



東京学芸大学リポジトリ

Tokyo Gakugei University Repository

Relationship between Rock Strength and the Sinuosity of Coastline : Studies from Boso Peninsula and Miura Peninsula (Research Notes)

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2022-04-06 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 孫,小淳, 青木,久 メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/2309/00173805

海岸線の屈曲度と岩石強度との関係 —房総半島と三浦半島の事例—

孫 小淳*・青木 久**

キーワード：海岸線の屈曲度，岩石強度，波食作用，離水，沈水海岸

I はじめに

海岸線の形状を地図で読むと，単調で直線的な海岸線や出入りに富む屈曲した海岸線が存在する。後者の地形としてはリアス海岸が有名である。リアス海岸は，山地地形が土地の沈降や海面の上昇によって海面下に沈水し，尾根が岬に，河食谷が海水の侵入した溺れ谷の入江（湾）となった地形であり（松倉，2021），日本では三陸や伊勢志摩の海岸に発達している（吉川，1964；三浦，1968；米地ほか，1997；青木，2018；荻原ほか，2019）。

日本における海岸線の形状に関する先駆的な研究として，大塚（1933）がある。大塚は青森県尻屋岬から鹿児島県佐多岬までの太平洋岸を対象とし，地形図を用いて 10 km ごとの海岸線の屈曲度を求め，海岸背後の地質（構成岩石の種類）との対応関係を調べた。第四紀層や新第三紀層といった新しい地質系統の岩石からなる海岸では屈曲度が小さく平滑であるのに対し，古第三紀層，中生層，古生層の古い地質系統の岩石や火成岩からなる海岸では屈曲度が大きく，出入りが大きいことを明らかにした。この結果に対して，古い地質系統の堆積岩ほど力学的に硬いという一般的傾向から，沈水当初，リアス的な海岸線を示していた岩石海岸のなか

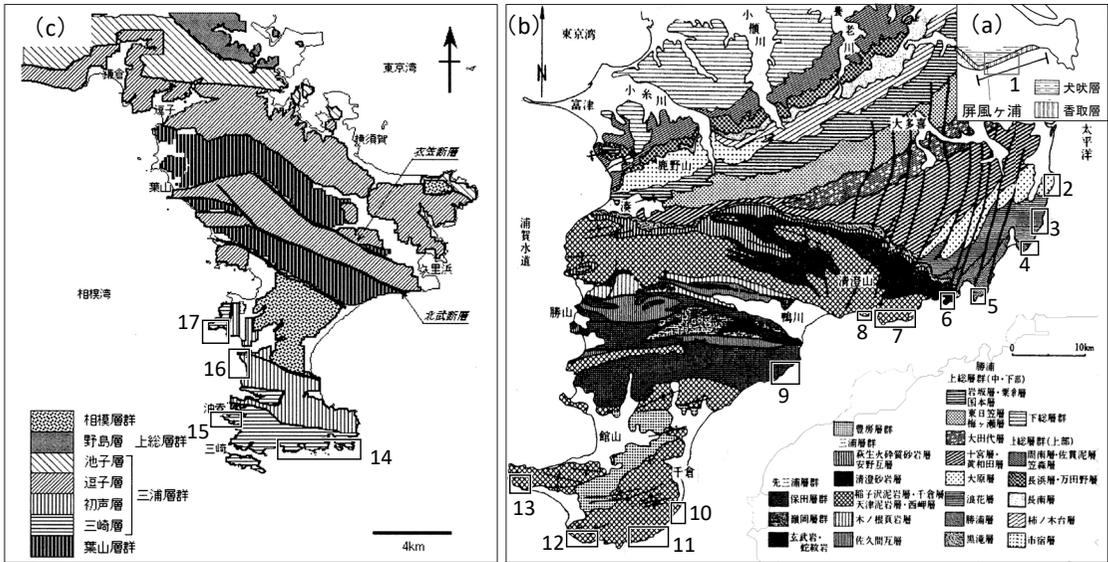
で，軟岩からなる海岸は侵食作用によって平滑な海岸線に変化し，一方，硬岩からなる海岸は侵食されにくいと，屈曲した海岸線が保存されるのではないかという考察をした。以上のように大塚（1933）は，海岸線の形状を示す屈曲度と岩石強度は密接な関係をもつ可能性を指摘したが，その関係を実証したわけではない。そこで本研究では，波の営力の場所的变化が少ないと考えられる，岬と溺れ谷が卓越する房総半島と三浦半島の海岸を調査対象として選び，実際にシュミットハンマーによる構成岩石強度を把握することにより，海岸線の屈曲度と岩石強度との関係を定量的に明らかにすることを目的とする。

II 調査地域

1. 調査地域の選定

本研究では調査地域として，千葉県房総半島の外房，神奈川県三浦半島南部の太平洋に面した海岸を選んだ（第 1 図）。選定の理由は（1）襲来する波浪のエネルギーや潮汐の場所的差異が小さい（すなわち，波や潮汐の営力を一定とみなせる）こと，（2）丘陵や台地が直接海と接し，大河川の流入のない岩石海岸が卓越する地域であること，（3）地域内に種々の岩石が露出

