

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
網走(1)第26・27号
NL-55-36-12・16

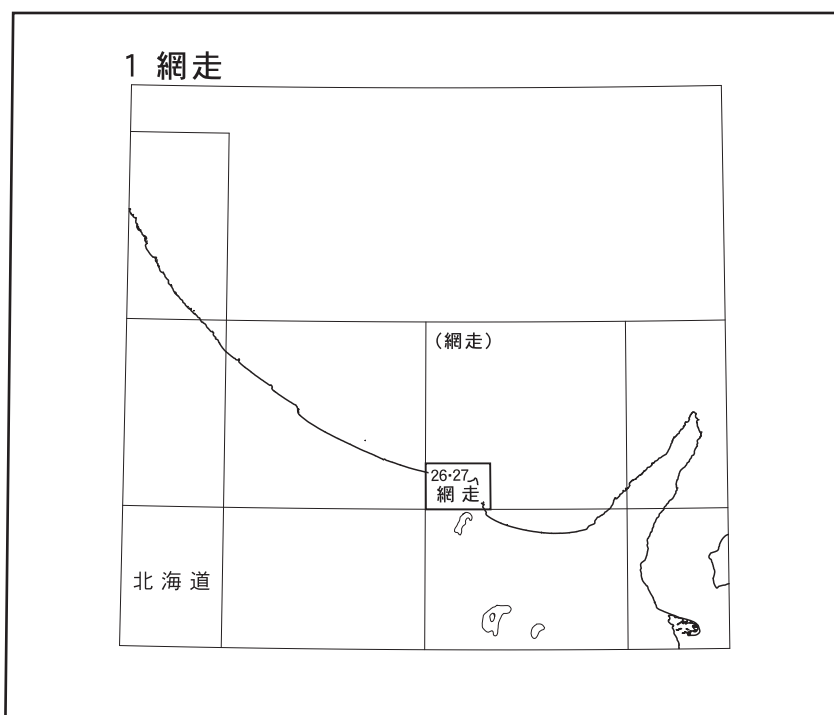
網 走 地 域 の 地 質

川上源太郎・廣瀬 亘・長谷川 健・林 圭一・渡辺真人

平 成 30 年

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図 Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

1-17, 25 サロマ湖および 三里番屋 Saromako and Sanriban'ya NL-54-6-3, 4 (北海道開発庁：1964)	1-26・27 網走 Abashiri NL-55-36-12・16 (2018)	
1-36 端野 Tanno NK-54-1-1 (北海道開発庁：1968)	1-37 女満別 Memanbetsu NK-55-31-13 (未刊行, unpublished)	1-38 小清水 Koshimizu NK-55-31-9 (1959)

網走地域の地質

川上源太郎*・廣瀬 亘*・長谷川 健**・林 圭一*・渡辺真人***

地質調査総合センター(元地質調査所)は1882年に創設されて以来、国土の地球科学的実体を解明するため調査研究を行い、その成果の一部としてさまざまな縮尺の地質図を作成、出版してきた。その中で5万分の1地質図幅は、自らの調査に基づく最も詳細な地質図シリーズの一つで、基本的な地質情報が網羅されている。網走地域の地質図幅の作成は、この5万分の1地質図幅作成計画の一環として行われたもので、環境保全、地質災害軽減対策等の基礎資料として活用されることを目的としている。

網走地域の地質図幅の作成は平成24～28年度に行った野外調査と室内研究の成果に基づいている。本地域における仁頃層群と能取湖の西側(常呂丘陵)の新第三系については川上が、能取湖の東側(美岬丘陵)の新第三系と全域の段丘堆積物については廣瀬が、屈斜路火砕流堆積物については長谷川が調査を担当し、林と渡辺はそれぞれ渦鞭毛藻シスト化石と珪藻化石が産出する地層を調査し化石の分析を行った。また沖積低地の堆積物については、既存資料と補完調査を基に川上が執筆した。また全体のとりまとめは川上、廣瀬、渡辺で行った。

仁頃層群の玄武岩質火山岩類の薄片記載にあたっては、北海道大学の川村信人氏に助言をいただいた。北海道教育大学の鈴木明彦氏には軟体動物化石を同定していただいた。本地域の地すべりに関しては、北見工業大学の伊藤陽司氏にご助言や資料の提供をいただいた。以上の他に、仁頃層群の現地調査では、産業技術総合研究所北海道センターの中川 充氏の助言を受けた。岩石薄片は、地質情報基盤センター地質標本館室の大和田 朗、佐藤卓見、平林恵理、福田和幸の各氏の製作による。以上の方々に深く御礼申し上げます。

(平成29年度稿)

所 属

*北海道立総合研究機構地質研究所(平成24～28年度産総研委託研究)

**茨城大学理学部(平成24～28年度客員研究員)

***地質調査総合センター地質情報研究部門

Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Abashiri, Tokoro, Jurassic, Upper Cretaceous, Paleogene, Neogene, Oligocene, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, accretionary complex, Nikoro Group, Tokoro Formation, Abashiri Formation, Masuura Formation, Yobito Formation, Misaki Formation, Kurumatomanai Formation, terrace deposits, Kutcharo Pyroclastic Flow Deposits, landslide deposits, abandoned channel deposit, natural levee deposit, Tosa Surface deposits, dune deposits, marsh deposits, alluvium, Tokoro Fault, Heiwa-Fukuyama Fault, Ubaranai Fault

目 次

第1章 地 形	1
1.1 位置・行政区分・保護保全区域	1
1.2 地形概説	1
1.3 山地	2
1.4 丘陵	3
1.5 台地	4
1.6 段丘面・火砕流堆積面	4
1.7 低地及び海岸線	4
第2章 地 質 概 説	5
2.1 年代, 層序, 及び地質構造の概要	5
2.2 白亜紀付加体(仁頃層群)	5
2.3 新第三系	8
2.3.1 下部中新統(常呂層・車止内層)	8
2.3.2 中部～上部中新統(網走層・鱒浦層)	8
2.3.3 上部中新統(呼人層)	8
2.3.4 鮮新統(美岬層)	8
2.4 第四系	8
2.5 周辺地域との層序対比	9
第3章 白亜紀付加体	11
3.1 概要・研究史	11
3.2 仁頃層群	11
3.2.1 玄武岩質溶岩相及び玄武岩質火山角礫岩相	11
3.2.2 チャート相	14
3.2.3 火成作用	14
3.2.4 変成作用	14
3.2.5 年代	14
第4章 新 第 三 系	15
4.1 概要・研究史	15
4.2 常呂層	15
4.2.1 トコロ幌内川礫岩部層	15
4.2.2 豊浜砂岩部層	18
4.2.3 ニタテヨコツナイ川泥質砂岩部層	18
4.2.4 能取シルト岩部層	18
4.2.5 碎屑物の特徴	18
4.2.6 化石	20
4.2.7 堆積環境	20
4.2.8 微化石年代	20
4.2.9 放射年代	22

4. 3	車止内層	22
4. 3. 1	塊状シルト岩部層	23
4. 3. 2	細粒砂岩部層	23
4. 3. 3	縞状シルト岩部層	25
4. 3. 4	堆積環境	25
4. 3. 5	年代	25
4. 4	網走層	25
4. 4. 1	溶岩・火砕岩相	27
4. 4. 2	礫岩砂岩泥岩相	27
4. 4. 3	貫入岩類	27
4. 4. 4	岩石学的性質	31
4. 4. 5	堆積環境	32
4. 4. 6	放射年代	32
4. 4. 7	微化石年代	33
4. 5	鱒浦層	34
4. 6	呼人層	35
4. 6. 1	珪質頁岩相	35
4. 6. 2	珪藻質泥岩相	36
4. 6. 3	堆積環境	36
4. 6. 4	年代	37
4. 7	美岬層	38
第5章	第4系	42
5. 1	概要・研究史	42
5. 2	段丘堆積物	42
5. 2. 1	高位1段丘堆積物	42
5. 2. 2	高位2段丘堆積物	44
5. 2. 3	高位3段丘堆積物	47
5. 2. 4	中位段丘堆積物	47
5. 2. 5	低位段丘堆積物	48
5. 3	屈斜路火砕流堆積物	49
5. 3. 1	屈斜路火砕流堆積物VI	49
5. 3. 2	屈斜路火砕流堆積物V	51
5. 3. 3	屈斜路火砕流堆積物IV	51
5. 4	山麓緩斜面堆積物	52
5. 5	地すべり堆積物	52
5. 6	沖積低地の堆積物	52
5. 6. 1	常呂低地	52
5. 6. 2	湖岸低地	53
5. 6. 3	網走低地	54
5. 6. 4	湖底堆積物	54
5. 7	人工堆積物	54
第6章	地質構造	55

第7章 応用地質	57
7.1 石油・天然ガス	57
7.2 採砂	57
7.3 珪藻土	57
7.4 採石	57
7.5 火山灰	57
7.6 温泉・鉱泉	57
7.7 地質遺産	58
文献	60
Abstract	64

図・表目次

第1. 1 図 網走地域の位置とその周辺地域の地形	1
第1. 2 図 網走地域の地形区分図	2
第1. 3 図 網走地域の水系図	3
第2. 1 図 網走地域の地質総括図	6
第2. 2 図 網走地域の新旧層序対比図	7
第2. 3 図 周辺地域の古第三系・新第三系との層序対比	9
第3. 1 図 仁頃層群の野外での産状	12
第3. 2 図 仁頃層群の玄武岩質火山岩類の薄片写真	13
第4. 1 図 常呂層の柱状図と対比	16
第4. 2 図 常呂層の露頭写真	19
第4. 3 図 インプリケーションから求めた常呂層の古流向	20
第4. 4 図 常呂層の砂岩及び凝灰岩の薄片写真	21
第4. 5 図 車止内層の露頭写真	23
第4. 6 図 車止内層の柱状図	24
第4. 7 図 能取半島南部における網走層・呼人層の柱状対比図	26
第4. 8 図 網走層の露頭写真	28
第4. 9 図 網走層火山岩類の薄片写真	30
第4. 10 図 網走層火山岩類の主成分化学組成	32
第4. 11 図 鱒浦層の露頭写真	34
第4. 12 図 能取半島北海岸(能取岬及びその西方海岸)のルートマップ	36
第4. 13 図 呼人層の露頭写真	37
第4. 14 図 呼人層, 鱒浦層の珪藻化石層序	39
第4. 15 図 美岬層下部の柱状図	40
第4. 16 図 美岬層の露頭写真	41
第5. 1 図 網走地域の段丘地形	43
第5. 2 図 網走地域の段丘堆積物総括図	44
第5. 3 図 網走地域の段丘堆積物柱状図	45
第5. 4 図 網走地域の段丘堆積物の露頭写真	46

第 5. 5 図	屈斜路火砕流堆積物の露頭位置図	48
第 5. 6 図	屈斜路火砕流堆積物の露頭写真	49
第 5. 7 図	火砕流堆積物の露頭柱状対比図	50
第 5. 8 図	網走地域の火砕流堆積物に含まれる軽石試料の火山ガラス主成分化学組成	51
第 7. 1 図	網走地域の地質遺産	58
第 4. 1 表	常呂層中の凝灰岩層のフィッシュトラック年代及びU-Pb年代測定結果	22
第 4. 2 表	網走層の火山岩類から報告されている放射年代値一覧	33
第 4. 3 表	美岬層中の凝灰岩層のフィッシュトラック年代及びU-Pb年代測定結果	41
第 5. 1 表	網走地域の段丘堆積物に挟在する火山灰の屈折率測定結果	47
Figure 1	Summary of geology of the Abashiri district	65

第1章 地 形

(廣瀬 亘・長谷川 健・川上源太郎)

1. 1 位置・行政区分・保護保全区域

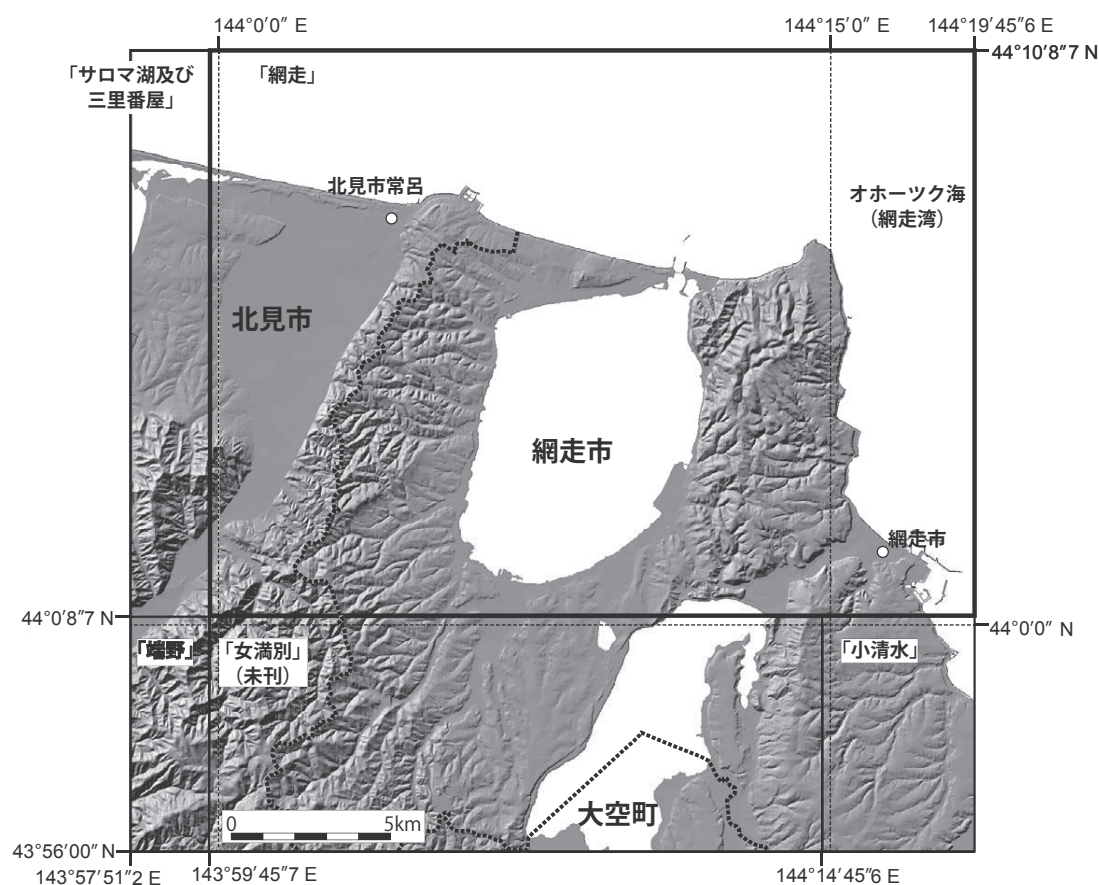
網走地域は旧常呂^{ところ}図幅と旧網走図幅が統合された図郭であり、北緯44度0分8秒7～44度10分8秒7、東経143度59分45秒7～144度19分45秒6(日本測地系で北緯44度0分0秒～44度10分0秒、東経144度0分0秒～144度20分0秒)の範囲を占め、北海道東部、オホーツク海側に面している(第1.1図)。行政区分は、常呂丘陵の分水嶺を境として東側が網走市、西側が北見市(旧:常呂町、2006年3月に北見市等と合併)である。能取半島の^{のとう}ほぼ全域と能取湖・網走湖周辺、網走市明治～網走市能取にかけての海岸線周辺は、1958年に網走

国定公園に指定されている。

なお、本説明書では、国土地理院発行の5万分の1地形図の区画を指して「○○」地域と表記する。

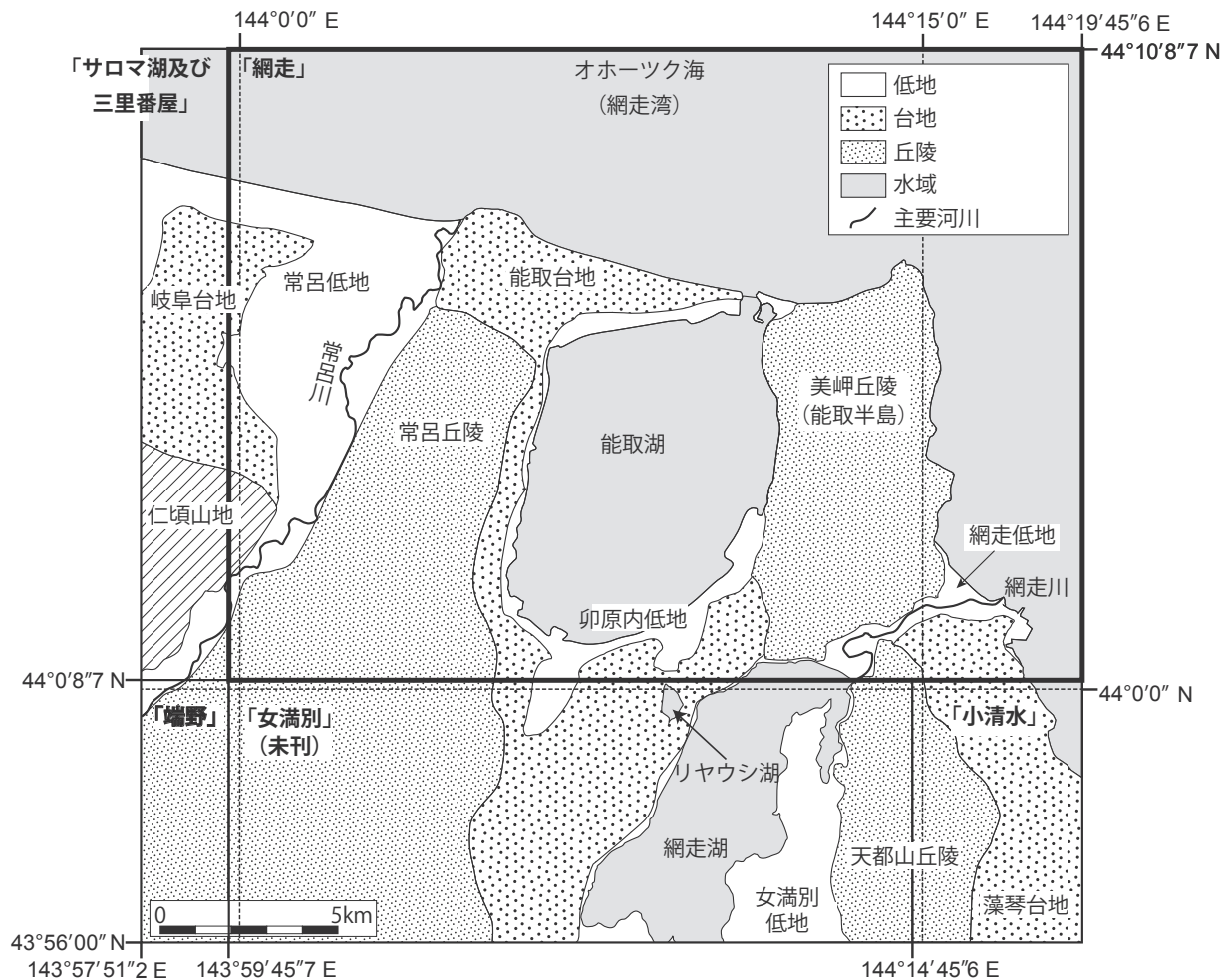
1. 2 地形概説

網走地域の地形区分を第1.2図に示す。本地域は、その中央部に能取湖が広がり、北海道東部を流れる主要な河川である網走川と常呂川の下流域にあたる。網走川は網走湖から続く狭隘な谷を通して、また常呂川は沖積低地を形成して、それぞれオホーツク海に注いでいる(第1.3図)。常呂川は置戸町^{おけと}三国山を源流としオホー



第1.1図 網走地域の位置とその周辺地域の地形

図中の太実線は網走地域の図郭、実線枠は隣接する各5万分の1地質図幅の図郭、「」内は5万分の1地質図幅名。陰影起伏図は国土地理院発行の基盤地図情報数値標高モデル(10mメッシュ)を用い作成した(測地系はJGD2011、投影座標系はUTM55N系)



第 1. 2 図 網走地域の地形区分図

図中の太実線は網走地域の図郭，実線枠は隣接する各 5 万分の 1 地質図幅の図郭，「」内は 5 万分の 1 地質図幅名。

ツク海にそそぐ一級河川で，流域面積は 1,930 km²である(国立天文台編，2012)．能取湖は面積 58.4 km²，最深部は 23.1 m(国立天文台編，2012)の海跡湖である．能取湖の東側には美岬丘陵及び天都山丘陵，西側に常呂丘陵が分布する．また網走市街地が載る南東縁の藻琴台地，西縁に分布する岐阜台地及び仁頃山地，網走湖北方から能取湖にかけて分布する能取台地，能取湖南縁の卯原内低地，網走湖～網走川流域を占める女満別低地，網走湖～オホーツク海にかけての網走川流域に狭小に分布する網走低地，そして常呂川～常呂町市街地にかけて広がる常呂低地から構成される．南北～北北東-南南西に延びる山地～丘陵群は，北海道東部オホーツク海側の基本的な地形要素であり，オホーツク海域に伏在する北見大和堆へと続く．本地域はそれら山地～丘陵群の東縁に位置するとともに，屈斜路カルデラを噴出源として北海道東部の大半を覆っている火砕流堆積物の分布域北端にあたっており，火砕流面に由来する平坦な台地が断続的に認められる．

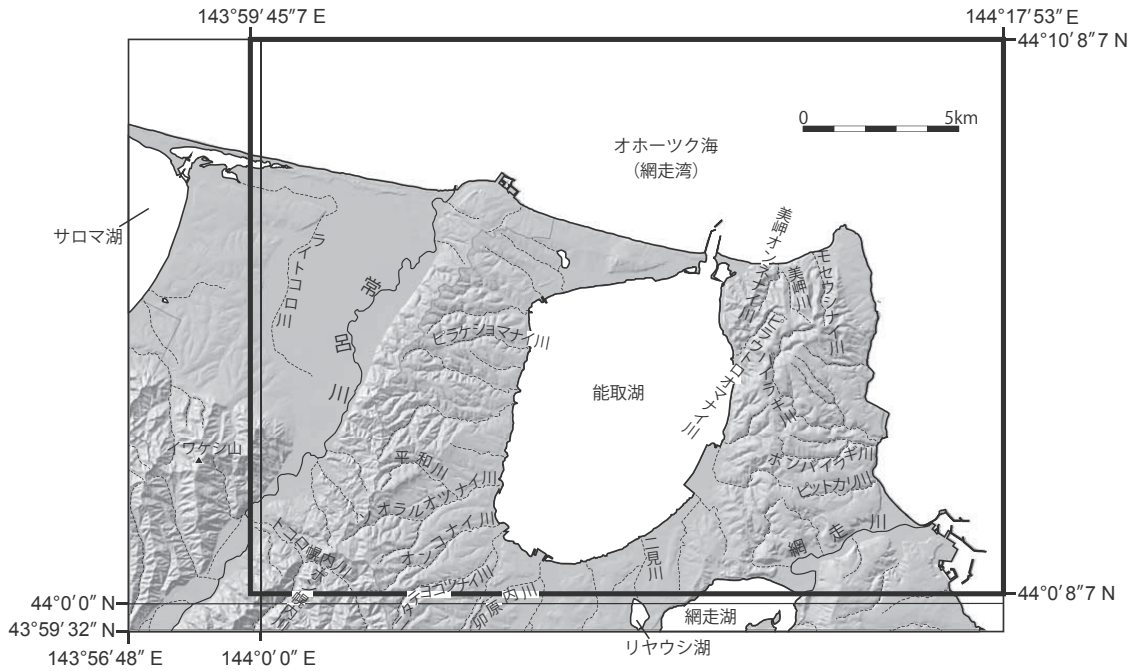
1. 3 山地

仁頃山地の北東端(常呂川西岸，北見市常呂町福山の西方)が本地域の範囲に含まれるが，その主要部分は西隣のサロマ湖・三里番屋地域，南西隣の端野地域に分布する．この山地は北北東-南南西に延びる主稜線と，それから分岐し西北西-東南東にのびる支尾根群で特徴づけられる．尾根の標高は 150～300 m 程度，尾根を刻む谷は深く比較的急峻である．一方，北側の山麓は浅い谷で開析された山麓緩斜面となっており，その末端は常呂町富丘付近の段丘群(岐阜台地)へと漸移している．

1. 4 丘陵

本地域内の丘陵地は能取湖東側の美岬丘陵・天都山丘陵，西側の常呂丘陵に区分され，陸域のおよそ 4 割を占めている．

美岬丘陵は網走湾と能取湖に挟まれ，能取半島を構成



第 1. 3 図 網走地域の水系図

図中の太実線は網走地域の図郭, 実線は 1 級河川, 破線は 2 級河川などその他の河川を示す。

している。標高 100 ~ 250 m の平坦な頂面とそれを下刻する浅い谷で構成される。頂面高度は丘陵の南縁を流れる網走川付近で約 120 m だが、北に向かって緩やかに高度をあげ、丘陵中央からやや北寄りの自衛隊基地付近で標高 260 m に達する。その北側はやや急勾配で高度を下げ、道道 76 号線 (美岬ライン) 南方で標高 150 m 前後となる。谷壁斜面は一般に緩傾斜であるが、網走層及び呼人層の中でも続成作用が進んだ地域では谷が深く、美岬層や呼人層のうち続成作用が弱いものの分布域では浅くなる傾向があるなど、基盤地質による差異が明瞭である。丘陵の東部を流れる川では上流部～源頭部にかけて船底状の凹地を呈し、源頭部では顕著な皿状凹地となることが多い。これらは本地域内の他の丘陵や山地と比較して美岬丘陵で顕著である。このような谷頭の凹地は宗谷丘陵や根釧台地で顕著であり、周氷河作用によって形成されたものとみなされることが多い (岩田, 1977)。

天都山丘陵は、その主要部分が南隣の「女満別」「小清水」地域に位置している。頂面高度は 150 ~ 200 m 前後で、谷による開析が東西から進んでいるため、南北に細長く伸びた頂面が特徴である。丘陵西側は比較的急傾斜の斜面となっている一方、東側は多段化した海成段丘を載せて緩やかに高度を下げ藻琴台地へと漸移することから、丘陵全体として東西に非対称な断面形状をなす。

常呂丘陵は、能取湖と常呂川にはさまれた緩やかな丘陵地である。頂面高度は 100 ~ 250 m であり、北から南に緩やかに高度が上昇して、本地域内での最高点は 272

m に達する。丘陵の東西から河川による開析がすすみ、頂面は幅 100 ~ 400 m 前後の平坦な尾根となっている。谷頭は美岬丘陵と同様に皿状凹地となっているが、谷はそこから下流側に深く切れ込んでいることが多く、下部谷壁斜面は 40° 近い傾斜となっている。丘陵を南北に貫くスカイラインは丘陵の西側に偏って延びている。このため天都山丘陵と同様に丘陵全体として東西に非対称な断面形状となっている。すなわち、常呂川に面する丘陵西側が急傾斜の斜面であるのに対し、能取湖に面する東側は海成段丘に縁取られて緩やかに高度を下げる。

常呂丘陵及び美岬丘陵内では非対称谷が認められる。一般に谷の南向き～南東向き斜面の方が北向き～北西向き斜面に比べ急傾斜となる傾向があり、美岬オンネナイ川、ピラウトロオマナイ川、バイラギ川上流部やトモルベシベ川など美岬丘陵の北西部～西部を流れる川で顕著である。

美岬丘陵や常呂丘陵には、最大で幅・奥行きともに 1 km に達するような地すべり地形が認められる。特に常呂丘陵で規模が大きく、分布密度が高い。規模の大きな地すべり地形は丘陵の中でも偏在する傾向がある。

1. 5 台地

本地域南東縁には藻琴台地、網走湖～能取湖にかけては能取台地、西縁には岐阜台地が分布する。

藻琴台地は、南隣の小清水地域にその大部分が位置す

る平坦な台地である。網走市街地の南半部はこの台地上に広がる。海岸線とは比高 30～35 m の海食崖によって境され、3 段の海成段丘から構成されるが、市街化とそれに伴う地形改変によって旧汀線や段丘崖は失われるか不明瞭となっている。西縁は次第に高度をあげ、天都山丘陵へと漸移している。

能取台地は網走湖の西岸に広がる海成及び河成段丘面からなる。網走市卯原内周辺では標高 20～30 m 前後で、卯原内川や二見川の浅く広い谷によって開析されている。その北方延長は能取湖西岸に沿って延びており、オンコナイ川やピラケシヨマナイ川などの小河川によって開析された、標高 20～40 m の断続的な平坦面として追跡される。

岐阜台地は西隣のサロマ湖・三里番屋地域の範囲に広く分布し、本地域にはその東縁部がわずかに含まれる。標高 20～30 m 前後の極めて平坦な海成段丘面からなり、南にむかってわずかに高度をあげる。

1. 6 段丘面・火砕流堆積面

海成面は美岬丘陵～網走市街地、常呂町市街地東方及び西方で発達する。開析がすすんだ高位段丘面(1, 2 及び 3)と、平坦で面の形状をよく残す中位段丘面の、4 面の海成面が認められる。高位 1 段丘面は海洋酸素同位体ステージ(MIS)9 以前、高位 2 段丘面は MIS9 に、高位 3 段丘面は MIS7 に相当すると考えられる(奥村, 1991, 小池・町田編, 2001; 小嶋ほか編, 2003)。中位段丘面は網走市潮見で屈斜路-羽幌テフラ(Kc-Hb; 120～115 ka: 町田・新井, 2003)及び洞爺火山灰(Toya; 約 110 ka: 町田・新井, 2003)を載せることから MIS5e に相当するとみなせる。それぞれの海成面における旧汀線高度は能取岬付近で最大となり、網走市街地及び常呂町市街地にむかって次第に高度を下げる。旧汀線が最もよく保存されている中位段丘面では、能取岬で標高 40～45 m 前後である。

能取湖南方の卯原内周辺には、網走湖西岸に沿って続く広い平坦面が認められる。これは屈斜路火砕流堆積物を開析して中期更新世末～後期更新世にかけて形成された海成面とされている(奥村, 1991)が、局所的に河成面を伴う。常呂川・網走川をはじめとする主要な河川沿いには、ごく小規模な河成段丘が点在する。これらは最終氷期～完新世に形成された低位段丘面である。

能取湖の西方には、火砕流堆積物から構成される平坦

な面が断続的に認められる。面の高さはおおむね標高 25～30 m 前後だが、南に向けて標高が若干高くなる。これらの面を構成するのは屈斜路火砕流堆積物 IV (KpIV: 勝井・佐藤, 1963)であり、南隣の 5 万分の 1「女満別」図幅(未刊)の範囲内でよく発達している(奥村, 1991)。卯原内北東及び卯原内西方には、より古い屈斜路火砕流堆積物 V～VI (KpV～VI: 勝井・佐藤, 1963)が分布しているが、これらは KpIV に被覆されていたり河川堆積物により削剥されており、火砕流堆積面を形成するには至っていない。

1. 7 低地及び海岸線

本地域の低地は常呂川下流域に広がる常呂低地が主要なもので、その他には能取湖の湖岸、とくに南東岸に広がる卯原内低地、女満別市街地から網走湖周辺に広がる女満別低地、網走川最下流域の網走低地など狭小な低地が見られるのみである。卯原内低地の能取湖湖岸には、標高 1～5 m 程度の湖岸段丘が認められる。

常呂低地は海側(北側)を常呂砂丘により閉塞され、東は常呂丘陵、西は岐阜台地に限られた東西 5 km、南北 10 km の小規模な沖積平野である。低地の大部分は標高 3 m 以下であるが、常呂砂丘のすぐ陸側に位置する常呂市街とその南側の一帯が標高 4～6 m の微高地となっており、土佐面と呼ばれる(海津, 1983)。土佐面とその南側の低地にはいくつかの流路跡が存在し、常呂町共立から岐阜にかけて見られる流路跡に沿って、自然堤防の痕跡と考えられる微高地も認められる。また標高 2.5 m 程度以下の相対的に低い地盤高を示す場所は、泥炭や腐植質堆積物の分布と概ね対応する。

常呂低地の北縁に発達する常呂砂丘は、最大幅(奥行)が 500 m 程度、標高が 30 m に達し、大きく旧砂丘と新砂丘とに区別される(遠藤・上杉, 1972; Endo, 1985)。南縁は常呂川の旧流路に浸食されている。

本地域の海岸線は、能取湖の湖口の西側と東側で大きく異なる。すなわち湖口の東側は呼人層・網走層の分布域で、比高 30～60 m の海食崖が連続する。一方、湖口の西側では海成段丘の前面に比高 10 m 程度の海食崖が連続し、海岸線の形状は直線的で単調である。常呂漁港付近から常呂川河口にかけては常呂丘陵が海側に突出するが、常呂川より西では常呂砂丘が形成されており、その前面は単調な海岸線を持つ砂丘海岸となっている。

第2章 地質概説

(川上源太郎・廣瀬 亘・長谷川 健・林 圭一・渡辺真人)

2.1 年代、層序、及び地質構造の概要

本地域は、北海道の地質基盤(主に中生界)の地体構造区分の上では常呂帯と根室帯の境界部に位置し、両者の境界は網走構造線と呼ばれる断層帯とされる(新井田, 2010)。しかし本地域の西～南西側の仁頃山地には、常呂帯を構成する白亜紀付加地質体である仁頃層群が広く分布するものの、根室帯を構成する白亜紀～古第三紀の前弧海盆堆積物(根室層群)の地表露出は知られていない。仁頃山地の東の丘陵には新第三系が広く分布し、仁頃層群を不整合に覆っている。新第三系は、能取湖の湖底東岸を通る南北性の軸を持つ緩やかな向斜構造をつくっており、向斜軸が通る能取湖の湖口付近に最上位の鮮新統美岬層が分布する。また台地や低地は広く第四系に覆われる。

本地域の地質層序を第2.1図に、また20万分の1地質図「網走」からの層序区分の変更点を第2.2図に示す。

先第四系は、下位より白亜紀付加体の仁頃層群、仁頃層群を不整合に覆う下部中新統の常呂層(再定義)／車止内層、常呂層との直接の関係は不明だが、車止内層を不整合で覆う中部～上部中新統の網走層、網走層と同時に異相である鱒浦層(再定義)、網走層を不整合で覆う上部中新統の呼人層(再定義)、呼人層を不整合で覆う鮮新統の美岬層から構成される。

第四系は、丘陵の頂部や丘陵と低地の境界付近に分布する段丘堆積物及び屈斜路火砕流堆積物、山地や丘陵の裾に分布する山麓緩斜面堆積物、丘陵域に認められる地すべり堆積物、並びに低地域に分布する沖積低地の堆積物から構成される。

20万分の1地質図幅「網走」(佐藤・三梨, 1970)からの大きな変更としては、次の三点がある(第2.2図)。

- ①常呂層はこれまで十分な年代資料がなく、佐々・井上(1939a, b, c)や端野地域(石田ほか, 1968)で中新統とされ、松井・福沢(1990)では上部漸新統の可能性が示唆されたが、今回調査の結果、放射年代値からその大部分が下部中新統であることが明らかとなった。
- ②能取湖の東西の丘陵に広く分布するとされてきた「上部中新統能取層」のうち、能取湖西方の常呂丘陵に分布する「能取層」は、旧来の常呂層からの漸移的な岩相変化や産出する渦鞭毛藻シスト化石、及び今回新たに得た前期中新世の放射年代値から、常呂層の最上部をなす部層とした。
- ③一方、能取湖東方の「能取層」は、上位の呼人層と初

生的な岩相や年代がほぼ同一の地層を、続成の程度の差異に基づいて区別していたものである。この続成差に基づく岩相境界は同時面と大きく斜交することから、全て呼人層として一括することとした。

以上の他に、能取湖湖口の西方(能取台地北側の海食崖)に露出する「呼人層」の下半部の年代が、珪藻化石により中期中新世から後期中新世初めと判明し、それより上位の「呼人層」上半部との間に時間間隙があることが判明した。そこで下半部を分離して時代が重なる鱒浦層に含め、上半部のみを呼人層として扱った。

年代資料等に基づく地質分布の見直しの結果、向斜西翼の常呂丘陵には下部中新統常呂層が広く分布し、中部中新統以降の地層の層厚が向斜東翼の美岬丘陵よりも薄いことが推定される。このことは、後期中新世とされる網走構造線の活動に関係する可能性があるが、詳細は不明である。また今回の調査においては、第四系を明瞭に変位させるような断層は認められなかった。一方、中段丘面の旧汀線高度に不連続は認められないものの、能取湖西側から能取岬にかけての地域で、その東西両側よりも高度が漸増する傾向が見られた。

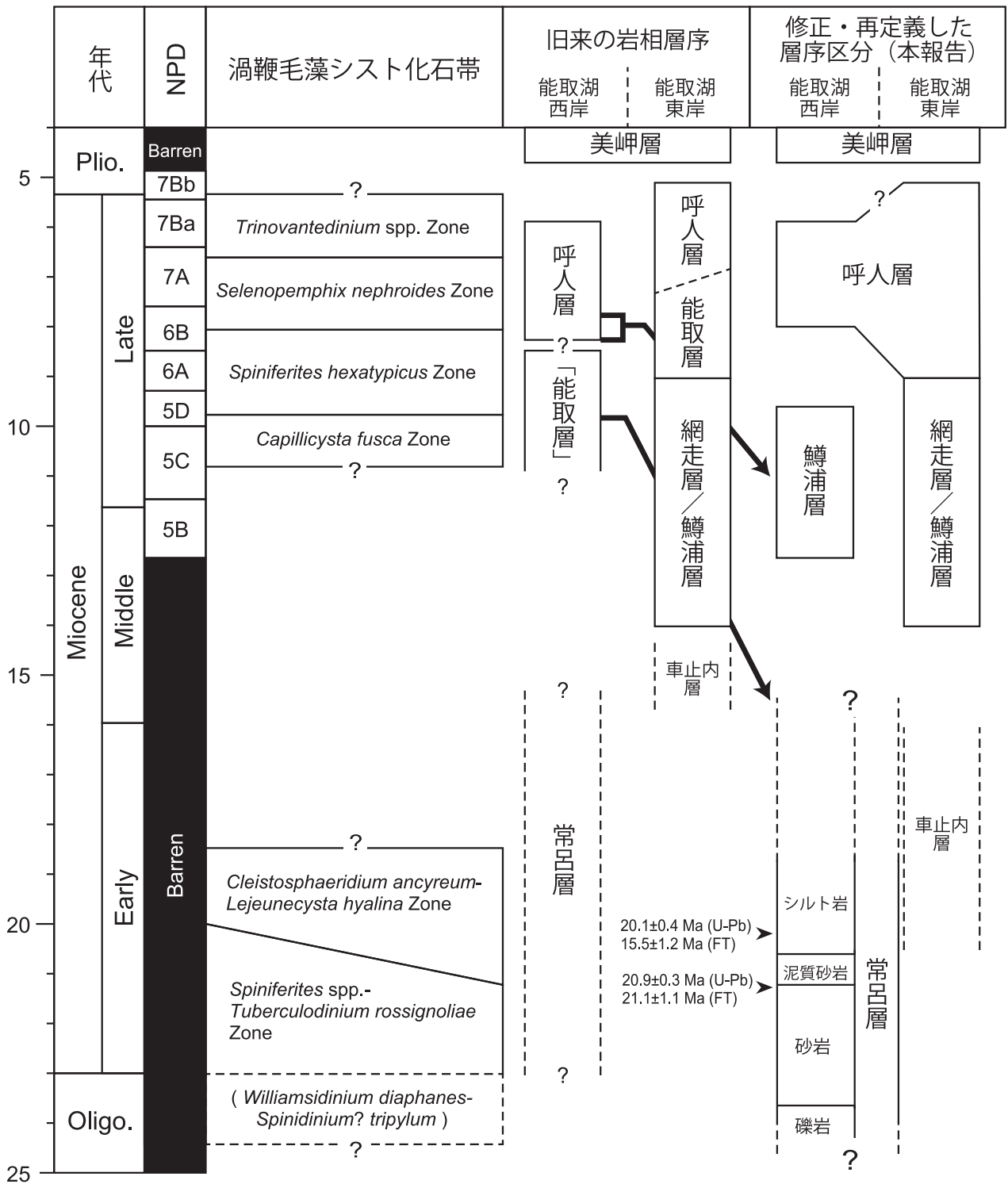
2.2 白亜紀付加体(仁頃層群)

白亜紀付加体と考えられている仁頃層群は本地域の地質基盤であり、南西端に認められる。仁頃層群は玄武岩質の火山岩類(溶岩、凝灰角礫岩及び火山角礫岩)を主体とし、チャートや石灰岩を伴う(新井田, 2010)。チャートや石灰岩の化石年代はジュラ紀後期～白亜紀前期、付加年代は後期白亜紀に及ぶとされる(新井田, 2010)。また仁頃層群は広域的に低温高压型変成作用を受けている(榊原, 2010)が、変形や再結晶の程度は弱い。本地域の仁頃層群は大部分が玄武岩溶岩及び火山角礫岩から構成され、わずかにチャートを伴うが、石灰岩は認められない。

なお付加地質体であり、かつ累層が設定されていない地質体に対し層群の層序単元を付すことは地層命名規約上適当ではないが、仁頃層群の名称がすでに定着していること、本地域の仁頃層群の分布が狭小で層序単元を見直すのに十分な知見を得ていないことから、ここでは旧来の仁頃層群の名称を用いることとした。

