

土壌断面からみたオホーツク海中部沿岸地域海成段丘の 土層構成と地域特性

中司啓二・横田 聡・石田茂樹
北海道農業研究センター 芽室研究拠点

摘 要

オホーツク海中部沿岸地域の穏やかな山並みや波状の海成段丘は、緩やかな大陸棚上の複数の海底段丘と連続している。藻別川以東の紋別地域と枝幸地域の中位段丘に砂礫が多く含まれるが、両地域の岩石と風化耐性が異なるため、谷の開析度や湖沼の分布など地形が異なる。興部地域や雄武地域で海進時に河口が内湾状や潟湖となったと思われる地点にエスチュアリー堆積物がみられる。また、枝幸地域を除き沿岸流により漂砂が砂浜を形成したと考えられる段丘崖(旧汀線)や段丘先端部で比較的厚い砂質層が確認され、地形と段丘堆積物に関連性が認められた。

キーワード: オホーツク海中部沿岸地域, 海成段丘, 土壌断面, 地形, 土層構成

I. 緒 論

オホーツク海沿岸地域は海成段丘(以下、段丘)が発達し、奥村(2002)はオホーツク海沿岸地域の段丘成立時期を酸素同位体ステージ(MIS)で整理し、伊藤ら(2000)や北川ら(2003)は段丘上の粘質土(原文、重粘土)のシルトと粘土の一部が広域風成塵であるとした。なお、オホーツク海沿岸に分布する粘性の高い土壌は一般に重粘土と呼称されるが、ここでは粘質土および粘土質層と表記する。

段丘の土壌調査はこれまで表層の粘土質層を中心に行われ、下層の砂質層や礫層は現地性堆積物として一括され詳細な報告はない。そこで、本報ではオホーツク海中部沿岸地域の段丘の土壌調査や既存のボーリング調査から下層の砂礫層を含めた土層構成、堆積状況や地域的な特徴と相違を明らかにする。

II. 調査方法

1. 土壌断面調査

土取場を中心に日本ペドロロジー学会編土壌調査ハ

ンドブック改訂版(1997)に準じて露頭を垂直な断面にして調査した。調査対象は湧別町の湧別川以北、枝幸町徳士別川以南のオホーツク海中部沿岸地域で、調査地点には名称と番号(アルファベット+数字)を付与した。粒径組成がHC, LiC, SiC, SCの場合は粘土質層、それ以外を砂質層と表現した。

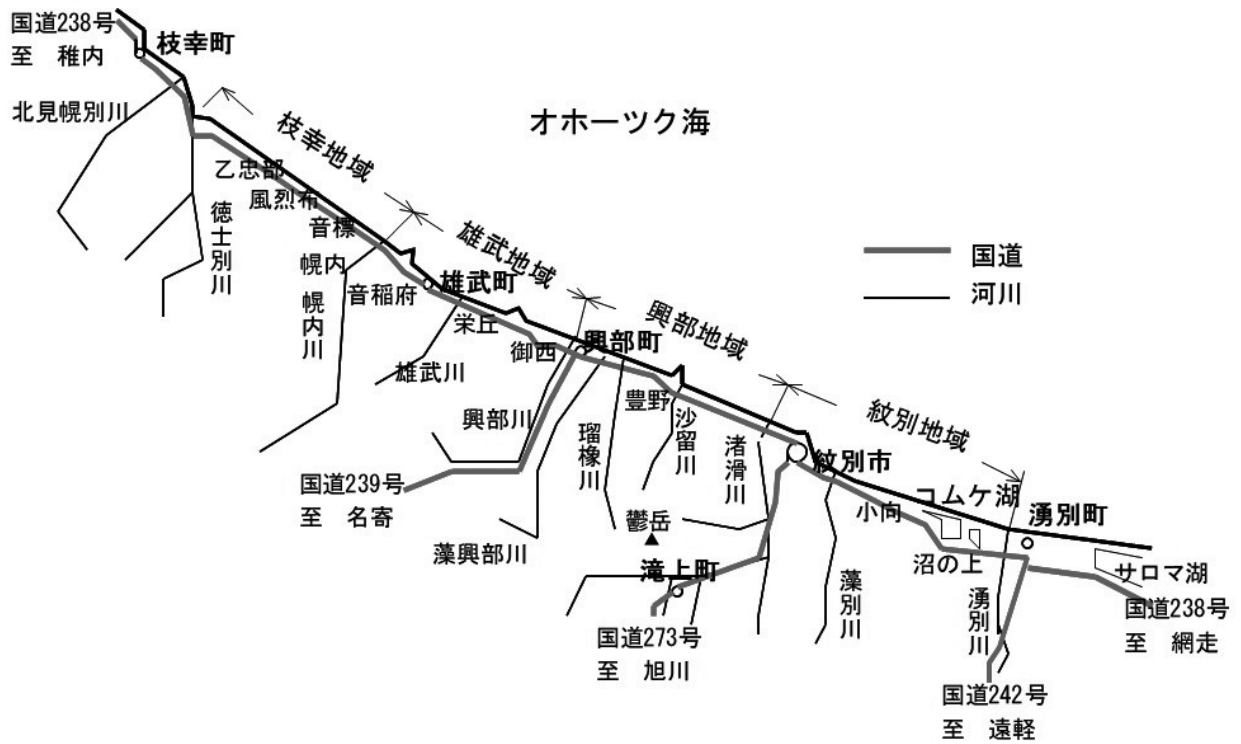
調査地域を紋別、興部、雄武、枝幸の各地域に区分し概要を第1図に示した。調査地点は第2-1図、第2-2図、第2-3図に示し、経度、緯度、標高も付記した。

2. 既存資料の調査

自治体や地質コンサルタントよりボーリング調査の柱状図の提供を受けたが、事業報告書はなかった。ボーリング調査地点には末尾にBを付けた。ボーリング調査は土壌調査と内容や表記が異なるが、土壌柱状図に近い形で表し用語はそのままとした。また、地質は5万分の1地質図幅に基づいた。なお、北海道網走支庁の依頼で北海道立地質研究所(2006)が「網走支庁管内の地質と地下資源IV網走地方西部」を刊行し、簡易であるが多くのボーリング調査結果が載せられた。調査地点の近くに上記の文献のボーリングがある場合は参考とし、「網走支庁ボーリング」と表記した。