* 東京学芸大学・大学院生 ** 東京学芸大学教育学部



宇多ほか (2003), 太田 (2006) を用いて作成

第1図 調査対象地域

し、屈曲度の異なる海岸線が見出されること、などによる。

調査地域には夏季から秋季にかけて台風による暴風時波浪がおよぼせる。台風域内での最大級の波について、房総半島北部の屏風ヶ浦付近では波高7～8 m、周期11～12秒であり、太東岬以南では波高8～9 m、周期14～18秒である(辻本, 1985)。一方、三浦半島の南西に位置する伊豆大島付近の波高は8.5 m、周期は9.0秒であり(Sunamura et al., 2014)、三浦半島南部にもこれと同規模の波が作用すると考えると、房総半島と三浦半島に作用する波のエネルギーには大きな差異はなく、両海岸に作用する営力は同等であるとみなせる。

日本列島周辺の海水準の変化をみると、約2万年前の最終氷期から130～140 mの海面上昇が起り、それにより沿岸部は沈水したと考えられている。この海面上昇すなわち海進は縄文海進と呼ばれる。関東沿岸が現在の海水準に達したのは縄文時代の約7000年前であり、6000

年前頃には、現海面よりも約2～3 m高い最高海面に達し、その後、海面は低下し現海面となったと考えられている(例えば、遠藤, 2017)。縄文海進最高期の海水準に対応する汀線の高度、すなわち縄文海進最高期の旧汀線高度(H)は、縄文海進後の海面低下と地殻変動による隆起量に規定され(宍倉, 2001)、縄文海進最高期(6000年前)以降の垂直方向の離水量とみなせる。本研究では、この H を縄文海進以降の離水量と呼ぶことにする。房総半島における縄文海進以降の地殻変動は場所的の差異が大きく、 H は南端の野島崎付近で30 mと最大で、北東に向かうほど減少し、鴨川付近で18 m、小湊～大原付近では11 m(宍倉, 2001)、太東岬では6 m(森脇, 1979)、屏風ヶ浦では5 mである(太田ほか, 1985)。また、三浦半島南部における H は5～8 mと推定されている(松島, 1999)。

本調査地域は、新第三系中新統・鮮新統、そして第四系更新統など様々な堆積年代の堆積岩が分布している。本研究では、砂岩・泥岩・凝

灰岩などの岩石で構成される以下の17海岸を調査サイトとして設定した(第1図)。房総半島においては屏風ヶ浦から西川名までの13サイト(1. 屏風ヶ浦, 2. 大原, 3. 浪花, 4. 御宿, 5. 勝浦, 6. 鵜原, 7. 小湊, 8. 実入, 9. 江見, 10. 千倉, 11. 野島崎, 12. 布良, 13. 西川名), 三浦半島においては, 劔崎から荒崎までの4サイト(14. 劔崎, 15. 浜ノ原, 16. 黒崎ノ鼻, 17. 荒崎)である。

2. 調査サイトの地形・地質

調査サイトごとの地形と地質(堀川・砂村, 1969; 宇多ほか, 2003; 太田, 2006; 山本ほか, 2017; 尾崎ほか, 2019)について述べる(第2図)。

(1) 屏風ヶ浦 (サイト1)

サイト1の屏風ヶ浦は, 比高約25~65 m, 長さ約10 kmの海食崖が直線的に伸び, 岬も入江もほとんどみられない海岸である。海食崖の下部は泥岩を主とする鮮新~更新統犬吠層群飯岡層で構成される。地形図上では「がけ(土)」の記号で表現された海食崖が続いている。海食崖前面の地形は沖方向に緩傾斜している海食台である。海食崖は波に削られ, 激しく後退するため, 現在, 侵食防止目的で崖と平行に連続した離岸堤が設置されている。

(2) 大原, 浪花, 御宿, 勝浦 (サイト2, 3, 4, 5)

この4つのサイトは北東から南西に延びる鮮新~更新統の上総層群から構成されている。北から, 大原をサイト2, 浪花をサイト3, 御宿をサイト4, 勝浦をサイト5とした。サイト2は泥岩の大原層, サイト3は砂岩泥岩互層の浪花層, サイト4とサイト5はいずれも砂岩泥岩互層の勝浦層である。これらのサイトでは, 海食崖の前面に平坦な岩床面が広がっている。この岩床面は波食棚であり, 地形図上では, 「がけ(岩)」で表現された海食崖の前面に隠顕岩の記

号で表現されている。

(3) 鵜原, 小湊, 実入 (サイト6, 7, 8)