地質時代		年代 (Ma)	層序区分	岩相	堆積環境 火成活動	広域テフラ 放射年代 化石層序						
新生代	第四紀	更新世	地すべり堆積物 山麓緩斜面堆積物	沖積低地の堆積物 その他の沖積低地堆積物, 湿地堆積物, 自然堤防堆積物, 放棄河道堆積物, 湖岸段丘堆積物, 土佐面堆積物, 砂丘堆積物	礫, 砂, 泥, 腐植質泥, 泥炭	陸上	← Ta-c, Ma-b, Ta-a					
				低位段丘堆積物	礫, 砂, 泥		岩屑 礫・砂・泥	← Toya				
				屈斜路火砕流堆積物 IV	流紋岩質軽石・ 火山灰							
				0.12	中位段丘堆積物				礫, 砂, 泥			
				中期	屈斜路火砕流堆積物 VI, V				流紋岩質軽石・ 火山灰			
					高位 3 段丘堆積物				礫, 砂, 泥			
					高位 2 段丘堆積物				礫, 砂, 泥			
					高位 1 段丘堆積物				礫, 砂, 泥			
				0.78	前期							
				第三紀	中新世				後期	網走層	美岬層	砂質凝灰岩, 凝灰質 砂岩, 礫岩, 泥岩
	呼人層	珪質頁岩, 珪藻質泥岩	陸棚、 陸棚斜面			↕ NPD6B - NPD7Bb (8.7-3.9/3.5 Ma)						
	11.6	鱒浦層	玄武岩質安山岩火砕岩・ 溶岩, 礫岩, シルト岩, 珪藻質泥岩			海底火山	↕ NPD5B - NPD5D 下部 (12.6-9.6 Ma): 鱒浦層 ← 11.19~6.6 Ma を示す K-Ar 年代: 網走層					
	前期	常呂層	能取シルト岩部層			シルト岩, 砂岩	陸棚	↕ 20.1±0.4 Ma (U-Pb) 15.5±1.2 Ma (FT) 常呂層能取シルト岩部層				
			ニタテヨコツナイ川泥質砂岩部層			泥質砂岩, 砂質泥岩						
			豊浜砂岩部層			砂岩, 含礫砂岩, シルト岩, 凝灰岩						
			トコロ幌内川礫岩部層			礫岩, 角礫岩, 砂岩						
	23.0	古第三紀					外浜	↕ 20.9±0.3 Ma (U-Pb) 21.1±1.1 Ma (FT) 常呂層豊浜砂岩部層 ← 後期漸新世から前期中新世を示す渦鞭毛藻シスト化石: 常呂層				
	中生代	白亜紀	後期			仁頃層群	玄武岩質溶岩・玄武岩質火山角礫岩, チャート (低温高压型変成)	付加体形成 海底火山活動			深海	後期ジュラ紀~後期白亜紀を示す放散虫化石
			前期									

第 2. 1 図 網走地域の地質総括図



第 2. 2 図 網走地域の新旧層序対比図

NPD は Yanagisawa and Akiba (1998) による北太平洋新第三系珪藻化石層序のコード番号。渦鞭毛藻シスト化石帯は林ほか (2018) による。本地域の各層の珪藻化石層序との対比は柳沢・山口 (2017) 及び渡辺ほか (2018) による。

2. 3 新第三系

2. 3. 1 下部中新統(常呂層・車止内層)

常呂層(再定義)は陸成～浅海成の地層で、能取湖西方の常呂丘陵に広く露出する。層厚は1,800 m以上である。基底には礫岩・角礫岩が発達して仁頃層群を不整合に覆う。上位の鱒浦層との関係は不明である。基底礫岩の上位には浅海性の砂岩が累重し、さらに泥質砂岩を経て上部では厚い陸棚性のシルト岩が発達して、上方細粒化・深海化のサクセッションをなす。なお既述したように、上部のシルト岩は上部中新統の能取層(佐藤・三梨, 1970)とされていたものである。基底部を除く広い層準から、後期漸新世～中期中新世前期に生存期間をもつ渦鞭毛藻シストが産出し、また下部及び中部層準に挟在する凝灰岩から前期中新世の放射年代値が得られたことから、常呂層の大部分は下部中新統であると判断した。

車止内層は珪質のシルト岩を主とし、細粒砂岩を伴う海成層である。網走市街地に分布するが、露出状況が悪いため地質構造等の詳細は不明である。下位層との関係は不明だが、上位の網走層には不整合に覆われる。島田・矢崎(1956)により車止内層の分布域の一つとされた卯原内川上流域(「女満別」地域)は、本地域の常呂層の南方延長部にあたる。北見大和堆で実施された基礎試錐では、車止内層上部に対比される地層が層厚1,000 m以上に達するとされ、最上部から前期中新世末～中期中新世初頭を示す有孔虫化石が産出している(北海道鉱業振興委員会, 1990)。また、津別層上部と車止内層を対比し前期中新世とみなす見解(村本ほか, 1998)がある。車止内層の形成年代については今後も検討が必要であるが、本報告では常呂層とおおむね同時期の前期中新世とみなす。

2. 3. 2 中部～上部中新統(網走層・鱒浦層)

網走層は玄武岩質安山岩～安山岩及びデイサイトの溶岩と火砕岩、それらの二次堆積物である礫岩、砂岩、泥岩、及び同時期の貫入岩から構成される。能取半島から網走市街南方にかけて広く分布する。火山岩類のうち溶岩は枕状溶岩やシートフローであり、火砕岩類もまた急冷縁が顕著に発達するが、高温酸化した火山岩を伴うことから陸域ないし比較的浅い海で活動した火山活動に由来すると推定される。K-Ar年代や微化石群集からは、中期中新世末～後期中新世に堆積したと推定される。常呂層との直接の関係は不明であるが、網走市街地で車止内層を不整合で覆い、能取半島では呼人層の泥岩に不整合で覆われる。

鱒浦層(再定義)は泥岩を主とし砂岩を伴う海成層である。網走層とは同時異相の関係にある。網走市街及び能取湖の湖口西方(能取台地の北側の海食崖)にわずかに認められる。前者は従来の鱒浦層に相当し、後者は呼

人層に一括されていた珪藻質泥岩の下半部を分離し、鱒浦層として今回再定義したものである。

2. 3. 3 上部中新統(呼人層)

呼人層(再定義)は塊状～層状の珪藻質泥岩を主とする海成層で、最下部には海緑石砂岩が認められる。本層は下位の網走層を不整合で覆い、美岬層に不整合で覆われる。美岬丘陵における本層下部は続成作用が進んでおり、いわゆる硬質頁岩の見かけを呈する。呼人層は美岬丘陵に広く分布するほか、網走市街南西方の天都山周辺～南隣の「女満別」地域に広く認められる。また能取湖口西方の海食崖でも、鱒浦層を平行不整合で覆って狭く露出するが、そこでの岩相は珪藻質泥岩のみである。島田(1961)をはじめとする既存研究では能取層とそれを整合に覆う呼人層に2区分されていたが、珪藻化石の検討の結果いずれもYanagisawa and Akiba(1998)の珪藻化石帯NPD6B～NPD7Bに対比されること、続成作用による両者の漸移的な岩相の違いは同時間面と大きく斜交することが明らかとなったことから、呼人層として一括した。

2. 3. 4 鮮新統(美岬層)

美岬層は、能取湖の湖口付近及び網走湖北縁に狭く分布し、呼人層を不整合で覆う。凝灰質の砂礫岩を主体とし、粗粒な重力流堆積物と考えられる。基底より20 m上位にみられる礫質砂岩はチャンネル構造を示し、呼人層や鱒浦層起源の泥岩ブロックを包有する。基底部の凝灰質砂岩から鮮新世を示す放射年代値を得た。

2. 4 第四系

第四系は、段丘堆積物及び屈斜路火砕流堆積物、山麓緩斜面堆積物、地すべり堆積物、及び沖積低地の堆積物に区分される。

段丘堆積物は能取半島～網走市の市街地及び能取湖西方～常呂町岐阜にかけてよく発達する。高位、中位及び低位段丘堆積物からなり、高位段丘堆積物はさらに高位1、高位2、及び高位3段丘堆積物に区分される。高位1段丘堆積物は標高100 m以上に認められる平坦面をなし、海洋酸素同位体ステージ(MIS)9以前に形成された可能性があるが、形成年代等の詳細は不明である。高位2段丘堆積物、高位3段丘堆積物及び中位段丘堆積物は、それぞれMIS9、MIS7、MIS5eに相当する海成段丘堆積物である(小池・町田, 2001編)。海成段丘の旧汀線高度は能取半島にむけ次第に高くなる傾向がある。低位段丘堆積物は地形面としては発達が悪いものの、屈斜路火砕流堆積物を開析する砂礫層として広く認められる。地形面としては、常呂川及び網走川流域に狭小に認められる程度である。

屈斜路火砕流堆積物は主に KpVI ~ KpIV が認められる。このうち本地域では KpIV が最もよく発達し、能取湖周辺で小規模な火砕流堆積面を形成している。KpIV の下位に位置する KpV 及び KpVI は、高位3段丘堆積物を覆うほか、河川成堆積物として再堆積したものが網走湖西方~能取湖西方にかけて広く追跡できる。

山麓緩斜面堆積物は、地質図に示すことができるものとしては常呂町福山付近の山地の北縁、及び網走市二見ヶ岡の美岬丘陵の西縁などに限られる。山麓緩斜面堆積物は淘汰不良の角礫混じり粘土の産状を呈することが多く、周氷河作用や風化により形成された岩層が、降雨などによる侵食・長距離の運搬を免れ、斜面に残存しているものと考えられる。

地すべり堆積物は美岬丘陵や常呂丘陵の各地で地すべり移動土塊として認められ、破碎・変形した基岩のブロックや淘汰不良の角礫まじり粘土から構成される。

沖積低地の堆積物は常呂低地を構成する沖積層が主要なものであり、他には能取湖湖岸の卯原内低地、女満別市街地から網走湖周辺の女満別低地、網走川最下流域の網走低地などに狭く分布する。本地域では沖積低地の堆積物のうち砂丘堆積物、土佐面堆積物、湖岸段丘堆積物、湿地堆積物、放棄河道堆積物、及び自然堤防堆積物を特に区別し、それ以外の氾濫原堆積物や現河床堆積物、中・小河川の谷底堆積物、海浜や湖浜の堆積物、及び能取湖の湖岸に認められる小規模な三角州堆積物はそれぞれの境界を限るのが難しいことから、その他の沖積低地堆積物として一括して示した。

2.5 周辺地域との層序対比

本地域と周辺地域との層序対比(第2.3図参照)について、以下に述べる。

白亜紀付加体である仁頃層群は、サロマ湖・三里番屋地域や端野地域において上位の上部白亜系佐呂間層群との境界位置に混乱があったが(常呂帯研究グループ, 1984)、現在では層序上の大きな問題は残っていない(新井田, 2010)。なお本地域には佐呂間層群は分布しない。

古第三系・新第三系についてみると、本地域を含む北海道東部には漸新世から鮮新世にかけての泥質堆積物が広く発達し、珪藻質泥岩とそれが続成を受けた珪質頁岩が異なる層準に繰り返し現れる。すなわち、堆積年代に関わらず見かけが類似する地層が複数分布するため、岩相のみによる地層対比では誤りが生じやすく混乱の元となっていた。このことは、山口・佐藤(1966)でもすでに指摘されていた。したがって珪藻質泥岩及び珪質頁岩が卓越する地域での層序の確立には年代決定がきわめて重要であるが、北海道東部地域ではこれまで微化石層序や放射年代値などの資料が十分得られていなかった。このことを踏まえ、本地域の調査では珪藻化石に加え渦鞭

	本地域	端野地域	上里地域
鮮新世	美岬層	上仁頃層	里美層
後期中新世	呼人層	富里層	美都層上部
	網走層		美都層下部
中期中新世	鱒浦層	登以加層	津別層
前期中新世	常呂層		常呂層
古第三系			達媚層

第2.3図 周辺地域の古第三系・新第三系との層序対比

毛藻シスト化石を用いて微化石層序を再検討したほか、若干の放射年代資料を得た上で層序の見直しを行った。

はじめに常呂層と相当層の対比について述べる。南西に隣接する端野地域の登以加層は、常呂丘陵に分布する“上部中新統能取層”に対比されていた(石田ほか, 1968)。しかし既述のように、本報告ではこの“能取層”を下部中新統常呂層の上部に帰属させることとした。高柳ほか(1982)は登以加層から漸新世後期~前期中新世を示す有孔虫を見出しており、本地域で再定義された常呂層の年代と矛盾がない。一方、高山・多田(1998)は端野地域の常呂層について、少なくともその下部の砂礫岩は赤色の特徴的な岩相を示し、温暖湿潤な気候下で形成された風化殻及び古土壌を伴うことから、特徴が類似する上部始新統陸別層に対比されるとした。すなわち端野地域における登以加層は本地域の常呂層に相当し、端野地域の“常呂層”の少なくとも下部はより古い時代の地層である可能性がある。さらに広域で見ると、本報告で再定義した常呂層は、珪藻化石層序(Morita et al. 1996)やFT年代(松井・雁沢1987)により前期中新世とされる本岐地域の津別層群津別層(山口・沢村, 1965)に対比される。なお津別層の渦鞭毛藻シスト化石については栗田ほか(1998)が報告しており、今回の検討で常呂層から産出した種と共通する種が産出しているものの、群集組成は大きく異なる。そのため、生層序学的な対比は現時点では困難である。

次に鱒浦層、網走層に関して述べる。能取台地で呼人層として一括されていた地層の下半部が、珪藻化石層序の検討により網走層・鱒浦層と同じ中期中新世末から後期中新世前半であることが判明した(渡辺ほか, 2018)ため、分離して鱒浦層に組み入れた。この再定義した鱒浦層は、模式地における秋葉(1979)と上述の渡辺(ほか, 2018)の結果から、珪藻化石層序のNPD5B帯～NPD5D帯上部(12.7～9.6 Ma)に相当する。網走層の放射年代は幅広い値を示すが、その年代幅はこれらの珪藻化石帯とオーバーラップする。一方、小泉(1988)は本地域の南側の「女満別」地域で珪藻化石層序の検討を行っている。小泉(1988)が試料を採取した地層は西隣の端野地域の富里層(登以加層の上位層)から連続するもので、20万分の1地質図幅「北見」(山口, 1970)では呼人層とされる。検討の結果、NPD5D帯上部とNPD6A帯に相当する珪藻化石がそれぞれ1地点から報告されており、これは本地域における鱒浦層上部、及び鱒浦層と呼人層の間で欠如する珪藻化石帯にあたる。また山口・佐藤(1966)は南方の上里地域において美都層上部の珪藻化石群集を検討し、それが鱒浦層のものに類似するとしている。一方、同じ地域で小泉(1988)も美都層上部の珪藻化石層序を検討し、2地点でNPD6A帯、1地点でNPD6B帯に相当する珪藻化石群集を報告している。これは本地域における鱒浦層と呼人層の間で欠如する珪藻化石帯、及び呼人層下部の化石帯にあたる。以上の珪藻化石層序の結果を用いると、端野地域の富里層が本地域の鱒浦層及び網走層上部付近に対比され、上里地域の美都層上部は鱒浦層及び網走層の最上部から呼人層下部にかけての層準に対比される。ただし珪藻化石年代が決まった地点が少なく、対比を確定するには不十分である。

呼人層、美岬層については以下のような問題がある。

再定義した呼人層は、柳沢・山口(2017)と今回の調査結果を合わせると、珪藻化石層序のNPD6B帯からNPD7Bb亜帯(8.7～3.9ないし3.5 Ma)に相当する。また、今回美岬層基底部の放射年代測定を行い約5.5 Maの年代値を得ており、呼人層と美岬層との境界は5 Ma前後と考えられる。隣接地域でこれまで美岬層に対比されてきた地層としては、凝灰質砂岩層からなる端野地域の上仁頃層がある(石田ほか, 1968)。上里地域の里美層も凝灰質砂岩層を主体とする地層であるが、下位の美都層が既述のように呼人層下部に対比され、また里美層は美都層と整合であるため呼人層に対比されていた(山口・佐藤, 1966)。上仁頃層・里美層は岩相から見れば美岬層と対比される可能性が高いが、今後の研究によるデータの蓄積が待たれる。

最後に同じオホーツク海沿岸の知床半島地域との対比を述べる。奥水ほか(1987)、嵯峨山(1987)及び柳沢・山口(2017)による珪藻化石層序の研究によれば、知床半島の幾品層はNPD7Bb亜帯(5.6～3.9ないし3.5 Ma)に相当する。NPD7Bb亜帯は時間的に長い珪藻化石帯であるため対比の可能性がいくつかあるが、一つの可能性として幾品層は呼人層最上部に対比される。一方、柳沢・山口(2017)は、知床半島西側の幾品川で幾品層の基底に硬質頁岩の大礫を含む礫岩層を伴う削剥面を認め、その下位の越川層最上部がNPD7Bb亜帯に当たることを報告している。この削剥面は本地域で認められた美岬層基底のチャンネルと同時期のものである可能性がある。その場合幾品層と美岬層が対比され、越川層と呼人層が対比される可能性もある。

以上のように、本地域と周辺地域の新第三系の対比には未解決の問題が多い。この解決には周辺地域のいくつかのルートで岩相層序の再検討と各種微化石層序の検討、及び放射年代の測定が必要である。

第3章 白亜紀付加体

(川上源太郎)

3.1 概要・研究史

本地域に露出する地質基盤は白亜紀の付加年代を示す付加地質体で、仁頃層群と呼ばれる(新井田, 2010)。仁頃層群は玄武岩質の溶岩、火山砕屑岩、チャート及び石灰岩から構成されるが、本地域では玄武岩質溶岩及び同質の火山角礫岩が卓越し、わずかにチャートを伴う。仁頃層群は広域的に低温高圧型変成作用を受けている(榊原, 2010)。層序学的・古生物学的な検討は、本地域西方の佐呂間～北見地域に分布する仁頃層群のチャートや石灰岩体、及び火山砕屑岩類を対象に進められた(常呂帯研究グループ, 1984; 榊原ほか, 1986; 新井田, 2010などを参照)。一方、玄武岩質溶岩や火山角礫岩を主体とする本地域とその周辺地域では層序学的検討はあまり進んでおらず、放散虫化石年代が榊原ほか(1993)によって報告されているのみである。1980年代になって進展した仁頃層群の火成作用に関する研究の経過は、榊原ほか(1986)に詳しい。また仁頃層群の分布全域にわたる岩相分布や変成作用についてはBamba(1984)、Sakakibara(1986, 1991)、榊原ほか(1993)によってまとめられている。

3.2 仁頃層群(Npl, Nhy, Nch)

命名・定義 寺岡ほか(1962)命名、常呂帯研究グループ(1984)再定義。

模式地・分布 模式地は北見市仁頃山周辺(山田ほか, 1963)。分布は北見市常呂の福山から佐呂間町、北見市、留辺蘂町、訓子府町を経て陸別町付近まで、南北70 km、東西25 kmほどの範囲にわたる。本地域の仁頃層群はその北東端部にあたり、露出は北見市常呂町福山の常呂川西岸、及びトコロ幌内川～ポン幌内川流域のごく狭い範囲である。

層序関係 仁頃層群は、西方に連続するサロマ湖・三里番屋地域(黒田・寺岡, 1964)や端野地域(石田ほか, 1968)では、上部白亜系の佐呂間層群に不整合で覆われる(常呂帯研究グループ, 1984; 新井田, 2010)。本地域には佐呂間層群が分布せず、下部中新統の常呂層に不整合で覆われる(佐々・井上, 1939a, b, c)。

岩相・構造 常呂地域の仁頃層群は玄武岩質の溶岩や火山角礫岩が主体で、細粒の火山砕屑岩類はきわめて少ない。また陸源性砕屑岩類は全く認められない。そのため

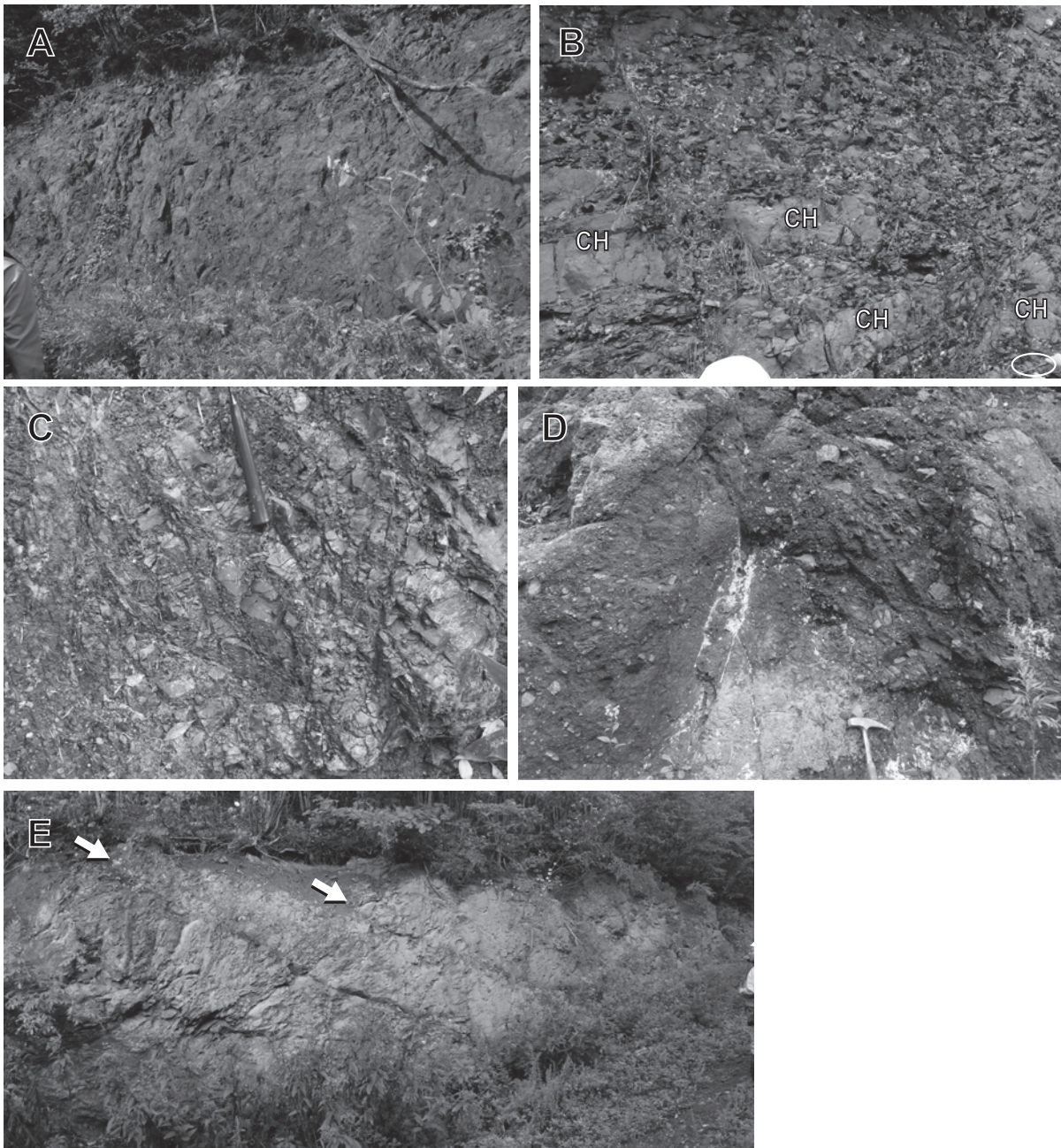
地質構造を把握するのは全般に困難である。様々な規模で挟在する赤色チャートのレンズは、高角傾斜のものと同角傾斜のものが認められる。なお本地域のチャートは透明感が弱く、赤色珪質泥岩に近いものも少なくないが、チャートとして一括した。

3.2.1 玄武岩質溶岩相(Npl)及び玄武岩質火山角礫岩相(Nhy)

玄武岩質溶岩及び火山角礫岩は、大部分が緑色または赤紫色、あるいは緑色・赤紫色斑状を呈し、様々な規模の赤色チャートのレンズを伴う(第3.1図)。肉眼観察のみでは厳密な岩相の判別が難しいが、榊原ほか(1993)を参考に枕状溶岩が主体の玄武岩質溶岩相(Npl)と、火山角礫岩が主体で枕状溶岩を伴う玄武岩質火山角礫岩相(Nhy)に大きく二分した。

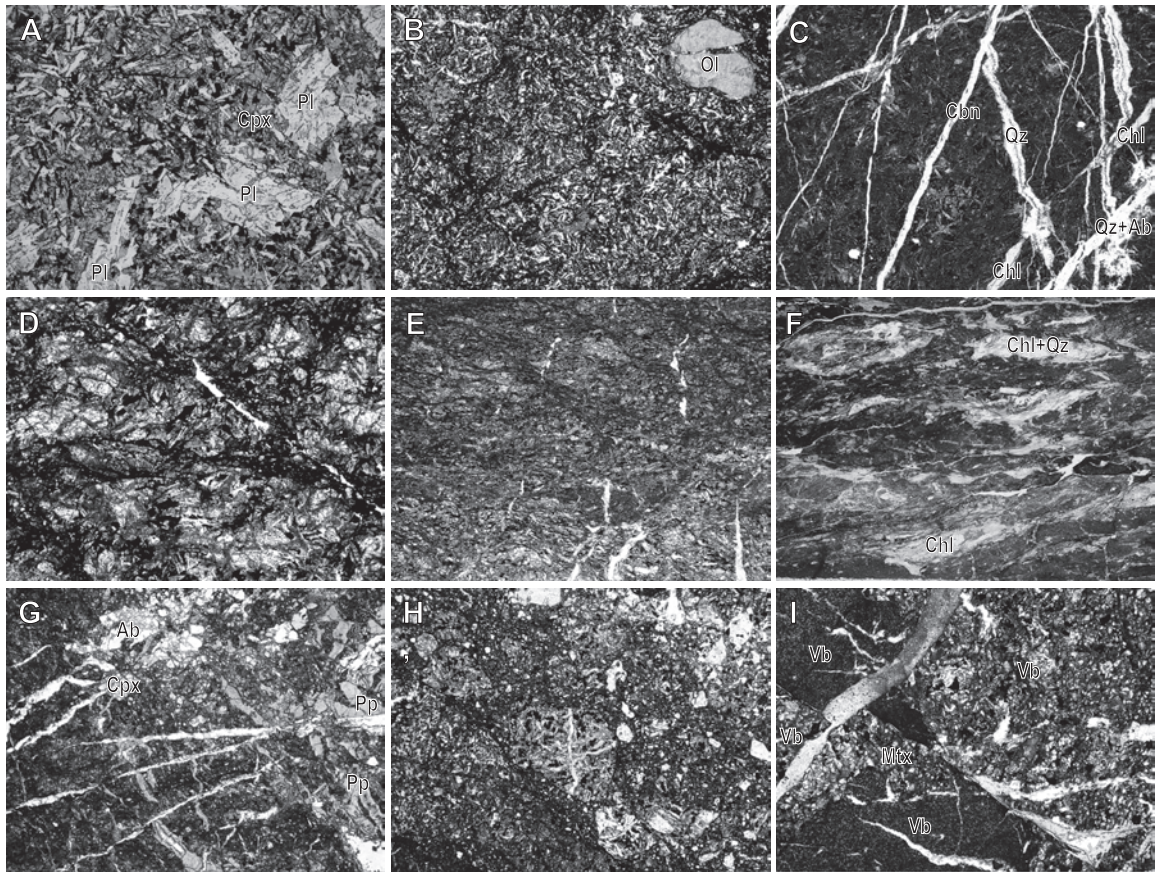
枕状溶岩には、横断面の長径が50 cm前後の枕チューブが最密充填している産状を示すものもあるが(第3.1図A)、多くは亀裂や破断面構造が発達しており、枕状構造が不明瞭なものが多い。火山角礫岩は数10 cm以下～数cmの玄武岩角礫と細粒基質からなり、細粒基質には葉片状の面構造がしばしば認められるものの堆積性の成層構造は認め難い。火山角礫岩にも枕チューブが伴われることが多く、また長径数10 cm～数mのチャートレンズが包有されることがある(第3.1図B)。チャートレンズの外形や配列から、これらのレンズは火山角礫層の間に堆積したものと推定される。火山角礫岩の多くはハイアロクラスタイトと考えられるが、水冷破碎構造などは確認できなかった。これら玄武岩質の火山岩類には破断・変形したのも少なからず認められ(第3.1図C)、肉眼では源岩の識別が困難なことも多い。なおポン幌内川付近では玄武岩質溶岩相と玄武岩質火山角礫岩相の境界付近に限り、チャート角礫を伴うやや細粒な角礫岩～凝灰角礫岩が認められ(第3.1図D)、玄武岩質火山角礫岩相に含めている。

玄武岩質溶岩相と玄武岩質火山角礫岩相のいずれにも、平板状で比較的連続性の良い破断面構造が系統的に発達する(第3.1図E)。面間隔は数10 m～100 m程度で、20°前後の低角度で北に傾斜している。榊原ほか(1993)は本地域南方の常呂山付近に東西走向、北傾斜の常呂山スラストの存在を示しており、常呂川の東側に分布する仁頃層群が低角衝上断層により南方へ衝上・スタックするテクトニック・スライスから構成されること



第 3. 1 図 仁頃層群の野外での産状

- A. 細密充填する枕チューブからなる玄武岩質枕状溶岩. ポン幌内川付近.
- B. チャートの小ブロック (CH) を包有する玄武岩質火山角礫岩. イワケシヤマ東麓.
- C. 剪断変形を受けた緑色岩. 源岩は不明. ポン幌内川と常呂幌内川の合流点付近.
- D. チャート礫を伴う角礫岩～凝灰角礫岩.
- E. 仁頃層群に発達する低角北傾斜の破断面構造 (矢印). イワケシ山南麓.



2 mm

第3.2図 仁頃層群の玄武岩質火山岩類の薄片写真(いずれもオープンニコル, 長辺は6mm)

- A. 斜長石斑状玄武岩. 斑晶は斜長石 (Pl), 石基はサブオフィティック~インターグラニュラー組織を示す斜長石・単斜輝石・不透明鉱物からなる. 単斜輝石の大部分は淡いピンク色を呈するチタン普通輝石 (Cpx).
- B. 斑晶に乏しい玄武岩. インターグラニュラー組織を示す. パンペリー石や緑泥石に交代された苦鉄質鉱物の仮像がわずかに見られ, 外形の特徴によりかんらん石と推定される (Ol).
- C. 無斑晶質の赤色玄武岩. 細かな針状の結晶は単斜輝石. 石英 (Qz), アルバイト (Ab), 緑泥石 (Chl), 炭酸塩鉱物 (Cbn) の脈が発達する.
- D. 赤色の剪断面 (写真では黒色部) が発達する玄武岩. 斜長石と単斜輝石からなるサブオフィティック~オフィティック組織を残す.
- E. 剪断面 (写真の長辺方向) が発達する玄武岩.
- F. 剪断面が発達し, 片状を呈する玄武岩.
- G. カタクラスティックに破碎した緑色岩. 破片状, 粒状を呈する斜長石や単斜輝石の結晶が認められる, Ppはパンペリー石.
- H. 玄武岩片と細粒基質からなる玄武岩質火山角礫岩.
- I. 細粒基質に乏しい玄武岩質火山角礫岩. 玄武岩片 (Vb) 同士がすべり面を介して密着する. Mtxは基質.

を示唆している. したがって, この破断面構造はスライスを画する断層の可能性がある. 玄武岩質溶岩相と玄武岩質火山角礫岩相の境界も同センスの構造を示唆することから, 北傾斜の衝上断層と推定して地質図に示した.

露頭で塊状~片状の構造が認められる玄武岩質火山岩類を採取し, 鏡下観察を行った(第3.2図). 採取試料には玄武岩組織をよく残す非変形のもの(第3.2図A, B, C), 玄武岩組織は残っているものの, 暗色細粒物質か

らなる剪断面が形成されているもの(第3.2図D), 剪断面が強く発達し玄武岩組織が不明瞭なもの(第3.2図E, F), カタクラスティックな破碎を受け, 斜長石や単斜輝石結晶の破片が散在するもの(第3.2図G)などが認められる. 火山角礫岩では, 破碎・粒状化した玄武岩質の細粒基質に, 組織が異なる多様な玄武岩片が包有されている(第3.2図H). また細粒基質に乏しく, 組織の異なる玄武岩同士がすべり面を介して密着している産状

も認められる(第3.2図I).

非変形～弱変形の玄武岩には、斜長石・単斜輝石からなるサブオフィティック～インターグラニューラー組織がよく保存されている。斑晶鉱物はほとんどが斜長石だが、緑泥石やパンペリー石に交代された苦鉄質鉱物の仮像が見られるものもある。

採取試料には、全般にパンペリー石、緑泥石、緑れん石、アルバイト、石英、方解石などからなる脈が発達する。脈の壁面にはアクチノ閃石が生じているものも認められた。

3.2.2 チャート相(Nch)

地質図に示し得る規模のチャート(Nch)には、高角の接触面で玄武岩質火山岩類と接するものと、低角で接するものがあるが、チャート自体には明瞭な層理は発達しない。露頭で観察する限り、チャートと玄武岩質火山岩類の境界部には多少のすべり変位が認められるものの強い変形構造は認められないことから、構造的・後生的な接触境界ではなく初生的な接触関係を保っていると思われる。チャートの最大規模は延長1 km程度、幅50 m程度である。

3.2.3 火成作用

仁頃層群の玄武岩質火山岩類にはアルカリ玄武岩質～粗面岩質のものが知られ、アルカリ玄武岩質の枕状溶岩には無斑晶玄武岩・斜長石斑状玄武岩・単斜輝石斜長石

斑状玄武岩などが見られる(新井田, 2010)。化学組成としてはシリカーアルカリ図のアルカリ岩領域にプロットされ、海山起源とみなされている(戸田・新井田, 1986)。

3.2.4 変成作用

仁頃層群は広域に低温高压型の変成作用を受けている(Sakakibara, 1986, 1991; 榊原ほか, 1986, 1993)。本地域の仁頃層群は、パンペリー石—アクチノ閃石相の低温高压側に相当する変成鉱物の組み合わせを示す(榊原ほか, 1993)。

3.2.5 年代

本地域の仁頃層群からは化石の産出報告はない。ただし隣接地域では、後期ジュラ紀～前期白亜紀の年代を示す放散虫がチャートから、またより若い後期白亜紀の放散虫化石が赤色頁岩から産出している(榊原ほか, 1993)。したがって、本地域の仁頃層群も堆積年代が後期ジュラ紀～前期白亜紀、付加年代は後期白亜紀に及ぶと推定される。これらの年代は、火山碎屑岩類が卓越する仁頃層群の分布西縁域でも同様で、石灰岩から鳥ノ巣型の化石が、チャートからは後期ジュラ紀～前期白亜紀の放散虫化石が産出し(新井田, 2010と引用文献を参照)、北見地域に分布する玄武岩質火山性砂岩に挟在する緑色凝灰質頁岩からは、後期白亜紀を示唆する放散虫化石が見出されている(田近・岩田, 1988)。

第4章 新第三系

(川上源太郎・廣瀬 亘・林 圭一・渡辺真人)

4.1 概要・研究史

本地域及び周辺地域の新第三系には泥質岩が卓越し、地層の同定、対比、区分については現在も問題が残されている(第2章参照)。この地域の新第三系の検討は古く、岡村(1913;1914)、千谷(1930)などの研究に始まり、佐々・井上(1939a, b, c)により広域の層序並びに地質分布が示された。佐々・井上による層序区分では最上部の美岬層が識別されていないが、下位より中新統の常呂層・網走層、中新統最上部～鮮新統の能取層・呼人層に区別され、基本的な層序が確立された。その後、20万分の1地質図「網走」(佐藤・三梨, 1970)では常呂層～呼人層が中新統とされ、美岬層が鮮新統として区別されたが、その他の基本的な層序や地質分布、地質構造については大きな変更は加えられていない。以降は本地域の新第三系の層序学的検討はほとんど進まず、周辺地域との層序対比から常呂層が上部漸新統である可能を示唆しているもの(松井・福沢, 1990)、微化石層序や放射年代など直接地層の形成年代を示すデータは提出されてこなかった。そのような中で、道東地域の新第三系・古第三系の珪藻化石による対比を検討した沢村・山口(1961)、沢村・山口(1963)の先駆的研究のほか、秋葉(1979)による鱒浦層(網走層の同時異相)、及び小泉(1988)による呼人層の珪藻化石層序の研究は、本地域の新第三系の年代層序を明らかにする数少ない重要な情報である。しかし、秋葉(1979)は試料採取位置・層準を明示しておらず、また小泉(1988)も詳細な記載のない予察的な報告であり、珪藻化石層序の結果に基づく岩相層序の見直しなどには至っていない。最近になって、柳沢・山口(2017)が呼人層上部の珪藻化石層序を報告しているが、なお本地域の新第三系の年代層序を確立するには不十分である。

周辺地域まで含めて見ると、南側の本岐地域や上里地域を対象にした、沢村・山口(1961)、沢村・山口(1963)による各種化石層序の研究がある(Morita *et al.*, 1996; 栗田ほか, 1998)。また南西隣の端野地域では、常呂層の底生有孔虫化石に関する予察的な検討が行われている(高柳ほか, 1982)。しかし、広域的な層序対比は今なお不十分である。

一方、新第三紀火山岩類(網走層)の放射年代については、1990年代以降になって八幡ほか(1995)、広瀬・中川(1999)により K-Ar 年代値が報告されている。しか

し示されている年代値にばらつきがあり、さらなる検討を要する。

4.2 常呂層(Tcg, Tss, Ttf, Tms, Tsl)

命名・定義 佐々・井上(1939a)命名、本報告で再定義。
分布 能取湖西方の常呂丘陵の北端から、南に隣接する「女満別」地域の常呂山周辺まで。

層序関係 本層は仁頃層群を不整合に覆う。車止内層とは分布が連続しないが、岩相の類似から本層上部と車止内層が対比されると考えられる。上位の鱒浦層(再定義)との関係は、境界部が第四系に覆われて地表に露出しないため不明。

岩相・構造 常呂層は基底のトコロ幌内川礫岩部層(Tcg)、下部に発達する豊浜砂岩部層(Tss)、中部のニタテヨコツナイ川泥質砂岩部層(Tms)、上部に発達する能取シルト岩部層(Tsl)から構成され、全体として上方細粒化を示す(第4.1図)。豊浜砂岩部層中にはやや厚い凝灰岩層(Ttf)が伴われる。常呂層の分布は断層によって大きく3つの地区に分けられ、地質構造や分布する部層が地区ごとに異なる(第4.1図)。「南部地区」は、平和-福山断層と卯原内断層で境される本地域南西端の区域で、層理面は北西-南東走向、北東傾斜を示す。「南東部地区」は卯原内断層の北東側の区域で、主要には北東-南西走向、南東傾斜を示す。「北部地区」は、平和-福山断層北側の区域で、北東-南西~東西走向、南東~南傾斜(褶曲により一部北西傾斜)を示す。傾斜角は平和-福山断層に沿って局所的に60°程度の高角度を示す他は、いずれの地区においても10~30°程度である。

常呂層は上限が不明であり、また断層で分布域がブロック化していることから全層厚は不明であるが、露出する範囲では南部地区と南東部地区で1,000 m以上、北部地区では2,000 m以上となる。

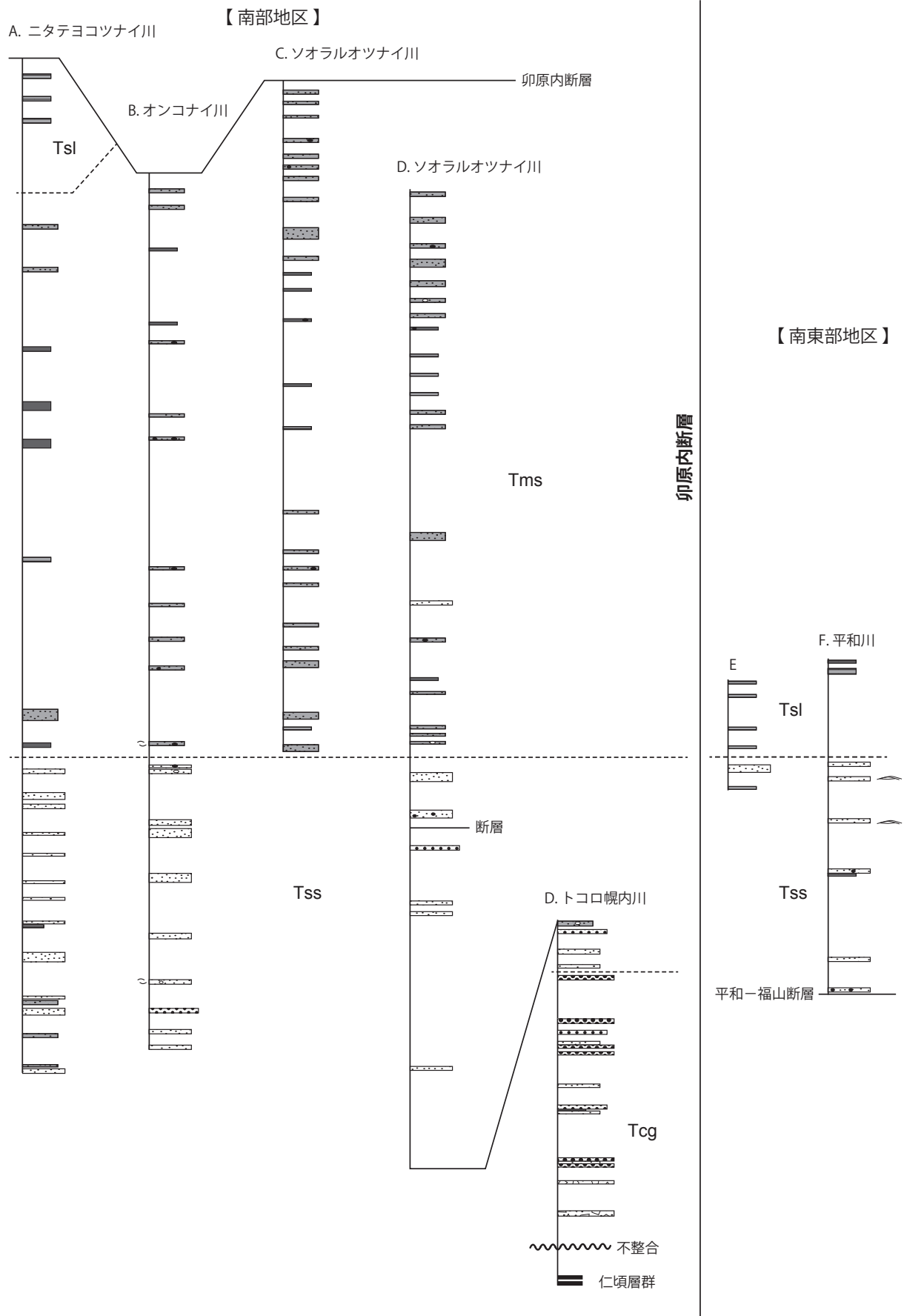
4.2.1 トコロ幌内川礫岩部層(Tcg)