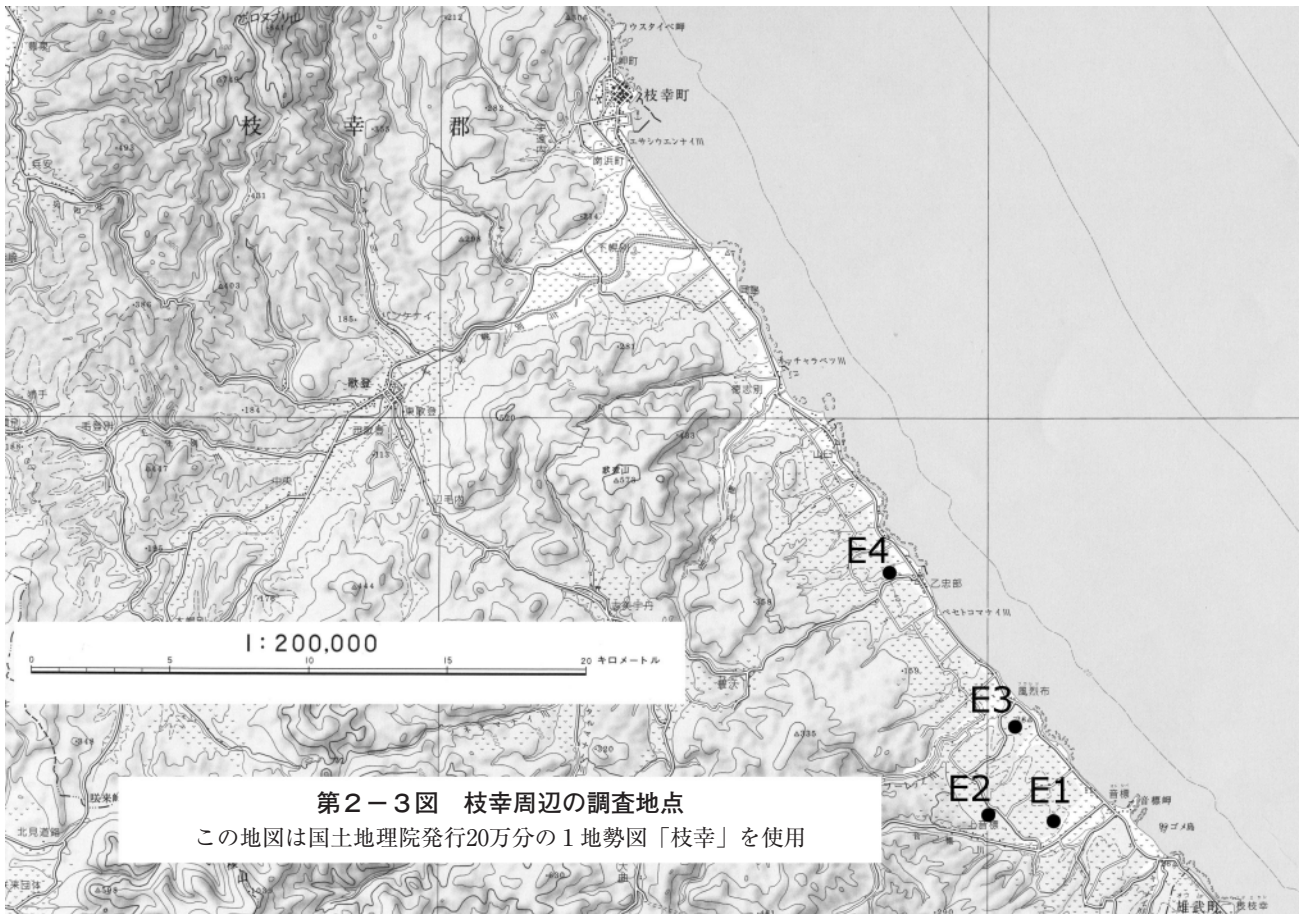
3. X線回折

岩盤力学委員会編(1991)に記載された「X線粉末回折による鉱物の同定」に準拠し、理学電機製MultiFlex装置で行った。これは2mm以下の土壌を粉碎して一次鉱物と粘土鉱物を同定する不定方位法、水ひにより採取した2 μ m以下の粘土を測定する定方位法からなる。定方位法は必要に応じて加熱処理(ハロイサイトと雲母鉱物の同定)、エチレングリコール処理(E-G処理、スメクタイトとハロイサイトの同定)、塩化カリウム処理(パーミキュライトと



第1図 調査地域の概要





緑泥石の同定), 塩酸処理(緑泥石とカオリナイトの同定)を行い粘土鉱物を同定した。回折条件;管球(対陰極):Cu, フィルター:Counter monochrometer, 管電圧:40kV, 管電流:20mA, スリット系:1°-1°-0.3mm, 測定方法:連続, 走査速度:2.00°/min, サンプリング幅:0.020°, アタッチメント:標準試料ホルダー, 走査範囲:2°~70°(不定方位法), 2°~40°(定方位法無処理), 2°~20°(定方位法E・G処理・加熱処理・塩化カリウム処理), 2°~30°(定方位法塩酸処理)

Ⅲ. 地域ごとの土層構成と特徴

1. 紋別地域海成段丘の土層と堆積状況

1) 紋別地域の概況: 紋別地域は中位段丘が広く分布するが, 湧別川, 藻別川, 大山(紋別山), 渚滑川で大きく区分され, それぞれ小向地区, 紋別市街地区および渚滑地区とする。小向地区では藻別川右岸の明瞭な中位段丘(酸素同位体ステージ7, 以降MIS7と略, 約19万年前)は湧別川に近づくとも段丘の標高が下がるとともに不明瞭となり, シブノツナイ湖の東側で湧別川の沖積平野に埋没する。紋別市街地区では大山から落石山, 弁天岬やウエンヒラリ岬へと続く丘陵はかんらん石玄武岩が基岩で, 市街地は東斜面上の狭い段丘に広がっている。渚滑地区は丘陵の西斜面から渚滑川の間で, 下位段丘と河川氾濫原の低湿地の境界が不明瞭となっている。

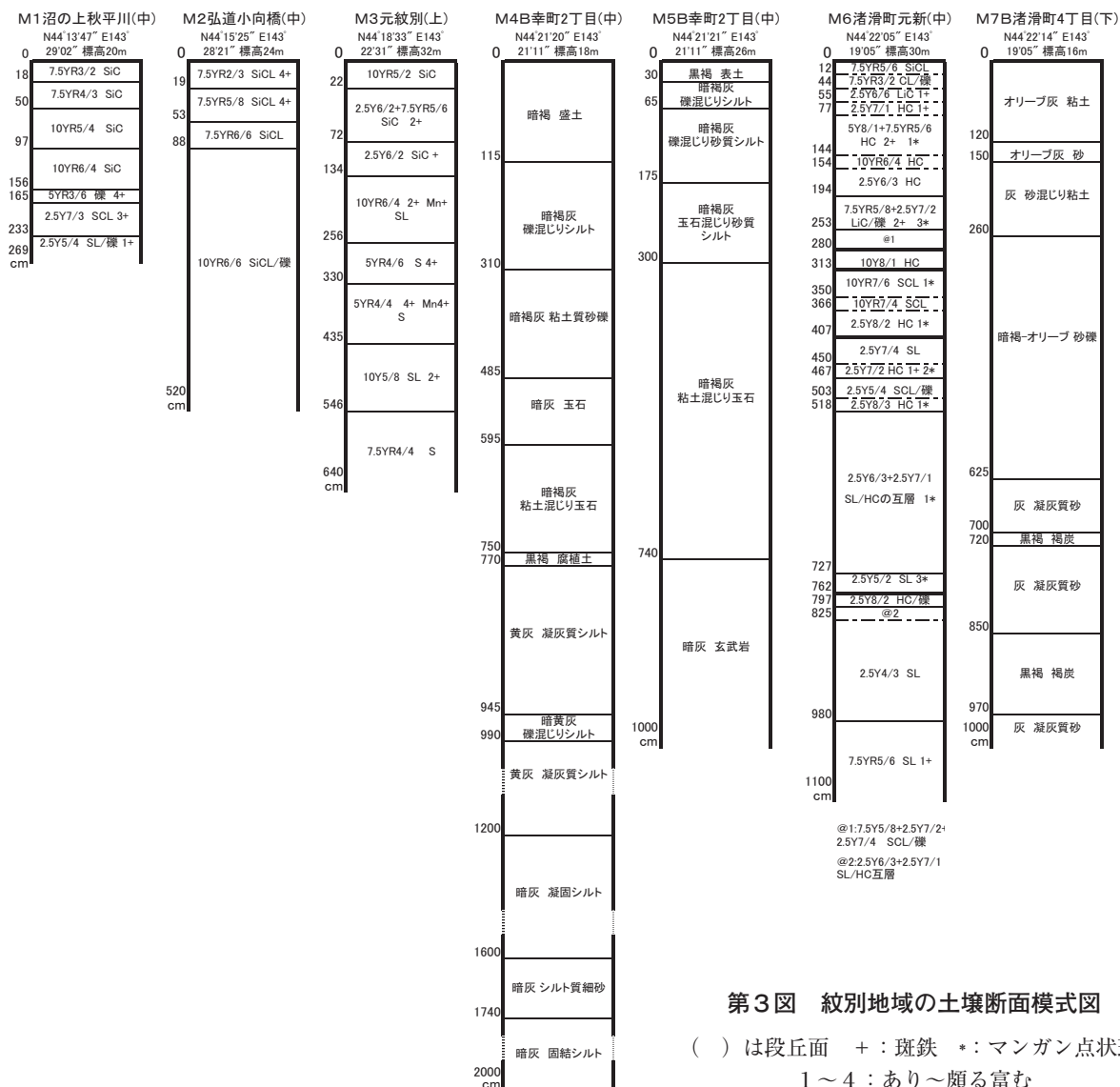
2) 小向地区: M1はコムケ湖に注ぐ秋平川左岸の中位段丘に位置し, 層厚や礫含量の変化が激しい(第3図)。M2もコムケ湖に注ぐオネコムケナイ川左岸の中位段丘に位置し, 亜円礫や亜角礫を含むが分級は悪い。礫を大規模に含む露頭は, 藻別川右岸の中位段丘の海蝕崖でみられたが現在は護岸のためみることができない。M3は上位段丘に位置し, 近くには更に古いMIS11の段丘がある。表層の粘土質層は中位段丘より薄く, その下の砂質層は分級が悪く斑鉄やマンガン斑が多い。

