国地域の活断層の長期評価（第一版）

(53) 田中隆・小草鉄治（1981）：山陰沖における中期中新世以降の構造運動，地質学雑誌，第87巻，第11号，pp.725−736

(54) 山内靖喜・三梨昂・山本洋一郎（1980）：島根半島の中新統.，日本地質学会（松江）見学旅行案内書第2班，pp.1−39

(55)多井義郎(1973)：いわゆる宍道褶曲帯について，地質学論集　第9号，p.137−146

(56) 文部科学省研究開発局 国立大学法人東京大学地震研究所(2017)：2−3 沿岸海域および海陸統合構造調査，日本海地震・津波調査プロジェクト　平成28年度第2回運営委員会資料

(57) 佐藤比呂志・石山達也・加藤直子・戸田茂・川崎慎治・阿部進・藤原明・田中康久(2017)：2016年鳥取県中部地震震源域を横切る倉吉−倉吉沖海陸統合地殻構造探査，JpGU−AGU Joint Meeting 2017 口頭発表要旨

(58) Itoh, Y. and Nagasaki, Y.(1996)： Crustal shortening of southwest Japan in the Late Miocene. The Island Arc, 5, pp.337−353

(59) 文部科学省研究開発局 国立大学法人東京大学地震研究所(2015a)：3.2.3 沿岸海域および海陸統合構造調査，平成26年度「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書

(60)文部科学省研究開発局 国立大学法人東京大学地震研究所(2015b)：2−3 沿岸海域および海陸統合構造調査，日本海地震・津波調査プロジェクト　平成26年度第2回運営委員会資料

(61) Itoh, Y., Tsutsumi, H., Yamamoto,H. and Arato, H.（2002）：Active right−lateral strike−slip fault zone along the southern margin of the Japan Sea, Tectonophysics , 351, pp.301−314

(62) 国土交通省・内閣府・文部科学省（2014）：日本海における大規模地震に関する調査検討会　海底断層ワーキンググループ　報告書

参考文献

(63) 伊藤康人・荒戸裕之(1999):九州西方－山陰・北陸海域日本海南部における鮮新世以降の応力場変遷, 地質ニュース 第541号

(64) 鎌田浩毅(1999):西南日本弧と琉球弧の会合部に見られる6Maと2Maの広域テクトニクス転換の重要性, 月刊地球 Vol.21 No.10

(65) Woodcock, N. H., Fischer, M.(1986): Strike-slip duplexes. Journal of Structural Geology 8, pp.725-735

(66) 村田泰章・駒澤正夫・牧野雅彦・佐藤秀幸・名和一成・上嶋正人・岸本清行・大熊茂雄・志知龍一・小室裕明・西村敬一・赤松純平(2009):岡山地域重力図(ブーゲー異常)1:200,000

(67) 山内靖喜・岩田昭夫(1998):宍道低地帯東部における熱水資源評価, 応用地質, 第39巻, 第4号, pp.361-371

(68) 山内靖喜(2000):宍道断層の形成時期, 日本地質学会学術大会講演要旨 107, p.41

(69) 鳥取県(2004):鳥取県西部地震関連地域の地下構造調査, 18p

(70) 藤原治・柳田誠・三箇智二・守屋俊文(2005):地層処分からみた日本列島の隆起・侵食に関する研究, 原子力バックエンド研究, Vol.11, No.2, pp.113-124

(71) 小池一之・町田洋編 (2001):日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会

(72) 三位秀夫(1963):海蝕と海水準の関係について, 海洋地質, Vol.2, No.1, pp. 8- 16

(73) 豊島吉則(1967):山陰海岸における海蝕地形に関する研究, 鳥取大学教育学部研究報告, 18, pp.64-98

(74) 高橋達郎(1972):九州平戸島海岸における波蝕棚の地形, 岡山大学教育学部研究集録, 33, pp.83-99

(75) 島根県鹿島町教育委員会編(1997):佐太講武貝塚 主要地方道松江美保関線関係交通安全設備工事に伴う調査, pp.37-43

(76) 島根大学埋蔵文化財調査研究センター編(1997):島根大学構内遺跡第1次調査(橋縄手地区1)－宍道湖北東岸における「縄文海進」期低湿地遺跡の調査－, pp.122-129

(77) 島根大学埋蔵文化財調査研究センター編(2002):島根大学構内遺跡第11次調査(橋縄手地区2)－宍道湖北東岸における「縄文海進」期低湿地遺跡の調査－, pp.119-123

(78) 竹広文明・渡辺貞幸・会下和宏・内田律雄(1996):島根半島洞窟遺跡の研究－島根県八束郡美保関町サルガ鼻洞窟遺跡の試掘調査－, pp.117-126

(79) 建設省松江国道工事事務所・島根県教育委員会編(1997):島田池・鶺貫遺跡, 一般国道9号安来道路建設予定地内埋蔵文化財発掘調査報告書 西地区Ⅷ, pp.275-278

(80) 水口晶郎・大塚充・中村唯史・徳岡隆夫(1998):安来市岩屋遺跡および小汐手遺跡で発見された縄文～弥生時代の旧海岸地形, 山陰地域研究(自然環境), 第14号, pp.7-14

(81) 中村唯史(2006):山陰中部地域における完新世の海面変化と古地理変遷, 第四紀研究, 45 巻 , 5号, pp.407-420

(82) 彌富涼子・横田修一郎(2015):島根半島, 桂島の柱状節理と斜面の構造, 島根大学地球資源環境学研究報告, 33, pp.89-100

参考文献

(83) 井詰達也・横田修一郎(2012):島根半島，小伊津海岸における岩盤斜面の構造とそれに基づいた斜面ハザードマップの試作，島根大学地球資源環境学研究報告，31，pp.69-79

(84) 豊島吉則(1978):山陰海岸における完新世海面変化，地理学評論，51巻，2号，pp.147-157

(85) 今村明恒(1913):明治五年ノ濱田地震，震災予防調査会報告，77，pp.43-77

(86) 藤森孝俊・蒔苗耕司・山口勝・川口隆・太田陽子(1990):島根県浜田地震(1872年)の地形学的検討，地学雑誌，99巻，2号，pp.44-59

(87) 中条武司・中西健史・前島渉(1993):島根県浜田北方の中期中新世唐鐘累層，地球科学，47巻，6号，pp. 473-484