命名 新称。

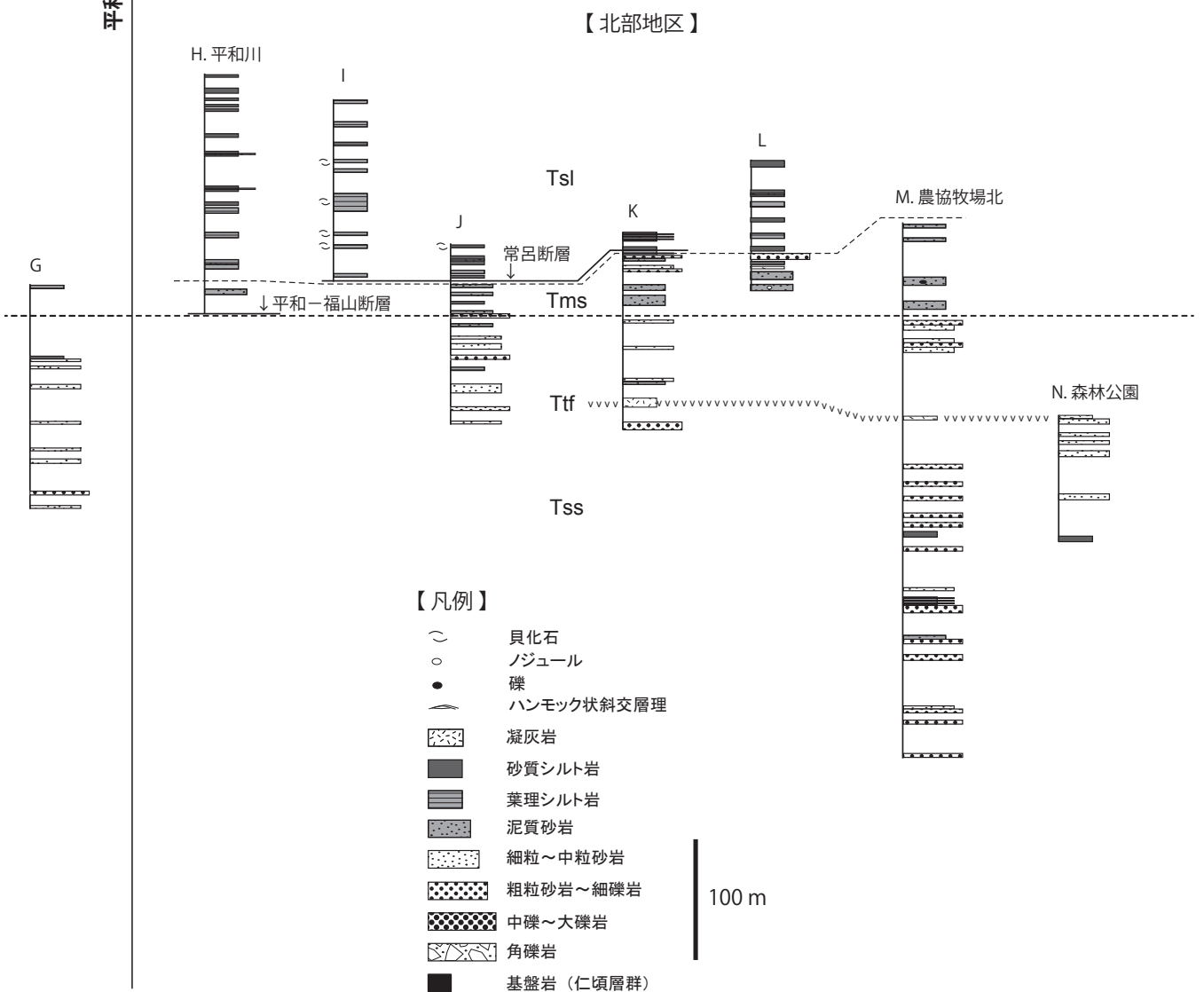
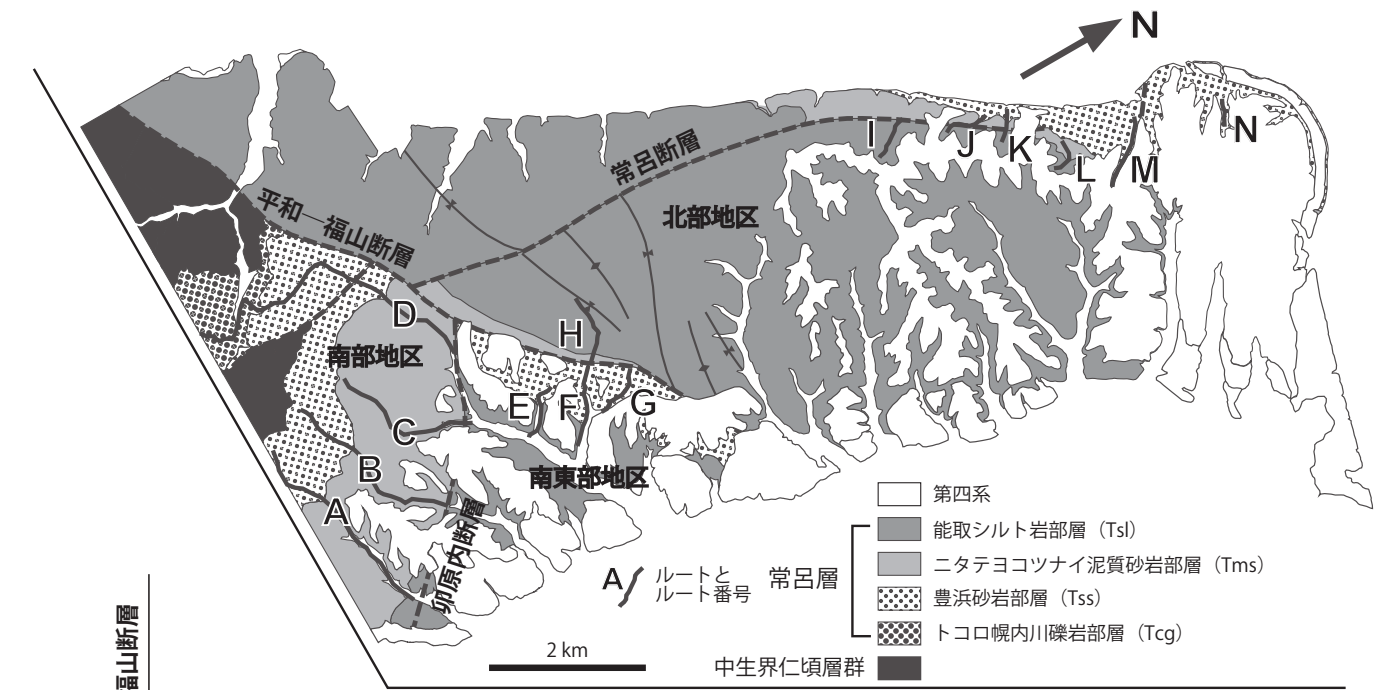
模式地・分布 模式地はトコロ幌内川流域。分布は常呂丘陵南部(「南部地区」)。厚さは250 m程度。

層序関係 本部層は常呂層の基底部に発達し、仁頃層群を不整合で覆う。上位へは豊浜砂岩部層に整合漸移する。

岩相 下半部は中礫~大礫サイズの礫を主体とする基質支持の礫岩、及び角礫岩から構成される。礫径は最大



第4.1図 常呂層の柱状図と対比。調査ルートは右上の簡略化した地質図中に示した。



30 cm で、仁頃層群由来と考えられる玄武岩質火山岩類及び赤色チャートの礫が大部分を占める。一部に赤色チャートの角礫が卓越するものが認められる(第4.2図A)。礫岩・角礫岩の上位には、低角平板型の斜交層理を示す砂岩・礫岩が発達し(第4.2図B)、まれに泥岩が挟在する。斜交層理砂岩は中粒砂岩～粗粒砂岩を主体とし、層理面上にラグ状の礫がしばしば配列する。全体に淘汰はあまりよくない。まれに破片状の貝化石を含むものも認められる。礫は中礫サイズの垂円礫～円礫が主体で、インプリケーションを示す場合がある。1地点ではあるが、三次元的にインプリケーションが観察できる露頭で礫の傾斜方向を計測した結果、南東から北西への古流向が得られた(第4.3図)。

4.2.2 豊浜砂岩部層(Tss)

命名 新称。

模式地・分布 北見市常呂町豊浜付近。本部層は全地区に認められ、厚さは400 m程度。

層序関係 南部地区のトコロ幌内川付近では、トコロ幌内川礫岩部層の上位に整合的に累重する。またトコロ幌内川の東方では、本部層が仁頃層群を直接不整合で覆うと推定される。本部層の上位は、北部地区・南部地区ではニタテヨコツナイ川泥質砂岩部層に整合に覆われ、南東部地区では能取シルト岩部層に整合に覆われる。

岩相 下半部は中粒～粗粒砂岩を主体とし、極粗粒砂岩や含礫砂岩を伴う。粗粒砂岩は塊状、あるいは平行層理や斜交層理が発達し、貝殻片を含むものも認められる。上半部では中粒砂岩を主体とし、ときに砂質シルト岩を挟む。砂岩は平行層理を示すことが多く(第4.2図C)、南東部地区ではハンモック状斜交層理を示すものが観察された。総じて北部地区では、南部地区や南東部地区に比べて粗粒な砂岩に富む。砂岩には緑灰色を呈するものと、灰色・堅硬で凝灰質のものが認められ、北部地区では最大径5 mm程度以下の軽石片に富む凝灰質砂岩層が認められるほか、南北方向に約3 km追跡できる厚さ6 mの凝灰岩層(Ttf)が伴われ(第4.4図D)、放射年代測定に供した。

4.2.3 ニタテヨコツナイ川泥質砂岩部層(Tms)

命名 新称。

模式地・分布 網走市卯原内西方のニタテヨコツナイ川。南部地区では厚さ700 m、北部地区では厚さ50～100 m程度。南東部地区では認められない。

層序関係 豊浜砂岩部層の上位に整合的に累重し、上位では能取シルト岩部層に整合漸移する。

岩相 緑灰色～灰色を呈し泥質基質に富む細粒砂岩を主体とし、砂質泥岩を伴う。また厚さ10 cm以下の薄層理の凝灰岩層が挟在する。石灰質ノジュールをまれに伴うほか、合弁の貝殻片が散在する場合があります。南部ブロッ

クで採取した貝化石は *Acilana tokunagai*, *Bathymalletia* sp., *Yoldia* sp. であった(北海道教育大学 鈴木明彦博士の同定による)。砂岩は塊状～弱く平行成層するものが多いが、細粒なものは風化すると灰白色を呈し、板状の割れ目が発達する(第4.2図D)。上位に累重する能取シルト岩部層とは漸移関係で、漸移部では数cm～数10 cmの厚さの細粒砂岩とシルト岩の互層が見られる。しばしば径1 cm程度以下のよく円磨された孤立礫が含まれ、肉眼での同定では黒色の泥岩や珪質泥岩の礫が多い。

4.2.4 能取シルト岩部層(Tsl)

命名 新称。

模式地・分布 網走市能取。能取湖西岸の常呂丘陵中央部に広く分布。北部地区では厚さ1,500 m、南東部地区で1,000 mに達する。上限不明。

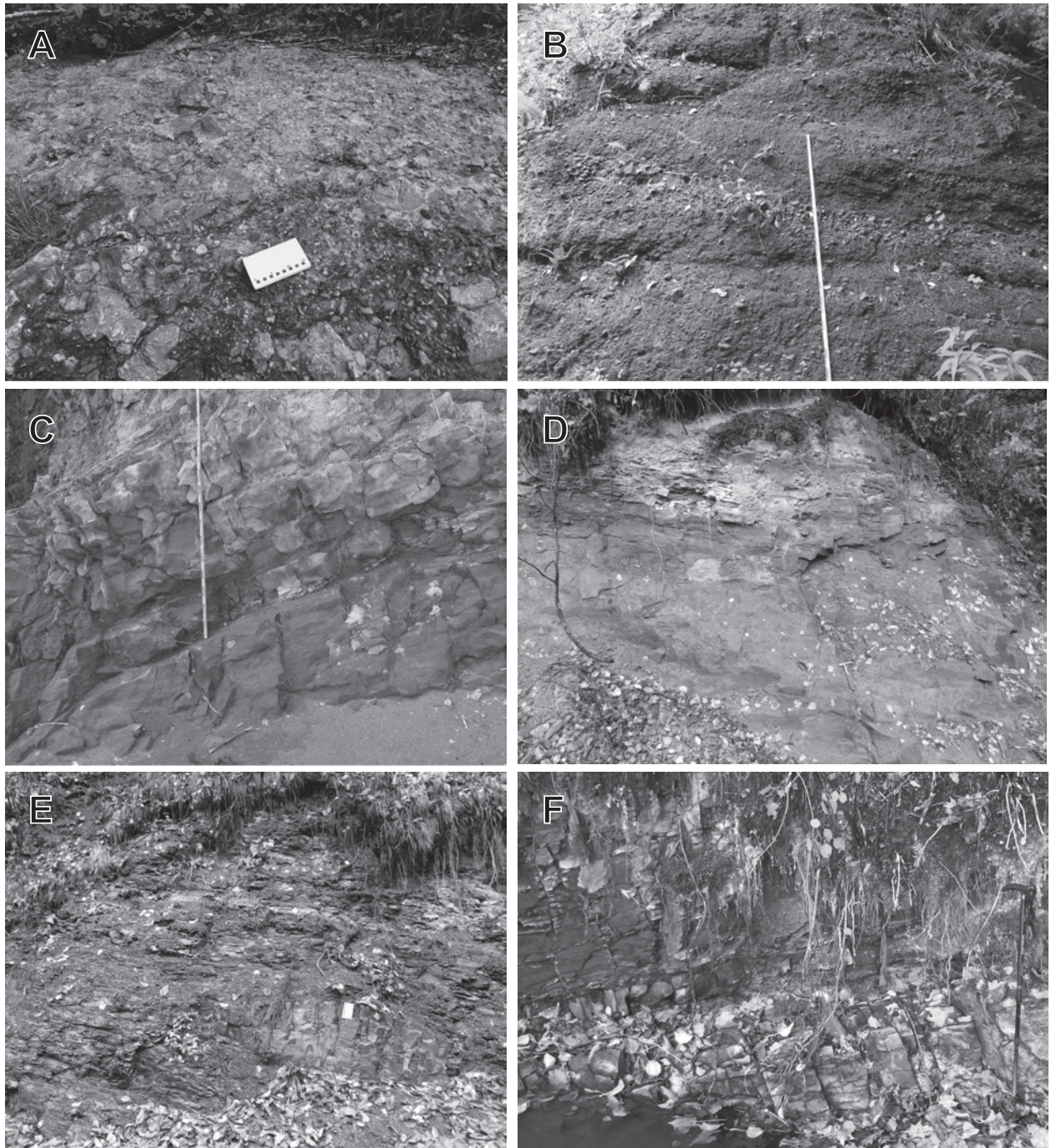
層序関係 下位のニタテヨコツナイ川泥質砂岩部層から整合漸移。上位層との関係不明。

岩相 灰色～暗灰色のシルト岩を主体とし、しばしば砂質なシルト岩～極細粒砂岩を伴う。風化すると灰白色を呈して板状に割れ(第4.2図E)、一部では頁岩状に数mm間隔の剥離性を示すシルト岩が認められる(第4.2図F)。そのような剥離性の強いものを新鮮な断面で観察すると、生物擾乱によりわずかに乱された明暗の葉理が発達するのが確認される。下位のニタテヨコツナイ川泥質砂岩部層と同種の合弁の貝化石を産する。北部地区では厚さ5 cm程度から最大1 mの凝灰岩層が挟まれ、最も上位の層準に挟在する厚さ1 mの凝灰岩層を採取して年代測定に用いた。

本部層を構成するシルト岩は、その産状が上部中新統呼人層(再定義、後述)の下部に発達する珪質頁岩と類似するため、これまで呼人層(旧来の地層名では能取層)に誤認されてきた。しかし本部層のシルト岩の方が呼人層に比べて全体により砂質で、硬質である。そのため呼人層に比べ風化による細片化の程度が弱く、小河川の谷低や谷壁にも良好に露出する。

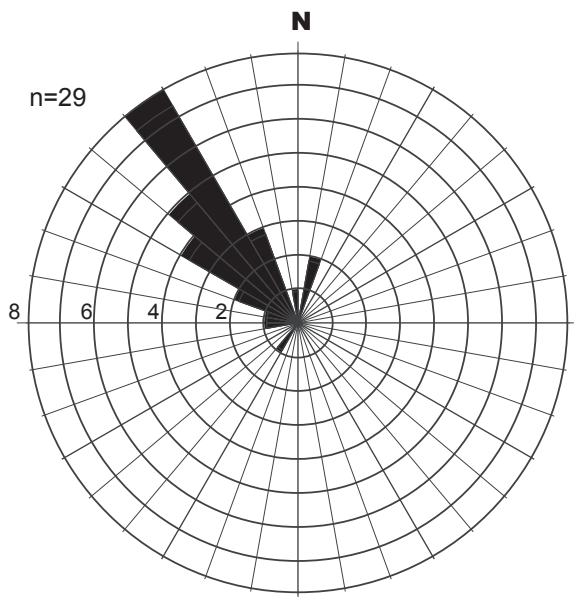
4.2.5 碎屑物の特徴

常呂層の砂岩試料を各部層から若干数採取し、鏡下観察を行った。トコロ幌内川礫岩部層中の粗粒砂岩は、礫岩と同様に仁頃層群由来の碎屑粒子に富む。すなわち碎屑物のほとんどが玄武岩質火山岩類とチャート(第4.4図A)、玄武岩起源と考えられる不透明鉱物や単斜輝石の結晶片からなる。一方で、頁岩～粘板岩、安山岩質～珪質火山岩片も少量ながら認められる。また量的にはわずかであるが、花崗岩片、ホルンフェルス片、カリ長石片も認められた。上位の豊浜砂岩部層及びニタテヨコツナイ川泥質砂岩部層では仁頃層群由来の碎屑粒子が相対的に減って、安山岩質～珪質火山岩片に富むようになる(第4.4図B, C)。またそれら火山岩の斑晶起源と



第4.2図 常呂層の露頭写真

- A. トコロ幌内川礫岩部層の最下部に認められる角礫岩。赤色チャートの角礫が卓越する。トコロ幌内川。
- B. トコロ幌内川礫岩部層の砂岩・礫岩。低角平板状の斜交層理を示す。扁平な礫には南東へ傾斜するインプリケーションが見られ、北西への流向を示す。トコロ幌内川。
- C. 豊浜砂岩部層の平行層理が発達する緑灰色の中粒砂岩。常呂漁港東方。
- D. ニタテヨコツナイ川泥質砂岩部層にみられる塊状の泥質砂岩と、それから漸移して平行層理を示す砂質シルト岩。ニタテヨコツナイ川。
- E. 能取シルト岩部層の主体をなす砂質シルト岩。ソオラルオツナイ川。
- F. 能取シルト岩部層のシルト岩のうち、密な剥離面が発達して頁岩状を呈するシルト岩。網走市平和北方。



第4.3図 インプリケーションから求めた常呂層の古流向
常呂層トコロ幌内川礫岩部層中の礫岩に見られた
インプリケーションが示す。礫の運搬方向(礫の最大
傾斜方向を180°回転させた方向)。

考えられる自形・融食形の斜長石結晶片が目立ち、石英はやや少ない。他には海緑石やカリ長石が認められ、花崗岩片やホルンフェルス、頁岩～粘板岩などの岩片も含まれる。

4.2.6 化石

既述のように、ニタテヨコツナイ川泥質砂岩部層から能取シルト岩部層にかけて同定可能な貝化石を産する。本地域からは *Acilana tokunagai*, *Bathymalletia* sp., *Yoldia* sp. を認めた(北海道教育大学 鈴木明彦博士の同定による)。また佐々・井上(1939a)は常呂層の砂岩から *Mya grewincki*, *Chlamys* sp., *Macrocallista* sp., *Leda ramsayi*, *Yoldia sagittaria*, *Y. scapha*, *Y. thraciaeformis*, *Venericardia tokunagai*, *Cardium shinjiense*, *Periploma besshoensis*, *Lima goliath*, *Natica* sp., *Turritella* sp., *Acila mirabilis*, *Macoma tokyoensis*, *Lucina* sp., *Dentalium* sp. の産出を記載している。

また本地域の範囲外であるが、卯原内南西方(「女満別」地域)から絶滅した海鳥類であるプロトプレテルム科(*Plotopteridae*)の保存の良い化石が産出している(木村ほか, 1998; Sakurai et al., 2008)。

微化石に関しては、渦鞭毛藻シスト化石を検討した結果(林ほか, 2018)、豊浜砂岩部層～ニタテヨコツナイ川泥質砂岩部層から *Achomosphaera* spp., *Lejeunecysta* spp., *Operculodinium* spp., *Spiniferites* spp. などが主に産出し、*Achomosphaera ramulifera*, *A. spongiosa*, *Cleistosphaeridium*

ancyreum, *Hystrichostrogylon* spp., *Reticulosphaera actinocoronata*, *Spiniferites adnatus*, *S. ramosus ramosus*, *Trinovantedinium boreale*, *Tuberculodinium rossignoliae* などを伴う。また、豊浜砂岩部層の一部層準で *Spinidinium* spp., *Spinidinium? tripylum*, *Williamsidinium diaphanes* が特徴的に産出した。一方、能取シルト岩部層では、*Achomosphaera ramulifera*, *A. spongiosa*, *Cleistosphaeridium ancyreum*, *Lejeunecysta convexa*, *L. hyalina*, *Lejeunecysta* spp., *Operculodinium centrocarpum*, *Operculodinium* spp., *Spiniferites adnatus*, *S. ramosus ramosus*, *Spiniferites* spp. などが産出し、群集内では特に *Lejeunecysta* spp. が卓越した。

ニタテヨコツナイ川泥質砂岩部層と能取シルト岩部層の泥質岩及び石灰質ノジュールから珪藻化石の抽出を試みたが、珪藻化石は産出しなかった。

4.2.7 堆積環境

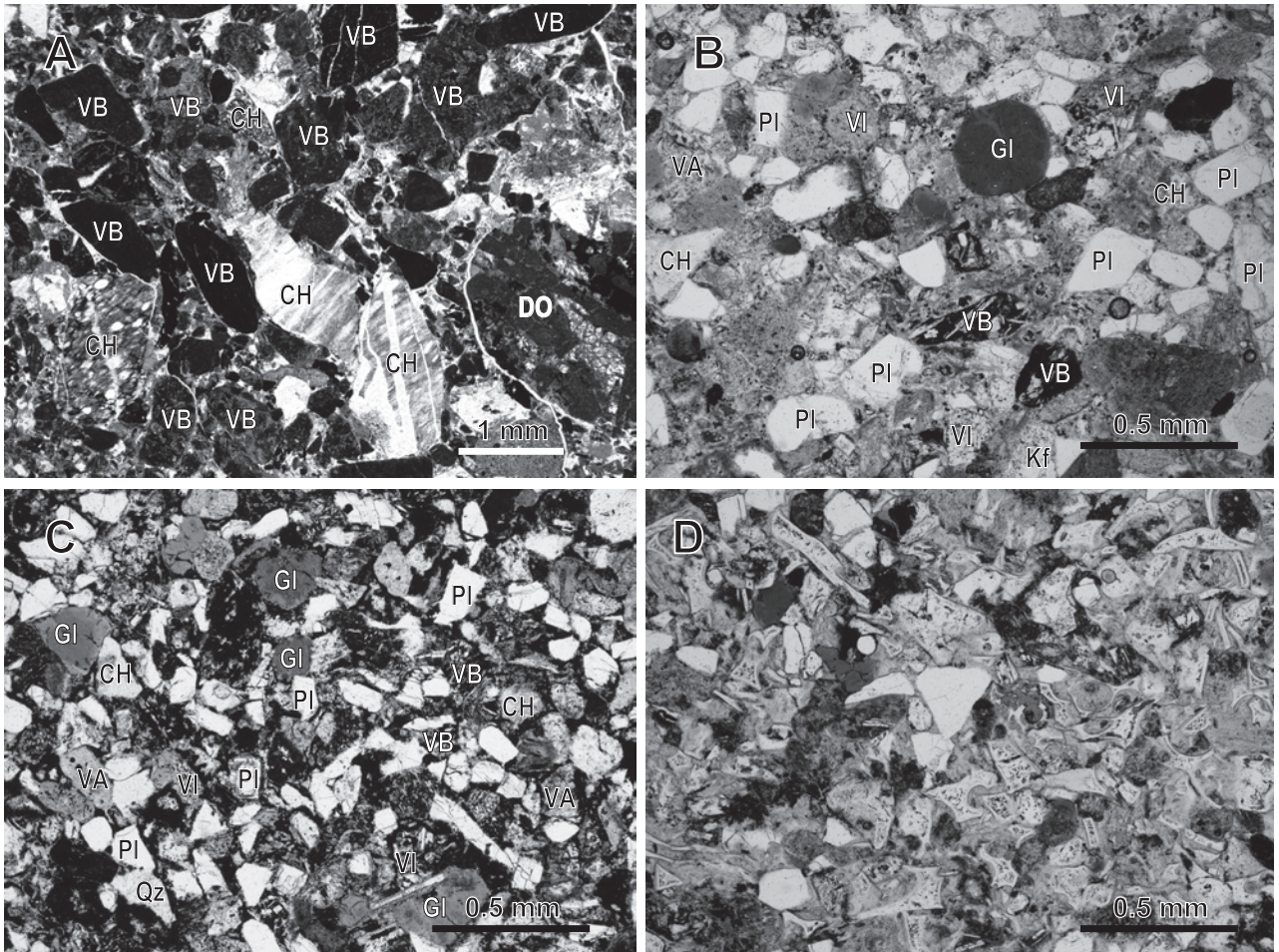
常呂層基底のトコロ幌内川礫岩部層に見られる角礫層は、礫の大部分が仁頃層群由来であることや、チャート礫のみが卓越するものが認められることから、供給源のごく近傍に堆積した崖錐性のものと考えられる。その上位に発達する斜交層理砂岩・含礫砂岩は淘汰が悪く、貝化石などは基本的に認められないことから、礫質河川環境で堆積したものと解釈される。古流向データは1地点に限られるが、その方向から供給源が南方にあったことが示唆される。なお今回の調査では確認できなかったが、トコロ幌内川の流域では厚さが1mを超える挟炭層の存在が知られている(佐々・井上, 1939a)。一方、佐々・井上(1939a)の地質図にも示されているが、今回調査で貝殻片を多く含む礫質砂岩をトコロ幌内川礫岩部層中に認めた。したがって、同部層は陸成層を主体とするものの浅海成の砂岩を伴う可能性が高いが、その層序的な位置や厚さなどの詳細は不明である。

豊浜砂岩部層では平行層理や斜交層理を示す砂礫岩が発達し、破片状の貝殻片が認められるなど暴浪が卓越する上部外浜の堆積物の特徴(斎藤, 1989)を示す。また上部ではハンモック状斜交層理砂岩が認められるようになり、下部外浜で堆積したものと考えられる。上位に累重するニタテヨコツナイ川泥質砂岩部層は陸棚の泥底に特徴的な貝化石を産し、内側陸棚で堆積したと考えられる。ニタテヨコツナイ川泥質砂岩部層から整合漸移する能取シルト岩部層は、堆積環境が外側陸棚程度まで深海化したことを示す。

以上のように常呂層は、不整合に始まり上方へ細粒化・深海化するサクセッションを大局的に示している。

4.2.8 微化石年代

常呂層から産出した貝化石は年代決定に有効ではない。また珪藻化石は産出しなかった。



第 4. 4 図 常呂層の砂岩及び凝灰岩の薄片写真(いずれもオープンニコル)

- A. トコロ幌内川礫岩部層の礫質粗粒砂岩。碎屑粒子の大部分が仁頃層群起源の玄武岩片(VB: 玄武岩, DO: ドレライト), チャート片(CH)である。
- B. 豊浜砂岩部層(Tss)の中粒砂岩。仁頃層群起源の碎屑粒子とともに, 安山岩質(VI)~珪長質の火山岩片(VA)が含まれる。また火山岩の斑晶起源と推定される自形の斜長石結晶片(PI)も多い。カリ長石(Kf)や海緑石(Gl)も含まれる。
- C. ニタテヨコツナイ川泥質砂岩部層の細粒砂岩。碎屑粒子の構成としては下位の豊浜砂岩部層の試料と大きく変わらない。
- D. 豊浜砂岩部層に認められる凝灰岩。基質は不定形の火山ガラスで埋められるが, 斜長石結晶片に富む。また海緑石や異質岩片も少量ながら含まれる。この凝灰岩試料を年代測定に用いた。

渦鞭毛藻シスト化石の検討では豊浜砂岩部層中の特定の層準のみであるが, Kurita (2004) により後期漸新世の *Williamsidinium diaphanes* 帯~ *Spinidinium? tripylum* 帯にのみ生存するとされる *Spinidinium? tripylum*, *Williamsidinium diaphanes* が多産した。また, 豊浜砂岩部層上部~ニタテヨコツナイ川泥質砂岩部層にかけて, 個体数は少ないものの *Tuberculodinium rossignoliae* が産出した。本種は北海道~サハリンにかけての地域で漸新世末から産出しはじめることが知られる (Kurita, 2004)。本種の初産出及び多産は, Kurita (2004) で後期漸新世後期に対比される *T. rossignoliae* 帯の基底を示すが, 本地域では他地域で

報告されているような *T. rossignoliae* の多産はなく, 対比は難しい。また, 常呂層の多くの層準から産出した *Achomosphaera* spp., *Cleistosphaeridium ancyreum*, *Lejeunecysta* spp., *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites* spp., *Trinovantedinium boreale* などを主体とする渦鞭毛藻シスト群集は, 北海道を含む北日本地域における後期漸新世~前期中新世の群集 (Matsuoka et al., 1987; 栗田ほか, 1998; 小布施・栗田, 1999; Kurita, 2004) と共通する種が多いことから, 常呂層の堆積年代は後期漸新世以降であると考えられる。また, 上位の鱒浦層, 呼入層から産出する群集とは主要な構成種が異なるものの,

第 4. 1 表 常呂層中の凝灰岩層のフィッシュントラック年代及び U-Pb 年代測定結果
 試料番号 20151013 は豊浜砂岩部層, 20151014-1 は能取シルト岩部層に挟まれる凝灰岩.

ID	結晶数 (個)	測定 方法 ⁽¹⁾	自発核分裂 秘跡		U 総計数		^{(2), (3)} U スタンダード計数		相関 係数 ⁽⁴⁾	Pr(χ^2) ⁽⁵⁾	ウラン濃度 (ppm)	FT age $\pm 1\sigma$ (Ma) ^{(6), (7), (8)}	U-Pb age $\pm 2\sigma$ (Ma)
			ρ_s (cm ⁻²)	N_s	ρ_u (cm ⁻²)	N_u	ρ_{ustd} ($\times 10^4$ cm ⁻²)	N_{ustd}					
20151013	26	Ext.S	1.69 $\times 10^6$	1094	1.59 $\times 10^9$	1027775	4461	21886	0.864	0	340	21.0 ± 1.1	20.9 ± 0.3
20151014-1	24	Int.S	2.15 $\times 10^6$	668	5.03 $\times 10^8$	155880	2311	72575	0.875	0	210	15.5 ± 1.2	20.1 ± 0.4

(1) LA-ICP-MS-FT (内部面: IntS, 外部面: ExtS), (2) ²³⁸U 濃度, U-Pb 年代測定用標準試料: 91500, (3) レーザービーム径: 25 μ m, (4) r: ρ_s と ρ_u の相関係数, (5) Pr(χ^2): χ^2 値の自由度 (n-1) の χ^2 分布における上側確率 (Galbraith, 1981), (6) 年代値 $T = (1/\lambda_D) \cdot \ln[1 + \lambda_D \cdot \epsilon \cdot (\rho_s/\rho_u) \cdot \rho_{ustd}]$ (IS は $\rho_u \times 1/2$)
 (7) $\sigma = T \cdot [1/2N_s + 1/2N_{ustd} + 1/2N_{ustd} + (\sigma/\epsilon)^2]^{1/2}$, (8) ²³⁸U の全壊変定数: $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$

Lejeunecysta, *Operculodinium*, *Spiniferites* などの属に共通して産出する種もあること, 群集を構成する種の生存期間が前期~中期中新世まで達していること, 後述する放射年代値などから, 常呂層の堆積年代は主に前期中新世であり, シルト岩を主体とする常呂層上部の堆積年代は中期中新世まで達している可能性も示唆される。ただし, これらは後期漸新世から生存し続ける生存期間の長い種であり, 時代決定には不十分である。

4. 2. 9 放射年代

放射年代は, 豊浜砂岩部層及び能取シルト岩部層に挟まれる凝灰岩のジルコンを用いて, フィッシュントラック年代法及び U-Pb 年代法により測定した(第 4. 1 表)。測定は(株)京都フィッシュン・トラックに依頼した。

試料番号 20151013: 豊浜砂岩部層に伴われる厚さ 6 m の凝灰岩 (Ttf) の下部から試料を採取した(第 4. 4 図 D)。試料は均質な赤色の色調と晶癖を示す自形ジルコン結晶を多数含み, ランダムに選んだ 30 粒子を対象に測定を行った。U-Pb 法では異質な粒子年代を除外し, 26 粒子の年代値の加重平均から 20.9 \pm 0.3 Ma を得た。FT 法では同じジルコン 26 粒子を用いて 21.0 \pm 1.1 Ma を得た。

試料番号 20151014-1: 能取シルト岩部層に認められる厚さ 1 m の軽石質凝灰岩から試料を採取した。試料は均質な自形ジルコンを多量に含んでおり, ランダムに選んだ 30 粒子を対象に測定を行った。U-Pb 法では異質な粒子年代を除外し, 24 粒子の年代値の加重平均から 20.1 \pm 0.4 Ma を得た。FT 法では同じジルコン 24 粒子を用いて 15.5 \pm 1.2 Ma を得た。

U-Pb 法では豊浜砂岩部層と能取シルト岩部層の年代が近接するが, FT 法では能取シルト岩部層から採取した試料が有意に若い年代を示す結果となった。上位の鱗浦層の年代を考えると, 能取シルト岩部層から得られた 15.5Ma \pm 1.2 Ma の FT 年代は層序と矛盾する値ではないが, この試料中のジルコンには変質の痕跡が認められるものが含まれることから U-Pb 年代の 20.1 Ma を採用する。

以上の渦鞭毛藻シスト化石及び放射年代値から, 本報

告では常呂層の堆積年代を前期中新世とするが, 下限は後期漸新世まで, 上限は中期中新世に達する可能性がある。

4. 3 車止内層 (Kms, Kss, Kbs)

佐々・井上(1939a)により常呂層として定義され, その一部を, 島田・矢崎(1956), 島田(1961)が車止内層として再定義, 命名した。さらに島田・矢崎(1956)は本層を下位から, 塊状淤泥岩部層, 細粒砂岩部層及び縞状淤泥岩部層に区分している。これらの地層名及び部層名は, 現在の地質命名基準に照らすと地域名を欠くこと, 現在は使用されていない岩石名が使われている点で問題がある。しかし, 現在は都市化に伴う宅地造成や斜面工により露出が著しく不良であり, これらの部層を再定義するに足る検討を行えないことから, 本報告では島田・矢崎(1956), 島田(1961)の部層名を岩石名のみ変更して(淤泥岩をシルト岩とする)踏襲することとした。

車止内層と常呂層の上部層準はいずれも砂岩・泥岩など細粒の海成堆積岩からなり, 形成年代も重なる可能性があることから, 佐々・井上(1939a)に準じて同一の地層として層序区分できる可能性がある。また島田・矢崎(1956)は本報告の常呂層に相当する地層の一部を車止内層として扱っている。しかし車止内層と常呂層は分布が連続しないこと, 両層が広く分布する「女満別」地域における年代が不明であることから, 同一の地層として再定義するには根拠が不十分である。このため本報告では常呂層と車止内層をそれぞれ別の層序単元・地層として扱う。なお車止内層の地上での露出範囲は限られるが, 南隣の「女満別」地域に位置する網走市呼人では, 温泉ボーリングにおいて車止内層相当の頁岩が深度約 870 m ~ 1,200 m (孔底) まで厚さ 330 m にわたって確認され(北海道立地下資源調査所, 1980), 網走北方海域の北見大和堆では車止内層上部に対比される可能性のある褐色~暗灰色泥岩が深度 2,960 m 以深から深度 3,795 m (孔底) まで, 800 m 以上の厚さで発達することが確認されている(北海道鉱業振興委員会, 1990)。したがって, 車止内層は地下には広く伏在すると推定される。

4.3.1 塊状シルト岩部層 (Kms)

地層名 島田・矢崎 (1956), 島田 (1961) による。島田 (1961) による地層名は塊状淤泥岩部層であるが、岩石名をシルト岩に変更する。

模式地 網走市潮見, かつて車止内沢と呼ばれた河川の流域を模式地とする。

分布 網走市街が広がる海成段丘面～台地, 丘陵の基盤をなして沢沿いに分布する (第 4.5 図; 第 4.6 図)。

岩相・層序関係 本部層は, 暗灰色～灰白色の泥岩を主体とする。暗灰色泥岩はやや軟質な場合があるものの多くは珪質であり, 風化すると灰白色～黄帯灰白色を呈して板状の割れ目が発達したり, 数 mm 角の細片状となる (第 4.5 図 A)。不明瞭な葉理が認められることがあるが, 一般に塊状無層理である (第 4.5 図 D)。下位の

地層との関係は観察できず, 確認できる範囲で厚さは 100 m 以上である。車止内川 (現在は暗渠化) に沿って北東～南西方向の背斜構造をなす。

化石 島田 (1961) では *Macoma calcarea*, *Nuculana* sp. などの二枚貝の産出が報告されているが, 本調査では破片状のものがわずかに認められたのみである。

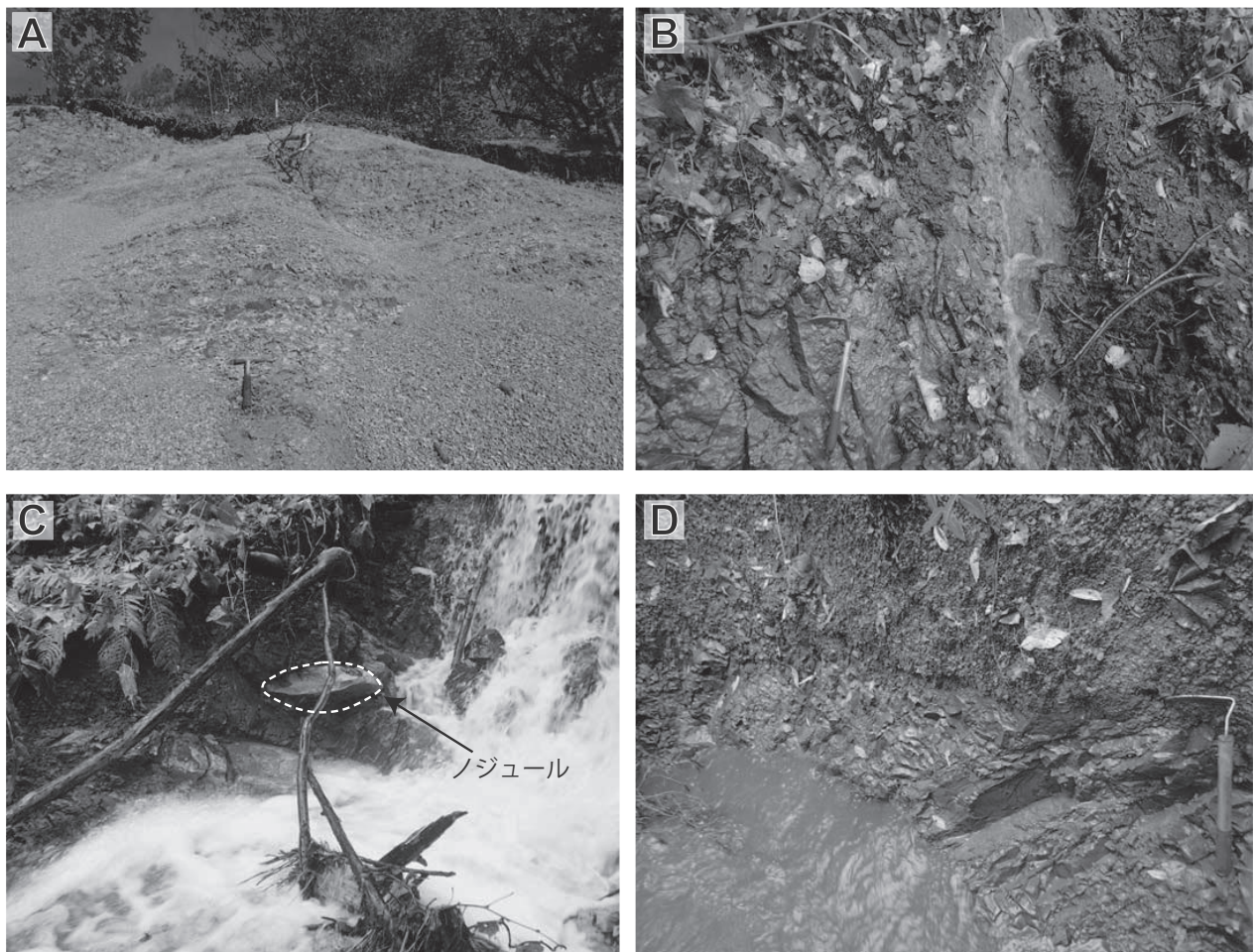
4.3.2 細粒砂岩部層 (Kss)