3) 紋別市街地区: この地区の段丘は海山方向の幅が狭く旧汀線であったと思われる地点の傾斜は急である。地区で最も標高が高い紋別公園に基岩の玄武岩が露出している。M4BとM5Bは紋別市立博物館の敷地でのボーリングで, 建設前の調査であるため両地点の標高が異なる。M4Bは表層の盛り土の下にシルト層や砂礫層があり深さ485cmから750cmまで玉石(おおよそ15~30cm程度の円礫や亜円礫)

となり, 薄い腐植層を挟んで凝灰岩質シルトや砂の土層が続いている。M5BはM4Bより山側にあり地表から深さ300cmまでシルトを主体とした土層で, その下に玉石層があり深さ740cmで基岩の玄武岩となる。この敷地では計8本のボーリングが行われ, M4Bを含む海側の2本が玄武岩に到達せず, M5Bを含む山側の6本は玄武岩に到達している。これらは紋別公園から紋別港へ下る急傾斜面にありいずれも玉石を含むが, 付近に玉石を供給できる河川はない。また, 玉石の色は暗灰色~暗灰褐色で玄武岩の可能性が高く, 海進時に玄武岩の海蝕崖があったと推定される。すなわちM5Bは海蝕崖の近くだったため玄武岩の基岩上に波で丸くなった玉石が堆積したと考えられる。M4Bはより深い海底であったため, 既にあったシルト主体の土層の上に玉石が波や潮汐により運ばれ堆積したと考えられる。なお, M4Bの深さ750cmに腐植層があり, 海退時には地表であったことは明らかだが, その下のシルトや砂の土層がどのように堆積したかは不明である。

4) 渚滑地区: M6とM7Bは渚滑川右岸でM6は中位, M7Bは下位段丘(MIS5e, 約12万年前)に位置する。M6は地表から深さ518cmまで土層の変化が激しく, 粘土質層にも凝灰質堆積物が混在し現地性の土壌の混入が多い。それより下は礫を含む厚い砂質層となる。深さ280~313cmの粘土質層は灰白色で石英・ハロイサイト・カオリナイトからなり, 火山ガラスや重鉱物を含まない凝灰質堆積物である(第1表)。この灰白層は渚滑町元新から隣接する潮見町や落石町にも連続するが, 火山ガラスを全く含まず, また小向や紋別市街地区に分布しないことから, 火山灰ではなく間氷期に渚滑川の河口が内湾や潟湖のような状態で堆積したと考えられる。M7Bは渚滑古川に近く深さ700cm以下に固結度の高い褐炭が含まれることから, 堆積時は現在の渚滑川河口と同様に低湿地であった。

5) 紋別地域の土層構造や地質: この地域には中位段丘が広く分布するが, 紋別市街地区は大山とその枝稜上の斜面にあるため段丘面の幅が狭く, 基岩の直上に段丘がのっている。この地域で重粘土と呼称される粘質土は第四紀更新世の氷期に堆積した広域風成塵である(伊藤ら, 2000)。その下の砂質層は海産化石珪藻が含まれ, 間氷期の海進がもたらした海成砂あるいは海成層が含まれる母材からなる(齋藤, 1995)。よって, 段丘の粘土質層と砂質層はそれ



第3図 紋別地域の土壌断面模式図

() は段丘面 + : 斑鉄 * : マンガン点状斑
1 ~ 4 : あり ~ 頗るの富む

第1表 X線回折結果

同定鉱物名	M6 渚滑町元新(紋別市) 深さ280-313cm 灰白層		大山(紋別市) 暗赤色凝灰岩		P1 豊野土取場(興部町) 深さ706cm- 未固結凝灰岩	
	不定方位法	定方位法	不定方位法	定方位法	不定方位法	定方位法
ハロイサイト(Halloysite)	+	+++	++	++	+	++
カオリナイト(Kaolinite)	++	+++	-	-	-	-
クリストバライト(Cristobalite)	-	-	+++	+++	-	-
石英(Quartz)	+++	++	-	-	+++	-
長石族(Feldspar group)	++	-	-	-	+++	-
擬板チタン石(Pseudobrookite)	-	-	++	+	-	-
赤鉄鉱(Hematite)	-	-	+++	++	-	-
スピネル族(Spinel group)	-	-	-	-	-	-
火山ガラス(Volcanic glass)	-	-	-	-	+++	+++

凡例 : +++ : 多量 ++ : 中量 + : 少量 tr : 微量 - : 不検出 なお、量は層内での相対値で、他の層とは比較できない

ぞれ氷期と間氷期を示す堆積物である。この地域は新第三紀後期中新世(約1150万年前)に火成活動が活発化し、紋別-上土幌大地溝帯が形成され紋別以東の海底が沈降するなど地質は複雑である(八幡, 1997)。

オホーツク海北部の猿払村には天北炭田を担った宗谷夾炭層の褐炭(第2表)が分布するが、中部地域には宗谷夾炭層のような褐炭はない。また、完新世の有機堆積物は泥炭である(方晶ら, 1998)。渚滑地区 M7B の褐炭は埋没位置や炭化度が高いことから MIS7かそれより古い海進時に堆積したと考えられる。コムケ湖河口の底質ボーリング(N44° 16'03" E143° 30'50" 水深 4 m)でも同様の褐炭が深さ22m に分布する(海上保安庁水路部, 1988)。

2. 興部地域海成段丘の土層と堆積状況

1) 興部地域の概況: この地域は鬱岳などに向かう広い山麓緩斜面とそれに続く段丘があり、海岸は砂浜となっている。主な河川は瑠椽川、藻興部川、興部川で、興部川の南東側(紋別市側)を豊野地区、北西側(雄武町側)を宮下地区とする。