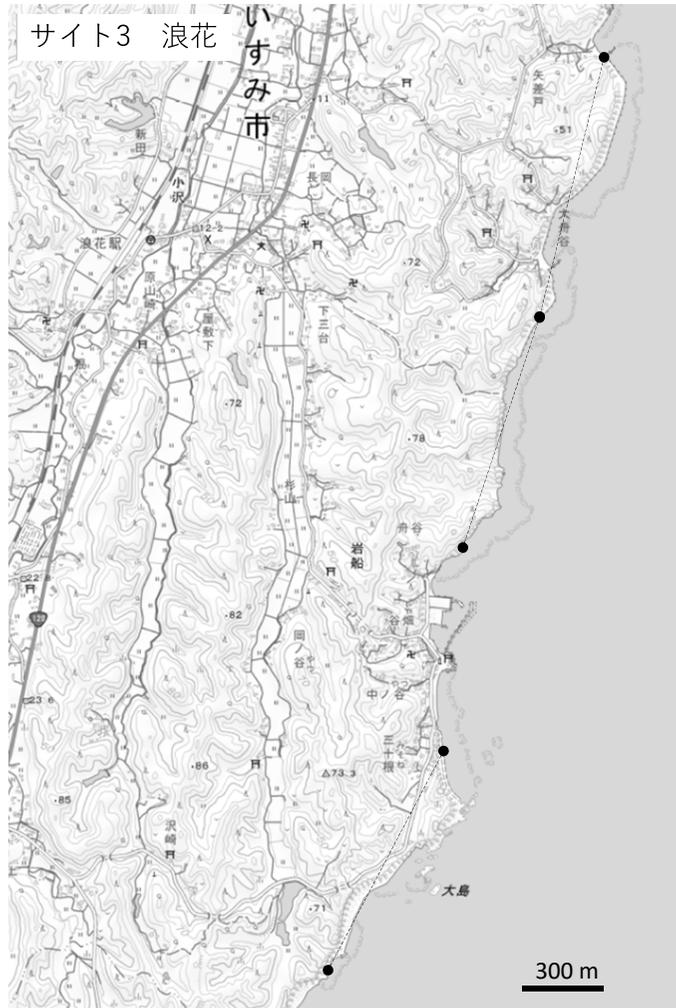
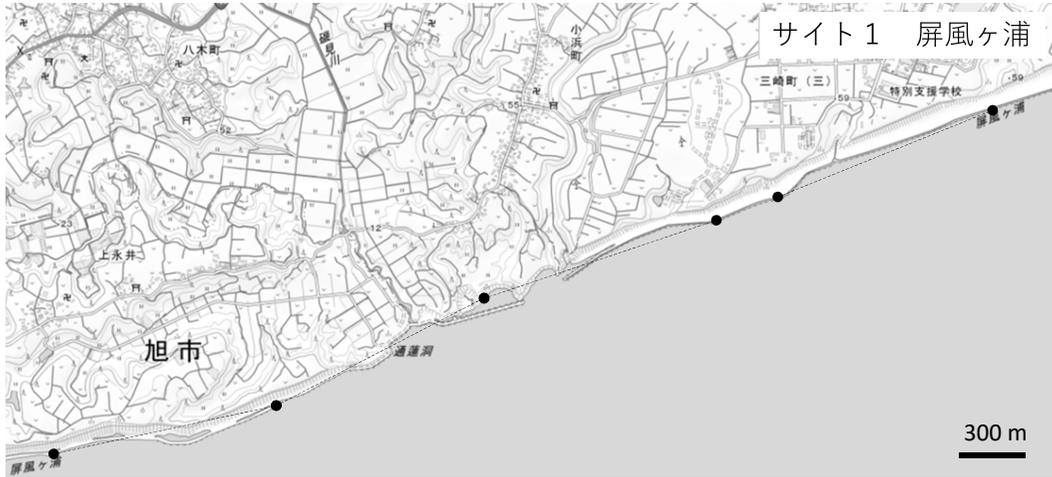
小湊勝浦丘陵が海岸に面したこれらのサイトは, 中新~鮮新統の三浦層群からなる。海食崖の前面には, 波食棚が形成されている。サイト6には清澄砂岩層, サイト7とサイト8には天津泥岩層が露出する。勝浦の西から安房天津までの区間では, 岬と入江が交互に続く, 大きく屈曲したりアス性の海岸線を示している。

(4) 江見, 千倉, 野島崎, 布良, 西川名 (サイト9, 10, 11, 12, 13)

サイト9の江見は鴨川低地の南側に位置し, 露出する地層は泥岩を主とし, その間に凝灰岩を挟んでいる中新統の保田層群である。サイト10の千倉, サイト11の野島崎, サイト12の布良はいずれも中新~鮮新統の三浦層群の千倉層, サイト13の西川名は西岬層であり, これらのサイトはいずれも泥岩からなる。この5つのサイトでは海岸部に波食棚が発達するが, その背後に何段もの海成段丘が形成されている。房総半島最南端に近いこの地域はプレートの沈み込みの近くに位置するため, プレート境界型地震による地盤隆起が活発な地域と考えられている(宍倉, 2001)。