地層名 島田・矢崎 (1956), 島田 (1961) による。

模式地 網走市潮見, かつて車止内沢と呼ばれた河川の流域を模式地とする。

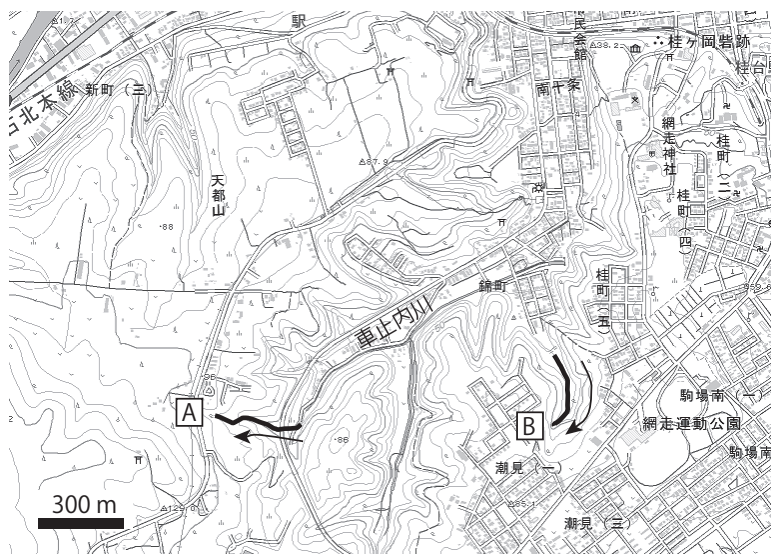
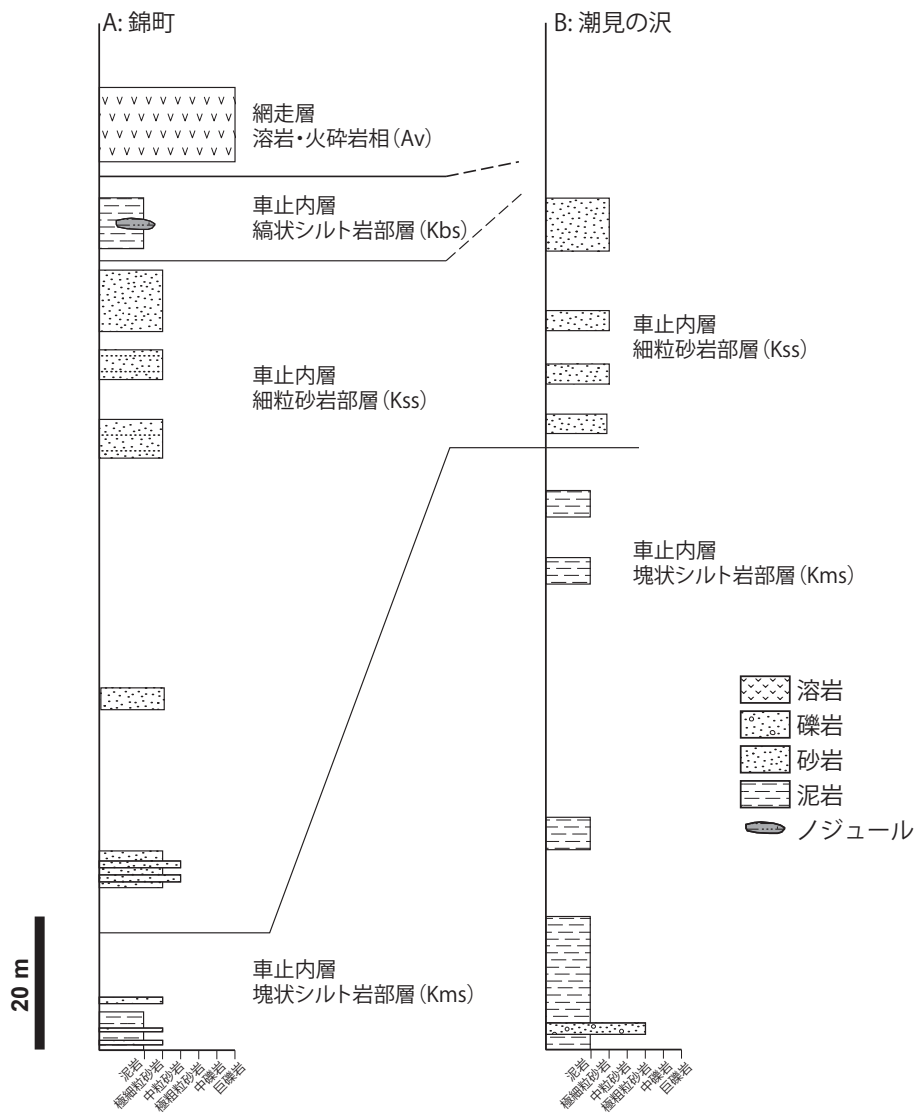
分布 網走市街が広がる海成段丘面～台地, 丘陵の基盤をなして沢沿いに分布する (第 4.5 図; 第 4.6 図)

岩相・層序関係 本部層は下位の塊状泥岩部層を整合に



第 4.5 図 車止内層の露頭写真

- A. 車止内層塊状シルト岩部層の続成が進んだ珪質泥岩。風化により数 mm 角の細片状となる。網走市錦町。
- B. 車止内層細粒砂岩部層の細粒砂岩。暗灰色, 塊状で風化によりやや軟質となっている。網走市錦町。
- C. 車止内層細粒砂岩部層のシルト岩中に挟在されるノジュール (白破線)。網走市錦町。
- D. 車止内層塊状シルト岩部層に含まれるシルト岩。弱い平行層理が認められることもあるが基本的には塊状無層理である。網走市潮見。



第 4. 6 図 車止内層の柱状図

調査ルートは図中下部に示した。塊状シルト岩部層は車止内川東岸側，細粒砂岩部層は西岸側で比較的良好に発達する。

覆い、厚さは約 180 m である。暗灰色～青灰色細粒砂岩を主とし、暗灰色の塊状泥岩を伴う。砂岩は一般に塊状無層理であり、風化によりしばしば軟質となる(第 4. 5 図 B)。ごくまれに凝灰質のパッチや細粒の軽石片を伴うことがあるものの、鍵層として追跡できる凝灰岩は認められない。泥岩は塊状泥岩部層のものと比べ層理が明瞭である。新鮮な場合は暗灰色だが風化が進むと黄帯白色～黄白色を呈し、数 mm 角の細片状となる(第 4. 5 図 C)。

化石 島田(1961)では *Periploma yokoyamai*, *Macoma calcarea*, *Nuculana* sp. などの貝化石の産出が報告されている。

4. 3. 3 縞状シルト岩部層 (Kbs)

地層名 島田・矢崎(1956)、島田(1961)による。島田(1961)による地層名は縞状淤泥岩部層であるが、岩石名をシルト岩に変更する。

模式地 網走市潮見、かつて車止内沢と呼ばれた河川の流域を模式地とする。

分布 網走市街が広がる海成段丘面～台地、丘陵の基盤をなして沢沿いに分布する(第 4. 5 図；第 4. 6 図)

岩相・層序関係 本部層は、現在は網走市潮見の沢の最上流部(第 4. 6 図)を除き露頭として観察できる場所は少ないが、斜面堆積物中の角礫や崖錐として構成岩が認められる。下位の細粒砂岩部層を整合に覆い、厚さは少なくとも 25 m 以上と推定される。今回の調査で認められた露頭や転石では、平行葉理が比較的明瞭な泥岩～砂質泥岩を主とし、粗粒な岩相ではしばしば凝灰質となる。風化により軟質となり、本部層の分布域ではしばしば緩斜面が発達する。本部層は西に 40° 前後で傾斜するが、上位では北に数度～十数度程度でゆるく傾斜する網走層の安山岩質溶岩に覆われていることから、網走層とは不整合の関係にあると判断される。

4. 3. 4 堆積環境

本層は島田(1961)により海生の貝化石が報告されていることから、海成層とみなせる。全体に細粒で層理に乏しく、波浪の影響を示す堆積構造も観察されないことから、陸棚環境で堆積したと推定される。

4. 3. 5 年代

年代を示準する化石は確認されなかった。続成が進んでいるため、産出する珪藻化石はきわめて保存が悪いものであった。

北見大和堆において掘削された基礎試錐「北見大和堆」では、本地域の車止内層から呼入層に対比されると考えられる地層が地下に分布している(石油技術協会, 1993)。坑井において最下位の A 層 A1 部層の最上部から Blow(1969)の N.8 帯から N.9 帯前期(前期中新世末

から中期中新世初頭)を示す有孔虫化石が産出し、A2 部層を挟んでさらに上位の B 層からは Okada and Bukry(1980)の CN4 帯から CN5a 帯(中期中新世)を示す石灰質ナノ化石が産出している(石油技術協会, 1993)。北海道鉱業振興委員会(1990)は A1 部層を車止内層上部に対比しており、石油技術協会(1993)は A1, A2 部層, B 層, C 層を全体として車止内層上部から網走層に対比している。一方、村本ほか(1998)はフィッシュントラック年代値等から、坑井に認められる車止内層が津別層上部(前期中新世)に対比される可能性を指摘している。これらの結果は、本層の年代がおおむね前期中新世に相当し、本層最上部が中期中新世にかかる可能性があることを示唆する。

4. 4 網走層 (Av, As, Ad)

命名・定義 佐々・井上(1939a)により網走層として定義、島田(1961)により再定義。

模式地・分布 模式地は美岬丘陵南部(網走市市街地西方の丘陵地帯)。分布は能取半島の東海岸、網走市街地周辺の台地～丘陵。南隣の「小清水」地域、「女満別」地域の範囲では低地下に広く伏在している(北海道立地下資源調査所, 1980)。さらに網走北方海域の北見大和堆においても、網走層に相当する可能性のある安山岩質溶岩・砂岩・凝灰岩等が深度 1,917～2,960 m にかけて確認されている(北海道鉱業振興委員会, 1990)。

層序関係 網走市潮見では、西に 40° 前後で傾斜する車止内層の縞状シルト岩部層を、北に数°～十数°程度でゆるく傾斜する網走層の安山岩質溶岩が覆っていることから、車止内層とは不整合の関係にあると判断できる。上位は呼入層に不整合に覆われる。また、鱒浦層とは同時異相の関係にある。

岩相・構造 玄武岩質安山岩、安山岩及びデイサイトの溶岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩・軽石凝灰岩及び砂岩・礫岩・泥岩からなり、全体として火山噴出物に富んでいる。これらは浅海における海底火山から噴出した火山近傍の岩相とみなせる溶岩・火砕岩相と、火山体の山腹～山麓において再堆積したより遠方相とみなせる礫岩砂岩泥岩相に大別される。溶岩・火砕岩相は能取岬周辺及び網走市街地南部に広く分布し、礫岩砂岩泥岩相は網走市二ツ岩から明治、三眺さんちょうにかけて分布する(第 4. 7 図)。溶岩・火砕岩相と礫岩砂岩泥岩相はしばしば同時異相の関係にあり、能取岬南方の海岸では溶岩・火砕岩相の塊状水冷破砕岩が側方に追跡すると次第に破砕がすすむとともに類質岩片・異質岩片を多く含むようになり、礫岩砂岩泥岩相の火山円礫岩(水中土石流堆積物)へと漸移する様子が観察できる。

網走層は能取岬～網走市二ツ岩～網走市大曲おおまがりにかけては西～西北西に 20～30° 程度で傾斜する単斜構造を成

している。一方、本地域南東部を占める網走市明治以南では北西～北に10°前後で緩やかに傾斜している。網走層の層厚は能取岬～ニッ岩では約400 m以上、網走市街地付近では約100 m以上と見積もられる。ただし北見大和堆や温泉ボーリング等では層厚約1,000 mを越える例もあり(北海道鉱業振興委員会, 1990; 北海道立地下資源調査所, 1980)、地域によって層厚が大きく変化している可能性が高い。

4. 4. 1 溶岩・火砕岩相(Av)

本相は玄武岩質安山岩～安山岩の溶岩、火山角礫岩、凝灰角礫岩及び砂岩を主とする。火山岩類は火山角礫岩、凝灰角礫岩が卓越し、火山礫凝灰岩、凝灰岩を伴う。火砕岩類を構成する火山岩片ではしばしばガラス質の急冷縁が発達すること、淘汰良好で側方連続性のよい砂岩や泥岩を頻繁に挟有することからハイアロクラスタイトと考えられる(第4.8図A; 第4.8図B)。能取岬周辺で最もよく発達するが、より南方では次第に二次堆積物が卓越するようになる。火砕岩類は能取岬周辺では破碎度がやや低く一部は塊状で、枕状溶岩(第4.8図E; 第4.8図F)やYamagishi(1987)のSheet flow(シートフロー)に近い産状を呈する。給源となる岩脈(フィーダーダイク)から同質の火砕岩類へ移行する産状は認められないものの、破碎度が低い火山角礫岩が発達することから比較的噴出中心に近かったと推定される。また、火砕岩には水冷破碎したスパッターが認められることがある。

網走市ニッ岩の北方では同質の貫入岩体が頻繁に認められ、それらは層理面に沿って貫入するシルの産状を示す。

4. 4. 2 礫岩砂岩泥岩相(As)

本相は礫岩・砂岩・泥岩及び凝灰岩を主とし、安山岩質火砕岩類を伴うことがある(第4.8図G)。網走市ニッ岩～明治～三眺にかけて広く分布し、能取岬やニッ岩南方の海食崖やピットカリ川下流でよく観察できる。礫岩は直径数cm～20 cm程度の淘汰不良の円礫と、細礫～中粒砂からなる基質から構成され、礫と基質の量比は1:2～1:4程度の基質支持である。層理は不明瞭だが、粒径の揃った礫が層理面に並行に配列することがあり(第4.8図C)、礫層の上位では基質に対し礫の占める割合が次第に減少していく上方細粒化サクセッションを成している。下位層を顕著に削り込んで、その構成物(砂や泥)を偽礫として取り込んでいることがある。側方に追跡すると、構成礫種において次第に異質岩片・類質岩片が減少し同質(monolithologic)となることがある。これらから、礫岩部は水中土石流堆積物と考えられる。砂岩は前述の礫岩の上方細粒化部として伴われるほか、ピットカリ川中部、ニッ岩北方の海食崖などでは淘汰のよい細粒砂岩～中粒砂岩と泥岩が単層厚数cmでリズム

カルに繰り返す細互層となっている(第4.8図J; 第4.8図K)。砂岩は網走層の火山岩に由来している。層序的上位ほど砂岩は粗粒化し泥岩が認められなくなると同時に水中土石流堆積物を挟有するようになることから、堆積場が海底火山の遠方相から次第に水中土石流扇状地へ移行していったことが推定される。泥岩は砂岩・礫岩と細互層を成している。能取岬では、ハイアロクラスタイト中に頻繁に赤色酸化岩片が認められ(第4.8図D)、供給源である海底火山体の一部は海面上に現れていた可能性がある。呼入層との境界付近では、二次堆積物は次第に砂岩が卓越するようになり礫岩は量・粒径ともに次第に減少し、上位の呼入層泥岩に覆われる。

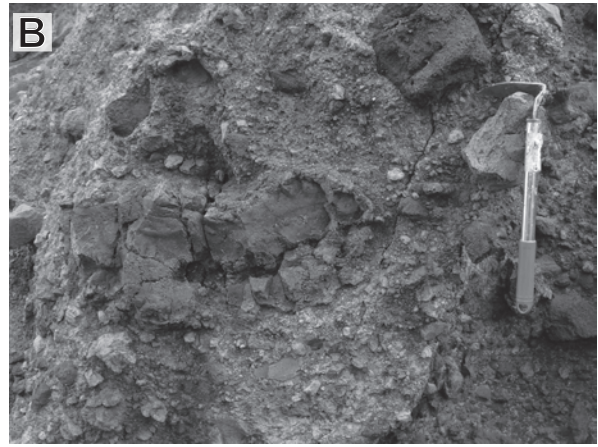
網走市街地周辺の台地～丘陵では、厚さ数m～数10 m程度の安山岩質溶岩が挟有することがある。JR網走本線に沿った北向きの河蝕崖では、溶岩の断面がよく観察でき、二次堆積物である礫岩・砂岩と溶岩・火砕岩類が互層する様子が連続的に観察できる。同様の岩相は網走市潮見や駒場など市街地が載る段丘面を開析する沢で観察できる。

網走市ニッ岩の北方やピットカリ川では、軽石凝灰岩が認められる(第4.8図H; 第4.8図I)。層厚10～15 m程度で白色のデイサイト質軽石(粒径数cm～十数cm)と少量の異質岩片を含む基質支持の産状を示す。水中火砕流堆積物として記載されることが多い産状だが、堆積時にある程度的高温であったことを示す産状(顕著な水冷破碎岩片、砂脈など)が認められない。顕著に変形した泥岩のリップアップクラストを伴うことや、わずかに層理が認められることから、軽石に富む二次堆積物(土石流堆積物)の可能性が指摘される。

4. 4. 3 貫入岩類(Ad)

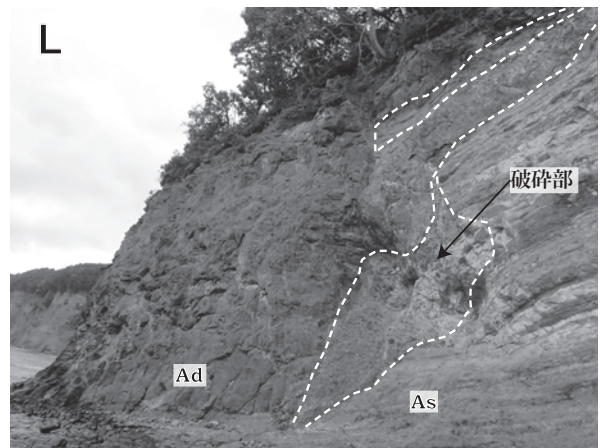
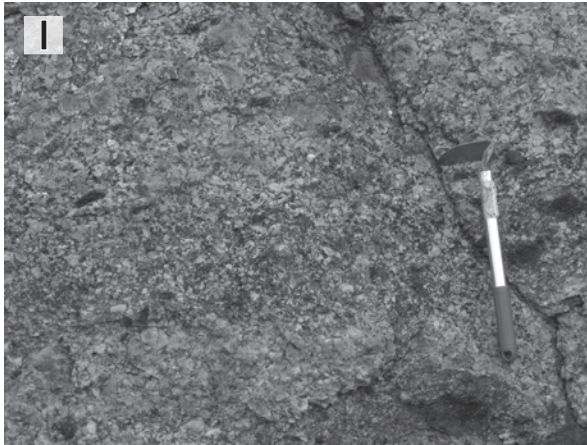
本地域には、中～上部中新統の貫入岩類が分布する。主要なものは、能取半島の東海岸沿いからニッ岩にかけてと、網走港周辺にみられ、網走層と同時代の火山活動により貫入したものである。なかでも能取半島の東海岸では、海岸に沿って南北約1.7 kmにわたって露出する巨大な岩体が認められる。このほか、より小規模な岩脈と小規模な貫入岩体が散在している。

網走市美岬の岩体は、能取半島の東海岸沿い、美岬大橋の北方において南北約1.7 kmにわたり露出するほか、能取岬の南南東約1 km付近でも同様の岩質の小規模な貫入岩体として認められる。網走層の溶岩・火砕岩と堆積岩の境界に沿って貫入する完晶質のドレライトだが(第4.9図F)、岩体の底面付近(網走層の礫岩砂岩泥岩相との接触部)でやや急冷しガラス質となっている。上面は境界部を直接観察することはできないが、網走層の溶岩・火砕岩に近接した部分で柱状節理の幅が狭くなり、また網走層の溶岩・火砕岩には再加熱の影響が認められる。岩体の貫入面(底面)は、岩体付近の網走層の



第 4. 8 図 網走層の露頭写真

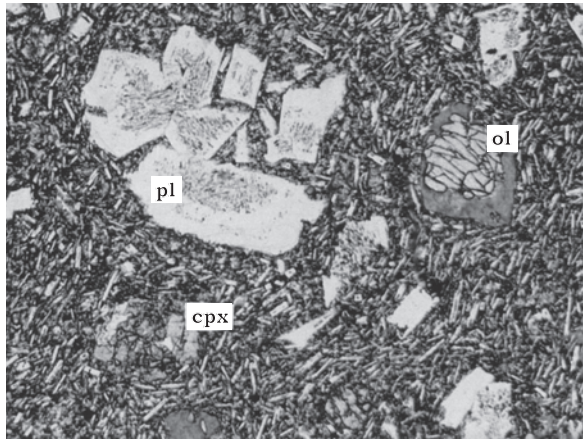
- A. 網走層溶岩・火砕岩相の火山角礫岩及び凝灰角礫岩（水冷破砕が顕著なハイアロクラスタイトの産状を成す）。網走市美岬（能取岬）。
- B. 網走層溶岩・火砕岩相に含まれる水冷火山弾。周縁部は水冷によるガラス皮膜が発達し、遅延発泡と定置時の変形が顕著である。網走市美岬（能取岬）。
- C. 網走層礫岩砂岩泥岩相の礫岩・砂岩互層。礫岩は下位層を顕著に削り込む。礫岩に含まれる礫は網走層の火山岩に由来する垂角礫～円礫で、比較的淘汰はよいがしばしば直径数十 cm～数 m 以上の巨礫を伴う。砂岩は礫岩から漸移し平行層理（一部は斜交層理）が発達する。網走市美岬（能取岬）。
- D. 網走層礫岩砂岩泥岩相に含まれる赤色酸化岩片。内部まで酸化が進み、やや円磨されている。網走市美岬（能取岬）。
- E. 網走層溶岩・火砕岩相の枕状溶岩。網走層の火山岩は一般にハイアロクラスタイトの産状をとるが、枕状溶岩も一部に伴われる。網走市向陽ヶ丘。
- F. 網走層溶岩・火砕岩相の枕状溶岩。表面に顕著な縄状構造を伴う。網走市天都山。



第 4. 8 図 網走層の露頭写真（続き）

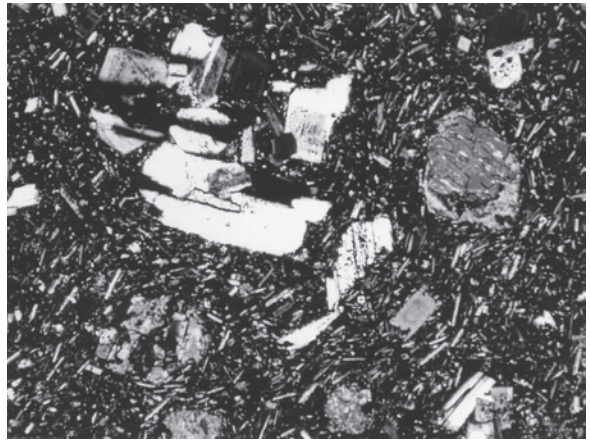
- G. 網走層礫岩砂岩泥岩相。溶岩・ハイアロクラスタイトの二次堆積物である礫岩・砂岩を主とするが、しばしば厚さ数 m ～十数 m 程度のハイアロクラスタイトを挟有している。網走市美岬（能取半島東海岸）。
- H. 網走層礫岩砂岩泥岩相に挟在される凝灰岩層。厚さ 20m 以上で平行層理が発達する。安山岩～デイサイト質角礫と多量の軽石を含み、一部は“水中軽石流堆積物”の産状をとる。網走市二ツ岩。
- I. H の露頭の拡大写真。網走市二ツ岩。
- J. 網走層礫岩砂岩泥岩相の泥岩・砂岩互層。単層厚数 cm ～十数 cm の中～細粒砂岩と泥岩が細互層を成し、しばしば軽石凝灰岩、火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩の薄層を伴う。軽石凝灰岩や火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩はしばしば下位層を顕著に削り込み、上方細粒化の顕著なタービダイト相をなす。網走市美岬（能取半島東海岸）。
- K. J の露頭の拡大写真。網走市美岬（能取半島東海岸）。
- L. 網走層礫岩砂岩泥岩相の砂岩・泥岩・凝灰角礫岩互層に貫入する安山岩質岩脈。Ad は岩脈、As は岩脈は網走層礫岩砂岩泥岩相の砂岩・泥岩互層を示す。岩脈は露頭中～上部で、層理に平行にシルとして貫入し、さらに上方でも砂岩・泥岩を覆うハイアロクラスタイトへ連続しているように見えることから、ごく小規模なフィーダーダイクとみなせる。岩脈は砂岩・泥岩との境界及びシルへ移行する部分で著しく破碎され、貫入される泥岩・砂岩の岩片と混在している。網走市美岬（能取半島東海岸）。

A



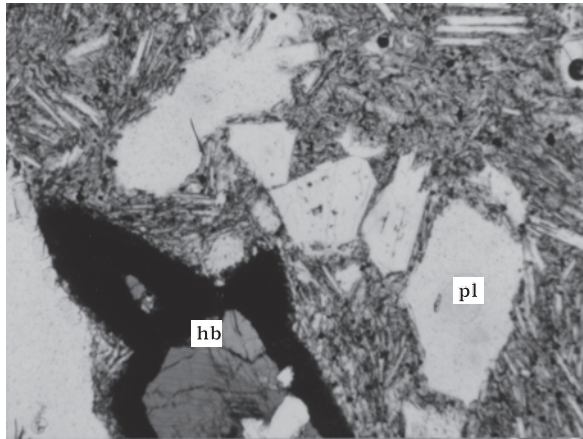
0.5mm

B



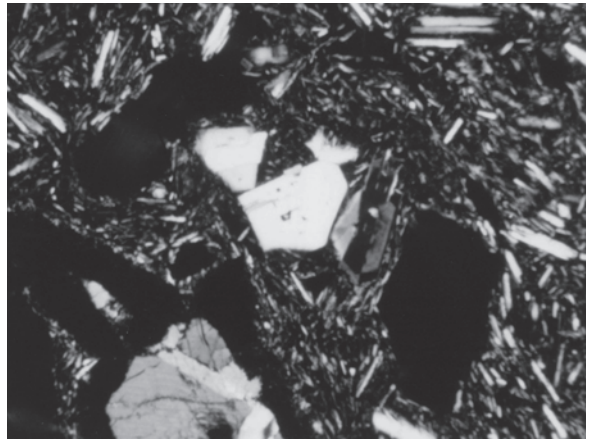
0.5mm

C



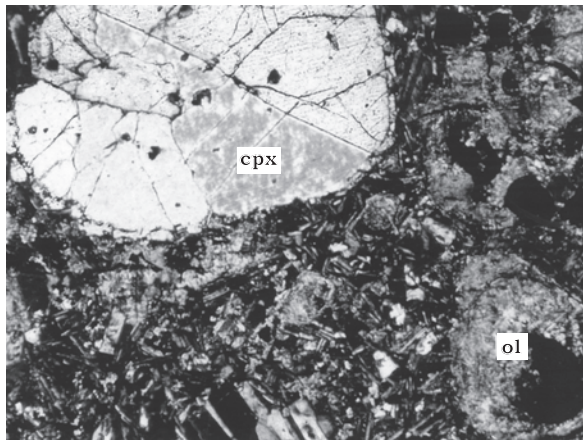
0.5mm

D



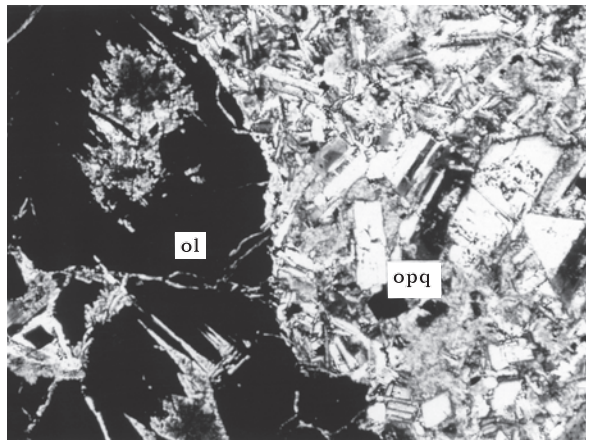
0.5mm

E



0.5mm

F



0.5mm

層理面とおおむね平行であることから、網走層に貫入したシルと考えられる。柱状節理が顕著に発達し、海岸線沿いに比高 30～50 m の急崖を成している。岩体の厚さは最も厚いところで約 80 m に達する。柱状節理は西に 25～35° 程度傾いており、貫入岩体周辺での網走層の層理面と調和的である。柱状節理に直交する方向に板状の節理が発達し、風化に強い部分と弱い部分が層状に交互に繰り返すことで全体として縞状の構造を成している。縞状構造の凸部には冷却に伴いマグマ中に貫入したセグリゲーション・ベイン(分結脈)が観察でき、貫入岩体の冷却過程で形成される層状の構造とみなされている(Goto, 1996; Geshi, 2001)。能取岬南東 1 km の岩体も、産状や岩質は美岬大橋北方岩体と極めて類似している。

網走市二ツ岩の岩体はデイサイト質で、柱状節理が顕著に発達し、海岸で比高 10～15 m 程度の崖を成している。岩体周辺に分布する網走層との貫入関係は直接確認できないが、岩体の周縁部で柱状節理がやや不明瞭になり破碎していることから、網走層の火山活動に伴い海底直下に貫入したマグマがシルないし岩株状に貫入・破碎した可能性がある。

網走港の北東沖合 600 m の地点に分布する「帽子岩」は、網走層との直接の関係は観察できないが、貫入関係の可能性はある。安山岩質で、垂直～やや傾斜した柱状節理が発達することから、シルないし岩株状の貫入岩体であろう。ただし、岩体の周縁部が侵食により失われているため詳細は不明である。

網走市港町において海食崖を成す岩体は、車止内層の細粒砂岩部層に貫入し、中位段丘堆積物に覆われている。

(← p. 30)

第 4.9 図 網走層火山岩類の薄片写真

- A. 網走層の斜方輝石かんらん石単斜輝石玄武岩(オープンニコル)。インターグラニューラー組織をなす。かんらん石斑晶(ol)と石基の一部が粘土鉱物や緑泥石に置換されているが、単斜輝石斑晶(cpx)及び斜長石斑晶(pl)の変質は弱く、全体として変質は軽微である。網走市美岬(能取岬)。
- B. 同(クロスニコル)。
- C. 網走層の斜方輝石含有角閃石デイサイト(オープンニコル)。角閃石斑晶(hb)の周縁部はオバサイト化が顕著である。網走市二ツ岩。
- D. 同(クロスニコル)。
- E. 網走層のかんらん石斜方輝石単斜輝石安山岩。単斜輝石斑晶(cpx)の変質は軽微だが、かんらん石斑晶(ol)の大部分と石基ガラスは粘土鉱物、炭酸塩鉱物等に置換されている。網走市美岬(能取半島東海岸)。
- F. 網走層に貫入する美岬ドレイイトの単斜輝石かんらん石玄武岩質安山岩。かんらん石斑晶の大半と単斜輝石・斜長石斑晶、石基の一部は粘土鉱物、スメクタイト、炭酸塩鉱物などに置換されている。不透明鉱物(opq)を比較的多量に含む。網走市美岬(能取半島東海岸)。

玄武岩質安山岩で構成され、柱状節理が発達するもの(柱状節理相)と、角礫化の著しいもの(角礫岩相)からなる。柱状節理相は、顕著な柱状節理が横倒し(貫入面に対し垂直方向)になった状態で露出している。貫入面付近では急冷によりガラス質となっているが、破碎はしていない。一方、角礫岩相は、網走層の一般的なハイアロクラスタイトとは異なり、角礫には急冷縁が認められず、破碎が進んでいない塊状の部分と破碎が進んだ部分が漸移せずに分かれているという特徴がある。八幡ほか(1995)はこれを「貫入角礫岩」と呼んだ。すなわちこの岩体は少なくとも 2 回の貫入により形成された複合岩体と見なされる。

網走市台町で海食崖を成す安山岩質の貫入岩は、現地では“ポンモイ柱状節理”と呼ばれ、網走市の指定天然記念物・網走市指定文化財となっている。放射状の顕著な柱状節理が発達する。中央部は放射状節理、周縁部では岩脈状の横倒しの柱状節理へと移行しており、貫入岩体の冷却様式により節理系の方向が変化したと考えられる。車止内層の泥岩・泥岩に貫入するとされる(島田, 1961)が、現在は接触面は観察できない。

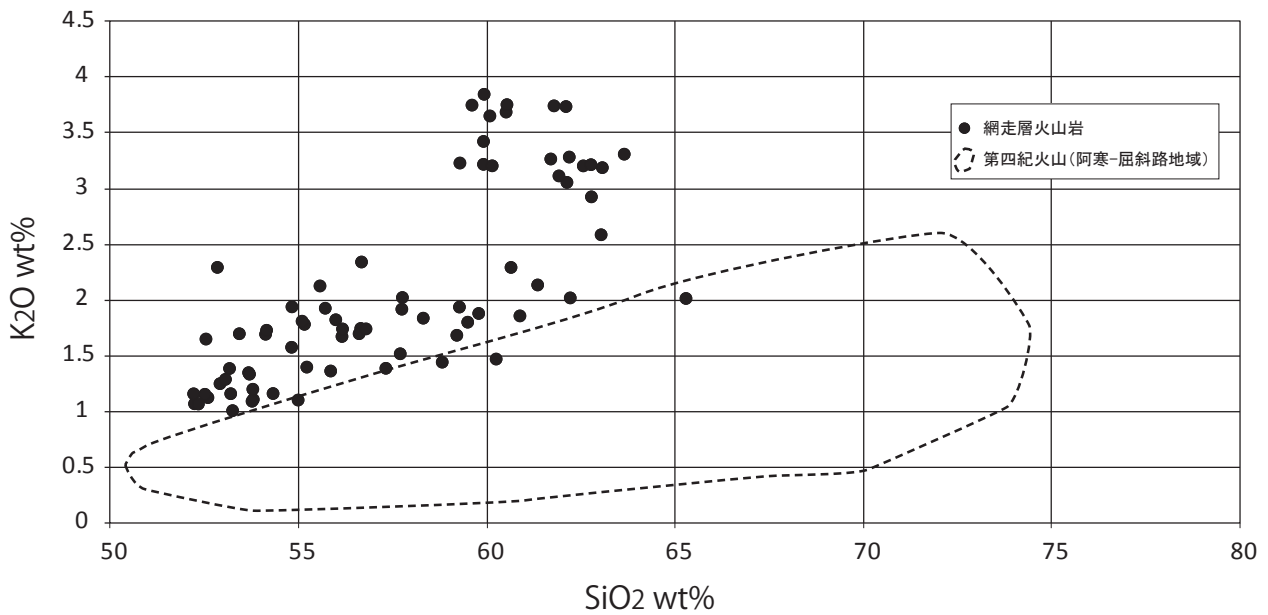
これらの他、幅数 m 程度の小規模な玄武岩質安山岩～安山岩岩脈が、網走層の火山岩類や堆積岩類に貫入している。小岩脈は上部で破碎が進んでおり、途中から網走層の層理面と平行な方向に変化して、シルや岩株へ移行している(第 4.8 図 L)。

4.4.4 岩石学的性質

網走層の火山岩類は玄武岩質安山岩～デイサイトであり、玄武岩質安山岩～安山岩が卓越する(第 4.9 図)。玄武岩質安山岩は能取岬の溶岩・火砕岩相を構成するほか、美岬大橋北方及び網走市港町で貫入岩として認められる。斑晶鉱物の量比は 15～30 vol.% 程度で、斜方輝石かんらん石単斜輝石玄武岩質安山岩が卓越する。ただし、美岬大橋北方の貫入岩は完晶質のドレイイト(第 4.9 図 F)、港町の貫入岩は斜方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩である。かんらん石は一般にイディングサイト化しているが、まれにかんらん石斑晶が残存していることもある。単斜輝石・斜方輝石・斜長石斑晶は一般に新鮮である。石基はインターグラニューラー～インターサータル組織を成す。

安山岩は地域内において広く認められる。斑晶量 15～40 vol.% 程度の斜方輝石単斜輝石安山岩が卓越するが、SiO₂ = 58～60 wt% 以上のものは単斜輝石斜方輝石安山岩となる。斑晶をほとんど含まないガラス質安山岩も一部に産する。石基はインターサータル組織を成す。

デイサイトは二ツ岩で貫入岩として認められるほか、北方の海岸～バイラギ川、ピットカリ川で軽石凝灰岩として産する。前者は斑晶量 5～15 vol.% の単斜輝石含有斜方輝石角閃石デイサイト、二ツ岩北方の海岸～バイ



第 4. 10 図 網走層火山岩類の主成分化学組成

網走層の火山岩類は、北海道東部の第四紀火山岩類に比べ K_2O にやや富む (広瀬・中川 (1999) に基づく)。

ラギ川、ピットカリ川の軽石凝灰岩は斜方輝石含有角閃石デイサイトである。

網走層の火山岩類は、ほぼ例外なく変質作用を受けている。変質の程度は一般に軽微であり、石基ガラスの一部やかんらん石斑晶が緑泥石やスメクタイト、炭酸塩鉱物などに置換されているほか、直径約 1 mm 以下の黄鉄鉱が生成していることがある。また、気泡内を放射状の沸石が充填したり、節理に沿って炭酸塩脈や石英脈が形成されていることがある。

網走層の火山岩類は、アルカリ元素に比較的富む傾向がある (第 4. 10 図)。特に、網走市天都山^{てんと}付近に分布する一部の火山岩類 (Yamagishi and Goto, 1991) はカリウムに特に富む傾向があり ($SiO_2 = 60$ wt% 前後で $K_2O = 3.5 \sim 4.0$ wt% に達する)、Le Bas and Streckeisen (1991) の trachy-andesite に相当する。北海道の後期中新世～第四紀火山岩において、これほどカリウムに富む火山岩は例がない。

4. 4. 5 堆積環境

網走層の玄武岩質安山岩～安山岩は一般にハイアロクラスタイトの産状を呈し、枕状溶岩はごく一部で観察される程度である。水中火山岩は一般に深海では枕状溶岩、浅海ではハイアロクラスタイトやマグマ水蒸気爆発堆積物、水中ストロンボリ式噴火堆積物の産状をとることが多いが、網走層の火山岩ではハイアロクラスタイトが卓越すること、能取岬周辺のハイアロクラスタイトに

赤色酸化岩片が伴われることも考慮すると、網走層の堆積環境は浅海域～一部陸域であったと推定される。また、溶岩や破砕度の低いハイアロクラスタイト (噴出中心近傍相) の分布範囲が、走向と海岸線がほぼ一致する能取岬でも数キロメートルを越えないこと、噴出中心近傍相が網走層分布域の各地に散在することから、網走層を形成した火山活動は小規模な火山体が浅海域に散在する多島海的な環境であった可能性がある。一方、網走層の同時異相として、泥岩を主とする鱒浦層が能取湖北方、網走市街地及びその南方に分布する。鱒浦層分布域では網走層の噴出中心近傍相が認められないか発達が悪いことから、噴出中心に近く火山岩や水中土石流 (デブリフロー) が到達しうる場所では網走層、火山体からやや離れているか地形の起伏により粗粒堆積物が到達しにくかった場所では後述する鱒浦層が堆積していた可能性が示唆される。

4. 4. 6 放射年代

網走層からはこれまでに広瀬・中川 (1999)、八幡ほか (1995)、通商産業省 (1992)、Yamagishi and Goto (1991) など多くの K-Ar 年代が報告されている。第 4. 2 表に、網走地域及び近接する範囲の網走層及び関連する岩脈から報告された K-Ar 年代値を示す。著しくかけ離れた年代値を除いても、誤差も考慮すると年代値の大半は 12 ～ 6 Ma の間で広くばらついている。たとえば能取岬周辺の溶岩・火砕岩相からは、 10.62 ± 0.92 Ma (八

第 4. 2 表 網走層の火山岩類から報告されている放射年代値一覧

網走層の火山岩類からは、広瀬・中川(1999)、八幡ほか(1995)をはじめ多くの K-Ar 年代値が報告されている。これらは AB-3(八幡ほか, 1995)・Ab-f2(広瀬・中川, 1999)など一部を除き、おおむね中期中新世末～後期中新世初頭に相当する年代値を示している。