2) 豊野地区: 海岸線に並行する国道238号線は紋別市渚滑から興部町沙留まで下位段丘(MIS5e)を、沙留と興部町市街地の間は中位段丘(MIS7)と沖積地の昇降を繰り返す。この地区では上位段丘(MIS9)と下位段丘の分布は少ない。P1は中位段丘に位置

し、御西層(新生代新第三紀後期中新世)の未固結凝灰岩を採取する土取場である(第4図)。御西層は約880万年前の火砕流堆積物で火山ガラスが風化せずに残っている(第1表)。P2は瑠椽川の河口に近く中位段丘の末端に位置している。表層に粘土質層がみられず、比較的粗粒な土層からなり深さ233cm以下は瑠椽川から供給された砂を含む亜角礫層になっている。P3は藻興部川と瑠椽川に挟まれた狭い丘陵の中腹にある中位段丘で、崩積と思われる厚い粘土質層があり、その下は砂質層からなる。

3) 宮下地区: この地区は興部川左岸の低い丘から海岸に向かう傾斜地に広い中位段丘が分布する。P4は海岸沿いの狭い下位段丘に位置し、砂の土取場として利用されている。下から砂と円礫の互層、その上に砂と土壌の互層があり、上部ほど細粒化して表層は粘質土が堆積している。興部川河口に近く湿地があることから、海進で砂礫堆積物による河口の埋没が進み、さらに干潟など潮汐の影響を受ける砂泥の堆積へと進むエスチュアリー堆積物(柴, 2013)と考えられる。下位段丘を海岸沿いに北西へ200m 行った露頭では砂礫の互層はなく砂質層だけになり、そのまま雄武町のオニシ沼まで続く。P5は中位段丘に位置し農家が砂の土取場としている。表層の薄い粘土質層の下は浅黄橙色の砂質層である。

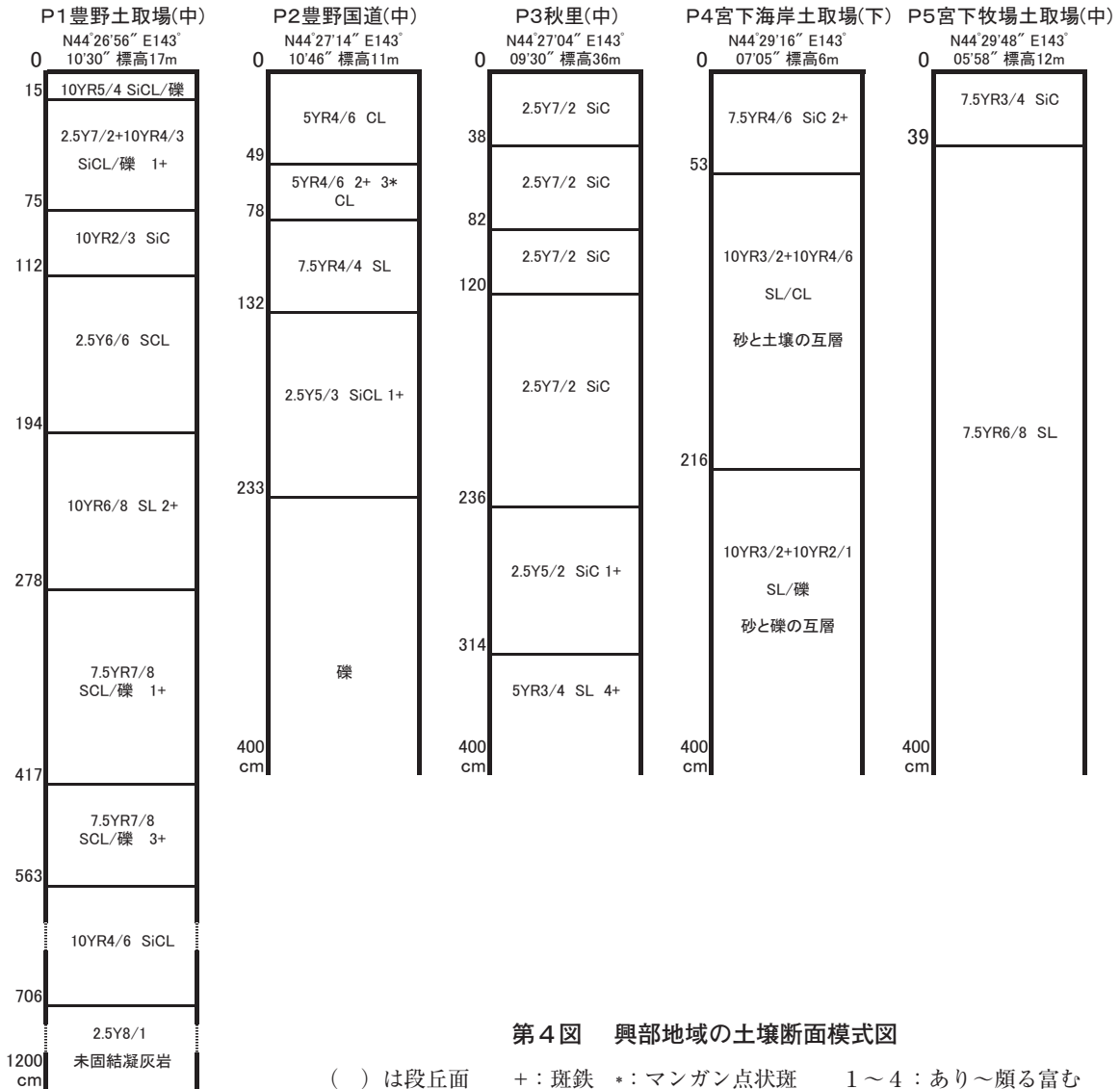
4) 興部地域の土層構造や地質: 広い山麓緩斜面や山地にはこの地域の基岩である中生代の日高累層

第2表 調査地点の地層・岩石・生成年代

地層名	主な岩石	生成年代(Ma)	主な地質図幅
日高累層群 (中興部層, 瑠椽層, 上丸層)	砂岩, 泥岩, 頁岩, 緑色岩 ホルンフェルス, チャート 石灰岩	白亜紀後期～ 古第三紀	音標, 乙忠部, 興部 上渚滑
宗谷夾炭層	褐炭	新第三紀中新世 中期	知来別
徳士別集塊岩 (徳士別層, フーレップ溶岩)	普通輝石紫蘇輝石安山岩	13.7, 13.8, 12.8	乙忠部
上雄武層	海成砂岩, 泥岩, 凝灰岩	14, 14～12	雄武
元稲府溶岩	流紋岩, 凝灰岩	12	雄武
藻興部層	安山岩質火山角礫岩	15～14	興部
宇津層 (北部は上雄武層に連続)	砂岩, 礫岩, 凝灰岩	14～12	興部
御西層 (大西層)	砂岩, 頁岩, 凝灰岩	8.8	雄武, 興部
鴻之舞層上部層	礫岩, 砂岩, 凝灰岩	12.8, 11.4	上渚滑

Ma: 百万年前

* 地層名が複数ある場合は括弧内に記載。生成年代が複数ある場合は並記。地質図幅の他に“日本地方地質誌1 北海道地方”(2010)と“網走支庁管内の地質と地下資源 IV網走地方西部”(2006)を参照。