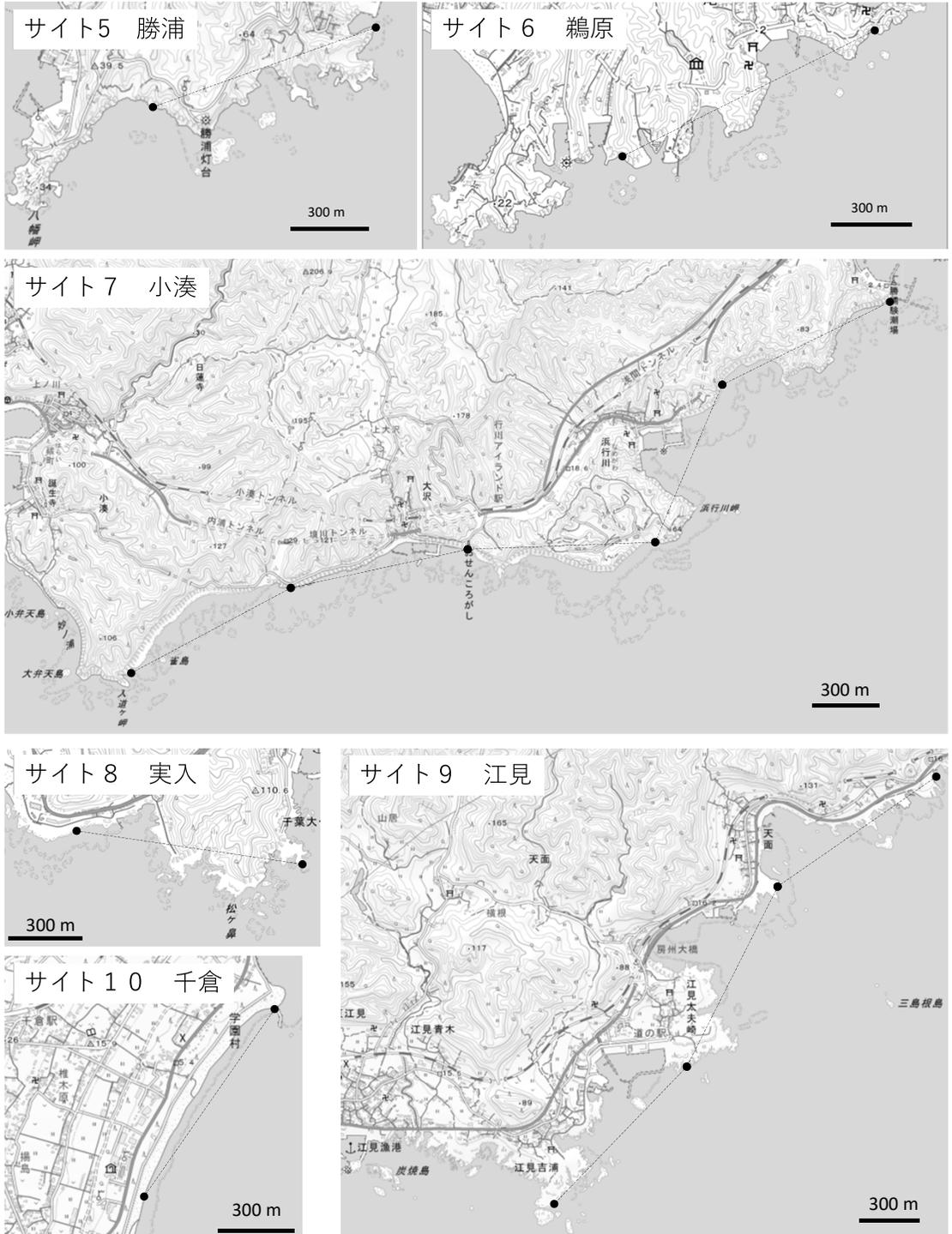
(5) 劔崎, 浜ノ原, 黒崎の鼻, 荒崎 (サイト14, 15, 16, 17)

三浦半島の南部は中新~鮮新統の三浦層群から構成されている。サイト14の劔崎, サイト15の浜ノ原, サイト17の荒崎一帯の地層は三崎層で, 泥岩と凝灰岩の互層からなる。サイト16の黒崎の鼻は三浦層群の初声層で, 地質は粗粒砂岩である。このサイトは, 岬と入江によって変化に富んだ複雑な海岸線が続き, 岬の前面にはいずれも波食棚が形成されている。



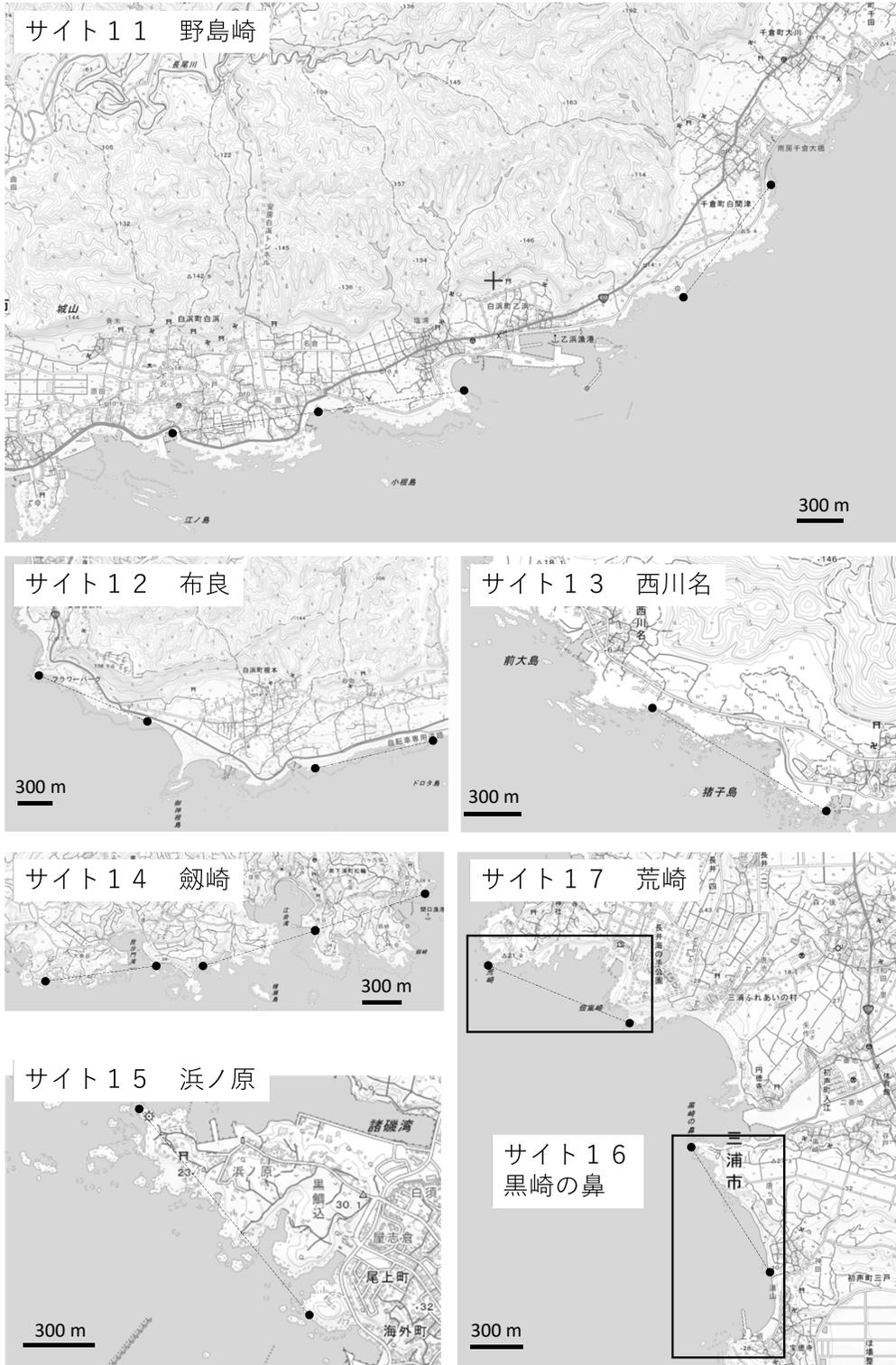
(●—●は計測区間を示す)