地点	文献	試料名	地層名および岩石名 (岩石名は文献に従った)	測定対象	年代値	大気アルゴン(%)	変質の状況(文献の記載による)
網走市美岬 (能取岬)	八幡ほか(1995)	K-17-9	網走層 溶岩・火砕岩相 かんらん石斜方輝石単斜輝石玄武岩	全岩	10.62±0.92 Ma	78.3	かんらん石は全て粘土鉱物に置換 石基はほぼ新鮮
網走市美岬 (能取岬)	広瀬・中川(1999)	Ab-a8	網走層 溶岩・火砕岩相 斜方輝石かんらん石単斜輝石 玄武岩質安山岩	石基*	8.41±0.43Ma	61.61	かんらん石はしばしば粘土鉱物に置換 石基はほぼ新鮮
網走市向陽ヶ丘	八幡ほか(1995)	AB-7	網走層 溶岩・火砕岩相 かんらん石単斜輝石玄武岩	全岩	11.19±1.25 Ma	86.8	かんらん石は全て粘土鉱物に置換 石基はほぼ新鮮
網走市潮見	八幡ほか(1995)	AB-5	網走層 溶岩・火砕岩相 かんらん石単斜輝石玄武岩	全岩	9.96±0.39 Ma	51.9	かんらん石は全て粘土鉱物に置換 石基鉱物の粒間に粘土鉱物(ガラスから置換)
網走市ニッ岩	広瀬・中川(1999)	Ab-f2	網走層 貫入岩 斜方輝石単斜輝石含有安山岩	石基*	3.39±0.18Ma	85.61	斜方輝石斑晶の一部と石基ガラスの 一部が粘土鉱物に置換
網走市ニッ岩	広瀬・中川(1999)	Ab-g1	網走層 貫入岩 斜方輝石含有角閃石安山岩	石基*	7.58±0.39Ma	75.13	石基ガラスの一部が粘土鉱物に置換
網走市ニッ岩	通産省(1992)	MOKOTO-02	網走層 溶岩・火砕岩相 角閃石安山岩	全岩	6.56±0.64Ma	85.3	-
網走市ニッ岩	通産省(1992)	MOKOTO-02	網走層 溶岩・火砕岩相 角閃石安山岩	全岩	6.58±0.64Ma	85.0	-
網走市港町 (ボンモイ)	広瀬・中川(1999)	Ab-h2	網走層 貫入岩 斜方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩	石基*	7.14±0.37Ma	60.78	石基ガラスのごく一部が粘土鉱物に置換
網走市港町 (ボンモイ)	八幡ほか(1995)	AB-3	網走層 貫入岩 単斜輝石玄武岩(貫入角礫岩)	全岩	4.49±0.59 Ma	89.1	極めて新鮮
網走市東網走	Yamagishi and Goto (1991)	-	網走層 溶岩・火砕岩相 単斜輝石粗面安山岩	全岩	6.60±0.20Ma	47.4	-
網走市東網走	Yamagishi and Goto (1991)	-	網走層 溶岩・火砕岩相 単斜輝石粗面安山岩	全岩	6.92±0.21Ma	46.2	-

幡ほか, 1995) 及び 8.41 ± 0.43 Ma (広瀬・中川, 1999), ピットカリ川中流の溶岩・火砕岩相からは 11.19 ± 1.25 Ma (八幡ほか, 1995), 網走市潮見の溶岩・火砕岩相からは 9.96 ± 0.39 Ma (八幡ほか, 1995), 呼人東方の溶岩・火砕岩相からは $6.92 \sim 6.60$ Ma (Yamagishi and Goto, 1991), 東藻琴の孔井試料として採取された溶岩・火砕岩相からは $11.3 \sim 9.69$ Ma (通産産業省, 1992) が報告されている。また、網走層の貫入岩類からは、ニッ岩の岩脈から 7.58 ± 0.39 Ma (広瀬・中川, 1999) 及び $6.58 \sim 6.56$ Ma (通産産業省, 1992), 網走市港町の岩脈からは柱状節理相から 7.14 ± 0.37 Ma の K-Ar 年代 (広瀬・中川, 1999), 角礫岩相から 4.49 ± 0.59 Ma の K-Ar 年代 (八幡ほか, 1995), ニッ岩北方に露出する岩脈から 3.39 ± 0.18 Ma の K-Ar 年代 (広瀬・中川, 1999) が報告されている。なお、ニッ岩北方に露出する岩脈 (Ab-f2) の年代については、網走層の一般的な火山岩と比べてやや変質の影響が大きく、大気起源 ^{40}Ar 量が 85% を越えている (広瀬・中川, 1999) ことから、年代値の取り扱いには注意を要する。網走層から得られた放射年代値はこのようにばらつきが大きい、地域による系統的な違いがあるようには見えない。火山活動そのものが長期間にわたった可能性、火山岩が受けた変質作用が年代値に影響している可能性などさまざまな要因が考えられるが、現時点では原因の絞り込みは難しい。

一方、Imaoka and Itaya (2004) や Ryu *et al.* (2011) は K-Ar 年代測定において、火山岩中の単斜輝石や斜長石斑晶を対象とした年代値にくらべ、全岩を対象とした年代値が有意に若い年代を示すことを報告し、鏡下観察で変質が軽微と判断された試料においても、変質により年

代値の若返りが生じていることを示した。網走層の火山岩類は、変質に弱いかんらん石斑晶が残存している場合があるなど、日本国内の第三紀火山岩類と比較して変質の影響が軽微である。しかし、石基ガラスについてはその一部が粘土鉱物に置換されている場合がある。K-Ar 年代値のばらつきは、ほぼ新鮮に見える網走層の火山岩類においても年代値が変質作用の影響を受けている可能性を示唆している。今後、斑晶を対象とした高精度な K-Ar 年代測定法による再測定などにより、放射年代の検証が必要であろう。

4. 4. 7 微化石年代

小泉 (1988) は本地域内の網走層の砂岩の 1 試料から珪藻化石を報告し、Yanagisawa and Akiba (1998) の珪藻化石帯 NPD5C 帯に相当する珪藻化石帯に対比している。しかし、産出リストによれば *Denticulopsis praekatayamae*, *Thalassionema schraderi* とともに *Denticulopsis lauta* と *Actinocyclus ingens* var. *nodus* が産出する。前 2 種、後 2 種の生存範囲は重ならない (Yanagisawa and Akiba, 1998) ので、後 2 種を再堆積した化石と考え、前 2 種の生存期間を重視すると、*Denticulopsis katayamae* も *Denticulopsis dimorpha* も産出していないものの NPD5D 帯上部 (9.6–9.3 Ma) ないし NPD6A 帯 (9.3–8.7 Ma) にあたる可能性がある。今回の調査においても小泉 (1988) と同地点と見られる露頭で試料を採取したが、珪藻化石を検出できなかった。

次に、渦鞭毛藻シスト化石の検討結果について述べる。能取半島北岸の海食崖における網走層最上部 (網走層/呼人層境界部) 及び能取漁港付近の礫岩砂岩泥岩相

分布域の試料を検討した結果, *Spiniferites aquilonius sensu Matsuoka and Bujak* (1988), *S. hexatypicus*, *S. ramosus ramosus*, *Spiniferites* spp., *Lejeunecysta hyalina*, *Lejeunecysta* spp., *Capillicysta fusca*, *Operculodinium* spp. などが卓越する *S. hexatypicus* 帯(林ほか, 2018)に対比される群集が産出した。本群集には明確な年代示準種が含まれないものの, 北太平洋地域において *C. fusca*, *S. aquilonius*, *S. hexatypicus* は, 中期中新世から産出しはじめるとされており, 少なくとも網走層最上部は中期中新世後期以降の年代に対比される。

これら生層序による推定と放射年代値を総合的に考慮すると, 本層の年代は中期中新世末から後期中新世前期にあたと推定される。網走層を覆う呼人層の最下部には海緑石を含む砂岩が認められ, 網走層の堆積終了から呼人層の堆積開始までである程度の時間間隙があった可能性が示唆される。ただし, 後述の呼人層下部の渦鞭毛藻シスト化石層序による年代推定を考慮すると, 網走層最上部と呼人層下部の年代はいずれも同じ化石帯に属し, 大きな時間間隙は想定されない。

4.5 鱒浦層 (Ma)

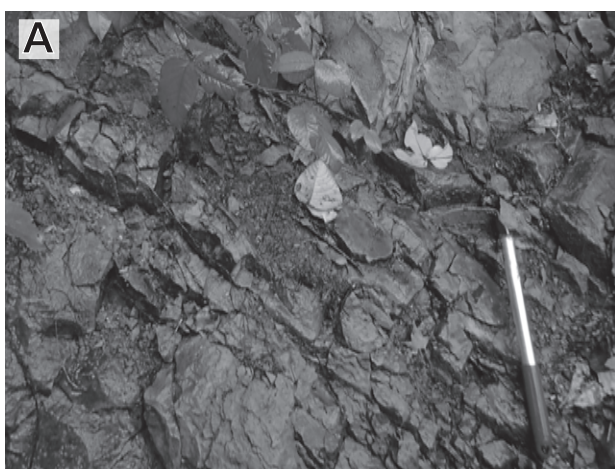
命名・定義 島田・矢崎(1956)により定義。能取湖口の西の海岸において従来呼人層と呼ばれていた珪藻質泥岩層の下半部から, 中期中新世後期から後期中新世前期を示す珪藻化石が産出し, 上半部との間に時間間隙があることがわかったため(渡辺ほか, 2018), この報告ではこの層準を岩相と時代の類似性から鱒浦層に含める。

模式地・分布 模式地は網走市鱒浦(「小清水」地域内勇仁川東の沢中流から沢口)。網走市街南部の海成段丘

面の基盤として断片的に露出するほか, 能取湖湖口の西に局所的に分布する。

層序関係 網走市周辺では, 本層は網走層と同時異相関係にある(島田・矢崎, 1956; 島田・矢崎, 1959; 島田, 1961)。露出が断片的なため詳細は必ずしも明らかではないが, 駒場では鱒浦層の砂岩(第4.11図A)が北に向かってしだいに凝灰質となり, 網走層のハイアロクラスタイト~火山礫凝灰岩に移化するようにみえる。また鱒浦層砂岩が網走層の塊状溶岩~ハイアロクラスタイトに覆われる一方, 南隣の小清水地域(島田・矢崎, 1959)では, 網走層の火砕岩類の上位に鱒浦層の珪藻質泥岩が累重している。これらから, 鱒浦層と網走層は同時異相の関係にあると考えられる。下位の常呂層との関係については, 能取湖湖口の西方において両層の境界部が第四系に覆われるため不明である。同地域では上位の呼人層に整合的に覆われるが, 呼人層との間に化石珪藻帯の欠如により認識される約90万年の時間間隙が認められる。**岩相・構造** 藻琴台地の海岸及び台地を開析する沢では, 暗灰色~帯緑灰色の塊状砂岩~泥岩からなる(第4.11図A; 第4.11図B)。

能取湖湖口の西の海岸では, 本層は緑色を帯びた暗灰色の塊状珪藻質泥岩からなる。厚さ10~20cmのガラス質ないし軽石質の凝灰岩層が多数挟在する。本層の塊状珪藻質泥岩は呼人層下部の細礫を含む砂質泥岩に平坦な境界で覆われる。後述のようにこの境界に珪藻化石帯が欠如する時間間隙がある。こうした泥質堆積物中の時間間隙に伴ってしばしば海緑石層が発達し(例えば柳沢・渡辺, 2017; 渡辺, 1990), 網走地域でも網走層-呼人層境界に海緑石層が認められるが, 鱒浦層-呼人層境界付近には海緑石は認められなかった。



第4.11図 鱒浦層の露頭写真

- A. 鱒浦層の砂岩。淘汰のよい中~細粒砂岩で, 全般に塊状だが, 一部で平行葉理が発達する。網走市駒場。
- B. 鱒浦層の砂質泥岩。細粒砂岩と泥岩の互層から構成される。網走市駒場。

堆積環境 鱒浦層と網走層は、網走市付近で指交関係にあるように見えること、及び次に述べる本層の年代から見て同時異相である。網走層が分布する能取半島付近で生じた海底火山活動の東側と西側に珪藻の生産量が高い海域があり、しかも碎屑物の供給が遮られる堆積盆があったことを示す。

化石年代 秋葉(1979)は模式地周辺の珪藻質泥岩から Akiba and Yanagisawa (1998)の珪藻化石帯 NPD5B 帯に相当する珪藻化石を報告している(ただし詳細な試料採取地点は示されていない)。能取湖湖口西側の本層からは、*Denticulopsis simonsenii* を多産し *D. praedimorpha* 及び *D. dimorpha* を産出しない NPD5C 帯に当たる珪藻化石群集と、*D. simonsenii*, *D. vulgaris* を多産し *D. dimorpha* を伴うが *D. praekatayamae* や *D. katayamae* を伴わない NPD5D 帯下部に相当する珪藻化石群集が認められた。(第4.14図; 渡辺ほか, 2018)。能取湖湖口の西側に分布する鱒浦層はこれまで呼人層に一括されていたが、今回の調査で中期中新世末から後期中新世初めの地層であることがわかった。これら三つの珪藻化石帯の示す年代は 12.6–9.6 Ma で、中期中新世後期から後期中新世前期に相当し、前述した網走層の年代と重なる。

4.6 呼人層 (Ys, Yd)

命名・定義 佐々・井上(1939a)による。本報告では佐々・井上(1939c)の能取層と呼人層を一括して呼人層として再定義した。

模式地・分布 模式地は網走市呼人(JR石北本線呼人駅付近)。美岬丘陵の中央～西西部、天都山周辺の丘陵西西部を構成するほか、能取湖湖口の西に局所的に分布する。**層序関係** 美岬丘陵では本層は下位の網走層を整合的に覆う。境界部には海緑石砂岩が挟在し、本層の基底とした。能取湖湖口の西では下位の鱒浦層に整合的に重なるように見えるが、珪藻化石によれば両層の間に時間間隙がある。ただし地質構造の不調和や明瞭な侵食面は認められない。

岩相・構造 本層は珪質頁岩、塊状珪藻質泥岩を主とし、砂岩・凝灰岩を伴う。従来「能取層」とされた部分では珪質頁岩相、従来から呼人層とされている部分では塊状珪藻質泥岩相が卓越する。

北日本に広く分布する珪質頁岩と珪藻質泥岩は露頭では見かけが大きく異なるが、両者は初生的には同じ珪藻質泥質堆積物であり、前者は続成がより進んで珪藻殻由来のシリカ鉱物が増加し割れ目が発達した硬い岩石となったものである(Kano, 1979; Iijima & Tada, 1981; 福沢, 1985など)。両者の境界は続成作用の程度に起因するため、一般に地質構造ないし同時面と調和的でないことが多い。年代の項で述べるように、従来美岬丘陵で“能取層”と“呼人層”と呼ばれ、それぞれ珪質頁岩と珪藻

質泥岩からなる地層は、後述のように珪藻化石帯 NPD6B 帯上部から NPD7Bb 亜帯に相当する。一方それと同じ化石珪藻帯にあたる地層は能取湖湖口西方の海食崖ではすべて珪藻質泥岩である。すなわち同層準に珪質頁岩と珪藻質泥岩の両方が認められ、両岩相境界は時間面と斜交する。岩相境界の上下で初生的岩相はほぼ同じであると考えられるので、本報告では珪質頁岩からなる美岬層における従来の“能取層”と、珪藻質泥岩からなる従来の“呼人層”を一括し、呼人層として再定義することとした。ただし、珪質頁岩と珪藻質泥岩は物理的には性質の異なる岩石であるので、地質図では両者を区別して塗色した。岩相境界は漸移的であり、また一部は地質構造とも斜交する。

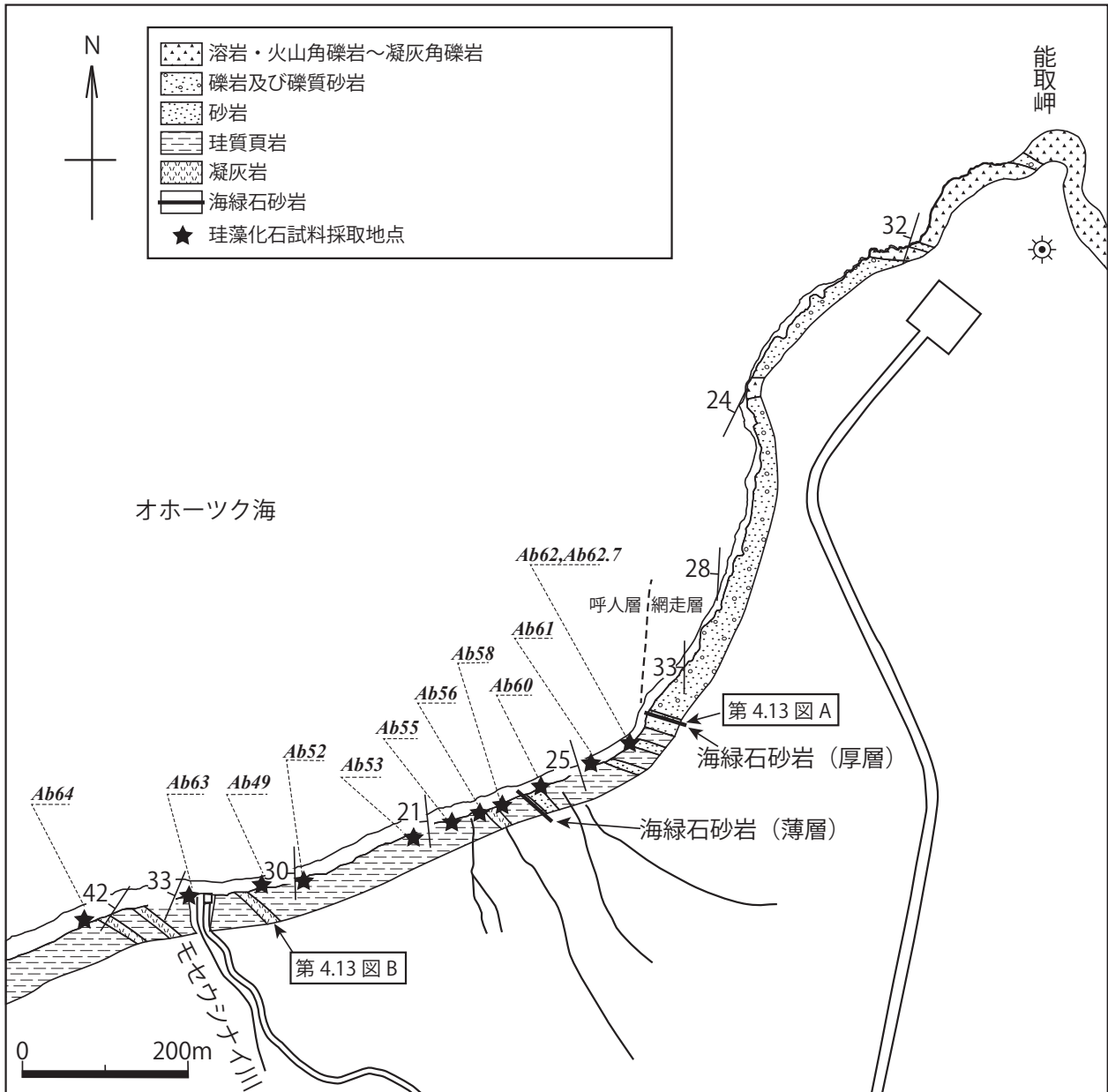
4.6.1 珪質頁岩相 (Ys)

美岬丘陵における呼人層の大半は、島田(1961)をはじめとする既往研究で「能取層」とされた地層におおむね相当する。珪質頁岩を主とし、塊状泥岩、凝灰質泥岩、珪藻質泥岩、凝灰岩を伴う。能取半島北岸では厚さ約 500 m に達する。下位の網走層と本相との関係は、能取岬西方の海岸でよく観察できる(第4.12図)。網走層の最上部を構成する砂岩は、層序的に上位(西側)に向かってしだいに細粒となり、目立った構造変化を伴わず珪質泥岩～泥岩に漸移する(第4.13図A)。網走層との境界付近には極細粒砂～細粒砂からなる厚さ数 cm 以下の海緑石砂岩層を伴う泥岩が認められ、その下面を両層の境界とした。この海緑石砂岩層は能取半島において、網走層との境界部に断続的に露出している。

能取半島中部のバイラギ川支流、ポンバイラギ川、ピットカリ川では、呼人層の基底付近に著しく珪質でチャート様の銜色を呈する珪質頁岩が伴われる(第4.13図C)。また、基底部には厚さ数 10 cm～3 m の凝灰岩が少なくとも 3 層、中部～上部には露出不良で詳細不明ながらも厚さ 1～4 m 以上の凝灰岩が 2 層認められる(第4.13図B)。凝灰岩層はガラス質で、珪質頁岩に挟在する凝灰岩層はしばしば粘土化している。いずれもデイサイト質であり、岩石学的性質の多様性は乏しい。

網走層との境界付近では構造的に上位に向かって岩相は次第に珪質頁岩へと漸移するが、さらに上位では目立った岩相変化はない。能取半島北岸の海食崖の珪質頁岩は、より珪質で硬い部分とより泥質で柔らかい部分が 10～数 10 cm ごとに互層するいわゆる硬軟互層であり、石灰質ノジュールが挟在する。硬質な部分はポーセラナイトで、軟質な部分はより泥質な珪質岩である。

半島内の道路沿いや河床の露頭では、本相の珪質頁岩は不明瞭な層状を呈する。岩相変化に乏しく、層状の割れ目は構造が一定しないため、凝灰岩や泥岩などの挟みがない場合、地層の構造を把握することは極めて難しい。また風化すると軟質となるため、露出に乏しくさま



第 4.12 図 能取半島北海岸(能取岬及びその西方海岸)のルートマップ

ざまな規模の地すべり地形も発達する。

4.6.2 珪藻質泥岩相(Yd)

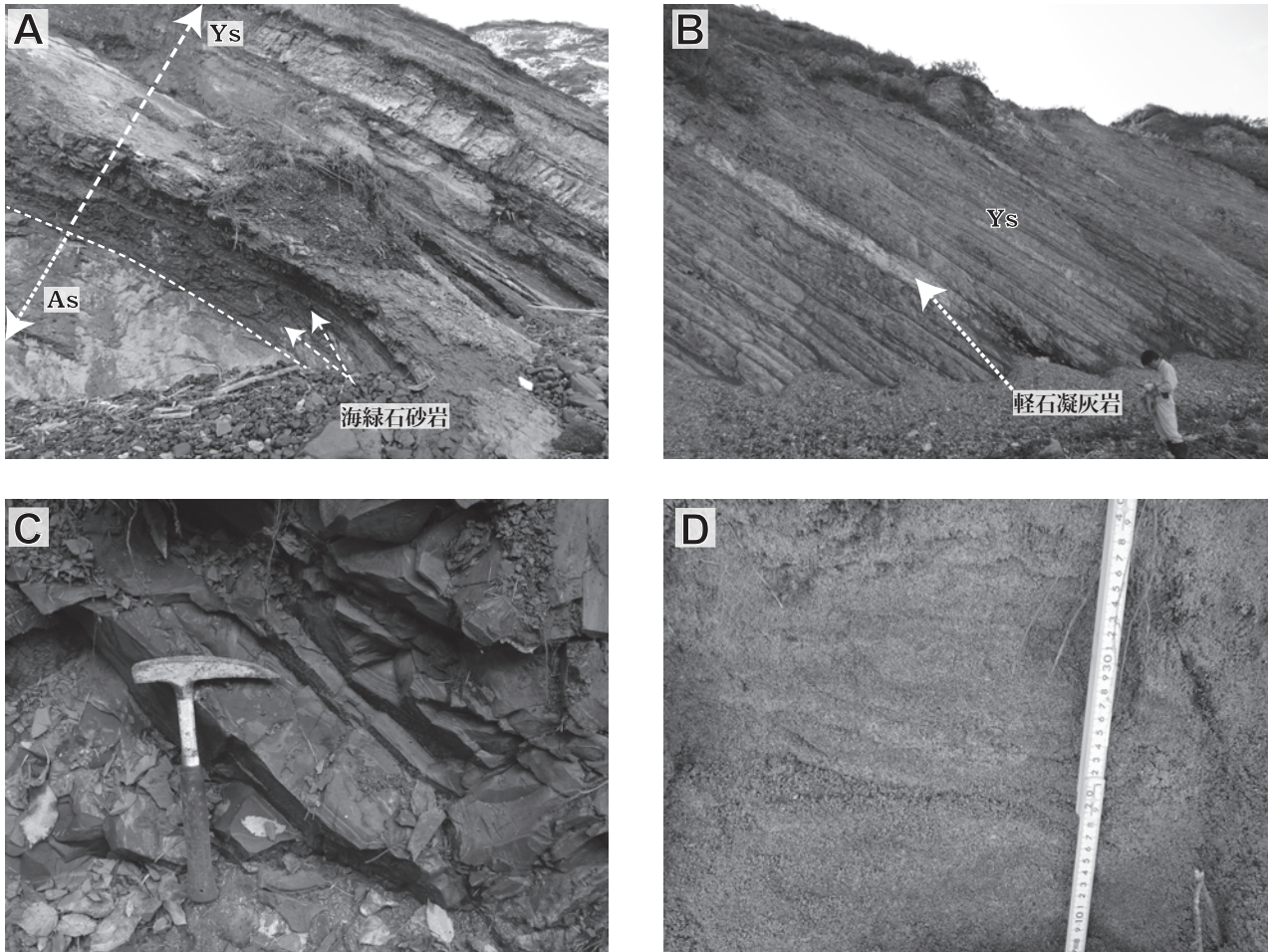
美岬丘陵の西半部に広く分布し、層厚は美岬丘陵北部で厚さ約 200 m、二見ヶ岡東方で厚さ約 180 m 以上である。珪質頁岩相と比べより軟質になるとともに、層状の割れ目がなくなって徐々に塊状になり、灰白色～黄白色の塊状珪藻質泥岩に漸移する。塊状珪藻質泥岩は風化すると極めて軟質となり、土砂状の厚い斜面堆積物を伴う緩斜面を形成していることがある。このため珪藻質泥岩相の分布域では深い沢の底を除き露出に極めて乏しい。網走市大曲では砂岩・凝灰質泥岩互層が挟在する(第

4.13 図 D)。全体として泥岩が優勢だが南部では砂岩の量比がやや増大する。砂岩は極細粒砂～中粒砂サイズである。

一方、能取湖湖口の西の海食崖にも続成作用が進んでいない暗灰色の珪藻質泥岩が露出し、鱗浦層を不整合に覆う。層厚は約 40 m である。なおこの地区の鱗浦層はかつて呼人層に一括されていたものである。

4.6.3 堆積環境

全体として細粒な層相で、層理に乏しく波浪の影響を示す堆積構造は認められない。珪質岩は海生珪藻化石殻を多量に含み外洋生種を比較的多く含むこと(渡辺ほか、



第 4. 13 図 呼人層の露頭写真

- A. 呼人層と網走層の境界部. 左下の砂岩層(網走層礫岩砂岩泥岩相(As))から, 右上の呼人層珪質頁岩相へと変化する. 呼人層基底には海緑石砂岩が発達し, 両層の間には時間間隙が推定される. 網走市美岬(能取岬).
- B. 呼人層の珪質頁岩相(Ys)とそれに挟在する軽石凝灰岩. 網走市美岬(能取岬).
- C. 続成が進んだ呼人層の珪質泥岩. 著しく堅硬で飴色を呈し, 破断面には貝殻状割れ目が発達するなど, 一見するとチャートに類似する. 網走市美岬(バイラギ川).
- D. 呼人層の砂岩. 呼人層は全体として珪質泥岩・珪藻質泥岩が卓越するが, 斜交層理の発達した砂岩層を挟有することがある. 網走市大曲.

2018), 海生貝化石や有孔虫化石の産出が報告されていることから陸棚から陸棚斜面域の環境と考えられる.

4. 6. 4 年代

年代を示準する大型化石は確認されなかった. 下半部は続成が進んでいるため珪藻化石が産出しないが, 上半部からは多量の珪藻化石を産出する. また, 続成が進んだ下半部においても, 石灰質ノジュールから保存の悪い珪藻化石が産出する(渡辺ほか, 2018). それをもとに, 本層の珪藻化石年代について以下に述べる(第4. 14図).

能取湖東側の海食崖では, 最下部を除く珪質頁岩相中の石灰質ノジュールから保存の悪い珪藻化石が産出し

た. 殻が厚く溶解しにくい *Coscinodiscus marginatus* を多産し, *Rouxia californica*, *Tharassiosira antiqua*, *T. marujamica* を伴うことから, これらの化石群集は NPD 7A 帯(7.7–6.5 Ma)に相当すると判断される(第4. 14図). 一方珪質頁岩相下部, 網走層との境界から約 60 m 上位の泥岩中の石灰質ノジュール試料 Ab61(第4. 14図)からは非常に保存の悪い珪藻化石が産出し, 時代決定に有効な珪藻化石は含まれなかったものの, *Actinocyclus ingens* が *C. marginatus* と同じくらい多産する. *A. ingens* の多産は一般に NPD 6B 帯よりも古い時代に見られ, *C. marginatus* の多産は NPD 6B 帯より新しい時代に特徴的であるので(Yanagisawa and Akiba, 1998), この試料の珪藻化石群集

が示す時代は NPD6B 帯 (8.7–7.7 Ma) である可能性がある (渡辺ほか, 2018). 能取湖東側の海食崖における珪藻質泥岩相については, かつて存在した露頭から採取した試料を用いて柳沢・山口 (2017) が珪藻化石層序を検討しており, 珪藻質泥岩相は NPD7Ba 帯上部から 7Bb 亜帯 (6.5–3.9 ないし 3.5 Ma) に相当することが示されている. 一方, 能取湖東岸の美岬丘陵に分布する珪藻質泥岩相から散点的に採取した試料は, 珪質頁岩相との境界付近から採取したものを含めてすべて NPD7A 帯を示すので (渡辺ほか, 2018), 珪質頁岩相と珪藻質泥岩相の境界は海岸と陸側で異なる珪藻化石帯にあたる, つまり境界が同時面と斜行していることがわかる.

能取湖湖口の西では, 下位の鱒浦層との境界直上から *Thalassionema schraderi* が産出し, NPD6B 帯 (8.7–7.7 Ma) を示す. 呼人層と美岬層との境界付近は NPD7A 帯 (7.7–6.5 Ma) で, 美岬丘陵に認められる NPD7Ba 及び 7Bb 亜帯が欠如している. すなわち呼人層上限の年代が能取半島より古い. 以上からここでの呼人層の年代幅は 8.7–6.5 Ma となり, 下位の鱒浦層との間には NPD5D 帯上部と NPD6A 帯に相当する少なくとも 90 万年間以上の時間間隙がある. また美岬層の項で述べるように美岬層との間にも年代差が想定される. また, ここでの呼人層の珪藻化石帯は能取湖口東の海食崖における珪質頁岩相と同じであるが, 岩相はすべて珪藻質泥岩相である.

次に渦鞭毛藻シスト化石の検討結果について述べる. 珪藻化石を検討したのと同一のセクションである能取湖東側の海食崖において網走層最上部 (地層境界の下位) ~呼人層珪質頁岩相にかけての渦鞭毛藻シスト化石を検討した結果, 珪藻化石により NPD6B 帯 (推定) ~ NPD7A 帯に対比される層準は, 群集変化に基づき 3 つの化石帯に区分された (林ほか, 2018). この地点では東側に下位の網走層, 西側に呼人層珪質頁岩相が分布し, 西側が構造的に上位となる. 網走層最上部~呼人層の基底部にかけは *Achomosphaera* spp., *Spiniferites* spp. などの属が卓越し, *Capillicysta fusca*, *Lejeunecysta hyalina*, *Lejeunecysta* spp., *Operculodinium* spp., *Selenopemphix brevispinosa* などが伴われる *Spiniferites hexatypicus* 群集帯である. より西側では *Achomosphaera*, *Spiniferites* などの属の産出数, 産出種数が減少し, *Lejeunecysta* spp., *Operculodinium* spp., *Selenopemphix nephroides*, *Tectatodinium* spp. が卓越し, *Brigantodinium* spp., *Filispheera filifera*, *Spiniferites* spp. などが伴われる *S. nephroides* 群集帯となる. さらに西側では *Trinovantedinium* spp. が極めて卓越し, *Lejeunecysta* spp., *Operculodinium* spp., *Selenopemphix* spp. などが伴われる *Trinovantedinium* spp. 群集帯となる. また, これらの能取湖東側の海食崖で確立した化石帯に基づいて, 美岬丘陵の内陸側に分布する珪質頁岩相の渦鞭毛藻シスト化石を検討し, *S. hexatypicus* 帯~ *Trinovantedinium* spp. 帯の群集が得られることを確認した. 同じく美岬丘陵の内

陸側 (珪藻質泥岩相の分布域) で採集した試料からは, 能取湖東側の海食崖において珪質頁岩相のうちより上位から産したものと同一 *Trinovantedinium* spp. 帯の群集が産出した. この結果は呼人層における珪質頁岩相と珪藻質泥岩相の続成境界が同時面と斜交するとする珪藻化石の検討結果と相補的である.

S. hexatypicus 帯~ *Trinovantedinium* spp. 帯に産出する種のなかには明確な年代示準種は含まれないが, *C. fusca*, *Operculodinium israelianum*, *S. aquilonius sensu Matsuoka and Bujak* (1988), *S. hexatypicus* など, 中期中新世~後期中新世初期に産出し始める種を多く含む (Matsuoka, 1983; Matsuoka *et al.*, 1987; Matsuoka and Bujak, 1988; 小布施・栗田, 1999).

一方, 能取湖の湖口西側の海岸線に分布する呼人層最下部 (鱒浦層との不整合直上) では, 能取湖東側の海食崖において呼人層下部 (珪質頁岩相) から産出する *S. hexatypicus* 帯を欠き, 呼人層中部の *S. nephroides* 帯と同一の群集を産する. このことから, 能取湖西側の呼人層は, 東側に比べ堆積開始時期がやや遅いものと推定される. このことは, 能取湖東側の呼人層下部の珪藻化石群集の知見, 能取湖西側において珪藻化石層序により確認される呼人層と鱒浦層の間の時間間隙とも調和的のように見える.

4.7 美岬層 (Mi)

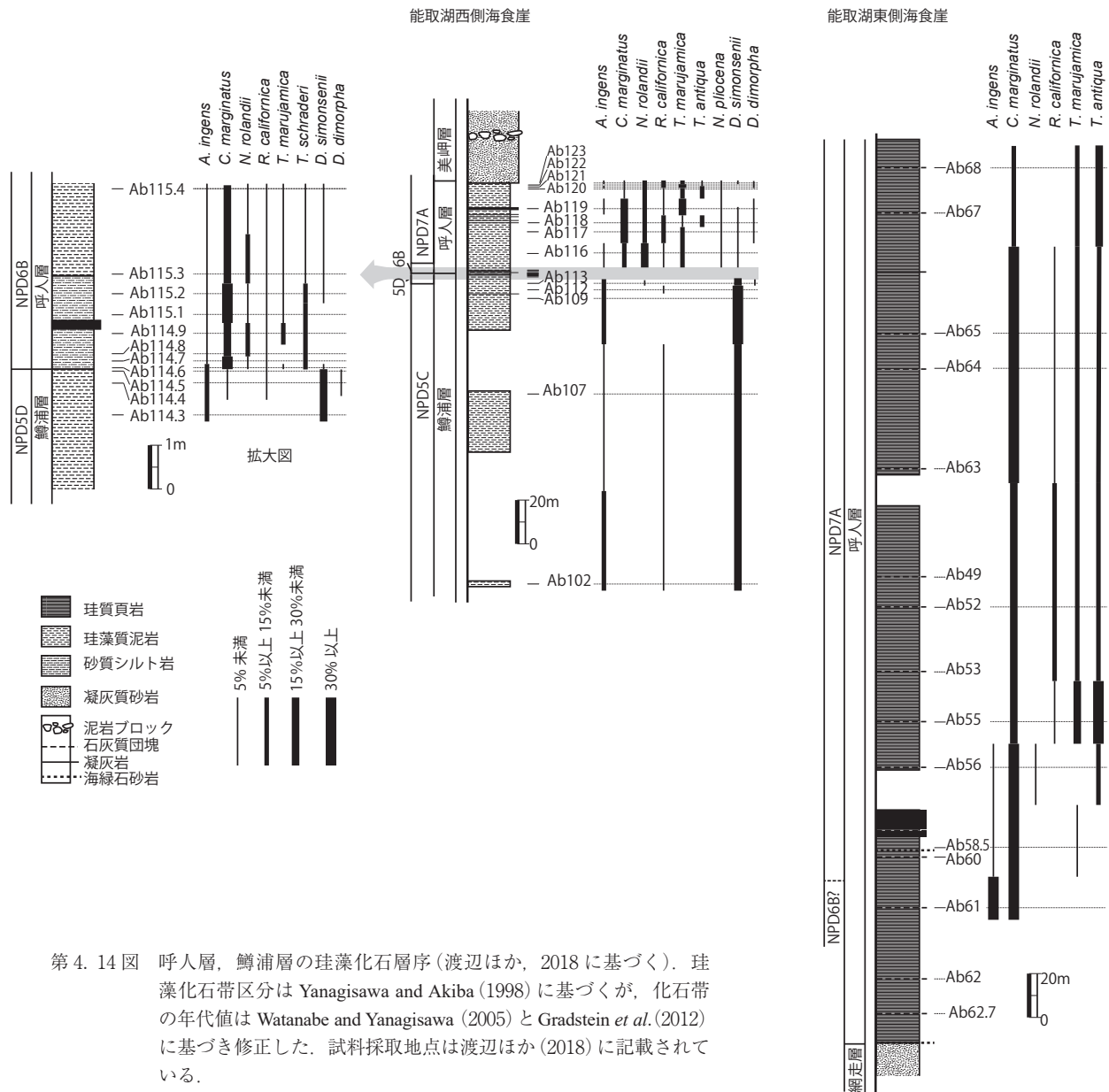
命名・定義 山口ほか (1961).

模式地・分布 模式地は網走市美岬. 能取湖の湖口付近及び網走湖北西の二見ヶ岡に分布.

層序関係 能取湖の湖口西方では, 美岬層基底の砂質凝灰岩が下位の呼人層泥岩を明瞭な基底面を介して覆うが, 地質構造に大きな差は認められない. しかし美岬層基底の砂質凝灰岩が示す放射年代と, 直下の呼人層最上部から産出した珪藻化石が示す年代には有意な時間差があり, 不整合関係と考えられる. 一方, 能取湖の東では呼人層との直接の関係は観察できない.

岩相・構造 本層は砂質凝灰岩, 凝灰質の砂岩, 礫岩及び泥岩からなる. 上限が不明なため全層厚は明らかではないが, 能取湖の湖口の西側で 180 m, 東側で 200 m, 網走湖周辺で 150 m である.