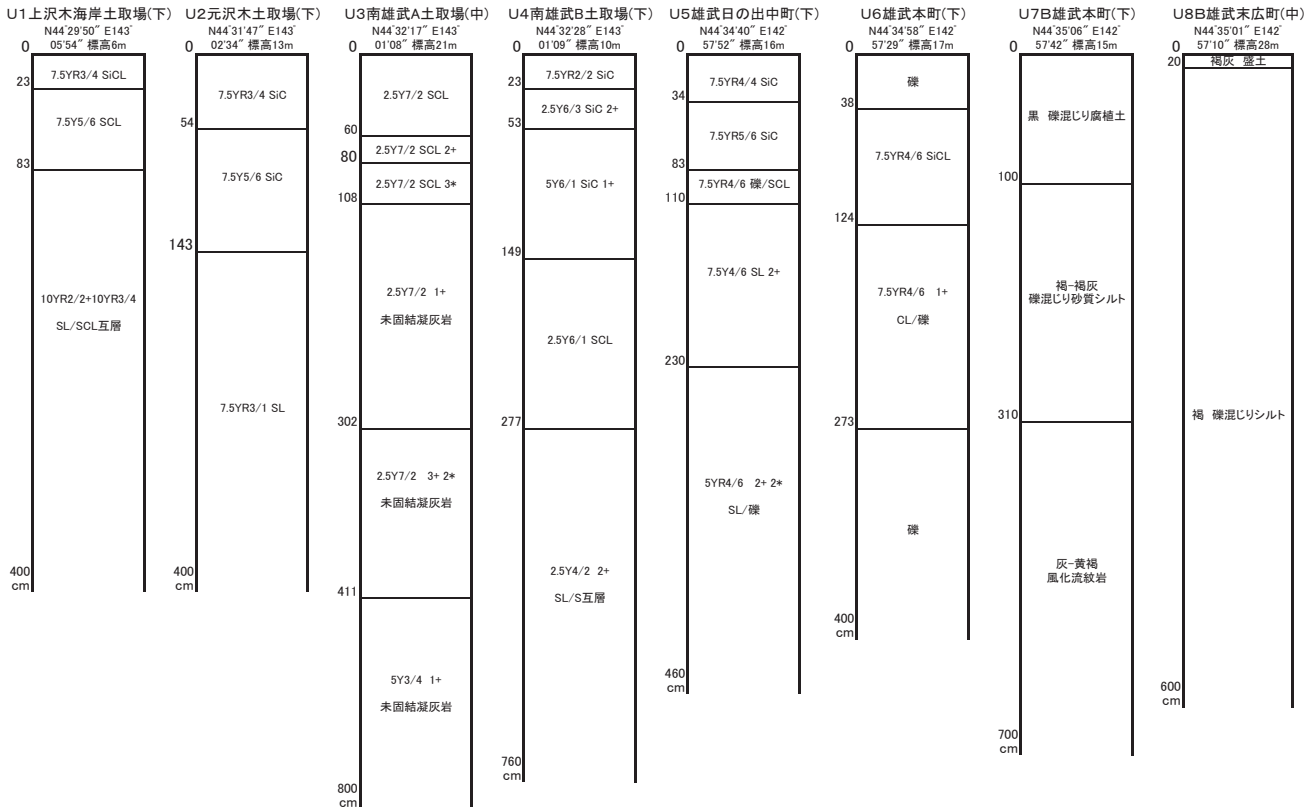
群が分布する。豊野地区 P2 でみられた亜角礫も粘板岩が中心であるため、日高累層群が起源と考えられる。河川に挟まれた段丘は侵食が進んでおり、半楕円状になっている部分もあり P3 のように崩積した厚い粘土質層がみられる。河川の流域に沖積地があり、網走支庁ボーリングでは瑠椽川、藻興部川や興部川沿いでは厚い砂質層がみられ、海退時の埋積谷(溺れ谷)はほとんど埋没して沖積地になったと考えられる。宮下地区の段丘は雄武町上沢木のオニシ沼で消滅するが、雄武町元沢木の段丘と連続性があるようにみえる。

3. 雄武地域海成段丘の土層と堆積状況

1) 雄武地域の概況：雄武地域には明瞭な下位、中位、上位段丘がみられ、とくに上位段丘は標高70

~90m 付近まで達し、多くの土取場などの露頭や網走支庁ボーリングがある(第5図)。オニシ沼から雄武川までを沢木地区(U1-U4)、雄武川から^{もといねつふ}雄武市街地区(U5-U8B)、それ以北を幌内地区(U9-U12)とする。なお、下位段丘(MIS5e)がU1, 2, 4, 5, 6, 7B, 12, 中位段丘(MIS7)はU3, 8B, 上位段丘(MIS9)はU9, 10, 11で、国道238号線は主に下位段丘上にある。沢木地区は砂浜海岸が多く雄武市街地区は岩石(岩礁)、幌内地区は砂浜もあるが岩石海岸が多い。

2) 沢木地区：^{かみさわき}上沢木 U1 はオニシ沼の東側の海岸沿いの下位段丘に位置する土取場で、興部地域宮下地区 P4 と連続している。砂壤土と砂質埴壤土の互層が厚く、この砂質層が採取の対象となっている。川や沼沢に近く P4 と似た堆積環境であったと考え



第5図 雄武地域の土壤断面模式図

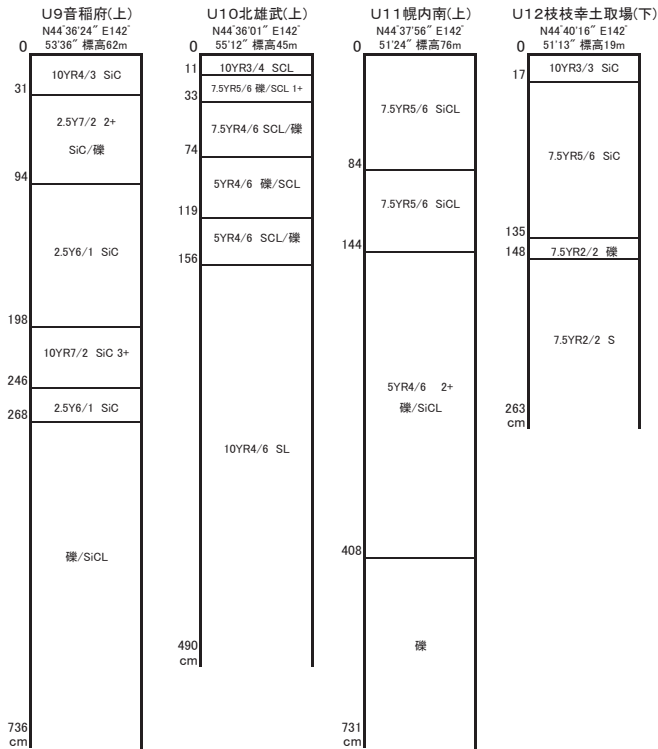
() は段丘面 + : 斑鉄 * : マンガン点状斑 1~4 : あり~頗る富む

られるが、砂と礫の互層はみられない。元沢木 U2は下位段丘に位置する土取場で砂を採取している。小河川の元沢木川はあるが沼沢はなく、表層は上沢木 U1より粘質で下の砂質層は均一である。U3と U4は砂利採取業者の敷地内にある土取場で、U3は山側の中位段丘に位置し興部地域豊野地区 P1と同じ御西層の未固結凝灰岩を採取している。U4はオタコムシュペ川河口左岸の下位段丘に位置し深さ277cmからの砂質層を採取している。左岸の砂浜海岸は広くて段丘の海側は砂丘状になり、右岸は小規模な湿地となっている。