第2図 調査対象サイト



(●—●は計測区間を示す)

第2図 調査対象サイト (つづき)



(●.....●は計測区間を示す)

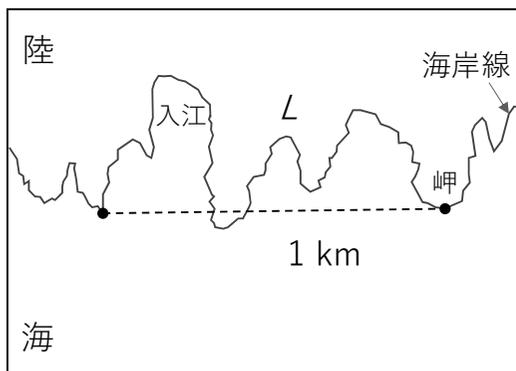
第2図 調査対象サイト (つづき)

Ⅲ 調査方法

1. 屈曲度

本研究では、海岸線の屈曲度を次のように計測した。国土地理院の地理院地図 (Web GIS) には、地図上で任意の地点を順次クリックすると、始点からその点までの距離を計測できる機能 (距離測定ツール) があり、細かく海岸線を追跡することにより、海岸線の長さを測ることができる。各調査サイトにおいて、地理院地図の距離測定ツールを用いて、直線距離が 1 km となる海岸線上の 2 点を端点とする区間を設定し、その区間における海岸線の長さ (L) を計測した (第 3 図)。調査サイトの区間長が 2 km 以上の場合には、計測範囲が重ならないように複数の L を求め、得られた値の平均をそのサイトの海岸線の長さ (L) とした。サイト 8, 9, 13~17 のように、小規模な割れ目や波食溝により、岩礁地帯 (波食棚) が細かく切断されている場所がある。このような場所では 10 m 以下の開口幅をもつ小さな湾入部を無視して計測した。また人工改変された海岸部では旧版地形図を参考にし、人工改変以前の海岸線を推定して計測した。

海岸線の屈曲度 (C) は、単位区間長あたり



(L は区間 1 km あたりの海岸線の距離)

第 3 図 海岸線の計測方法

の海岸線の長さ (本研究の場合は、海岸線上の 2 点を端点とする線分 1 km あたりの海岸線の長さ) として定義した。 C は海岸線の屈曲の程度を示す無次元の指標となり、 $C \geq 1$ の値を示す。直線の海岸線は $C = 1$ となり、海岸線が屈曲するほど C の値は大きくなる。

2. 岩石強度

岩石に対しシュミットハンマーで得られる反発値 (R) は、力学的強度の指標の一つである。10 から 100 までの値が表示され、 R が大きくなるほど、反発硬度が大きいことを示す (松倉・青木, 2004)。本研究では、各調査サイトの構成岩石の強度を把握するために、シュミットハンマー (N 型) を用い、海食崖の基部において割れ目が少ない箇所を選び、反発硬度を計測した。単打法による 10 回の打撃を行い、その平均をその調査サイトの代表値とした。

Ⅳ 結果・考察

第 1 表は、各調査サイトで計測した海岸線の距離 (L)、屈曲度 (C)、シュミットハンマー反発値 (R) の結果について、岩石の種類と縄文海進以降の離水量 (H) とともにまとめたものである。 C は 1.04~4.07、 R は 10.4~40.7、 H は 5~30 m の範囲をとり、サイトによって大きく異なる。

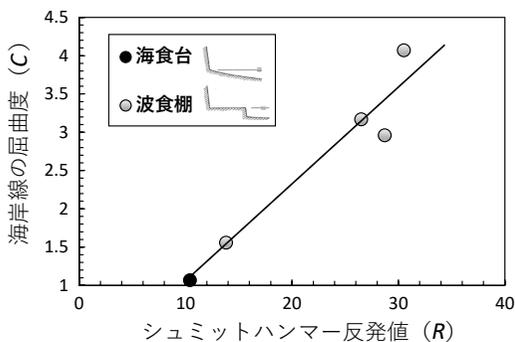
まず屈曲度 (C) とシュミットハンマー反発値 (R) との関係について考察する。屈曲度 (C) に与える離水量 (H) の影響をできるだけ取り除くため、全サイトの中から H の小さい房総半島の屏風ヶ浦 (サイト 1) と三浦半島南部 (サイト 14~17) の 5 つのデータを選んだ。 C を縦軸に、 R を横軸にとり、これらのデータをプロットした結果が第 4 図である。屈曲度が最も小さいサイトは屏風ヶ浦 (サイト 1) で C