最下部は粗粒な砂質凝灰岩で, その上位に凝灰質の極粗粒砂岩~中礫岩が累重する (第 4. 15 図). 全体に軽石片に富む. 礫の多くはよく円磨され, 表面が褐色に風化したやや珪質な細粒凝灰岩の円礫が目立つ. 平行層理が卓越し内部は塊状のものが多く, 平行葉理や斜交葉理が認められることもある (第 4. 16 図). 葉理が発達する礫質砂岩には, 長軸が南西側に傾斜するインプリケーションが認められる. そのうち三次元的に観察できる断面において礫の長軸及び傾斜角を測定し, 北東へ向かう



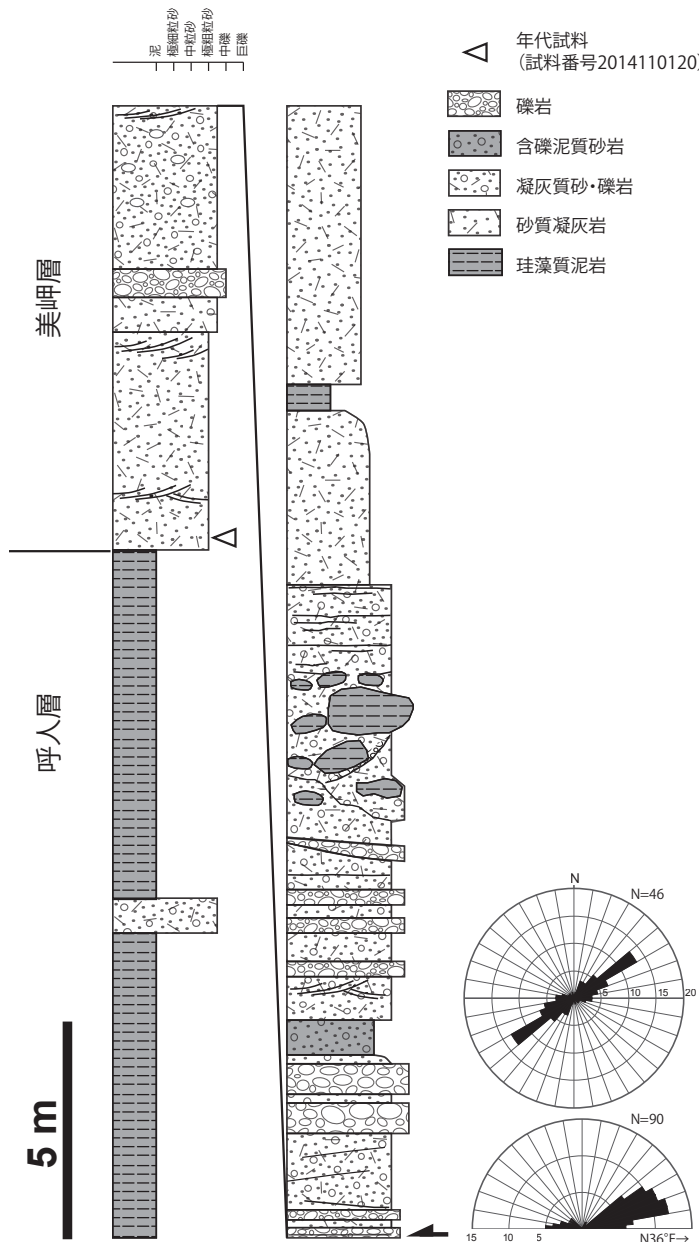
第 4. 14 図 呼人層，鱈浦層の珪藻化石層序(渡辺ほか，2018に基づく)．珪藻化石帯区分は Yanagisawa and Akiba (1998) に基づくが，化石帯の年代値は Watanabe and Yanagisawa (2005) と Gradstein *et al.* (2012) に基づき修正した．試料採取地点は渡辺ほか (2018) に記載されている．

古流向が得られた．礫質砂岩の一部はチャンネル構造を示し，最大径 2 m 程度までの珪藻質泥岩ブロックを特徴的に含む．泥岩ブロックは，断面ではわずかに円磨された長楕円形で，半固結～固結状態で取り込まれたものと考えられる．それぞれ異なる泥岩ブロック 10 個の珪藻化石を検討したところ，NPD5C, 5D, 7A, 7Ba の珪藻化石帯を示す珪藻化石が見つかった(渡辺ほか，2018)．これらの珪藻化石帯は鱈浦層と呼人層で確認されたものであり，泥岩ブロックがそれら下位の地層に由来することを示す．

碎屑物の特徴 美岬層の細礫岩から試料を採取し，鏡下観察を行った．礫種は多様であるが，細粒な凝灰岩礫が目立ち，他に安山岩質～珪長質(真珠岩組織を示すものを含む)の火山岩，基盤由来と考えられるチャートや玄

武岩質の火山岩，砂岩，花崗岩などの礫が認められた．一方，頁岩～粘板岩はきわめて少ない．結晶片は火山岩に由来すると考えられる自形・融食形の斜長石，石英が多く，ほかに単斜輝石，斜方輝石が認められる．採取試料にはスコリア片や軽石片は少量しか含まれておらず，そのうちスコリアが多数を占めた．

堆積環境 砂礫質の粗粒な層相から構成され，平行成層を主体として一部には平行葉理や斜交葉理が発達する砂礫層も認められるなど，非常に強い流れのもとで堆積したことを示す．礫はよく円磨された多様な礫からなる一方，下位の呼人層や鱈浦層起源と考えられる泥岩の大きなブロックを含むこと，明瞭なチャンネル構造を示すことなどから，海底のチャンネルを充填した重力流堆積物と解釈される．チャンネルの谷壁や谷底に呼人層・鱈浦層が露



第 4. 15 図 美岬層下部の柱状図

古流向は、基底から 10 m ほど上位の細礫岩に認められたインプリケーションを測定。ローズダイヤグラムは上が水平面に対する長軸の配列方向、下は長軸の卓越方向に 15° 程度斜交する N36° E-S36° W の断面で計測した長軸の傾斜角。古流向は南西から北東方向。

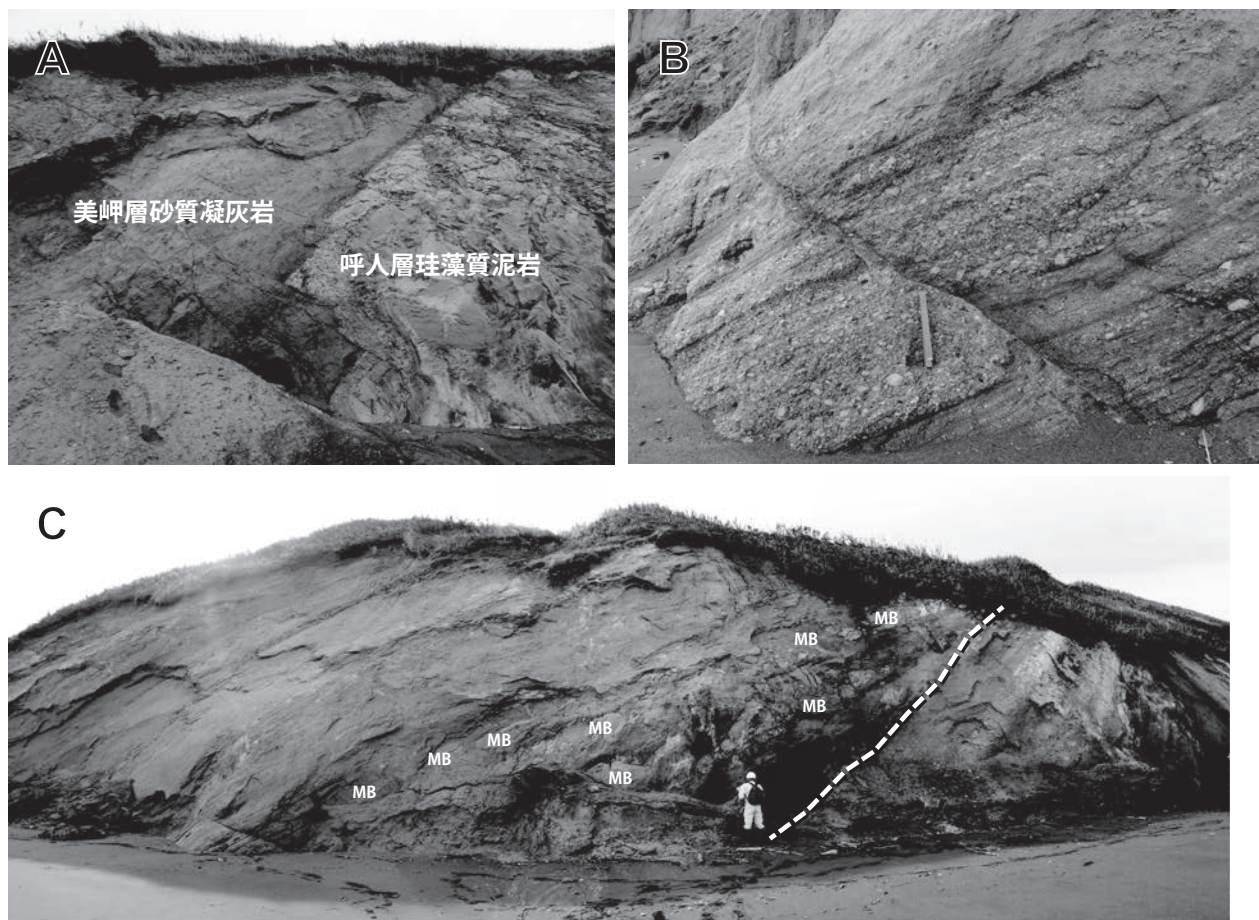
出していたと推定される。

年代 基底の砂質凝灰岩から試料を採取し(第 4. 15 図)、ジルコンのフィッシュトラック年代及び U-Pb 年代を測定した。測定は(株)京都フィッシュ・トラックに依頼した。

試料番号 2014110120: 試料はジルコン粒子を豊富に含むが、色調・晶癖・自発 FT 密度に基づく多様な起源のジルコン粒子から構成されると推定される。自形で自発 FT 密度の低い粒子群を本質粒子と考え、30 試料を抽出して測定した。著しく古い年代を示す 1 粒子を除くと、FT 年代は $5.0 \pm 0.3 \text{ Ma}$ となる。U-Pb 法ではさらに粒子の選別を行い、最若粒子集団 18 粒子の加重平均値として $5.55 \pm 0.07 \text{ Ma}$ を得た(第 4. 3 表)。

微化石の検討においては、今回の調査で美岬層から採取した試料は珩藻化石を産出しなかったが、嶋田(1993)は本層から NPD8 帯(3.9 ないし 3.5 ~ 2.7 Ma)にあたる珩藻化石群集を報告している(試料採取位置は不明)。これは上記年代測定結果より有意に新しい。この不一致の原因としては、美岬層が不整合を間に挟む複数の地層の集合であるか、美岬層として一括している地層が場所によって時代の異なる本来別の地層であるなどの可能性がある。今後さらに検討する必要があるが、美岬層が鮮新統であることはほぼ確実である。

能取湖湖口西方では、放射年代から美岬層基底が約 5.5 ないし 5 Ma であり、後述するように直下の呼人層最上部が NPD7A 帯(7.7 ~ 6.5 Ma)にあたるため、両層



第 4. 16 図 美岬層の露頭写真

- A. 美岬層基底の砂質凝灰岩。下位の呼人層の珪藻質シルト岩を覆う。
- B. 密に成層構造が発達する砂礫岩。扁平な礫は南西に傾斜するインプリケーションを示す
- C. 美岬層最下部に発達するチャネル構造。チャネルを充填する凝灰質砂岩は多量の珪藻質泥岩ブロック (MB) を含む。点線はチャネル基底。

第 4. 3 表 美岬層中の凝灰岩層のフィッシュトラック年代及び U-Pb 年代測定結果

ID	結晶数 (個)	測定 方法 ⁽¹⁾	自発核分裂 秘跡		U 総計数		^{(2), (3)} U スタANDARD 計数		相関 係数 ⁽⁴⁾	Pr(χ^2) ⁽⁵⁾	ウラン濃度 (ppm)	FT age $\pm 1\sigma$ (Ma) ^{(6), (7), (8)}	U-Pb age $\pm 2\sigma$ (Ma)
			ρ_s (cm ⁻²)	N_s	ρ_u (cm ⁻²)	N_u	ρ_{ustd} ($\times 10^4$ cm ⁻²)	N_{ustd}					
2014110120	29	ES	5.57×10^5	377	4.80×10^8	324628	1093	53616	0.865	7	410	5.0 ± 0.3	5.55 ± 0.07

(1) LA-ICP-MS-FT (内部面: IS, 外部面: ES), (2) ²³⁸U 濃度, U-Pb 年代測定用標準試料: 91500, (3) レーザービーム径: 25 μ m, (4) r: ρ_s と ρ_u の相関係数,
 (5) Pr(χ^2): χ^2 値の自由度 (n-1) の χ^2 分布における上側確率 (Galbraith, 1981), (6) 年代値 $T = (1/\lambda_D) \cdot \ln[1 + \lambda_D \cdot \epsilon \cdot (\rho_u/\rho_s) \cdot \rho_{ustd}]$ (IS は $\rho_s \times 1/2$)
 (7) $\sigma = T \cdot [1/\Sigma N_s + 1/\Sigma N_{ustd} + 1/\Sigma N_{ustd} + (\sigma/\epsilon)^2]^{1/2}$, (8) ²³⁸U の全壊変定数: $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$

の間に時間間隙が存在すると考えられる。一方、湖口東方の美岬丘陵では呼人層最上部が NPD 7Bb 帯 (5.6 ~ 3.9 ないし 3.5 Ma) にあたることから、美岬層基底の放射年代との間に時間差はない。能取湖湖口の西方では美岬層

基底にチャネル構造が発達することから、湖口の西と東で美岬層基底の削剥の度合いが異なることにより、時間間隙の違いが生じたものと考えられる。

第5章 第四系

(廣瀬 亘・長谷川 健・川上源太郎)

5.1 概要・研究史

本地域の第四系は、段丘堆積物、火砕流堆積物、山麓緩斜面堆積物、地すべり堆積物及び沖積低地の堆積物から構成される。これらは丘陵地～低地にかけて広く分布し、基本的には未固結の砂礫や粘土及び火山灰から構成される。火砕流堆積物は、南方の屈斜路火山を起源とする。本地域の第四系はテフラ層序から中期更新世以降に形成されたことは確実である。ただし、高位1段丘堆積物として一括されている堆積物については明確な年代指標がなく、形成年代が前期更新世までさかのぼる可能性は必ずしも否定できない。

段丘面区分及び編年と、それに基づく地形学的研究は Sakaguchi and Okumura (1986) を端緒とし、奥村 (1991)、Okumura (1996) 及び小池・町田編 (2001) による包括的な研究がある。奥村 (1991) 及び Okumura (1996) は屈斜路火砕流堆積物及び阿寒火砕流堆積物 (勝井・佐藤, 1963 など)、給源不明の中期更新世テフラを用いた火山灰層序に基づき、本地域の海成段丘の編年を行い、海成段丘面を古いほうから H1, H2 及び M1 面に区分した。奥村 (1991) によれば、H1 面は網走火山灰・紋別火山灰-2 及び屈斜路火砕流堆積物Ⅷ (KpⅧ: 勝井・佐藤, 1962) に、H2 面は紋別火山灰-1, 屈斜路-幌岩テフラ (K-Hr) 及び登栄床火山灰に、M1 面は屈斜路-羽幌テフラ (Kc-Hb: Arai *et al.*, 1986) 及び屈斜路火砕流堆積物Ⅳに覆われるとされる。H1 面は MIS9, H2 面は MIS7, M1 面は MIS5e に対比されている (小池・町田編, 2001)。なお、小池・町田編 (2001) は H1 面よりもさらに高位の面として MIS11 に相当する海成段丘面を図示しているが、その編年・段丘堆積物層序等の詳細には言及していない。

屈斜路火山起源の火砕流堆積物は勝井 (1962) 及び勝井・佐藤 (1963) により記載された。勝井 (1962) 及び勝井・佐藤 (1963) はこれらの堆積物を下位から古期屈斜路火山碎屑流堆積物 (古梅溶結凝灰岩及び屈斜路軽石流堆積物Ⅷ～Ⅴ (KpⅧ～KpⅤ)), 中期屈斜路火山碎屑流堆積物 (屈斜路軽石流堆積物Ⅳ～Ⅱ (KpⅣ～KpⅡ)) 及び新期屈斜路火山碎屑流堆積物 (屈斜路軽石流堆積物Ⅰ (KpⅠ)) に区分した。本報告では、屈斜路火山碎屑流堆積物 (勝井・佐藤, 1963) を構成する各層を、奥村 (1991) に従い屈斜路火砕流堆積物Ⅷ～Ⅰと呼ぶこととする。これらはいずれも屈斜路カルデラの形成に関与した噴火の

堆積物と考えられている (勝井, 1962; 勝井・佐藤, 1963)。最新の放射年代測定や火山灰編年によると、古梅溶結凝灰岩は 400 ± 10 ka, KpⅧが 210 ± 10 ka, KpⅣは 115–120 ka, そして KpⅠは約 40 ka とされる (山元ほか, 2010; 長谷川ほか, 2011)。噴出量は KpⅣが最大であり (175 km^3 , Hasegawa *et al.*, 2016), 本地域でもまとまった分布がある。

低地については地形発達史の観点からの研究が中心で、地下の地質断面が検討されているものとしては遠藤・上杉 (1972), 海津 (1983), Sakaguchi *et al.* (1985), Hamano *et al.* (1985), 前田ほか (1994) などがある。それらの詳細は沖積低地の堆積物の項で触れる。

5.2 段丘堆積物 (Th₁, Th₂, Th₃, Tm, Tl)

本地域では、海岸線、主要河川及び丘陵上に段丘面が広く認められる (第5.1図)。これらは海岸線及び網走川に沿った4段の平坦面、美岬丘陵及び常呂丘陵の開析平坦面として分布し、常呂層、車止内層、網走層など新第三系以前の地層を不整合に覆っている。砂礫層、その上位のローム層及びそれに挟在する火山灰から構成され、島田 (1961) では美幌層として一括されていたものに相当する。段丘堆積物は、高位1段丘堆積物、高位2段丘堆積物、高位3段丘堆積物、中位段丘堆積物、低位段丘堆積物に大別される (第5.2図)。これらは氷期-間氷期サイクルと地殻変動により形成された海成段丘・河成段丘堆積物である。

5.2.1 高位1段丘堆積物 (Th₁)

分布 常呂丘陵で標高 90～130 m 前後、美岬丘陵で標高 120～220 m 前後の著しく開析の進んだ平坦面 (高位1面) を構成する堆積物である。なお、それぞれの丘陵において、高位1面は標高のやや異なる2～3段が認められ、時代や成因が異なる複数の段丘面から構成されている可能性が高い。

層序関係 本堆積物は常呂層、網走層、呼人層を不整合に覆う。

岩相 本堆積物は露出がよくないが、礫、砂、粘土から構成され、火山灰質粘土～ローム質粘土に覆われる。ほぼ水平な構造をとっており、厚さは数 m～20 m 以上と推定されるが、詳細は不明である。呼人層など下位の地層を覆って谷壁や谷頭凹地などに断片的に露出している



第 5. 1 図 網走地域の段丘地形

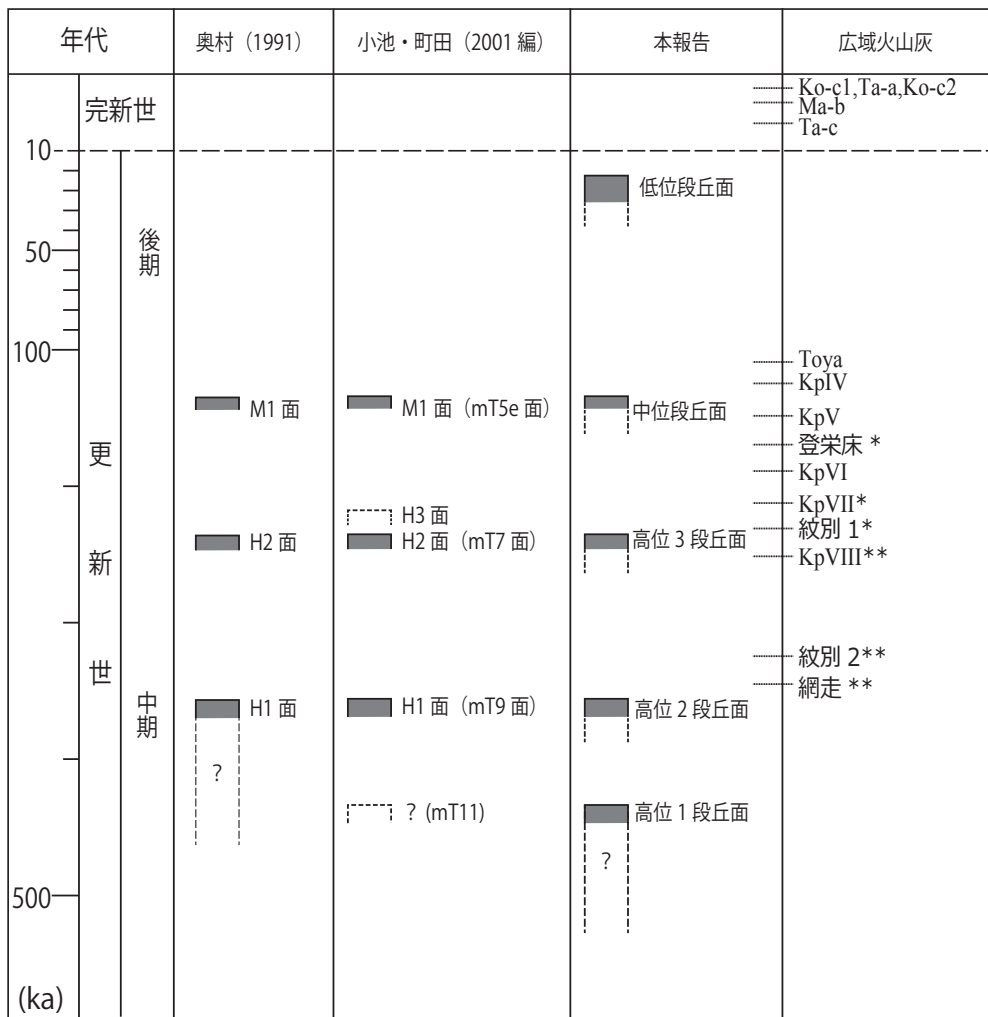
- A. 能取岬に発達する高位 2 段丘 (MIS9 相当)・高位 3 段丘 (MIS7 相当), 中位段丘面 (MIS5e 相当). 能取岬 (灯台が設置されている) には中位段丘面が広がる. 岬の奥に見える山地は, 知床半島の天頂山～羅臼岳～知床硫黄山の第四紀火山群. 北見市常呂町東浜から網走市美岬 (能取岬) 方面を撮影.
- B. 網走市街は網走市の旧市街 (網走川に沿った沖積低地), 新興住宅街が載る中位段丘 (MIS5e 相当: 写真中央～向かって左手に延びる比高 30～40 m 前後の段丘面), 高位 3～高位 2 面 (MIS7～9 相当: 写真中央～向かって右手に延びる比高 50～120 m 前後の開析された段丘面) に位置している. 網走市ニッ岩から網走市街地方面を撮影.

ことがある. 淘汰良好で未固結～半固結の粗粒～細粒砂と粒径数 mm～数 cm の円礫が厚さ数 10 cm～数 m の互層を成している. 礫は一般に新鮮だが, 一部は火山岩礫が“クサリ礫”化していることがある.

淘汰良好な砂礫層で構成されることから, 浅海で堆積したと推定されるが, 露出に乏しいため詳細は不明である.

年代及び対比 本堆積物で構成される高位 1 面は, MIS 5e に形成された可能性が高い中位面よりも高位を占めており, 地形面の開析も著しく進んでいる. このことから中期更新世ないしそれ以前に形成されたことは確

実だが, 形成時期の指標となるような広域テフラは本調査では見いだされなかった. このため正確な形成時期は不明である. 高位 1 面は奥村 (1991) 及び Okumura (1996) の H1 面の一部, 小池・町田編 (2001) の MIS11 面に相当することから, ここでは中期更新世に形成された段丘群とみなしておく. ただし, 他の段丘堆積物中の砂礫にくらべ, 高位 1 面堆積物中に含まれる砂礫層の一部は赤色に風化し, 著しくクサリ礫化している場合があることから, 段丘面の一部は中期更新世以前に形成された可能性も残されている.



第 5. 2 図 網走地域の段丘堆積物総括図

広域火山灰名について、名称の右に * が付されているものは奥村 (1991) により隣接地域で段丘面との関係が示されている火山灰、** が付されているものは奥村 (1991) により本図幅地域から報告されている火山灰である。

5. 2. 2 高位 2 段丘堆積物 (Th₂)

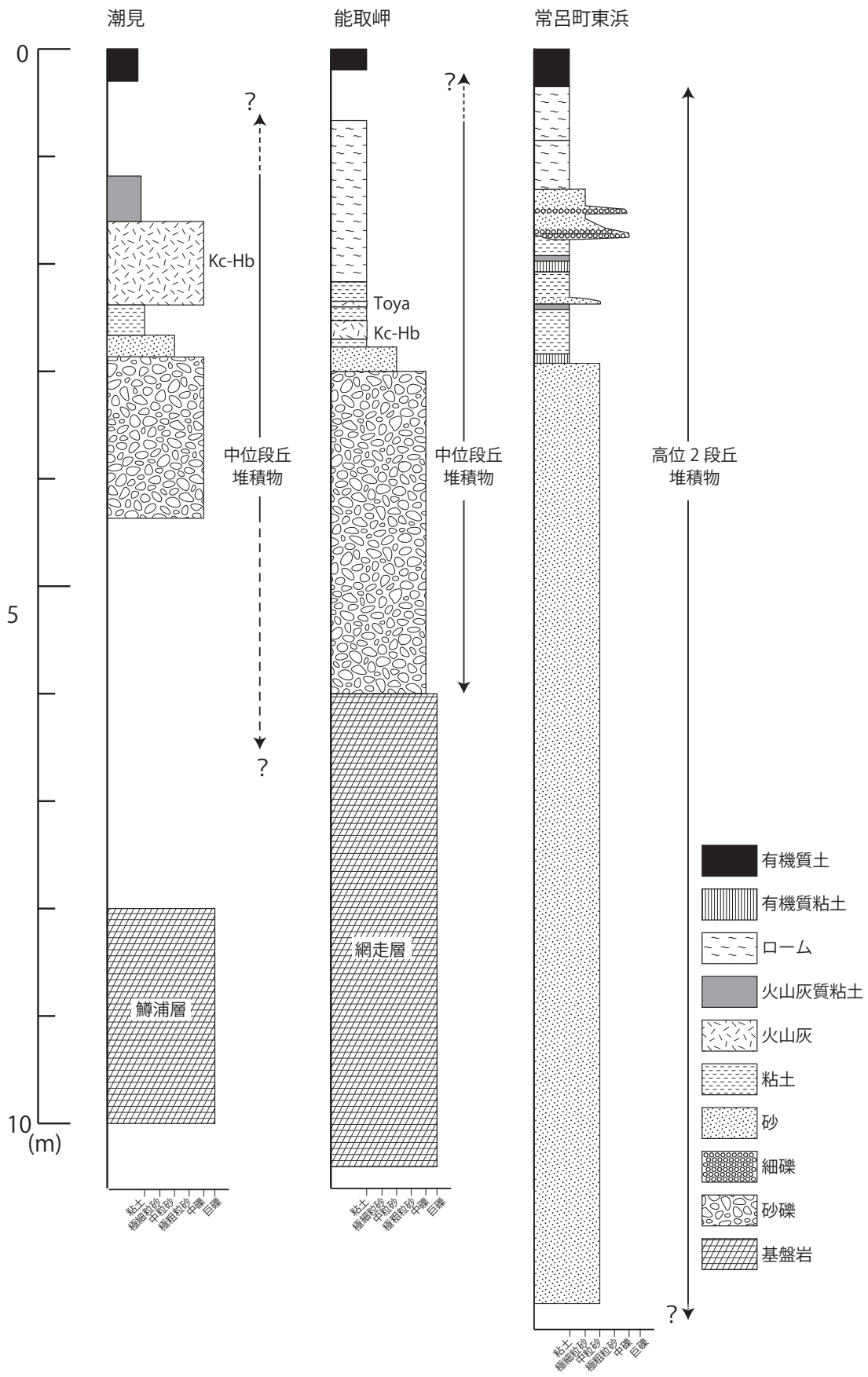
分布 常呂丘陵北東部、台地、美岬丘陵の北端部と東部、藻琴台地、二見ヶ岡に分布する。常呂丘陵北東部で標高 40～90 m 前後、美岬丘陵及び藻琴台地で標高 70～110 m 前後、二見ヶ岡で標高 50 m 前後で分布する、やや開析の進んだ平坦面 (高位 2 面) を構成する堆積物である。

層序関係 本堆積物は常呂層、網走層、呼人層を不整合に覆う。

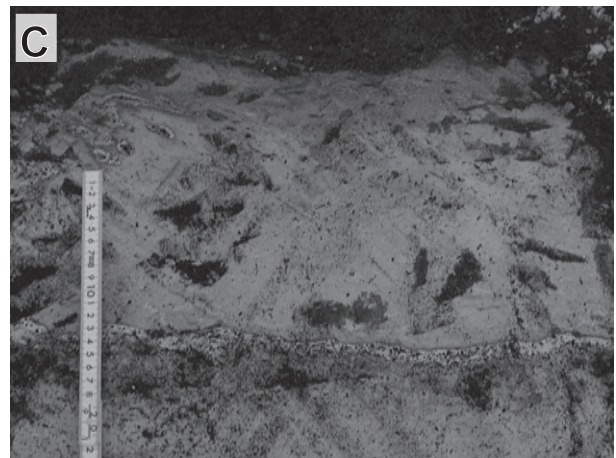
岩相 本堆積物は一般に露出がよくないが、礫、砂、粘土から構成され、火山灰質粘土～ローム質粘土に覆われる。厚さは 10 m 以下だが、地域により差が著しく、砂層が発達する地域では 10～20 m 以上に達する (第 5. 3 図；第 5. 4 図 A)。常呂町東浜では本堆積物を構成する砂と礫、粘土の互層がよく観察できる。礫は淘汰良好～やや不良で粒径数 mm～数 cm の火山岩、泥岩礫と極粗

粒砂～粗粒砂からなる基質で構成され、礫支持である。砂は淘汰良好な粗粒～細粒砂で、側方連続性の極めてよい平行層理～一部低角度の斜交層理が認められる。砂層及び礫層に挟在する粘土は灰白色を呈し厚さ数 10 cm で、ときに植物片に富み有機質となる。砂層にはまれにレンズ状の細礫が挟在するものの、斜交層理の波長が数 m～数 10 m に達する大規模なものであること、顕著なチャンネル構造が認められないことから、これらの砂・礫・粘土の互層は浅海域で形成されたと考えられる。一方で、挟在する有機質粘土からは珪藻化石が産出しなかったため詳細は不明であるが、海水準の変化によっては容易に離水するような場所で堆積した可能性も残る。上位を覆うロームは細礫混じりで、厚さ 10 cm～2 m 前後だが、浸食により大部分が失われている。

年代及び対比 本堆積物で構成される高位 2 面は、奥村



第 5. 3 図 網走地域の段丘堆積物柱状図



第 5. 4 図 網走地域の段丘堆積物の露頭写真

- A. 高位 3 段丘堆積物。平行層理～波長十数 m ～数十 m に達する低角斜交層理砂を主とし，有機物や植物片に富むシルト～泥層をレンズ状～層状に挟在する。北見市常呂町東浜。
- B. 鱒浦層の凝灰質砂岩を覆う中位段丘堆積物 (円礫層)。礫は網走層の安山岩が大半を占める。網走市駒場。
- C. 中位段丘堆積物 (火山灰質シルト) を覆う，Kc-Hb 火山灰。網走市駒場。
- D. 網走層砂岩を覆う低位段丘堆積物。網走市美岬 (バイラギ川)。
- E. 網走層最上部～呼人層最下部を覆う斜面堆積物。網走市美岬 (能取岬)。

(1991) 及び Okumura (1996) の H1 面の大部分, 小池・町田編 (2001) の MIS9 面, 島田 (1961) の美幌層に相当する。本調査では形成時期の指標となる広域テフラは見いだされなかったが, 奥村 (1991) 及び Okumura (1996) によれば, 網走地域と南隣の「女満別」地域との境界付近において, 本堆積物に対比される H1 面堆積物を覆って, 網走火山灰, 紋別火山灰-2 及び勝井・佐藤 (1963) の屈斜路軽石流堆積物Ⅷ (KpⅧ) が認められるとされる。本調査の時点では露頭が失われていたため, 岩相や層序の詳細は不明である。網走火山灰及び紋別火山灰-2 については降下年代等は不明だが, KpⅧ からは長谷川ほか (2011) によりフィッシュ・トラック年代として 210 ka が報告されている。KpⅧ との層位関係及びより新期の地形面との関係から, 高位 2 面は MIS9 に形成された海成段丘と推定される。

5.2.3 高位 3 段丘堆積物 (Th₃)

分布 常呂丘陵の北部～東部, 美岬丘陵の北縁～東縁, 岐阜台地 (北見市常呂町岐阜), 藻琴台地 (網走市街地) 及び能取台地の東縁に分布する, 高位 3 面を構成する堆積物である。

層序関係 本堆積物は常呂層, 網走層, 呼人層を不整合に覆う。

岩相 本堆積物は礫, 砂, 粘土からなり, 火山灰質粘土～ローム質粘土に覆われる。全般に露出に乏しく層相変化の詳細は不明だが, 常呂丘陵及び岐阜台地では斜交層理の著しく発達した中～粗粒砂と粘土, 砂礫からなる。砂礫は淘汰良好～やや不良で粒径数 mm～数 cm の火山岩, 泥岩礫と極粗粒砂～粗粒砂からなる基質で構成される。粘土は砂礫層に挟入するが連続性が悪くレンズ状である。まれに礫混じりロームを載せることがある。厚さは 5 m 前後だが, 砂層が発達する場合, 約 10 m 以上に達することがある。地点 7 (第 5.5 図; 第 5.7 図) で KpⅥ の下位に認められる軽石質の砂礫層 (後述) も, 形成年代は不明なもの, KpⅥ に直接覆われる層位関係から, 高位 3 段丘堆積物に相当する可能性がある。

能取台地東縁では, 砂礫層を覆う礫混じりロームの下部に火山灰層を挟入することがある。この火山灰層は有色鉱物をほとんど含まず, 淘汰が良好で細粒 (粘土～極

細粒砂程度) なバブルウォール型火山ガラスからなる, ガラス質火山灰である。火山ガラスの屈折率 (株式会社京都フィッシュン・トラック測定; 第 5.1 表) は 1.5018～1.5049 (最頻値: 1.504) であり, 後述する屈斜路-羽幌テフラ (Kc-Hb: Arai *et al.*, 1986; KpⅣ に対比される) に数値のうえでは類似する。しかし, 能取台地には KpⅣ の火砕流本体も到達している。それは有色鉱物を比較的多量に含み, 直径数 cm～十数 cm 以上の軽石を多量に伴う粗粒な産状を示すことから, この火山灰が KpⅣ に対比される可能性は低い。同様の特徴を示すガラス質広域火山灰は他の北海道では知られておらず, 未記載の中期更新世広域テフラである可能性が高い。

年代及び対比 本堆積物で構成される高位 3 面は, 奥村 (1991) 及び Okumura (1996) の H2 面, 小池・町田編 (2001) の MIS7 面, 島田 (1961) の美幌層に相当する。形成時期の指標となる広域テフラは本調査では見いだされなかったが, 奥村 (1991) は H2 面堆積物において, 西隣のサロマ湖・三里番屋図幅の範囲 (佐呂間町幌岩) では海成段丘成層の直上, 常呂町岐阜では, 海成層を覆う古砂丘堆積物の上位から, 勝井・佐藤 (1963) の屈斜路軽石流堆積物Ⅶ (KpⅦ) に対比される屈斜路-幌岩テフラ (K-Hr) を見いだしている。KpⅦ からはこれまで年代値は得られていないが, 高位 3 面より高位の高位 2 面及びそれに対比される海成段丘面 (奥村, 1991 の H1 面; 小池・町田編, 2001 の MIS9 面) が MIS9 に形成されていることから, 高位 3 面は MIS7 に形成された海成面と考えるのが妥当であろう。

5.2.4 中位段丘堆積物 (Tm)

分布 美岬丘陵, 能取台地 (北見市常呂町豊浜～同能取), 藻琴台地に分布する, 中位面を構成する堆積物である。

層序関係 本堆積物は, 常呂層, 網走層, 呼人層を不整合に覆う。

岩相 本堆積物は礫, 砂, 粘土からなり (第 5.4 図 B), 火山灰質粘土～ローム質粘土に覆われる。砂礫砂礫の直上を覆う火山灰質粘土中には火山灰が 2 枚認められる。下位の火山灰はやや粗粒で軽石に富み, 火山ガラスの主成分化学組成から Kc-Hb (KpⅣ に相当, 120～115 ka)

第 5.1 表 網走地域の段丘堆積物に挟入する火山灰の屈折率測定結果
火山ガラス形態の略号は, bw: バブルウォール型, pm: 軽石型, It: 不規則型。

試料名	位置			重鉱物 組み合わせ	火山ガラス 形態	火山ガラス屈折率				
	緯度	経度	地名			レンジ		最頻値	量比	
Abf-01	44° 00.2N	144° 00.2E	網走市 二見ヶ岡	ごく微量の 不透明鉱物のみ	bw>pm>It	1.4959	-	1.4959	-	trace
						1.5018	-	1.5049	1.504	major
						1.5088	-	1.5107	-	trace

に対比される。上位の火山灰はガラス質でブロック状ガラスを含む、淘汰の極めて良い細粒火山灰であり、洞爺火山灰 (Toya; 約 110 ka; 町田・新井, 2003) に類似する (第 5. 3 図; 第 5. 4 図 C)。地点 5, 6 及び 7 (第 5. 5 図; 第 5. 7 図) で KpV の上面を覆い KpIV に覆われる軽石質砂礫層 (後述) が認められ, KpIV に直接覆われる層位関係から, この堆積物も中位段丘堆積物に相当するとみなされる。能取岬では, 海食崖に露出する本堆積物を斜面堆積物が覆っている (第 5. 4 図 F)。

年代及び対比 本堆積物で構成される中位面は, 奥村 (1991) 及び Okumura (1996) の H2 面, 小池・町田編 (2001) の MIS7 面, 島田 (1961) の美幌層に相当する。海成段丘群のなかで最も下位かつ広い面積を占め, 解析が進んでいないこと, Kc-Hb (KpIV) 及び Toya を載せることから, MIS5e に形成された海成段丘と推定される。

本地域の南隣, 「女満別」地域の網走湖西方～卯原内にかけて広がる面では, KpVIII～V とそれを覆う海成堆積物 (一部は河川成の可能性あり) を KpIV が覆っている。KpIV は多くは陸上堆積だが, その北方延長にあたる卯原内 (地点 5) では, 砂礫層を覆って KpIV の水中堆

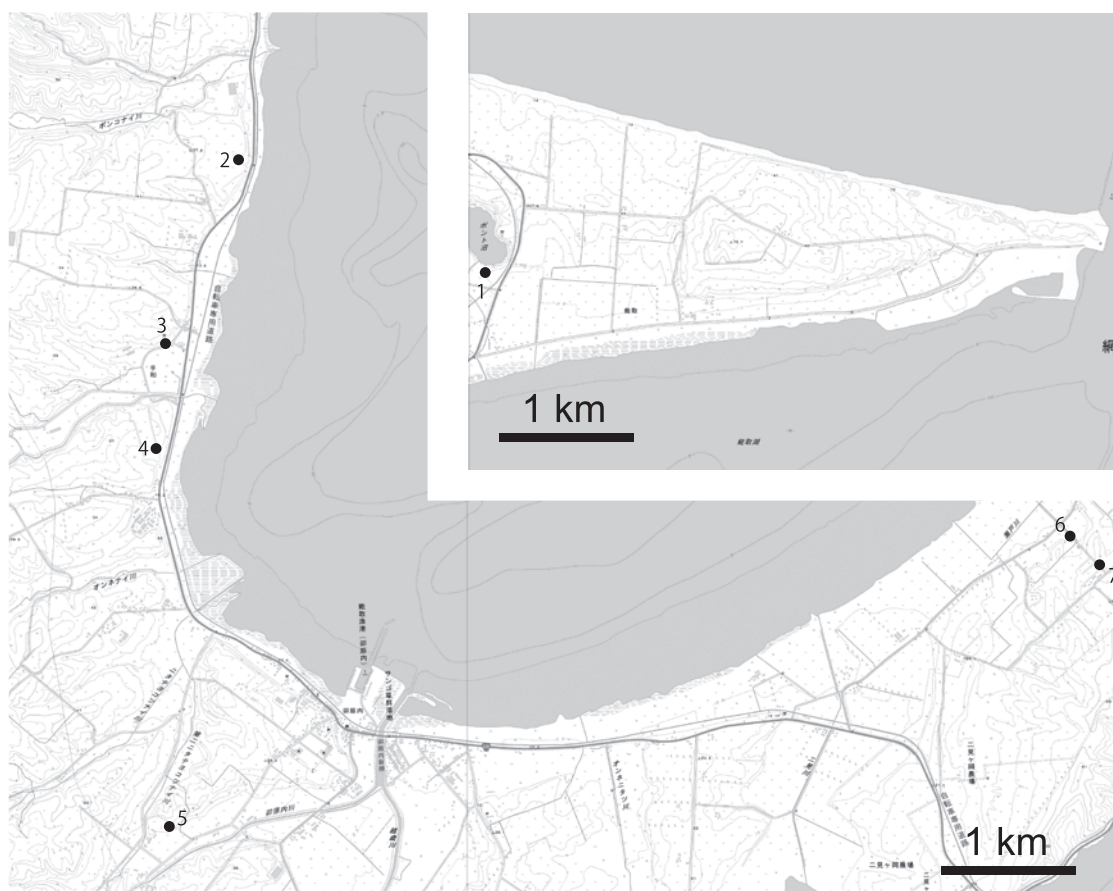
積層が認められ, Toya を挟む軽石質砂礫層に覆われている。KpIV の一部が水中堆積の産状を示すことから, 本地域の中位面とくらべ離水時期がわずかに新しい面を含む可能性があるものの, Toya の降下までには大半が離水しているとみなせることから, これらの堆積物も中位段丘堆積物におおむね対比されるものだろう。

5. 2. 5 低位段丘堆積物 (T1)

分布 北見市常呂町豊川周辺など, 常呂川, 網走川など主要河川に沿って狭小な地域に認められる, 低位面を構成する堆積物である。

層序関係 本堆積物は下位の地層群を不整合に覆う。

岩相 直径数 mm ～数 cm の, 比較的淘汰の悪い円礫を主とし (第 5. 4 図 D), まれに粗砂～中砂, 粘土と互層する。また, 泥炭ないし未分解の植物遺体を多量に含む有機質土を挟有することもある。厚さは 1 ～数 m 程度のことが多い。上位には, きわめて薄いロームを載せている場合と, ロームを介さず有機質土に直接覆われる場合がある。河川の流路に沿って分布すること, 段丘礫層の淘汰が比較的悪く, 上流部ほど粗粒の堆積物で構成さ



第 5. 5 図 屈斜路火砕流堆積物の露頭位置図

1～7 は, 本文及び第 5. 7 図に記した各地点に対応。地図は国土地理院発行の 5 万分の 1 地形図「網走」を使用。

れることから、河成段丘面であると考えられる。

年代 後期更新世末～完新世初頭にかけて離水した段丘面であると考えられる。なお、有機質土中には白色の細粒火山灰が数枚認められ、下位から樽前山火山灰 c 層 (Ta-c: 瀬尾ほか, 1968) (2.5 ~ 2.7 cal ka: 古川ほか, 2006), カムイヌプリ火山灰 (Ma-b: 勝井, 1962) (cal AD 953 ~ 1155: 長谷川ほか, 2017), 樽前山火山灰 a 層 (AD 1739) (Ta-a: 瀬尾ほか, 1965) に対比される。

5. 3 屈斜路火砕流堆積物 (Kp₆₋₅, Kp₄)

屈斜路火山を起源とする大規模火砕流堆積物は、屈斜路火山砕屑流 (火砕流) 堆積物として勝井・佐藤 (1963) により、詳しい層序・岩相が記載されており、下位から古梅溶結凝灰岩層、屈斜路火砕流堆積物 VIII ~ I (KpVIII ~ KpI) に区分されている。本報告では、勝井・佐藤 (1963) による区分に従い、本地域に分布する屈斜路火砕流を屈斜路火砕流堆積物 VI ~ IV (KpVI ~ IV) に区分し、地質図では KpVI と KpV を一括した。KpIV の下位にあたる KpV 及び KpVI は、能取湖南東岸などに一部露出が認められる (第 5. 5 図: 第 5. 6 図: 第 5. 7 図)。また、最大規模である KpIV (120 ~ 115 ka) は、能取湖西岸～南岸に火砕流台地を形成する。奥村 (1991) 及び Okumura (1996) によれば、「網走」地域と南隣の「女満