3) 雄武市街地区：U5は雄武市街の南東側の下位段丘に位置し、近くに網走支庁ボーリング(N44° 34'26" E142° 58'18" 標高12m)がある。どちらも表層の粘土質層の下が凝灰質の砂質層で深さ300cm前後から凝灰岩、頁岩、砂岩などの礫が多くなる。U6と U7Bは市街地の下位段丘に位置し、近くに2本の網走支庁ボーリング(N44° 35'06" E142° 57'42" 標高15m, N44° 35'21" E142° 57'31" 標高12m)がある。U6は地表から頁岩を中心とした礫層でその下に砂質層

はあるが、深さ124cmから U5のような多様な礫が含まれる。U7Bは礫の種類が明示されていないが地表から礫が混じり、深さ310cmから一部が粘土化した強風化の流紋岩になる。U8Bはポンオコツナイ川沿いの中位段丘に位置し、頁岩を中心とした亜円礫や亜角礫を含む厚いシルトの土層からなる。

4) 幌内地区：U9は音稲府川左岸の上位段丘に位置し、深さ268cm以下で大きさが揃った安山岩、頁岩やチャートなどの亜円礫層になる。礫の種類が多様で音稲府川に面することからデルタ堆積物や河岸段丘堆積物の可能性が考えられる。U10は^{おといねっぶ}元稲府川の支流に近い上位段丘に位置し、深さ11cmから礫と砂の土層で深さ156cmからは色が黒い頁岩や安山岩を母材とする砂質層となる。U11は幌内川右岸の上位段丘に位置し、深さ14cmまではシルト質埴壤土の土層であるが、下は風化した頁岩の礫層である。^{えだえさし}枝枝幸 U12は下位段丘に位置し、採取を終えた海山方向に長い土取場である。深さ148cmからの砂層が対象であったと考えられるが、土取場の底面は段丘表面より傾斜があり、海側の砂層が厚くて山側が



不揃いである。河川の礫は一般に分級が悪いため、U9は河口のデルタ堆積物の可能性が考えられる。

4. 枝幸地域海成段丘の土層と堆積状況

1) 枝幸地域の概況：雄武地域幌内地区に近い音標^{おとしべ}では上位および中位段丘が広い。しかし、枝幸町市街地に向かって上位および中位段丘の標高は低くなり下位段丘は不明瞭となり、徳士別川で段丘はほぼ消滅する。さらに北にある北見幌別川の左岸から徐々に段丘が明瞭になり、枝幸町市街地は段丘面上にある。調査は音標から徳士別川右岸まで行ったが、段丘が大きく変化する地点や河川がないため、一つの地区として扱う。なお、国道238号線が通る下位段丘に調査できる露頭はなかった

2) 枝幸地域の調査地点：音標 E1は音標川に近い上位段丘に位置する農道脇の露頭で、使われなくなった土取場の可能性が高い(第6図)。表層は薄い粘土質層でその下が安山岩やホルンフェルス^{ホルンフェルス}を母材とする礫層、さらに深さ345cmから砂壤土と壤土の土層の反復がある。音標 E2はルシコマナイ川源流部の上位段丘に位置し、山麓緩斜面との境界に近い。地表から深さ400cmまで粘土質層で深さ182cm以下は黒褐色と明褐色の層が重なり弱く固結している。E1やE2のような土層構成は他地域でも例がなく、どのような状況で堆積したか不明である。E3は風烈布^{ふうれつぷ}の中位段丘にある牧草地を掘り下げた道路法面で、傾斜が垂直に近いため調査地点とした。表層から安山岩、ホルンフェルスや輝緑岩の亜角礫や亜円礫が主体となっている。E4は乙忠部^{おちちゅうべ}の中位段丘に位置する崖で、乙忠部川沿いの道路が段丘に上がる地点の近くである。地表から深さ162cmまで粘土質層で、深さ259cm以下は亜角塊の礫が中心で下層ほど粗くなる。音標から乙忠部にかけて中位段丘に多くの露頭があるが、いずれもE3と類似している。E4より北にある露頭は表層の粘土質層が薄く亜角塊の礫が主体である。

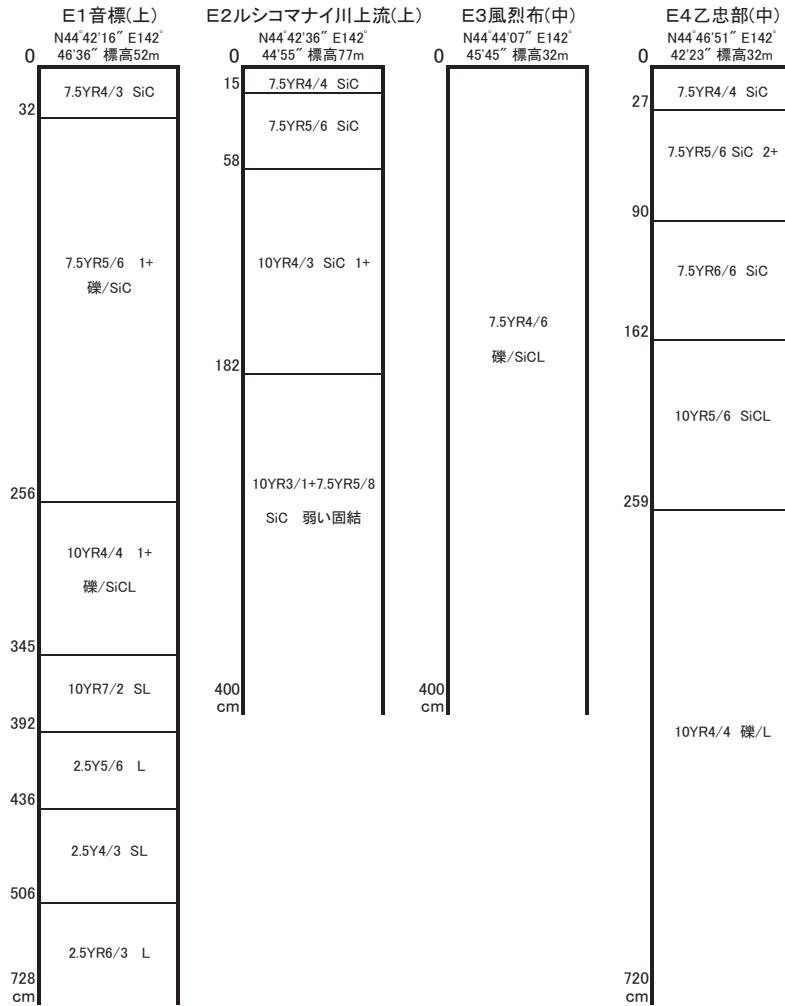
3) 枝幸地域の土層構造や地質：段丘の海山方向の幅は約2kmで、音標に比べ乙忠部の段丘面の標高が低く、表層の粘土質層も薄く土色が褐～暗褐色と暗い傾向がある。基岩は日高累層群のホルンフェルスと輝緑岩、中～後期中新世の安山岩(徳士別集塊岩)で、ホルンフェルスは硬くて風化への抵抗性がある。

海岸は花崗岩や玄武岩の貫入が多く岩礁や岩石海岸となっている(斎藤・太田, 1959; 酒匂ら, 1961)。

薄いことを示している。

5) 雄武地域の土層構造や地質：沢木地区のU1, U2とU4の土層構造は興部地域宮下地区と、U3は同じ豊野地区に似ている。雄武市街地区はU6やU7Bのように地表から礫層になるなど礫を含む土層の割合が高く、U7Bでは基岩の流紋岩(元稲府溶岩)がみえる。沢木地区が興部地域と同じ日高累層群が基岩なのに対して、雄武市街地区は新生代新第三紀中～後期中新世の上雄武層の頁岩(泥岩)や凝灰岩、元稲府溶岩の流紋岩が基岩である(鈴木ら, 1966)。U7Bは基岩の流紋岩が長く地表に露出して風化が進んだ後、現地性の礫を含む広域風成塵が堆積したことを示している。幌内地区は上雄武層の他に後期中新世のイナシベツ溶岩(普通輝石紫蘇輝石安山岩)が分布するため、U9やU10のように礫に安山岩が含まれる。