第1表 計測結果

調査サイト	1 屏風ヶ浦	2 大原	3 浪花	4 御宿	5 勝浦	6 鶴原
地質	大吹層群・飯岡層	上総層群・大原層	上総層群・浪花層	上総層群・勝浦層	上総層群・勝浦層	三浦層群・清澄層
岩石	泥岩	泥岩	砂泥	泥岩	泥岩	砂岩・泥岩
海岸線の長さ L (m)	1073	1309	1277	1414	2519	2193
海岸線の屈曲度 C	1.07	1.31	1.28	1.41	2.52	2.19
シュミットハンマー反発値 R	10.4	23.2	27.2	30.2	31.7	33.6
旧汀線高度 H (m)	5	11	10.5	10	9.5	10

調査サイト	7 小湊	8 実入	9 江見	10 千倉	11 野島崎	12 布良
地質	三浦層群・天津層	三浦層群・天津層	保田層群・青木山層	上総層群・千倉層	上総層群・千倉層	上総層群・千倉層
岩石	砂岩・泥岩	砂岩・泥岩	泥岩・凝灰岩	泥岩	泥岩	泥岩
海岸線の長さ L (m)	1362	2540	3094	1037	1991	1127
海岸線の屈曲度 C	1.36	2.54	3.09	1.04	1.99	1.13
シュミットハンマー反発値 R	23.6	30.5	40.7	25.1	31.7	27.7
旧汀線高度 H (m)	11	11	22	28	30	30

調査サイト	13 西川名	14 劔崎	15 浜ノ原	16 黒崎の鼻	17 荒崎
地質	上総層群・西岬層	三浦層群・三崎層	三浦層群・三崎層	三浦層群・初声層	三浦層群・三崎層
岩石	泥	砂岩・泥岩	砂岩	凝灰岩	泥岩・凝灰岩
海岸線の長さ L (m)	1814	4073	3174	1562	2962
海岸線の屈曲度 C	1.81	4.07	3.17	1.56	2.96
シュミットハンマー反発値 R	34.2	30.5	26.5	13.8	28.7
旧汀線高度 H (m)	27	8	7.6	8	8



第4図 海岸線の屈曲度 (C) とシュミットハンマー反発値 (R) との関係

= 1.07である。サイト16は $C = 1.56$ 、他の3サイト(サイト14, 15, 17)は C が3~4の値(2.96~4.07)を示す。全体の傾向を読み取ると、データ数は少ないものの、 R が大きくなる

につれて C が大きくなる傾向が認められる(図中実線)。この結果は、強度が小さい岩石で構成されるサイトほど海岸線が直線的であり、強度が大きい岩石で構成されるサイトほど海岸線が屈曲することを示す。

海岸線の屈曲度が岩石強度に依存する理由を論じる。まず波食地形の観点から考察する。辻本(1985)は、(1)海食台や波食棚はともに海食崖が後退して形成される波食地形であり、(2)波の営力が一条件下では、この2つの波食地形は岩石強度によって明瞭に区別され、(3)強度の小さい海岸では海底まで波食が及び海食台が、強度の大きい海岸では水面付近のみが波によって侵食されて波食棚が形成されることを報告している。各サイトに発達する波食地形についてみてみると、 R の小さいサイト1に

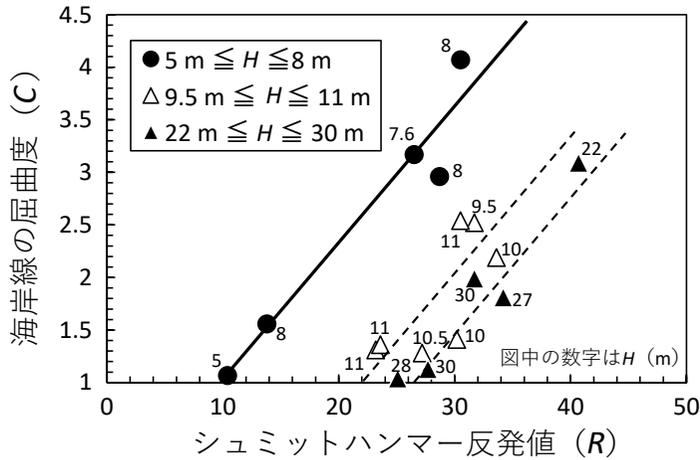
は海食台が、他の R の大きい4サイト (サイト 14, 15, 16, 17) には波食棚が発達している。 R が小さい海岸で海食台が、 R が大きい海岸で波食棚が発達するという本結果は、辻本の結果と整合する。