別」地域との境界付近において KpVIII が露出するとされるが、本調査の時点では露頭が失われており確認に至らなかった。なお、これ以外に KpVIII は本地域内では認められない。

KpVIII ~ KpI は、いずれも白色～灰白色あるいは淡褐色の単斜輝石斜方輝石デイスイト～流紋岩質火砕流堆積物で岩相が類似するが、含まれる白色軽石の火山ガラス組成に差異が認められるため (奥村, 1991; Hasegawa and Nakagawa, 2016), これを利用して比較的容易に識別・同定を行うことができる (第 5. 8 図)。

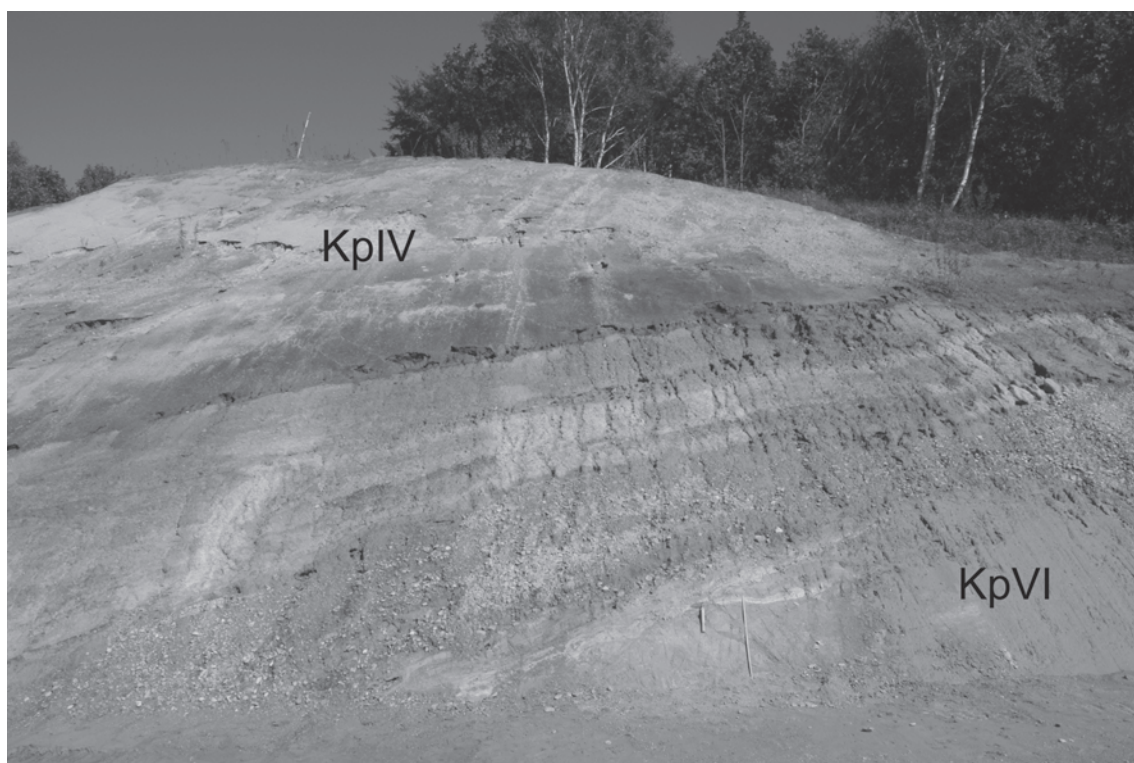
5. 3. 1 屈斜路火砕流堆積物 VI (Kp₆₋₅)

命名 命名は勝井・佐藤 (1963) による。

模式地・分布 模式地は東藻琴東二線 (勝井・佐藤, 1963)。網走市二見ヶ岡及び網走市卯原内において断片的に露出する。

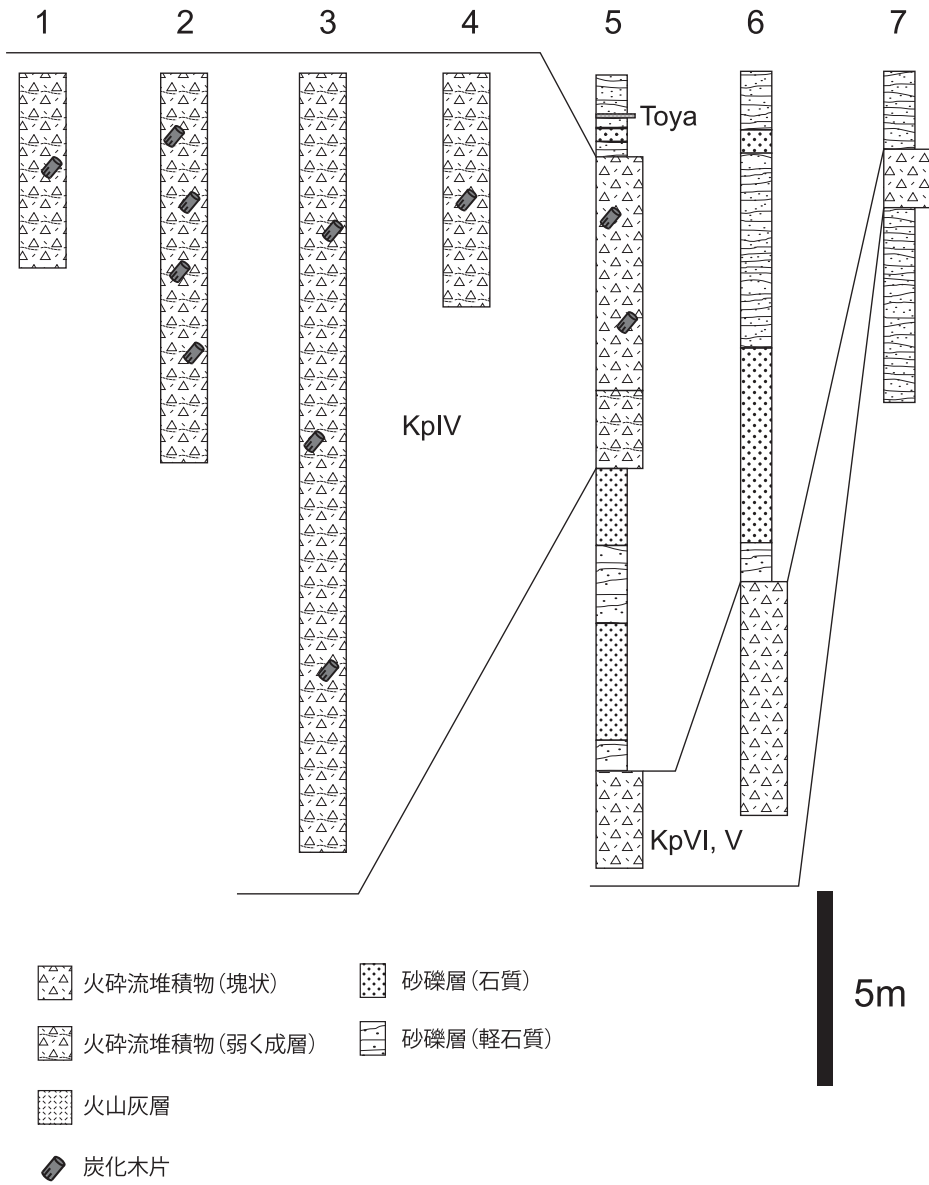
層序関係 高位 3 段丘堆積物を覆い、屈斜路火砕流堆積物 IV あるいはその再堆積テフラ及び中位段丘堆積物に覆われる。

岩相・層序・構造 能取湖南岸の卯原内 (地点 5) と南岸の二見ヶ岡 (地点 6 及び 7) において、屈斜路火砕流堆積物 IV (KpIV) あるいはその再堆積テフラの下位に、屈斜路火砕流堆積物 V (KpV) と屈斜路火砕流堆積物 VI (KpVI) が確認できる。KpVI は、白色～淡褐色の非溶結



第 5. 6 図 屈斜路火砕流堆積物の露頭写真

KpVI の上位に、砂礫層 (MIS 5 相当) を挟んで KpIV が厚く堆積する。スケールは 1 m。網走市卯原内 (第 5. 5 図の地点 5)。



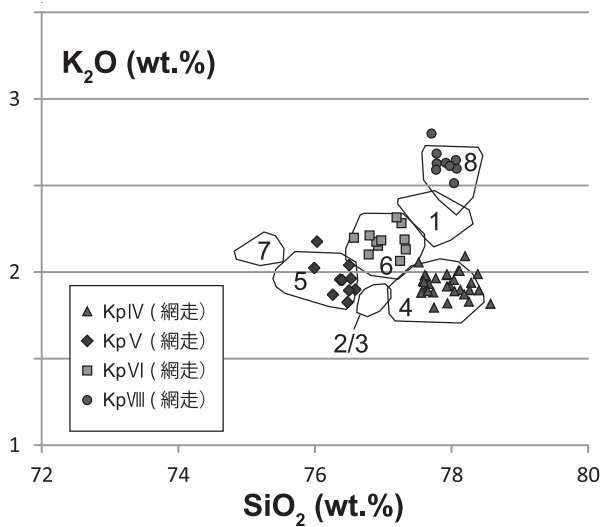
第5.7図 火砕流堆積物の露頭柱状対比図
各柱状図の作成地点は第5.5図を参照。

火砕流堆積物で、屈斜路火砕流堆積物の中では中規模程度の噴出量を持つ(約 75 km³) (Hasegawa *et al.*, 2016). 卯原内の地点5では、KpVIの上位を礫層が侵食面を介して覆い、さらにそれらを KpIV が覆う関係が認められる(第5.6図). ここでの KpVI は、淡褐色で層厚 2 m 以上の火砕流堆積物である(第5.7図). 軽石・石質岩片に乏しく火山灰基質が大部分を占め、全体に塊状無層理である. 火砕流堆積物の上部約 40 cm には斜交層理が認められる. 含まれる軽石は亜円礫~亜角礫で、最大径は 4 cm 程度である. 火山灰基質部には炭化木片が点在する. KpVI を覆う礫層は淘汰度・円磨度とも比較的良好な安山岩及び軽石礫からなる. KpIV に直接覆われることから中位段丘堆積物に対比される可能性がある. 地点7

では KpVI の下位に、軽石質砂礫層が認められる. 比較的淘汰のよい円磨された軽石と火山灰からなる堆積物である. 砂層及び礫層はやや低角の斜交層理を成し、側方連続性が良い. 形成年代は不明なもの、KpVI に直接覆われる層位関係から、高位3段丘堆積物に相当する可能性がある.

岩質 KpVI に含まれる軽石は単斜輝石斜方輝石流紋岩質で、発泡は良く白色を呈する. 斑晶鉱物に斜長石、斜方輝石、単斜輝石を含み、斑晶量は 14 ~ 18% である(長谷川・中川, 2007). 全岩化学組成の SiO₂ 量は 71 ~ 75% である (Hasegawa and Nakagawa, 2016).

年代 KpVI の年代値は報告されていない.



第 5. 8 図 網走地域地域の火砕流堆積物に含まれる軽石試料の火山ガラス主成分化学組成
白色軽石試料の火山ガラスを対象とした $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ ダイアグラム、図中の 1～8 は、給源近傍で採取した屈斜路火砕流堆積物 (KpI～KpVIII: Hasegawa and Nakagawa, 2016) の組成範囲を示す。本地域 (網走) で採取した軽石は、いずれも主成分化学組成の領域から識別同定が可能である。

5. 3. 2 屈斜路火砕流堆積物 V (Kp₆₋₅)

命名 命名は勝井・佐藤 (1963) による。

模式地・分布 模式地は東藻琴東二線 (勝井・佐藤, 1963)。網走市二見ヶ岡及び網走市卯原内において断片的に露出する。

層序関係 高位 3 段丘堆積物相当の堆積物を覆い屈斜路火砕流堆積物 IV (KpIV) あるいはその再堆積テフラ、中位段丘堆積物に覆われる。

岩相・層序・構造 屈斜路火砕流堆積物 VI (KpVI) 同様、能取湖南岸の卯原内 (地点 5) と南東岸の二見ヶ岡 (地点 6 及び 7) において、屈斜路火砕流堆積物 IV (KpIV) あるいはその再堆積テフラの下位に確認できる。KpV は、白色～淡褐色の非溶結火砕流堆積物で、屈斜路火砕流堆積物の中では中規模程度の噴出量を持つ (約 38 km³) (Hasegawa *et al.*, 2016)。二見ヶ岡の地点 6 では、KpV は、塊状無層理、白色で層厚 6 m 以上の軽石に富む火砕流堆積物で、軽石及び石質岩片の最大粒径はそれぞれ 12 cm 及び 5 cm である。KpV の上位は厚い軽石質砂礫層により覆われる。同様の砂礫層は地点 5 及び 7 でも認められ、KpIV に直接覆われる。地点 6 では軽石礫に富む砂質粘土～粘土質砂を主体とし、全体に斜交層理が発達する。安山岩などの亜円～亜角礫 (最大径 10 cm 程度) を含み、下位層をチャンネル状に削り込む層が挟在すること、淘汰がやや不良であることなどから、河川成～陸域の堆積物と考えられる。KpIV に直接覆われる層位関係から、こ

の堆積物も中位段丘堆積物に相当するとみなされる。

岩質 KpV に含まれる軽石は単斜輝石斜方輝石流紋岩質で、発泡は良く白色を呈する。斑晶鉱物に斜長石、斜方輝石、単斜輝石を含み、斑晶量は 13～17% である (長谷川・中川, 2007)。全岩化学組成の SiO_2 量は 72～74% である (Hasegawa and Nakagawa, 2016)。

年代 KpV の年代値は報告されていない。

5. 3. 3 屈斜路火砕流堆積物 IV (Kp₄)

命名 命名は勝井・佐藤 (1963) による。

模式地・分布 模式地は東藻琴東二線 (勝井・佐藤, 1963)。網走市卯原内から能取湖西岸に沿って、台地の縁辺に小規模な平坦面を成して分布する。

層序関係 本層は高位 3 段丘堆積物、中位段丘堆積物、呼人層、常呂層を不整合に覆う。卯原内 (地点 5) において Toya を挟む軽石質砂礫層に覆われる関係が確認できる。

岩相・層序・構造 屈斜路火砕流堆積物 IV (KpIV) は 120～115 ka (町田・新井, 2003) に噴出した屈斜路火山最大のカルデラ形成噴出物であり、給源 (屈斜路カルデラの中心) から 40 km 以上離れた本地域の能取湖西～南岸でも層厚 20～30m の火砕流台地を形成する。全体に塊状、灰白色でごくまれにスコリアを含む火砕流堆積物である。本地域における軽石、スコリア及び石質岩片の最大粒径は、それぞれ 20 cm、3 cm 及び 10 cm 程度である。本地域で見られる屈斜路火砕流堆積物 VI (KpVI) や屈斜路火砕流堆積物 V (KpV) に比べて、顕著に炭化木 (最大長 1 m 以上) や吹き抜けパイプに富む特徴を持つ。卯原内の地点 5 では、層厚約 6 m の上半部が塊状無層理であるのに対し、下半部は成層し極細粒砂～シルト成分を欠く。このような特徴は、本地域の多くの露頭で見られ、これらは火砕流の水中堆積相と解釈することができる (たとえば、Mandeville *et al.*, 1996; Trofimovs *et al.*, 2006)。本地域の広い範囲でこの岩相が認められることから、KpIV は浅海の環境に堆積した可能性が考えられる。KpIV が一部水中に堆積していることや樹木を多量に含んでいることは、その噴出年代 (115～120 ka) が最終間氷期直後の温暖期であることと整合的である。なお、地点 5 では、KpIV の上位に、層厚 5 cm の Toya を挟む軽石質砂礫層が認められる。砂礫層は、前述の KpV を覆うものに類似する。軽石礫に富んだ砂質シルトを主体とし、下位層を削り込み斜交層理の発達した、火砕流の二次堆積物である。Toya が挟在することから、KpIV に覆われる中位段丘堆積物よりもわずかに新しい可能性があるものの、地点 5 以外では今のところこの礫層に相当する堆積物は見いだされておらず、地質図では中位段丘堆積物と一括して図示した。

岩質 Hasegawa *et al.* (2016) によれば、KpIV に含まれる軽石は単斜輝石斜方輝石流紋岩質で、白色を呈し繊維状

に良く発泡する。斑晶量は2～17%で、斑晶鉱物組合せは斜長石、斜方輝石、単斜輝石である。スコリアは、鉱物組合せが軽石と同じであるが、斑晶量は0.5～9%で、発泡度も比較的悪い。軽石とスコリアのSiO₂量は、それぞれ74～79%及び52～73%である。

年代 直上をToyaが覆う層序関係から、120～115 kaの相対年代が報告されている(町田・新井, 2003)。

5.4 山麓緩斜面堆積物(sd)

山麓緩斜面堆積物は、仁頃山地の北麓では高位3段丘堆積物に連続するように、また常呂町福山の常呂川右岸では低位段丘堆積物に連続するように、さらに網走市二見々岡では美岬丘陵から湖岸段丘に連続するように、それら段丘面の背後の緩斜面を構成して分布する。山麓緩斜面堆積物は下位層由来の岩屑から構成されると推定されるが、地盤ボーリング等の具体的なデータは得られなかった。なお齊藤(1989)は常呂川流域のうち上流域に比べて下流域で、また地質との関係では仁頃層群の分布域において山麓緩斜面(齊藤, 1989では崖錐性斜面)の発達が悪いとしている。

5.5 地すべり堆積物(ls)

網走から北見を経て津別・陸別に至る地域は、北海道の中でも地すべり地形が集中する地域であり、本地域の丘陵地にも多数の地すべり地形が認められる(伊藤, 1994; 網走支庁農業振興部, 2004)。伊藤(1994)は本地域の地すべり地形の分布、形態、地質的素因等について検討している。地質図には、山岸編(1993)、伊藤(1994)、及び防災科学技術研究所(2013)を参考に地すべり地形の分布を示した。

地すべり地形が集中するのは、常呂層の能取シルト岩部層及び呼人層珪質頁岩相の分布域である。常呂層の分布域である常呂丘陵では、平和-福山断層の北側(北部地区の南部)にあたる一帯で規模が大きく、幅・奥行きともに数100mの地すべり地形が多数認められ、最大のもは幅・奥行きがともに1kmに達する。地質的には能取シルト岩部層の中でも最上位層準にあたり、緩やかな翼を持つ向斜構造の軸付近に位置する。地すべり土塊の移動方向との関係で見ると、流れ盤～斜面に対してやや大きく斜交する流れ盤となっていると考えられる。地すべり堆積物の詳細は観察していないが、能取シルト岩部層にはしばしば劣化・軟質化したシルト岩の露頭が見られることがあり、変質や風化が素因として深く関わっていると推定される。なお同部層のシルト岩には軟質な凝灰岩薄層がしばしば挟在するが、すべり面に凝灰岩が関与しているかどうかは不明である。能取シルト岩部層に次いで、常呂層基底のトコロ幌内川礫岩部層の分布域

にも地すべり地形が発達する。地すべりの頭部が仁頃層群との不整合境界に位置するものが多く、不整合面自体がすべり面になっている可能性がある。常呂層上部に対比される車止内層分布域では桂町北方に小規模な地すべり地形が認められ、それらは背斜軸上に位置している。

呼人層の分布域である能取湖東方の美岬丘陵では、地すべり地形は美岬川の東側に南北に伸びる斜面、バイラギ川の北東側に北西-南東に伸びる斜面、及び網走市三眺の網走刑務所北側の斜面に集中する。大きいものは幅・奥行きが500mを超える。美岬川東側の斜面、バイラギ川北東の斜面は流れ盤～斜交する流れ盤斜面である。網走刑務所の北側は露出に乏しく詳細は不明だが、東側は流れ盤、西側～北側は呼人層に挟在する凝灰岩～凝灰質泥岩が関与している可能性がある。

網走層の分布域については大規模な地すべり地形は認められないが、美岬大橋付近は網走層中に挟在する泥質岩の分布域であり、小規模な地すべり地形が認められる。網走川南岸の網走層分布域にも小規模な地すべり地形が散在する。これらは砂岩・礫岩からなる二次堆積物相の分布域であり、地質構造との関係では流れ盤となっている。

5.6 沖積低地の堆積物(s, td, p, a, ach, nl, lt)

本地域の沖積低地としては、常呂川～ライトコロ川の流域に広がる常呂低地、能取湖・網走湖の湖岸低地(卯原内低地など)、及び網走川最下流域の網走低地が主なものである。

5.6.1 常呂低地

常呂低地は海潟湖を起源とする沖積低地である(湊・北川, 1954; 木内, 1962; 大島, 1971; 遠藤・上杉, 1972; 海津, 1983; 阪口ほか, 1985など)。常呂低地を構成する沖積層は、前田ほか(1994)のボーリング資料を見る限り35m以上の厚さに達し、常呂川最下流域で基底深度は標高-45m付近にある(海津, 1983)。しかし基底面の形状や沖積層基底礫層の性状などは、十分検討されていない。

本報告では常呂低地表面の堆積物を、常呂砂丘を構成する砂丘堆積物(s)、常呂砂丘の陸側に舌状に広がる土佐面堆積物(td)、湿地堆積物(p)、放棄河道堆積物(ach)、自然堤防堆積物(nl)、及びその他の沖積低地堆積物(a)に区分して図示した。その他の沖積低地堆積物は現河床堆積物や氾濫原堆積物、小河川の谷底堆積物、海浜堆積物である。

砂丘堆積物(s) 常呂砂丘はオホーツク海沿岸に沿って発達する3列の砂丘帯からなり、遠藤・上杉(1972)は陸側から旧砂丘、新砂丘Ⅰ、新砂丘Ⅱに区分した。地質図ではこれらを一括して砂丘堆積物(s)とした。砂丘堆

積物は淘汰の良い細粒砂を主体とし、腐植層(クロナ層)が挟在する。最も陸側の旧砂丘は、縄文海進高頂期に形成された沿岸砂州の上に形成されたと考えられている(遠藤・上杉, 1972)。旧砂丘堆積物中には、腐植層に伴って下位から順にトコロ火山灰Ⅰ～Ⅳとよばれる4枚の火山灰層が挟まれる(遠藤, 1984)。新砂丘Ⅰは旧砂丘の海側に旧砂丘を覆って発達し、標高30 mに達する。新砂丘Ⅱは新砂丘Ⅰの海側、オホーツク海に面して形成されており、トコロ火山灰Ⅳを挟む。

土佐面堆積物(td) 土佐面は、常呂市街とその南側の一帯(常呂町土佐)にみられる標高4～6 mの微高地で、砂丘堆積物の陸側(南側)に連続する。国土地理院の基盤地図情報として提供されている数値標高モデル(<http://www.gsi.go.jp/kiban/index.html>)を参照すると、標高4 mを境に明瞭な舌状の地形が識別される。本報告ではこの標高データをもとに土佐面堆積物の分布を描いた。土佐面を構成する堆積物のうち、表層数mには火山灰質砂や火山灰質シルトが発達する。その下位は主に貝化石を伴う砂層から構成され、常呂市街の自然貝層(標高3～4 m)からは現地生の合弁のマガキ、ハマグリやサビシラトリガイが産している(前田ほか, 1994)。ハマグリから5820 ± 210 yBPの¹⁴C年代が(前田ほか, 1994)、マガキから5840 ± 140～150 yBPの¹⁴C年代が得られており(海津, 1983)、自然貝殻層は縄文海進高頂期頃にバリアーの内側に形成された潮汐三角州堆積物と考えられている(遠藤・上杉, 1972; 斎藤, 1987; 松原, 2000)。しかし、オホーツク海沿岸の潮差は最大50 cm程度と小さいことから、土佐面の堆積システムを潮汐三角州ではなく陸側から前進する三角州に求める考えもある(海津, 1983)。実際には潮汐堆積物や暴浪に伴うウォッシュオーバー堆積物などの複合からなる湾口の砂体と推定されるが、その成因については詳細な堆積学的検討が必要である。なお前田ほか(1994)は、土佐面の陸側末端から南方1.5 kmほどの地点(彼らのTk-4)でボーリング調査を行い、表層の泥炭層の直下(標高0.4 m以深)にマガキ等からなる貝化石密集層を確認している。標高-0.5 mの層準から採取されたマガキが2550 ± 110 yBPの若い¹⁴C年代値を示し、土佐面はそれ以降に完全に離水したと考えられる。

湿地堆積物(p) 常呂砂丘及び土佐面の南側には、常呂川やライトコロ川の氾濫原が広がる。氾濫原堆積物は泥や砂、泥炭を主体とするが、そのうち特に表層に湿地性の泥炭層や腐植質泥層が発達する場所を湿地堆積物(p)として区別した。北海道農業試験場(1962)に示された泥炭層の分布図や、阪口ほか(1985)、前田ほか(1994)、網走支庁農業振興部(2004)、及び一木(2012)などの地盤ボーリング資料、並びに補完的に実施した検土杖による調査結果に基づいて湿地堆積物の分布と微地形との関係を見ると、湿地堆積物の分布域は周囲より相対的に地

盤高が低い。地質図では、基盤地図情報に基づく標高2.5 m程度以下の場所で、かつ既存資料や補完調査の結果から表層に泥炭層や腐植質泥層が発達すると推定される場所を図示した。

放棄河道堆積物(ach)・自然堤防堆積物(nl) 常呂川やライトコロ川の氾濫原及び土佐面の上には、蛇行する河川流路の痕跡が明瞭に認められる。地質図では、国土地理院の基盤地図情報を用いて流路痕をトレースし、放棄河道堆積物(ach)として図示した。放棄河道堆積物は砂・泥を主体とすると推定される。また常呂町共立付近から岐阜へ向かう流路跡では、それに沿って自然堤防と推定される微高地が認められ、自然堤防堆積物(nl)として示した。自然堤防堆積物も主に砂・泥から構成されると推定される。一方、ライトコロ川の旧流路は基盤地図情報からは読み取れなかったため、明治30年及び大正13年測量の5万分の1旧版地形図「常呂」に基づき図示した。

その他の沖積低地堆積物(a) 常呂低地において、その他の沖積低地堆積物として一括したのは、海浜堆積物、氾濫原堆積物、現河床堆積物、及び小河川の谷底堆積物である。海浜堆積物は主に砂からなり、常呂砂丘の海側からサロマ湖の海側の沿岸砂州にかけて分布する。氾濫原堆積物は砂・泥・腐植質堆積物を主体とするが、既述のように腐植質堆積物が発達する場所は湿地堆積物(p)として区別した。現河床堆積物及び小河川の谷底堆積物は礫・砂・泥から構成されるが、本報告では十分な検討は行っていない。

5.6.2 湖岸低地

湖岸低地は主に能取湖の周囲に発達している。湖岸低地を構成する堆積物を、標高1～5 mの微高地をなして広がる湖岸段丘堆積物(lt)、湿地堆積物(p)及びその他の沖積低地堆積物(a)に区分した。湖岸低地におけるその他の沖積低地堆積物(a)は、海浜堆積物、三角州堆積物、氾濫原堆積物や現河床堆積物、及び中・小河川の谷底堆積物を含み、これらの境界を限るのが困難なため一括したものである。

湖岸段丘堆積物(lt) 能取湖の湖岸には標高1～5 mほどの微高地である湖岸段丘が認められ、平井(1989)はそれを陸側から湖岸段丘Ⅰ、Ⅱに区分した。本報告ではこれら2つの地形面構成層を湖岸段丘堆積物(lt)として一括して塗色した。湖岸段丘Ⅱは標高1～2 mの平坦面で湖浜に面し、前面に比高1 m程度の浜堤をもつ。湖岸段丘Ⅰは標高2～5 mで湖岸段丘Ⅱの陸側に分布する。湖岸段丘Ⅰとの境界は緩斜面となっている(平井, 1989)。湖岸段丘Ⅰはその標高から縄文海進高頂期に形成されたと考えられる(平井, 1989)。湖岸段丘の堆積物は後述する湖浜の堆積物と同様に泥・砂・礫からなると推定される。

湿地堆積物 (p) 地盤ボーリング資料によると、能取湖北岸に位置するポイント沼の南側には表層に厚さ1 m程度の泥炭層が分布し、その下位には非常に軟弱なシルト質砂層、シルト層が深度15 m以上まで連続して認められる(網走支庁農業振興部, 2004)。また北海道農業試験場(1962)には、ポイント沼南側に加えて卯原内市街南方にも泥炭層の分布を示しており、同資料を参考にこれらを湿地堆積物(p)として地質図に示した。

その他の沖積低地堆積物 (a) 現在の能取湖の湖浜には、主に泥・砂・礫からなる湖浜堆積物が分布する。東岸ではやや粗粒で、砂礫が多い(境・神田, 2000)。能取湖周辺の山地や丘陵を開析して能取湖に流下する小河川の下流域は、主に新第三系の泥質岩起源の礫や砂・泥からなる谷底堆積物により埋積されている。また卯原内～能取湖西岸にかけて、小河川の河口部にごく小規模な三角州が形成されている。その他、河川の現河床堆積物や氾濫原堆積物を一括して、その他の沖積低地堆積物として示した。

網走湖の湖岸では、^{おおまがり}網走市大曲付近にごく狭い低地が見られるに過ぎない。北海道農業試験場(1962)ではこの低地の北縁に泥炭の分布を示しているが、網走支庁農業振興部(2004)の地盤ボーリング資料によれば、泥炭は三眺山の南の小河川の谷底に限られ、他は軟弱な腐植質泥～砂からなる。

5.6.3 網走低地

網走川最下流部の網走低地表層は、網走支庁農業振興部(2003)の地盤ボーリング資料によれば砂を主体とする。一方、網走川河床(標高0.07 m)の粘土層中には自然貝層が知られており、マガキ、ウネナシトマヤガイ、ヒメシラトリなどが包含される(前田ほか, 1994)。マガキからは 5330 ± 190 yBPの ^{14}C 年代が得られている(前田ほか, 1994)。これら網走低地の表層堆積物はその他の沖積低地堆積物(a)として一括した。

5.6.4 湖底堆積物

湖底の底質に関しては網走湖について詳細な報告がある(許ほか, 2012)が、本地域では網走湖の北端が範囲に入るのみであり省略する。一方、能取湖については資料に乏しいが、Katsuki *et al.* (2012)を参考にして以下に簡単に述べる。

能取湖湖底では平和－福山断層から連続するように南西－北東に伸びる地形的高まりが存在し、その高まりを取り囲んで高まりの北西側、東側、南東側に水深20 m程度の湖盆が分布する。能取湖は自然状態では冬季に湖口が閉塞し、また夏季には湖水が密度成層するため、南東側の湖盆底では水深10 m以深が貧酸素状態となる。北西側の湖盆底では、ピストンコアラーにより深度226

cmまでの底質のコア試料が採取されている。コア堆積物は人為的な湖口開削の影響を受けている表層20 cmを除くと、暗灰色の泥から構成される。樽前a火山灰層(1739年降灰)及び駒ヶ岳c2火山灰層(1694年降灰)が深度60～80 cm間に挟まれており、深度146 cmから採取された二枚貝の ^{14}C 年代は 1360 ± 40 yBPである(Katsuki *et al.*, 2012)。

以上のほかに、能取湖及び網走湖の底質表層の主要元素分布が高田ほか(2016)により、また底質中の重金属の分布が近藤(1972)や境・大谷(2001)により報告されている。それらの詳細はここでは省略する。

5.7 人工堆積物 (ar)

港湾施設・宅地や農地造成に伴う盛土・埋土が各地で行われている。本報告では、海岸線の大規模な変更を伴うような盛土・埋土について図示した。比較的小規模な沢地形や丘陵・段丘面での切土・盛土・埋土箇所については、変更の有無を判断するための資料に乏しいため図示していない。

網走港・能取漁港・常呂漁港においては、開発の進展に伴い断続的に盛土・埋土が行われている。国土地理院発行の空中写真を比較すると、能取漁港(二見ヶ岡)は1950年代後半～1970年代前半までに、網走港周辺は1970年代後半～1990年代にかけて大規模な盛土・埋土による地形改変が行われている。常呂漁港、能取漁港(卯原内)など他の港湾施設では盛土・埋土は行われていても小規模であり、1970年代後半～1980年代までには現在の形状がほぼ出来上がっている。

網走市街地の各地では、宅地造成に伴う埋土・盛土が行われている。向陽ヶ丘、潮見～駒場の中位～高位1～3面では、特に1970年代以降に各地で宅地造成が行われ、段丘上の小起伏地形が切土・埋土・盛土により消失している。また、沢地形の埋積や、河道の直線化・暗渠化に伴う埋土・盛土が顕著である。埋土厚は数m～十数mに達すると推定される。潮見から北流し網走川に合流していた車止内川は、現在は錦町以北で暗渠化され流路のほとんどが消失、断続的に続く緑地や街区・道路の屈曲により痕跡が認められる程度である。

能取半島や常呂丘陵をはじめとする丘陵地や低地では農地造成に伴う切土・盛土・埋土が盛んに行われている。能取湖の北岸に分布する砂丘では砂の採取に伴う地形改変が認められる。1970～2000年代の空中写真では二見ヶ岡や常呂川沿いで砂利採取に伴うと推定される直径数m～数10 m程度の穴や窪地が多数認められるが、これらのほとんどは現在では埋め戻され、農地や荒地となっている。

第6章 地質構造

(川上源太郎・廣瀬 亘)

本地域は、北海道の地質基盤(主に中生界)に基づいた地体構造区分における常呂帯と根室帯の境界に位置し、両者の境界は北北東-南南西方向に伸びる網走構造線とされている(Kimura, 1981)。同構造線は、南部セグメントは白糠丘陵を通り、北部セグメントは本地域を通ってオホーツク海域の北見大和堆に続くと考えられる(Kimura, 1981; TuZino and Murakami, 2008; 大津・田近, 2011)が、後述するように本地域における網走構造線の位置は不明である。

能取湖の東西の丘陵を構成する新第三系は大局的に能取湖に向かって順次新しい地層が露出し、緩やかな向斜構造をつくっていると考えられる。新第三系の走向は丘陵の伸びに平行な北北東-南南西が主要なものであるが、常呂丘陵の中央部付近では東西に近い走向に変化する。

以下、主要な地質構造について記述する。

網走構造線 本地域には、白亜紀付加体の仁頃層群が南西端の狭い範囲に分布するのみであり、根室帯を構成する上部白亜系～古第三系根室層群の露出は周辺域も含めて知られていない。このため地質基盤の境界として網走構造線の位置を特定することはできない。網走構造線の北部セグメントは後期中新世の右横ずれ断層運動により形成されたが、鮮新世以降は活動していない(Kimura, 1981)。したがって本地域では呼人層以下の地層が網走構造線の活動の影響を受けている可能性があるが、明確な南北性の右横ずれ断層や剪断帯は認定できない。Kimura (1981)は後述する常呂川東岸のリニアメント(活断層研究会編, 1991)に沿って網走構造線を引いているが、リニアメントを跨いだ東西両側の山地に仁頃層群が分布し、リニアメント近傍で地層の急立や破碎、変形などが認められないなど、リニアメントに沿った大きな地質的不連続、及び断層の活動を示す地形・地質学的根拠は確認できない。

層序及び地質分布の不連続は、むしろ能取湖の湖底下に想定される。すなわち、網走層が能取湖を境として東側の美岬丘陵にのみ分布すること、また網走層の上位の呼人層が能取湖の東側では700 mの厚さを有するにも関わらず、西側では100 m程度ときわめて薄くなることがあげられる。しかし、能取湖の東西における呼人層の厚さの違いは、上位の美岬層による浸食量の差異による影響も考えられ、詳細は不明である。

断層 主要な断層は、常呂丘陵、美岬丘陵、及び天都山丘陵に認められる。

常呂断層

常呂丘陵の常呂断層(新称)は、方向を変化させながらも概ね常呂川東岸のリニアメント(活断層研究会編, 1991)に沿って南北に伸びる。常呂断層は常呂層の地質構造に認められる不連続箇所を繋いだもので、断層露頭は未確認である。すなわち常呂層が断層を介して西側で南北走向、東側で東西走向を示すが、断層面に沿う変位量はさほど大きくないと考えられる。

平和-福山断層

常呂断層の南端は、北東-南西走向の平和-福山断層(新称)により切られる。この断層の北東端は能取湖湖底に伸びると推定され、南西側は端野地域(石田ほか, 1968)の北見市上仁頃まで連続して延長60 km以上に達する。トコロ幌内川付近では、常呂層上部の能取シルト岩部層と、仁頃層群及びそれを不整合で覆う常呂層の下部～中部層準(ニタテヨコツナイ川泥質砂岩部層とその下位層準)が断層を介して接しており、断層の位置は地形にも明瞭に現れている。北東側の網走市平和付近では、断層両側の常呂層の構造から南東傾斜の逆断層であることが読み取れ、断層運動に伴って常呂層内に生じた背斜構造を切っていると考えられる。

卯原内断層

網走市能取及び卯原内の西方には、平和-福山断層と直交する北西-南東走向の断層が推定され、卯原内断層(新称)とよぶ。この断層も常呂断層と同様に、常呂層の構造の不連続箇所を繋いだもので、断層露頭は未確認である。

その他の断層・リニアメント

常呂丘陵北部(常呂市街の南東)には、常呂層の分布や丘陵の地形に左横ずれの水平変位を与えている北西-南東走向の断層の存在が推定されるが、第四系の地形面には明瞭な変位は見られない。断層露頭も未確認である。

能取湖の東側の美岬丘陵では、南北に延びる断層が認められる。このうち丘陵中央部の断層は呼人層の最下部に変位を与えているが、変位量は小さい。また、呼人層の泥岩からなる破碎部が認められるものの断層露頭は確認できない。能取工業団地東方の断層もまた断層露頭は認められないが、ここでは呼人層が最下部の凝灰岩を欠いて網走層と接しており、丘陵中央部の断層と比べやや

変位が大きい断層の可能性がある。これらの断層は第四系に変位を与えている証拠はない。

網走市街地では、ボンモイ断層(島田・矢崎, 1956)をはじめとする北東～南西ないし東西走向の断層が分布する。これらは車止内層及び網走層の分布や地質構造に影響を与えているとされるが、断層露頭は確認できない。

褶曲 褶曲構造としては、能取湖底東岸に南北性の軸をもつと推定される向斜構造が主要なものであるが、軸部の大部分が湖底～卯原内東方の低地に伏在している。詳細は不明である。能取湖の湖口付近では、向斜の両翼をなす美岬層が露出する。美岬丘陵にはこの向斜構造に平行な背斜・向斜構造が認められる。一方、能取湖西方の常呂丘陵では、常呂層上部の能取シルト岩部層の分布域に、波長1 km程度の小規模な背斜・向斜構造の繰り返しが認められる。この小規模な褶曲により地層は東西に近い走向を有し、その翼部は全般に20°以下の低角の傾斜を示す。

網走市街地では、天都山向斜、車止内背斜(島田・矢崎, 1956)が認められる。前者は南北性、後者は北東～南西方向の軸をもち、特に車止内層の地質構造に影響を与えている。

二ツ岩北方では、網走層の火山性二次堆積物及び泥岩の走向が南北方向から北西～南東方向へと変化しており、海域に小規模なドーム構造が想定されている(佐々井上, 1939c; 島田・矢崎, 1956)が詳細は不明である。

活断層・活構造 本地域の活構造としては、常呂川東岸のリニアメント(活断層研究会編, 1991)が知られる。このリニアメントは直線的な川崖とそれに伴う三角末端崖から構成され、確実度Ⅱ～Ⅲの活断層とされている(活断層研究会編, 1991)。しかしリニアメントを跨ぐ小河川の谷底堆積物などに断層変位地形は認められない。常呂低地では、常呂川河口の陸側に土佐面が微高地として存在することから、地盤の隆起の影響を受けている可能性が示唆されているが(Sakaguchi *et al.*, 1985)、十分な根拠は得られていない。

一方、常呂から藻琴に至る東西方向の海岸線における中位段丘面の旧汀線高度にも、明瞭な不連続は認められない。ただし詳しく見ると、中位段丘面の旧汀線高度は能取湖の西側から東側の能取岬にかけて高くなる傾向を示す。すなわち常呂市街地周辺では20～28 m前後だが、能取湖北方から東にむかって緩慢に標高が上昇し、能取湖湖口付近では30～35 m、能取岬付近では35～45 m前後、網走市街地では35～40 m前後、さらに東方の藻琴では30～35 mと再び低下していく。さらに東方の斜里平野では、屈斜路火砕流堆積物Ⅳ(KpⅣ)の基底面が沖積面下に埋没しているとされる(小池・町田編, 2001)。このことから、能取半島から天都山付近に伸びる南北性の丘陵は常呂～藻琴にかけては緩慢な隆起傾向にあり、サロマ湖から斜里平野にかけての広域的な南北性隆起～沈降域(小池・町田編, 2001)の一部を構成しているとみなせる。

第7章 応用地質

(廣瀬 亘・渡辺真人)

7.1 石油・天然ガス

島田・矢崎(1956)によれば、美岬丘陵の東海岸沿いに分布する網走層において、火山砕屑岩中の岩脈の接触部と岩脈中の割れ目においてタール様原油として油徴が確認されているほか、天都山周辺では飲料用の井戸から天然ガスが湧出したとされる。本地域の調査でも、美岬大橋周辺やポンバイラギ川において網走層の火砕岩中のごく軽微な油徴が観察された。また、網走市は昭和28年にガス徴が認められる網走港沖の帽子岩で深度20mと50mの2本の試掘井を掘削し、小規模なガスの湧出を認めたが、その後生産にはいたっていない。

7.2 採砂

能取湖北部、湖口の東側及び西側では砂丘と砂浜海岸が発達している。これらの砂は粒径の揃った中～細砂で構成され、かつ豊富な資源量を有しているため、かつては大規模に採砂されていたが、現在は休止している(国土地理院の空中写真判読及び現地調査による)。岐阜台地の高位3段丘堆積物を構成する海成砂層も、かつて採砂の対象となっていたことがあり、現在はその跡地が凹地として点在している。

能取湖湖口東側(旧：美岬集落周辺)及び能取湖北西岸(旧国鉄能取駅付近)では砂鉄が産することが知られ、小規模に稼行されていたようである(番場ほか, 1967)。砂鉄の成分は、美岬海岸ではFe 57.73%, TiO₂ 13.54%, 能取駅周辺ではFe 38.33%, TiO₂ 23.48%であり、磁鉄鉱を主としチタン鉄鉱を伴うことが特徴とされる(番場ほか, 1967)。

7.3 珪藻土

能取湖湖口の西方では、呼人層中に挟在する珪藻質粘土層が知られ、番場ほか(1967)により資源調査が行われた。鉱床は東西約150m、厚さは最大10mとされるが、側方連続性が悪く低品位であることから、稼行対象となる可能性は低い。

7.4 採石

網走層の火山岩類のうち、溶岩や破砕度の低いハイア

ロクラスタイト(火山角礫岩)は、やや変質していることがあるものの場所によっては比較的新鮮であり、資源量も豊富であることから採石の対象となりうる。実際に、本地域の南隣・南東隣に相当する「女満別」地域及び「小清水」地域では、網走層を対象とした採石場が稼行していたが、現在は一部を除き多くが休止・終了している。

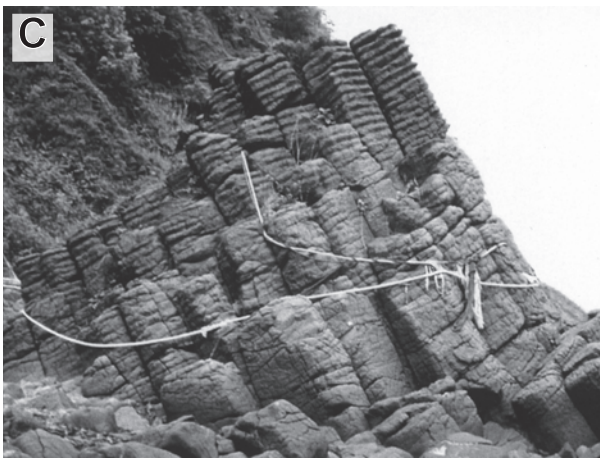
7.5 火山灰

本地域に分布する屈斜路火砕流堆積物はほとんどが二次堆積物だが、礫や岩片、粒径十数cmを越えるような大粒径の軽石の混入が少なく、細粒の火山灰に富むことから各地で火山灰資源として採掘されている。南隣・南東隣の「女満別」及び「小清水」地域では火砕流堆積物が一次堆積物として厚さ10～20m以上で堆積しているため、大規模な火山灰の土取り場が複数稼行しているが、本地域では農地切土に伴って出現した火山灰露頭が土取りの対象となっている程度で比較的小規模なものが多い。

7.6 温泉・鉱泉

本地域の範囲では、自然湧出の温泉はこれまでに知られていない。また、温泉・地熱開発を目的としたボーリング探査もほとんど行われていない。一方、南隣の「女満別」地域では、網走湖東岸で1981年に掘削された温泉ボーリングをきっかけとして網走湖畔温泉が開発された。また、南東隣の小清水地域では、東藻琴～網走市山里にかけて複数の温泉が開発されている。本地域の範囲においてもこれらの地域と同様の温泉開発の可能性は否定できないものの、網走市街地周辺は車止内背斜の存在により温泉胚胎層となる可能性の低い車止内層が地下に広く伏在すること、本地域は北見から北北東に延びる低地温勾配域に相当する(北海道立地下資源調査所, 1995)ことから、深部熱水を対象とした温泉ボーリングによっても十分な地温勾配が得られない可能性が高い。

一方、冷鉱泉としては網走層・呼人層の分布域をはじめ、いくつかの冷鉱泉が知られている(金原, 1992)。たとえば、1972年には旧能取駅付近で深さ300mの温泉ボーリングにより、29.5℃のナトリウム-塩化物泉



第7.1図 網走地域の地質遺産

- A. 網走層のハイアロクラスタイトに貫入する岩脈(網走市ボンモイ).
- B. 網走層の安山岩質貫入岩体.放射状節理が発達する(網走市ボンモイ).
- C. 網走層の貫入岩体に形成された層状構造(網走市美岬).
- D. 帽子岩. ケーソンドックは帽子岩の東側(写真奥)に位置する(網走港).