U9は上位段丘に位置しながら粒径が揃った円礫層がある。U9のように円礫層が厚い地点として、露頭の観察をした興部町北興(N44°26'21" E143°03'47" 標高31m)の河岸段丘があるが、北興は礫の大きさが



第6図 枝幸地域の土壌断面模式図

() は段丘面 + : 斑鉄 1~4 : あり~頗る富む

徳士別川や北見幌別川を除く河川は直線的で短く土砂の運搬力が弱く、河口付近の低湿地の発達も悪い。このような小河川は土砂の運搬が融雪や洪水時になり、氾濫時に堆積した亜角礫や亜円礫が段丘の下部になったと考えられる。

IV. 海成段丘の土層構成

1. 海成段丘の土層構成に影響した要因の概略

1) 気象：オホーツク海沿岸地域は最終氷期極大期(約2万年前)は永久凍土帯(松末ら, 2000)であったため、山体の崩落や岩石の風化が進んだ。穏やかな山容と丘陵地は周氷河現象で形成され(鈴木, 1960)、ソリフラクションとウォッシュ(融解した流水による面的な地表土壌の洗い出し現象)により成層斜面堆積物ができた(花谷ら, 2010)。降水量が少なく河川の侵食・運搬作用が弱く、渚滑川や湧別川の支流

に最終氷期の岩屑が篩い分けされない状態で堆積している(大矢, 1984)。

2) 地層(岩石)：地層は大きく二つに分けられ、一つは中生代の日高累層群(付加コンプレックス)で、興部地域豊野地区のように粘板岩が主体な地区と、枝幸地域のようにホルンフェルスが主体の地区があり、風化に対する抵抗性はホルンフェルスの方が高い。もう一方は新生代新第三紀後期中新世の火山岩で、紋別地域小向地区のように凝灰岩が主体の地区と、雄武地域雄武市街地区のように流紋岩や安山岩が主体の地区がある。凝灰岩は流紋岩や安山岩より物理的に脆く侵食されやすい。

3) 地殻変動など：海成段丘は海水面の変動と土地の隆起で形成される。この地域は MIS5e 以降の隆起速度がほぼ同じと推測されている((奥村, 2002), (幡谷ら, 2002))。しかし、上位(MIS9)は紋別30~

60m, 興部60～80m, 雄武40～90mで北部ほど標高が高くなる傾向がある。このような例は北海道南部の松前半島でもみられる(宮内・八木, 1984)。青森県西津軽地域の山田野面は新旧の段丘面の複合が確認されている(後藤, 2005)。また, 西津軽地域の上位段丘で泥岩や凝灰岩などの風化が進み, 地滑りで段丘崖が開析して勾配が緩くなり旧汀線が不明瞭になっている(佐々木ら, 2003)。さらに, 紋別地域にMIS11(約41万年前)の段丘があることから, 雄武地域の旧汀線の標高が高い栄丘や拓成地区などにMIS11段丘が分布する可能性も考えられる。

2. 各地域・地区間の土層構成の相違とその要因

小出(2013)は紋別市小向と枝幸町乙忠部の地下開度図を比較し, 小向は河川による山地や台地の侵食程度が大きく, 海に運ばれた土砂で砂嘴ができて潟湖になるが, 枝幸から雄武にかけては基岩が侵食されにくいため, 海岸に大きな湖沼が発達しないとす。これは本報告の紋別地域小向地区M1, M2と枝幸地域E3, E4における礫層の違いと湖沼の有無の関係に当てはまる。紋別地域小向地区は凝灰岩などの風化・侵食が進み, 氷期に溺れ谷と多量の岩屑ができたが, 間氷期は河川の土砂運搬力が弱く砂礫層が堆積し, 漂砂で潟湖ができたと考えられる。枝幸地域はホルンフェルスなどが風化されにくく, 溺れ谷の発達は弱く海岸は岩礁帯で潟湖はなく, 河川が運搬できない砂礫が段丘に堆積したと考えられる。この基岩の違いが現在の地形や風景の違いをもたらしている。興部地域豊野地区は枝幸地域と同じ日高累層群が基岩であるが, 粘板岩はホルンフェルスより風化されやすく, その砂質層が溺れ谷を埋没させて沖積地になり(北海道立地質研究所, 2006), 潟湖はなく稜線が低くて穏やかな地形や風景がみられる。

紋別地域市街地区と雄武地域市街地区はともに港に向かい傾斜が急な地形で, 紋別は玄武岩, 雄武は流紋岩の基岩の上に段丘がある。両地区は古くから港湾を中心に発展しており, このような地形や段丘が有利であったと考えられる。

河口に近い紋別地域渚滑地区M6, 興部地域宮下地区P4, 雄武地域沢木地区U1やU4は, 異なる粒径からなる縞状の互層がありエスチュアリー堆積物と考えられる。堆積状況から海進時は潟湖, 湾内や入り江であったと推測される。

オホーツク海中部沿岸地域では漂砂が沿岸流や波

浪で砂嘴や砂浜を形成しやすい(宇多, 1992)。比較的厚い砂質層は下位段丘では興部地域宮下地区P5, 雄武地区沢木地区U2, 中位段丘では紋別地域渚滑地区M6, 露頭として観察した興部町富丘(N44°24'45" E143°14'55" 標高11m), 雄武町幌内地区U10とU12, 上位段丘では紋別地域小向地区M3でみられる。これらの地点は段丘崖(旧海蝕崖)または段丘の先端部にあたり, 砂の土取場として利用されることが多い。なお, 青森県西津軽地域の段丘にも砂質層はみられるが, 全て砂丘砂であり(大倉, 1960), オホーツク海中部沿岸地域と成因が異なる。

エスチュアリー堆積物や段丘先端の砂質層は, 地形が同じであると地域が異なっても同じような土層が堆積することを示している。

3. 海底段丘について

海成段丘は氷期(海退)と間氷期(海進)の繰り返しと土地の隆起により形成するが, 海退や海進は連続して進行する時期や停滞する時期があり, 海底に段丘面が残されることがある。

オホーツク海中部沿岸地域の海底はオホーツク基盤岩台地と呼ばれ(山本, 1983), 水深40, 60, 80, 100, 130m付近に礫を含む粗粒な堆積物が海岸線と平行に帯状配列している(木下ら, 1981)。また, 水深10～30m, 30, 40～45, 55, 70, 80～85m付近に幅約2kmで長さ約2～3kmの砂堆が, 水深45～75m付近に北西-南東方向へ帯状小突起地形, 水深80～85mに小さな平坦面がある(海上保安庁水路部, 1985)。しかし, 海成段丘がある日本海側の留萌支庁羽幌町沿岸や太平洋側の十勝支庁豊頃町沿岸はなだらかで海底段丘は確認されていない(日本地質学会編, 2010)。大嶋(1992)や米倉(1991)は海底段丘の成立時期と水深の関係を報告しているが, 津軽海峡などやサンゴ礁などで検討されたもので, そのままオホーツク海沿岸地域には適用できない。そのため, 今後のオホーツク海での調査や研究が期待される。