さらに、海食崖の後退速度の観点から考察してみる。海食崖の後退速度は、波の営力と岩石強度に規定されるため (Sunamura, 1992, Trenhaile, 1997), 海食台と波食棚海岸における海食崖の後退速度は、それぞれ 0.3 m/年 以上, 0.03 m/年 と大きく異なる (Sunamura, 1994). サイト1 (屏風ヶ浦) は、海食台が発達し、海食崖が直線的に長く続く、 C 値の低い海岸であるが、磯見川河口・通運洞付近など、海食崖の比高がところどころ低くなる場所がみられる。これらは海食崖背後の台地上に刻まれた河谷に対応した低まりである。川崎 (1965) は、これらの谷を沖方向に延長すると、かつての磯見川に合流する可能性を指摘しており、このことは、これらの低まりは、かつての磯見川の上流 (支流) が波食によって切られた懸谷性の地形であることを意味する。また、川崎 (1965) は、6000 年前 (縄文海進最高期) の海岸線が現在の海岸線から約 3 km 沖にあったと推定している。そこで、現在までの海岸線の平均後退速度を求めると、 0.5 m/年 という値が得られる。この速度は上述した海食台海岸の崖後退速度 (0.3 m/年 以上) の範囲に収まる。したがって、きわめて脆弱な岩石で構成されるサイト1では、現在の海水準に達した7000年前に沈水後、岬だけでなく (溺れ谷となった湾奥の) 河口部も波食を受けるほどの急速な崖の後退が起こり、それが継続した結果、海岸線が平滑化・直線化し、 C が低くなったと考えられる。

一方、サイト1よりも R の大きい岩石で構成されるサイト14~17の海岸には、岸沖方向の幅が $70 \sim 200 \text{ m}$ ほどの波食棚が発達する。上

述したように、波食棚は海食崖の後退によって形成されるため、波食棚の幅は海食崖の後退量とみなせる。7000年前の沈水時から海食崖の後退が始まったと仮定すると、7000年間の平均後退速度は $0.01 \sim 0.028 \text{ m/年}$ となり、Sunamura (1994) の結果とオーダーで一致する。これらのサイトでは、縄文海進による沈水以降、少なくとも波食棚の幅の分だけ岬が短縮したことになるが、波食作用が小さく、岬と溺れ谷のみられる海岸が残存したため、現在も高い C 値を示すと考えられる。以上のことから、海岸線の屈曲度には、海岸の波食の受けやすさが深く関与し、とくに波の営力が一定とみなせる海岸では、構成岩石の強度が海岸線の屈曲を規定する要因になるといえる。太平洋に面した房総半島と三浦半島において R が小さい海岸では直線的な海岸線となり、 R が大きい海岸では屈曲した海岸線が維持されるという本結果は、太平洋岸において軟岩で構成される海岸は平滑化し、硬岩からなる海岸は屈曲した旧地形が保存されるという大塚 (1933) の主張を支持する結果である。

次に、海岸線の屈曲度 (C) に与える離水量 (H) の影響について考察する。第4図に H の大きい12サイトのデータを加えてプロットした結果が第5図である。図中の数字は H の値を示すが、 H の小さいサイトは $5 \text{ m} \leq H \leq 8 \text{ m}$ (図中●印) であり、 $H \geq 9.5 \text{ m}$ となる H の大きい12サイトは、 $9.5 \text{ m} \leq H \leq 11 \text{ m}$ (図中△印) と $22 \text{ m} \leq H \leq 30 \text{ m}$ (図中▲印) とに分けてプロットした。 H の大きい12サイトのデータに注目してみると、 H の小さいサイト (●印) よりも、 C が小さい領域にプロットされる。ばらつきがあるものの、 H の小さいサイトと同様に R が大きくなるほど、 C が大きくなるという傾向を読み取ることができる。さらに、 $9.5 \text{ m} \leq H \leq 11 \text{ m}$ (図中△印) と $22 \text{ m} \leq H \leq 30 \text{ m}$



第5図 海岸線の屈曲度 (C) に与える縄文海進以降の離水量 (H) の影響

(図中▲印) のデータを区別して読むと、 H の大きいデータ (▲印) のほうが H の小さいデータ (△印) よりも C が小さい位置にプロットされ、いずれも R が大きいほど C が大きいという右上がりの傾向がみられる (図中破線)。このことは同一の岩石強度をもつ海岸であったとしても、離水量が大きいほど海岸線が直線的になることを示しており、浅海底が離水して形成される隆起海岸線は平滑で直線的になることが多いという従来の見解 (前空, 2017) と矛盾しない。以上、本研究の結果をまとめると、房総半島と三浦半島における海岸線の屈曲度には、縄文海進による沈水以降の地形変化と相対的海面変動、すなわち構成岩石の抵抗性に制約された波食と離水の影響が複合的に関与すると解釈できる。

V おわりに

本研究では、襲来する波の営力の場所的差異が少ないと考えられる房総半島と三浦半島の海岸を調査地域として選び、海岸線の屈曲度の違いについて、構成岩石の強度と縄文海進以降の

離水量の観点から考察した。得られた結果は、以下の通りである。

- (1) 縄文海進最高期の旧汀線高度が低く、離水量の小さい海岸においては、岩石強度の大きい海岸ほど、屈曲度が大きくなることがわかった。この結果は、海岸線の屈曲度を規定する要因として岩石強度が関与することを提唱した大塚 (1933) の仮説を支持するものである。
- (2) 縄文海進最高期の旧汀線高度が高く、離水量の大きい海岸でも、岩石強度が大きいほど、海岸線の屈曲度が大きくなる。しかし、離水量の小さな海岸に比べ、海岸線の屈曲度は小さくなることがわかった。このことは海岸線の屈曲度には、岩石強度だけでなく離水量も関与することを示唆する。

最後に、残された課題についても触れておく。現在みられる海岸線の屈曲度は、沈水直後の海岸線の初期形状にも依存する。沈水当時の海岸線の形状を復元・推定する方法を含めて検討する必要がある。また本研究では、大河川の流入がなく、沖積低地の発達不良な溺れ谷の形態を残した海岸を対象とし、岬の侵食されや