V. まとめ

オホーツク海中部沿岸地域は低く穏やかな山並みや延々と続く海成段丘が印象的な風景をつくっている。その地形は海底に連続し, 傾斜の緩い大陸棚と複数の海底段丘が形成されている。

紋別地域のうち藻別川以東と枝幸地域は中位段丘の下層が砂礫を多く含むという共通点はあるが, 分

布する岩石の違いなどによって全く異なる地形や風景となっている。また、雄武地域と枝幸地域の段丘や旧汀線に連続性があるのに対し、紋別地域は不明瞭な場合が多く、これも侵食されやすい凝灰岩が多いためである。

興部地域や雄武地域には海進時に内湾、潟湖や河口となったと思われる地点はエスチュアリー堆積物が、枝幸地域を除き沿岸流や潮汐により漂砂が砂浜を形成した段丘崖や段丘先端と推定される部分では厚い砂層がみられ、地形と段丘の土層構成に関連性がみられる。

雄武地域の上位段丘は他地域より広く標高も高いが、その原因については隆起速度の違いや段丘面の融合、より古い MIS11段丘の旧汀線の不明瞭化などについて、さらに調査が必要である。また、オホーツク海中部沿岸地域にある海底段丘の成立時期など、今後の解明が期待される。

引用文献

- 1) 方晶(FANG, Jing), 梅津正倫, 大平明夫(1998) オホーツク海沿岸、頓別川低地における泥炭層の AMS14C 年代. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, 9, 149-154.
- 2) 岩盤力学委員会編(1991)軟岩の調査・試験の指針(案)-1991年版-, 77-81. 土木学会, 東京.
- 3) 後藤広信(2005)屏風山砂丘地帯南部における海成段丘対比の再検討. 弘大地理, 39, 22-25.
- 4) 花谷育雄, 宗像雅広, 木村英雄, 三箇智二(2010)幌延地域における周氷河地形の解析的研究. 原子力バックエンド研究, 17, 55-70.
- 5) 幡谷竜太, 田中和広, 尹英亜(2002)十勝～網走付近の内陸部隆起量分布と地殻変動特性境界. 地球惑星科学関連学会2002合同大会予稿集, Q037-P005.
- 6) 北海道立地質研究所(2006)網走支庁管内の地質と地下資源Ⅳ網走地方西部, 4-20, 北海道網走支庁. 網走市.
- 7) 伊藤友彦, 伴かおり, 両角拓, 當眞陽子, 柳井清治, 鴈澤好博(2000)北海道北部における後期更新世, 広域風成塵起源粘土層の層序と分布. 第四紀研究, 39, 199-214.
- 8) 海上保安庁水路部(1988)5万分の1沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告「紋別」, 8-13, 37-40. 海上保安庁. 東京.
- 9) 木下泰正, 井内美郎, 西村清和, 西村昭(1981)紋別沖表層堆積図16. 工業技術院地質調査所. 茨城県.
- 10) 北川靖夫, 成瀬敏郎, 齋藤萬之助, 黒崎督也, 栗原宏彰(2003)北海道北部の重粘土における微細(3-20 μ m)粒子および粘土鉱物の層位別分布-重粘土の母材への風成塵の影響-. ペドロジスト, 47, 2-13.
- 11) 小出良幸. 札幌学院大学. 「大地を眺める」, http://geo.sgu.ac.jp/geo_essay/2005/09.html (2014/02/12)
- 12) 松末和之, 藤原治, 末吉哲雄(2000)日本列島における最終氷期最寒冷期の気候. サイクル機構技報, 6, 93-103.
- 13) 宮内崇裕, 八木裕司(1984)松前半島東岸の海成段丘と第四紀地殻変動. 地学雑誌, 93, 285-300.
- 14) 日本地質学会編(2010)日本地方地質誌1 北海道地方, 339-348. 朝倉書店. 東京.
- 15) 日本ペドロロジー学会編(1997)土壌調査ハンドブック改訂版. 博友社. 東京.
- 16) 奥村晃史(2002)北海道北東部. 小池一之・町田洋編. 日本の海成段丘アトラス, 15-17. 財団法人東京大学出版会. 東京.
- 17) 大倉陽子(1960)西津軽地方における海岸段丘面上の砂丘について. 地理学評論, 33, 628-635.
- 18) 大嶋和雄(1992)沿岸海底地形に海水準変動記録を読む. 地質ニュース, 459, 40-48.
- 19) 大矢雅彦(1984)周氷河地域河川の河床礫の特色. 寒冷地における平野の特性と形成機構に関する研究報告-オホーツク海沿岸を中心として-. 昭和56～58年度文部省科学研究費総合研究(A), 117-127.
- 20) 齋藤昌之, 太田昌秀(1959)5万分の1地質図幅「音標」. 5-34. 北海道開発庁. 札幌.
- 21) 齋藤萬之助(1995)北海道北部の重粘土の土性に対する化石珪藻の寄与. 京都産業大学国土利用開発研究所紀要, 16, 48-56.
- 22) 酒匂純俊, 鈴木守, 魚住悟, 金山喆祐(1961)5万分の1地質図幅「乙忠部」, 6-16. 北海道開発庁. 札幌.
- 23) 佐々木良宜, 若槻強, 松倉公憲(2003)西津軽地域における海成段丘崖の勾配と地質との関係. 筑波大学陸域環境研究センター報告, 4, 89-95.
- 24) 柴正博. 駿河湾団体研究グループ. 「地質調査

入門」, http://www.dino.or.jp/shiba/survey/sur_304.html(2014/02/12)

- 25) 鈴木秀夫(1960)北海道北部の周氷河地形. 地理学評論, 33, 625-628.
- 26) 鈴木守, 国府谷盛明, 藤原哲夫(1966)5万分の1地質図幅「雄武」, 5-9. 北海道立地下資源調査所. 札幌.
- 27) 宇多高明, 山本幸次(1992)砂嘴形成海域の海底地形と砂嘴形態の関係について. 地形, 13, 141-157.
- 28) 八幡正弘(1997)東北北海道鉾床区における新第三紀の紋別-上士幌地溝帯. 地下資源調査所報告, 68, 43-56.
- 29) 山本裕彦(1983)オホーツク海南西縁辺海域の地質構造と堆積機構. 地質学雑誌, 89, 15-29.
- 30) 米倉伸之(1991)第四紀気候変動とそのメカニズム. 地質ニュース, 445, 14-24.

Soil composition and geographical characteristics of marine terraces in the Okhotsk Sea middle coastal region based on soil profiles

Keiji Nakatsuka, Satoshi Yokota and Shigeki Ishida
Upland Farming Research Division

Summary

Mountains with gentle slopes and marine terraces consisting of heavy clay soil in the Okhotsk Sea middle coastal region are extensions of several submarine terraces on the gentle continental shelf under the sea. Mid-level marine terraces in the east area of Mobetsu River in the Monbetsu district and in the Esashi district both comprise sediments containing large quantities of sand and gravel; however, their geographic features are entirely different because of differences in the weathering resistance of the rocks. In Okoppe and Omu districts, estuary sediments are observed at sites where estuaries appear to have become enclosed bays or lagoons during the coastal transgression period. In addition, relatively thick sand layers are observed in cliffs and tips of terraces, where sandy beaches are thought to have been formed because of sand drift by coastal currents.

These findings collectively suggest that a relationship between geographic features and terrace sedimentation has been established.

Key words : Okhotsk sea middle coastal region, marine terrace, soil profile, topography, sedimentation characteristics