すさに注目して考察した。沖積低地の発達が海岸線の屈曲度に与える影響については今後の検討課題としたい。

謝辞

本研究を進めるにあたり、孫の指導教員である加賀美雅弘先生をはじめとする東京学芸大学大学院教育学研究科次世代日本型教育システム研究開発の先生方からは丁寧なご指導・貴重なアドバイスを賜りました。本研究を遂行するにあたり、科学研究費(17K18524)を使用した。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

- 青木 久 (2018) : 景観写真で読み解く地形—海岸に注目してみよう—。加賀美雅弘・荒井正剛編:『景観写真で読み解く地理(東京学芸大学地理学会シリーズII 第3号)』pp. 28-39, 古今書院。
- 宇多高明・三波俊郎・星上幸良・内木場 俊・芹沢真澄・古池 鋼 (2003) : 沿岸漂砂卓越海岸における汀線変化と海浜横断面変化の関係—空中写真と現地踏査の組み合わせをもとに—。海洋開発論文集, 19, pp. 357-362。
- 遠藤邦彦 (2017) : 『日本の沖積層—未来と過去を結ぶ最新の地層(改訂版)』。富山房インターナショナル。
- 太田岳洋 (2006) : 「数値地図50メッシュ(標高)による三浦半島における斜面崩壊地の地形的特徴に関する検討」—50m-DEMによる自然災害評価の限界と期待—。応用地質, 46, pp. 331-340。
- 太田陽子・松島義章・三好真澄・鹿島 薫・前田保夫・森脇 広 (1985) : 銚子半島およびその周辺地域の完新世における環境変遷。第四紀研究, 24, pp. 13-29。
- 大塚彌之助 (1933) : 日本の海岸線の発達に関する或る考へ。地理学評論, 9, pp. 820-843。
- 荻原 彰・原口流風・宮本秀明・半田俊彦・伊藤みさ (2019) : 地球領域を重視した海洋教育プログラムの開発と試行—海底地形・海面変動の観点を取り入れた実践—。環境教育, 29, pp. 12-20。
- 尾崎正紀・古山精史朗・佐藤智之・荒井晃作 (2019) : 房総半島東方沿岸域20万分の1海底地質図説明書。海陸シームレス地質情報集「房総半島東部沿岸域」。
- 川崎逸郎 (1965) : 銚子付近の地形—とくに海食地形を中心に—。「銚子の自然」, 銚子市観光協会編, pp. 240-251。
- 辻本英和 (1985) : 千葉県東部海岸の波食地形と構成岩石の物理・力学的性質。地理学評論, 58, pp. 180-192。
- 穴倉正展 (2001) : 完新世最高位旧汀線高度分布からみた房総半島の地殻変動。活断層・古地震研究報告, 1, pp. 273-285。
- 堀川清司・砂村継夫 (1969) : 千葉県屏風ヶ浦の海岸侵蝕について—航空写真による海蝕崖の後退に関する研究・第2報—。第16回海岸工学講演会講演集, pp. 137-145。
- 前空英明 (2017) : 隆起海岸線。日本地形学連合編『地形の辞典』, 朝倉書店, p. 911。
- 松倉公憲 (2021) : 『地形学』朝倉書店。
- 松倉公憲・青木 久 (2004) : シュミットハンマー: 地形学における使用例と使用方法にまつわる諸問題。地形, 25, pp. 175-196。
- 松島義章 (1999) : 完新世海成堆積物からみた相模湾沿岸地域の地形変動。第四紀研究, 38, pp. 503-514。
- 三浦 修 (1968) : 海岸段丘からみた三陸リアス海岸の発達。地理学評論, 41, pp. 732-747。
- 森脇 広 (1979) : 九十九里浜平野の地形発達

- 史. 第四紀研究, 18, pp. 1-16.
- 山本由弦・千代延俊・神谷奈々・濱田洋平・斎藤実篤 (2017): 付加型沈み込み帯浅部の地質構造: 房総半島南部付加体一被覆層システム. 地質学雑誌, 123, pp. 41-55.
- 吉川虎雄 (1964): 日本のリアス海岸. 第四紀研究, 3, pp. 290-296.
- 米地文夫・今泉芳邦・三浦 修 (1997): 地名「三陸リアス海岸」に関する地理学的, 社会学的問題. 岩手大学教育学部研究年報, 57, pp. 125-141.
- Sunamura, T. (1992): *Geomorphology of Rocky Coasts*. John Wiley & Sons.
- Sunamura, T. (1994): Rock control in coastal geomorphic processes. Transactions, Japanese Geomorphological Union, 15, pp. 253-272.
- Sunamura, T., Tsujimoto, H. and Aoki, H. (2014): The rock coast of Japan. In *Rock Coast Geomorphology: A Global Synthesis* edited by Kennedy, D.M., Stephenson, W.J. and Naylor, L.A., The Geological Society, London, pp. 203-223.
- Trenhaile, A. S. (1997): *Coastal Dynamics and Landforms*. Clarendon Press: Oxford.

Relationship between Rock Strength and the Sinuosity of Coastline: Studies from Boso Peninsula and Miura Peninsula

SUN Xiaochun* and AOKI Hisashi**

Keywords : Sinuosity of coastline, Rock strength, Wave erosion, Emergence, Coast of submergence

*Graduate school student, Graduate School of Education, Tokyo Gakugei University

**Department of Geography, Tokyo Gakugei University