が湧出している(北海道立地下資源調査所, 1991).
ただし坑井地質, 温泉帯水層深度, 利用実態などの記録は
なく, 詳細は不明である. 湧出量に乏しく温度も低い
ことから, 温泉開発の対象となる可能性は低い.

7.7 地質遺産

網走地域には, 網走層の火山岩類や岩脈で構成される
景勝地がいくつか存在する(第7.1図). これらは観光
地として旅行ガイドなどに取り上げられるとともに, 一
部は網走市により指定天然記念物とされている.

網走市港町(旧地名: 網走市ボンモイ)では, 海食崖
及び採石場の跡地において, 網走層の安山岩質貫入岩が
露出している(第7.1図A及びB). 海食崖では水平方
向に延びる柱状節理, 採石場跡地では放射状節理が著し

く発達しており, 地質学的価値及び景観を評価され, 網
走市指定天然記念物となっている(昭和58年3月5日
指定). 現時点ではジオツアー等の対象とはなってい
ないが, 社会教育や学校教育で利用されることがある.
天都山は国指定名勝となっている(昭和13年12月14
日指定). 能取岬の南方2kmの海食崖に露出する網走層
の貫入岩では, 貫入岩体の冷却過程で形成される層状
の構造と, 冷却に伴いマグマ中に貫入した分結脈(セグ
リゲイション・ベイン: Goto, 1996; Geshi, 2001)が
よく観察でき(第7.1図C), 浅部貫入岩体の冷却過程
を知るうえで貴重な地点である. 能取岬の西方海岸
は, 海食崖において網走層・呼人層の境界を連続的に
観察できる. ここでは, 海底火山活動の終息に伴い,
噴火による溶岩やその再移動による二次堆積物の影
響が次第に弱まり, 細粒な砂岩・泥岩~珪質泥岩が
堆積する静穏な堆積環境に

移行した様子がよく観察できるため、地質巡検等で活用が見込まれる地点である。

網走港の沖合に位置する帽子岩は、網走層の安山岩質貫入岩である(第7.1図D)。これは、岩そのものではなく、帽子岩の一部を掘削したケーソンドック(大正12

年完成)が、土木学会選奨の土木遺産となっている(2006年選奨)。天然の岩盤を掘削し壁面としてそのまま利用したドライドッグであり、完成後にくりかえし改修されてきたが、壁面や防波堤は完成当時のまま利用されている。

文 献

- 網走支庁農業振興部 (2003) 網走支庁管内の地質と地下資源
I 網走地方東部. 農業農村整備事業関連地質地下資源調査
報告書. 232 p.
- 網走支庁農業振興部 (2004) 網走支庁管内の地質と地下資源
II 網走地方中北部. 農業農村整備事業関連地質地下資源調
査報告書. 277 p.
- 秋葉文雄 (1979) *Denticula dimorpha* とその類縁種の形態, お
よび新第三系珪藻化石層区分. 石油資源開発技研所報,
vol. 22, p. 148-189.
- Arai, F., Machida, H., Okumura, K., Miyauchi, T., Soda, T. and
Yamagata, K. (1986) Catalog for late Quaternary marker-
tephras in Japan, II—tephras occurring in northeast Honshu and
Hokkaido. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, vol. 21, p. 223-
250.
- Bamba, T. (1984) The Tokoro Belt, a tectonic unit of the central
axial zone of Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Series
IV*, vol. 21, p. 21-75.
- 番場猛夫・丸山修司・山屋政美・村瀬 正・池田国昭 (1967)
網走市能取湖周辺の砂鉄・珪藻土鉱床. 北海道地下資源調
査資料, no. 108, p. 1-7.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic
foraminifera biostratigraphy. In Brönnimann, P. and Renz, H. H.
eds., *Proc. First International Conference on Planktonic
Microfossils, (Geneve)*, Leiden, p. 199-421.
- 防災科学技術研究所 (2013) 地すべり地形分布図, 第 55 集「斜
里・知床岬」. 防災科学技術研究所研究資料, 第 383 号.
- 千谷好之助 (1930) 網走町附近に於ける石油徴候. 地質雑誌,
no. 491, p. 32-39.
- 遠藤邦彦 (1984) 最終氷期以降の北海道沿岸地域の環境変遷.
福田正己・小崎 尚・野上道男編「寒冷地域の自然環境」
北海道大学図書刊行会, p. 231-250.
- Endo, K. (1985) Coastal sand dunes in Japan. *Proceeding of the
Institute of Natural Sciences, College of Humanities and
Sciences, Nihon University, Earth Sciences*, no. 21, p. 37-54.
- 遠藤邦彦・上杉 陽 (1972) オホーツク海沿岸トコロ海岸平野
の地形・地質. 東京大学文学部「常呂 付篇」, p. 493-
504.
- 福沢仁之 (1985) 北海道天北 - 羽幌地域の上層新第三系層序の
再検討. 地質学雑誌, vol. 91, p. 35-55.
- 古川竜太・中川光弘・古堅千絵・吉本充宏 (2006) 樽前火山先
史時代の噴火活動. 月刊地球, vol. 28, p. 302-307.
- Galbraith, R. F. (1981) On statistical model for fission track counts.
Math. Geol., vol. 13, p. 471-488.
- Geshi, N. (2001) Melt segregation by localized shear deformation
and fracturing during crystallization of magma in shallow
intrusions of the Otogo volcanic complex, central Japan. *Journal
of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 106, p. 285-300.
- Goto, Y. (1996) A rhythmically banded basaltic andesite intrusion in
the Shiretoko Peninsula, Hokkaido, Japan. *Jour. Mineral. Petrol.
Econ. Geol.*, vol. 91, p. 427-442.
- Gradstein, F., Ogg, J. and Schmitz, M. D. and Ogg, G. M. (2012) *A
Geologic Time Scale 2012*. Elsevier. 589p.
- Hamano, Y., Maeda, Y., Matsumoto, E. and Kumano, S. (1985)
Holocene sedimentary history of some coastal plains in Hokkaido,
Japan, III. Transition of diatom assemblages in Tokoro along the
Okhotsk Sea.
- 長谷川 健・中川光弘 (2007) 北海道東部, 阿寒カルデラ周辺
の前—中期更新世火砕堆積物の層序, 地質学雑誌, vol.
113, p. 53-72.
- Hasegawa, T. and Nakagawa M. (2016) Large scale explosive
eruptions of Akan volcano, eastern Hokkaido, Japan: A
geological and petrological case study for establishing tephro-
stratigraphy and -chronology around a caldera cluster.
Quaternary International., no. 397, p. 39-51.
- 長谷川 健・中川光弘・伊藤順一・山元孝広 (2011) 北海道東
部, 釧路地域に分布する第四系の年代: 高分解能テフラ層
序に基づく対比と編年, 地質学雑誌, vol. 117, p. 686-699.
- Hasegawa T, Matsumoto A and Nakagawa M (2016) Evolution of
the 120 ka caldera-forming eruption of Kutcharo volcano,
eastern Hokkaido, Japan: Geologic and petrologic evidence for
multiple vent systems and rapid generation of pyroclastic flow.
Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 321, p.
58-72.
- 長谷川 健・中川光弘・宮城磯治 (2017) 北海道東部, アトサ
ヌプリ火山における水蒸気噴火の発生履歴: 炭素年代およ
び気象庁ボーリングコアからの検討, 地質学雑誌, vol.
123, p. 269-281.
- 林 圭一・川上源太郎・廣瀬 亘・渡辺真人 (2018) 北海道
東部網走地域の能取湖周辺に分布する新第三系の渦鞭毛藻
シスト化石層序, 地質調査総合センター研究資料集,
no.650, p. 1-12.
- 平井幸弘 (1989) 日本における海跡湖の地形的特徴と地形発達.
地理学評論, vol. 62A, p. 145-159.
- 広瀬 亘・中川光弘 (1999) 北海道中央部～東部の新第三紀火
山活動: 火山学的データ及び全岩化学組成からみた島弧火
山活動の成立と変遷. 地質学雑誌, vol.105, p. 247-265.
- 北海道鉱業振興委員会 (1990) 北海道の石油・天然ガス資源—
その探査と開発 (昭和 52 ~ 63 年) —. 北海道商工観光部
資源エネルギー課, 157p.
- 北海道農業試験場 (1962) 北見国泥炭地土性調査報告. 北海道
農業試験場土性調査報告第十二編, 66p. 及び附図
- 北海道立地下資源調査所 (1980) 北海道の地熱・温泉 (D) 北海
道東部. 地下資源調査所調査研究報告, vol. 10, 155p, 2
sheets.

- 北海道立地下資源調査所 (1991) 北海道地熱・温泉ボーリング井データ集, 205p.
- 北海道立地下資源調査所 (1995) 北海道地温勾配図.
- 許成基・船木淳悟・岡村 眞・松岡裕美・坂本竜彦・鹿嶋薫・山辺希世 (2012) 網走湖底質とその縞状構造について. 地球科学, vol. 66, p. 17–33.
- 一木絵理 (2012) 日本における縄文海進の海域環境と人間活動. 東京大学新領域創成科学研究科博士課程学位論文, 215 p.
- Iijima, A. and Tada, R. (1981) Silica diagenesis of Neogene diatomaceous and volcanoclastic sediments in northern Japan. *Sedimentology*, vol. 28, 185–200.
- Imaoka, T. and Itaya, T. (2004) K-Ar geochronology of a middle Miocene submarine volcano-plutonic complex in southwest Japan. *Geological Magazine*, vol. 141, p. 1–13.
- 石田正夫・平山 健・黒田和男・番場猛夫 (1968) 5 万分の 1 地質図幅「端野」および説明書. 北海道開発庁, 49 p.
- 伊藤陽司 (1994) 北海道, 網走・北見・津別地域の地すべり (第 4 報) — 網走・女満別地域での地すべり地形の特徴と最近の地すべり —. 北見工業大学研究報告, vol. 25, p. 265–278.
- 岩田修二 (1977) 根釧原野, 上春別付近の周水河非対称谷. 地理学評論, vol. 50, p. 455–470.
- Kano, K. (1979) Deposition and diagenesis of siliceous sediments of the Onnagawa Formation. *Science Reports of the Tohoku University*, Ser. 3, vol. 14, p. 135–189.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層. 東京大学出版会, 440p.
- 勝井義雄 (1962) 5 万分の 1 地質図幅「屈斜路湖」および同説明書, 北海道開発庁, 42p.
- 勝井義雄・佐藤博之 (1963) 5 万分の 1 地質図幅「藻琴山」および同説明書, 北海道開発庁, 42p.
- Katsuki, K., Seto, K., Saito, M., Noguchi, T., Sonoda, T. and Kim, J.-Y. (2012) Paleocological and paleoenvironmental changes in lagoon Notoro-Ko (Japan) during the last 200 years based on diatom assemblages and sediment chemistry. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, vol. 33, p. 197–217.
- Kimura, G. (1981) Abahiri Tectonic Line: with special reference to the tectonic significance of the southwestern margin of the Kurile Arc. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University*, Ser. IV, vol. 20, p. 95–111.
- 木村方一・桜井和彦・加藤孝幸 (1998) 北海道網走市の常呂層 (後期漸新世) より発見されたプロトプレテルム科の化石. 北海道教育大学紀要, no. 48, p. 29–34.
- 金原啓司 (1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧. 地質調査所, 394p.
- 木内信蔵 (1962) 常呂付近の自然環境. 常呂の遺跡, p. 250–255.
- 小疇 尚・野上道男・小野有五・平川一臣編 (2003) 日本の地形 2 北海道. 東京大学出版会, 359 p.
- 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, 105p, CD-ROM (3 枚) 付図 2 葉.
- 小泉 格 (1988) 北海道の新第三系の珪藻層序. 昭和 62 年度科学研究費補助金 (一般研究 C) 研究成果報告書, 67p.
- 国立天文台編 (2012) 平成 24 年理科年表. 丸善出版, 1108p.
- 近藤 務 (1972) 北海道の潟湖および湾の底質中の重金属の分布 (その 1) — サロマ湖・網走湖・ノトロ湖・厚岸湖および厚岸湾 —. 地球科学, vol. 26, p. 149–158.
- 興水達司・岡 孝雄・嵯峨山 積 (1987) 北海道東部知床半島基部硬質頁岩層の時代. 地質学雑誌, vol. 93, p. 61–64.
- Kurita, H. (2004) Paleogene dinoflagellate cyst biostratigraphy of northern Japan. *Micropaleontology*, vol. 50, suppl. 20, p. 1–50.
- 栗田裕司・小布施明子・秋葉文雄 (1998) 北海道東部における上部漸新統～下部中新統 渦鞭毛藻・花粉化石層序および珪藻化石層序との対応. 石油資源開発株式会社技術研究所研究報告, vol. 13, p. 11–31.
- 黒田和男・寺岡易司 (1964) 5 万分の 1 地質図幅「サロマ湖・三里番屋」および説明書. 北海道開発庁, 34+4 p.
- Le Bas, M. J. and Streckeisen, A. L. (1991) The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society, London*, vol. 148, p. 825–833.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- 前田保夫・松田 功・中田正夫・松島義章・松本英二・佐藤裕司 (1994) 完新世における北海道オホーツク海沿岸の海面変化—海面高度の観察値と理論値について—. 山形大学紀要 (自然科学), no. 13, p. 205–229.
- Mandeville, C.W., Carey, S. and Sigurdsson, H. (1996) Sedimentology of the Krakatau 1883 submarine pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, vol. 57, p. 512–529.
- 松原彰子 (2000) 日本における完新世の砂州地形発達. 地理学評論, vol. 73A, p. 409–434.
- 松井 愈・福沢仁之 (1990) 第 3 章古第三系—3.4 北海道東部—4) 常呂—網走地域. 加藤 誠・松井 愈・北川芳男・勝井義雄 代表編集「日本の地質 1 北海道地方」, 共立出版, pp. 61.
- 松井 愈・雁沢好博 (1987) 東部北海道の漸新 - 中新統・川上層群—足寄動物群の産出層と地質時代—. 松井 愈教授退職官記念論文集, p. 105–112.
- Matsuoka, K. (1983) Late Cenozoic dinoflagellates and acritarchs in the Niigata District, central Japan. *Palaeontographica, Abt. B*, vol. 187, p. 89–154.
- Matsuoka, K. and Bujak, J. P. (1988) Cenozoic dinoflagellate cysts from the Navarin Basin, Norton Sound and St. George Basin, Bering Sea. 長崎大学教養部紀要. 自然科学篇, vol. 29, p. 1–147.
- Matsuoka, K., Bujak, J. P. and Shimazaki, T. (1987) Late Cenozoic dinoflagellate cyst biostratigraphy from the west coast of northern Japan. *Micropaleontology*, vol. 33, p. 214–229.
- 湊 正雄・北川芳男 (1954) オホーツク海沿岸の湖沼. 網走道立公園知床半島学術調査報告, p. 48–63.
- Morita, R., Titova, L. V. and Akiba, F. (1996) Oligocene-early Miocene molluscs and diatoms from the Kitami-Tsubetsu area, eastern Hokkaido, Japan. *Sci. Repts. Tohoku Univ 2nd Ser.* vol. 63, p. 53–213.

- 村本宏司・畑中 実・金子光好 (1998) 北海道網走地域における第三系の年代層序の新知見. 石油技術協会誌, vol. 63, p. 320.
- 新井田清信 (2010) 2. 中生代～古第三紀収束域の地質体—2.2 付加体—2.2.5 常呂帯の付加体. 日本地質学会編集「日本地方地質誌1北海道地方」, 朝倉出版, p. 60–64.
- 小布施明子・栗田裕司 (1999) 北日本新第三系の渦鞭毛藻化石層序. 日本古生物学会 1999 年年会予稿集, p. 95.
- 大島和雄 (1971) 北海道サロマ湖の後氷期の地史. 地質調査所月報, vol. 22, p. 615–627.
- 大津 直・田近 淳 (2011) オホーツク海南西縁, 北見大和堆を形成した断層関連褶曲. 北海道地質研究所報, vol. 83, p. 87–91.
- Okada H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Marine Micropaleont.* vol. 5, p. 321–325.
- 岡村要蔵 (1913) 北海道北東部地質調査報文. 鑛物調査報文, 15, ページ不明
- 岡村要蔵 (1914) 北海道網走屈斜路地方地質調査報文. 鑛物調査報文, 20, ページ不明
- 奥村晃史 (1991) 北海道地方の第四紀テフラ研究. 第四紀研究, vol. 30, p. 379–390.
- Okumura, K. (1996) Tephrochronology, correlation, and deformation of marine terraces in eastern Hokkaido, Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, vol. 31, p. 19–26.
- Ryu, S., Oka, M., Yagi, K., Sakuyama, T. and Itaya, T. (2011) K-Ar ages of the Quaternary basalts in the Jeongok area, the central part of Korean Peninsula. *Geoscience Journal*, vol. 15, p. 1–8.
- 嵯峨山 積 (1987) 根釧原野鮮新統の珪藻生層序. 地質学雑誌, 93, p. 643–652.
- 斎藤享治 (1989) 常呂川流域における山脚部の崖錐地形. 学園論集(北海学園大学学術研究会), vol. 62, p. 101–121.
- 斎藤文紀 (1987) 海水準変動に支配された海成沖積層の形成モデル. 月刊地球, no. 9, p. 533–541.
- 斎藤文紀 (1989) 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. 地学雑誌, vol. 98, p. 350–365.
- 阪口 豊・鹿島 薫・松原彰子 (1985) 常呂平野・サロベツ原野の完新世層と古地理. 昭和 58・59 年度東京大学特定研究経費成果報告書「最終氷期以降の自然環境の変動」, p. 5–26.
- Sakaguchi, Y. Kashima, K. and Matsubara, A. (1985) Holocene marine deposits in Hokkaido and their sedimentary environments. *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo*, vol. 17, p. 1–17.
- Sakaguchi, Y. and Okumura, K. (1986) Interglacial climates and relic red soils in northern Japan based on pollen records of interglacial deposits in eastern Hokkaido. *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo*, vol. 18, p. 31–48.
- 境 博成・神田房行 (2000) 能取湖の塩湿地におけるアッケシソウの分布. 環境教育研究, vol. 3, p. 115–120.
- 境 博成・大谷俊二 (2001) 能取湖のアサリと底質土の重金属含量. 環境教育研究, vol. 4, p. 77–82.
- Sakakibara, M. (1986) A newly discovered high pressure terrane in eastern Hokkaido, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*. vol. 4, p. 401–408.
- Sakakibara, M. (1991) Metamorphic petrology of the northern Tokoro Metabasites, eastern Hokkaido, Japan. *Journal of Petrology*, vol. 32, p. 333–364.
- 榊原正幸 (2010) 2. 中生代～古第三紀収束域の地質体—2.2 付加体—2.2.5 常呂帯の付加体—c. 変成作用. 日本地質学会編集「日本地方地質誌1北海道地方」, 朝倉出版, p. 64.
- 榊原正幸・新井田清信・戸田英明・紀藤典夫・木村 学・田近 淳・加藤孝幸・吉田昭彦・常呂帯研究グループ (1986) 常呂帯の性格と形成史. 地団研専報, no. 31, p. 173–187.
- 榊原正幸・磯崎行雄・七山 太・成井英一 (1993) 北海道東部, 常呂帯仁頃層群の緑色岩—チャート—石灰岩の放散虫化石年代と付加過程. 地質学雑誌, vol. 99, p. 615–627.
- Sakurai, K., Kimura, M. and Katoh, T. (2008) A new penguin-like bird (Pelecaniformes: Plotopteridae) from the Late Oligocene Tokoro Formation, northeastern Hokkaido, Japan. *Oryctos*, vol. 7, p. 83–94.
- 佐々保雄・井上 武 (1939a) 北見国網走町付近の第三系層序 (1), 石油技術協会誌, vol. 7, p. 418–429.
- 佐々保雄・井上 武 (1939b) 北見国網走町付近の第三系層序 (2), 石油技術協会誌, vol. 7, p. 519–523.
- 佐々保雄・井上 武 (1939c) 北見国網走町付近の第三系層序 (3, 完), 石油技術協会誌, vol. 7, p. 547–557.
- 佐藤博之・三梨 昂 (1970) 20 万分の1 地質図幅「網走」. 地質調査所.
- 沢村孝之助・山口昇一 (1961) 網走 - 浦幌地域の硬質頁岩中の珪藻による対比. 地質調査所月報, vol. 12, p. 885–890.
- 沢村孝之助・山口昇一 (1963) 道東津別地域新第三系の化石珪藻による分帯. 地質調査所月報, vol. 14, p. 777–783.
- 石油技術協会 (1993) 最近の我が国の石油開発. 石油技術協会, 442 p.
- 瀬尾春雄・富岡悦郎・片山雅弘 (1965) 石狩国南部および胆振国東部(一部)土性調査報告石狩支庁管内(市を含む). 北海道農業試験場土性調査報告, 15, 242p.
- 瀬尾春雄・後藤計二・天野洋司・佐々木竜男・富岡悦郎 (1968) 胆振国土性調査報告. 北海道農業試験場土性調査報告, 18, 294p.
- 嶋田智恵子 (1993) 北海道東部網走市能取半島付近の新第三系珪藻層序. 日本古生物学会 1993 年会講演予稿集, p. 24.
- 島田忠夫 (1961) 5 万分の1 地質図幅「網走」及び説明書. 地質調査所, 25p.
- 島田忠夫・矢崎清貫 (1956) 網走市附近地質調査報告. 石油技術協会誌, vol. 21, p. 225–231.
- 島田忠夫・矢崎清貫 (1959) 5 万分の1 地質図幅「小清水」及び説明書. 地質調査所, 21p.
- 田近 淳・岩田圭示 (1988) オリストストローム? : 訓子府大谷付近の仁頃層群(予報). 昭和 62 年度科研費(総合研究 A)

- 成果報告書「北海道中軸部に分布する日高累層群の再検討」, p. 254-258.
- 高田裕行・瀬戸浩二・前川公彦・川尻敏文 (2016) サロマ湖・網走湖・能取湖・藻琴湖・濤沸湖の表層堆積物における主要元素の分布 (予報). *Laguna*, vol. 23, p. 23-38.
- 高山英男・多田隆治 (1998) 北海道東部端野町, 常呂帯における古第三系赤色岩類の発見. *地質学雑誌*, vol. 104, p. 272-275.
- 高柳洋吉・長谷川四郎・尾田太良・丸山俊明 (1982) 北海道東部地区の第三系の微化石. 昭和 56 年度科学研究費補助金 (総合研究 A) 研究成果報告書「北海道新第三系層序の諸問題」. p. 33-48.
- 寺岡易司・黒田和男・平山 健 (1962) 北海道サロマ湖南方の“時代未詳中生層”について (演旨). *地質学雑誌*, vol. 68, p. 416.
- 戸田英明・新井田清信 (1986) 常呂帯緑色岩類の火成作用. 総研連絡誌「北海道の構造帯一岩石学とテクトニクス」, no. 1, 92-97.
- 常呂帯研究グループ (1984) 常呂帯仁頃層群の岩石構成と佐呂間層群基底の不整合. *地球科学*, vol. 38, p. 408-419.
- Trofimovs, J., Amy, L., Boudon, G., Deplus, C., Doyle, E., Fournier, N., Hart, M.B., Komorowski, J.C., Le Friant, A., Lock, E.J., Pudsey, C., Ryan, G., Sparks, R.S.J. and Talling, P.J. (2006) Submarine pyroclastic deposits formed at the Soufrière Hills volcano, Montserrat (1995-2003): What happens when pyroclastic flows enter the ocean?, *Geology*, vol. 34, p. 549-552.
- 通商産業省 (1992) 平成 3 年度広域地質構造調査報告「北海道北部 B 地域」. 258p.
- Tuzino, T. and Murakami, F. (2008) Evolution of collision-related basins in the eastern end of the Kurile Basin, Okhotsk Sea, Northwestern Pacific. *Journal of Asian Earth Sciences*, no.33, p. 1-24.
- 海津正倫 (1983) 常呂川下流低地の地形発達史. *地理科学*, vol. 38, p. 1-10.
- 渡辺真人 (1990) 富山県水見・灘浦地域の第三系の層序: とくに姿累層とその上位層との間の時間間隙について. *地質学雑誌*, vol. 96, p. 915-936.
- Watanabe, M. and Yanagisawa, Y. (2005) Refined Early to Middle Miocene diatom biochronology for the middle- to high-latitude North Pacific. *Island Arc*, vol. 14, p. 91-101.
- 渡辺真人・川上源太郎・廣瀬 亘・林 圭一 (2018) 北海道東部網走地域の能取湖周辺に分布する新第三系の珪藻化石層序. *地質調査総合センター研究資料集*, no.649, p. 1-7
- 八幡正弘・西戸裕嗣・岡村 聡 (1995) 東部北海道, 網走-阿寒地域の第三紀火山岩類の K-Ar 年代: 阿寒-屈斜路隆起帯の形成について. *地球科学*, vol. 49, p. 7-16.
- 山田敬一・寺岡易司・石田正夫 (1963) 5 万分の 1 地質図幅「生田原」および説明書. 北海道開発庁, 35+6 p.
- Yamagishi, H. (1987) Studies on the Neogene subaqueous lavas and hyaloclastites in Southwest Hokkaido. *Report of the Geological Society of Hokkaido*, vol. 59, p. 55-117.
- 山岸宏光編 (1993) 「北海道の地すべり地形一分布図とその解説」. 北海道大学図書刊行会, 426p.
- Yamagishi, H. and Goto, Y. (1991) Trachyandesite pillow from the Abashiri area, Northeast Hokkaido, Japan. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, vol. 36, p. 177-181.
- 山口昇一 (1970) 20 万分の 1 地質図幅「北見」. 地質調査所.
- 山口昇一・石田正夫・大山 桂・佐藤博之・沢村孝之助・角靖夫・三梨 昂 (1961) 美幌地方の新第三系について. 地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要録, no. 13, p. 33-35.
- 山口昇一・佐藤博之 (1966) 5 万分の 1 地質図幅「上里」及び同説明書. 地質調査所, 38p.
- 山口昇一・沢村孝之助 (1965) 5 万分の 1 地質図幅「本岐」及び同説明書. 地質調査所, 42p.
- 山元孝広・伊藤順一・中川光弘・長谷川健・岸本博志 (2010) 北海道東部, 屈斜路・摩周カルデラ噴出物の放射炭素年代値. *地質調査研究報告*, vol. 61, p. 161-170.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 104, p. 395-414.
- 柳沢幸夫・渡辺真人 (2017) 大佐渡地域南部に分布する新第三系堆積岩類の層序の改訂. *地質調査研究報告*, vol. 68, p. 259-285.
- 柳沢幸夫・山口昇一 (2017) 知床半島及び能取半島の上部新第三系の珪藻化石層序資料. *地質調査総合センター研究資料集*, no. 641. 産総研地質調査総合センター, p. 1-17.

Geology of the Abashiri District

By

Gentaro KAWAKAMI*, Wataru HIROSE*, Takeshi HASEGAWA**, Keiichi HAYASHI* and Mahito WATANABE***

(Written in 2017)

(ABSTRACT)

Outline

The Abashiri district is situated in the eastern part of the Hokkaido Prefecture, northern Japan. This district covers the area between latitude 44°0'8.7" N and 44°10'8.7" N, and between longitude 143°59'45.7" E and 144°19'45.6" E (Latitude 44°0' N and 44°10' N, longitude 144°0' N and 144°20.0' N, referred to the Tokyo Datum). The district faces the Sea of Okhotsk and covers the Noto Peninsula, Noto Lake, Tokoro Hills and Tokoro Plain. The Cretaceous accretionary complex in southwestern part of the district forms higher hills and Neogene sedimentary and volcanic rocks forms the Misaki Hill (Noto Peninsula) and Tokoro Hill. Pleistocene pyroclastic flow deposits of the Kutcharo Volcano and terrace deposits fringe the edge of those hills. Holocene sediments covers the Tokoro Plain.

Cretaceous accretionary complex

The oldest geological unit is the Nikoro Group which is distributed in the southwestern part of the district. The Nikoro group is composed of basaltic rocks and red chert. The basaltic rocks include lava and volcanic breccia (hyaloclastite). No terrigenous clastic rocks are associated. The basaltic rocks suffered high pressure/ low temperature type metamorphism. The recrystallization and deformation are weak though some are slightly foliated. Red chert of the Nikoro Group is intercalated in basaltic rocks as lenticular layers of various scale. The Cretaceous age of the Nikoro Formation is inferred by the radiolarian fossils from chert which is found in the adjacent area of this district.

Neogene

The Neogene is divided into the Tokoro, Kurumatomanai, Abashiri, Masuura, Yobito and Misaki formations in ascending order. All the formations consist of sedimentary rocks except for the Abashiri Formation which is mainly composed of submarine volcanic and volcanoclastic rocks.

The Tokoro Formation, which unconformably overlies the Nikoro Group, is composed of conglomerate, sandstone, siltstone and intercalates tuff layers. This formation is divided into four members, namely the Tokorohoronaigawa Conglomerate Member, the Toyohama Sandstone Member, the Nitateyokotsunaigawa Muddy Sandstone Member and the Noto Siltstone Member. Overall succession of the formation shows upward fining trend showing transgression from non-marine to shelf environment during the deposition.

The Kurumatomanai Formation is composed of mudstone and sandstone yielding marine molluscan fossils. This formation is divided to three members, the Massive Siltstone Member, Fine Sandstone Member and Banded Siltstone Member. Since the boundary between this formation and underlying geological unit is not exposed, the relationship between them are not known.

The Abashiri Formation is formed by submarine volcanic activity and is composed of both volcanic rocks and sedimentary rocks. The lithofacies of the formation is divided into two facies. One is lava and pyroclastic rock facies and the other is conglomerate, sandstone and mudstone facies. Both facies interfinger each other laterally. Lava and pyroclastic rock facies mainly consists of basaltic andesite or dacite such as massive lava, hyaloclastite and reworked sediments of lava and

* Geological Survey of Hokkaido, Hokkaido Research Organization

** Department of Science, Ibaraki University (Visiting Researcher)

*** Research Institute of Geology and Geoinformation

Geologic age		Age (Ma)	Stratigraphic division	Lithofacies	Sedimentary environment, volcanic activity	Tephra Radiometric age Biostratigraphy								
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium Other Alluvial deposits, Marsh deposits, Natural levee deposits, Abandoned channel deposits Lacustrine terrace deposits, Tosa Surface deposits, Dune deposits	Gravel, sand, mud, humic mud, peat	Subaerial	← Ta-c, Ma-b, Ta-a								
			Lower terrace deposits				Gravel, sand and mud	Debris, gravel, sand, mud						
			Kutcharo Pyroclastic flow deposits IV				Rhyolitic pumice and ash		Debris					
			Middle terrace deposits				Gravel, sand and mud							
			Kutcharo Pyroclastic flow deposits VI, V				Rhyolitic pumice and ash							
			Higher terrace deposits 3				Gravel, sand and mud							
			Higher terrace deposits 2				Gravel, sand and mud							
			Higher terrace deposits 1				Gravel, sand and mud							
			Neogene				Pliocene			Early	Misaki Formation	Sandy tuff, tuffaceous sandstone, conglomerate and mudstone	Submarine channel	← NPD8 (3.9/3.5-2.7Ma) ← 5.55±0.07 Ma (U-Pb) 5.0±0.3 Ma (FT)
											Late	Yobito Formation	Siliceous shale, diatomaceous mudstone	Upper bathyal
	Masuura Formation	Sandstone, mudstone, pumiceous tuff		Submarine volcano	↑ NPD5B - NPD5D (12.6-9.6 Ma) : Masuura F. ← 11.19~6.6 Ma (K-Ar): Abashiri F.									
	Middle					Abashiri Formation		Basaltic Andesite lava, pyroclastic rocks, conglomerate, sandstone, siltstone						
		Early		Tokoro Formation	Siltstone, sandstone	Shelf			← 20.1±0.4 Ma (U-Pb) 15.5±1.2 Ma (FT): Tokoro F., Notoro Siltstone Member					
				Notoro Siltstone M.			Mudstone, sandy mudstone							
	Paleogene	Early		Tokoro Formation	Nitateyokotsunai-gawa Muddy sandstone Member	Muddy ss, sandy mudstone	Shoreface	← 20.9±0.3 Ma (U-Pb) 21.1±1.1 Ma (FT): Tokoro F., Toyohama Sandstone Member						
					Toyohama Sandstone M.	Ss, pebbly ss, siltstone, tuff								
					Tokorohoronai-gawa Conglomerate Member	Conglomerate, breccia, sandstone			Fluvial					
					Kurumatomanai Formation	Banded Siltstone M. Fine Sandstone Member Massive Siltstone M.								
			Cretaceous		Late				Nikoro Group	Basaltic lava, basaltic volcanic breccia and chert (high-P low-T metamorphism)	Bathyal	← Dinoflagellate cyst fossils indicating Late Oligocene to Early Miocene: Tokoro F.		

G.: Group, F.: Formation, M.: Member
ss: sandstone

Fig. 1 Summary of geology of the Abashiri district

hyaloclastite. The conglomerate, sandstone and mudstone facies is characterized by conglomerate, sandstone, siltstone and tuff with minor amount of andesitic pyroclastic rocks.

The Masuura Formation is composed of marine sandstone, mudstone, and pumiceous tuff. This formation intercalates with the Abashiri Formation.

The Yobito Formation is composed of siliceous shale, diatomaceous mudstone and thin glassy tuff layers. Marine diatom fossil is abundant in diatomaceous mudstone and calcareous nodules in siliceous shale of the formation. The formation conformably overlies the Abashiri Formation in the eastern part of the area, while it overlies the Masuura Formation with time gap of no less than nine hundred thousand years.

The Misaki Formation is composed of tuff and tuffaceous sedimentary rocks of various grain size from conglomerate to mudstone. Parallel- and cross-bedded conglomerate and sandstone of the formation shows depositional conditions under strong current. In the western part of the area, the boundary between the Misaki and Yobito formations shows erosive contact with channeling.

Middle Pleistocene to Holocene

The Middle Pleistocene to Holocene consists of the terrace deposits, pyroclastic flow deposits of the Kutcharo volcano, sand dune deposits, landslide deposits, gentle slope deposits and Alluvium.

The terrace deposits is divided into five units, namely the Higher terrace deposits 1, Higher terrace deposits 2, Higher terrace deposits 3, Middle terrace deposits and Lower terrace deposits. They are correlated to middle Pleistocene, MIS9, MIS7, MIS5e/5c and latest Pleistocene to Holocene respectively. The Higher terrace deposits 1, Higher terrace deposits 2, Higher terrace deposits 3 and middle terrace deposits are marine terrace deposits while the lower terrace deposits is considered to be river terrace deposits.

The Higher terrace deposits 1 is composed of gravel, sand and mud, and covered with loam that includes granules. The Higher terrace deposits 2 is composed of gravel, sand and mud, and intercalates a tephra layer which is considered to be wide-spread tephra undescribed elsewhere yet. The Higher terrace deposits 3 is composed of gravel, sand and mud. The middle terrace deposits is composed of gravel, sand and mud, and intercalates two tephra layers. Upper tephra is correlated to the Kc-Hb tephra (correspond to Kutcharo Pyroclastic Flow Deposits IV, 120 ka) and the lower one is correlated to the Toya volcanic ash (110 ka). Based on the ages of the two tephra layers the middle terrace deposits is clearly correlated to MIS 5e and 5c. The lower terrace deposits is composed of ill sorted gravel, sand, clay and soil rich in organic material. The lower terrace deposits intercalates three tephra layers. These are Ta-c tephra (3–4 ka), Ma-b tephra (1 ka) and Ta-a tephra (1739 BC).

Three pyroclastic flow deposits, namely Kutcharo pyroclastic deposits VI, V and IV (KpVI, KpV and KpIV), are distributed in this district. KpVI and KpV are mainly composed of rhyolitic pumice and volcanic ash. KpVI and KpV cover the higher terrace deposits 3. KpIV is composed of pumice and volcanic ash and includes scoria. This pyroclastic flow often shows sedimentary structure which is characteristic to subaqueous pyroclastic flow. It covers the Middle terrace deposits.

The landslide deposits is common where muddy sediments of the Tokoro and Yobito Formations are distributed. Alluvium deposits are mainly distributed in the Tokoro plain, Ubaranai lowland, and Abashiri lowland. Sand dune deposits of 30 m high is developed along the coast of the Tokoro town. The Tosa Surface deposits are distributed at the south of the coastal sand dune, forming slightly higher landform than surrounding flood plain. The lacustrine terrace deposits fringe along the lakeside of the Notoro Lake. Both the Tosa Surface deposits and lacustrine terrace deposits were formed during the mid-Holocene sea-level maximum.

Geologic structure

The boundary between two of tectonic divisions of basement geology older than Neogene in Hokkaido, the Tokoro and Nemuro Belt, has been considered to run in this district. The fault system along the boundary is called the Abashiri Tectonic Line. Its precise position in this district was supposed to be at the western edge of the Tokoro Hills. No distinct geologic discontinuity, however, is found between both sides of the edge of the Tokoro Hills, thus it is difficult to put the Abashiri Tectonic Line there. Difference in stratigraphy of Miocene between the east and west side of the Notoro Lake is revealed in this study. The Abashiri Formation develops only in the east side and the overlying Yobito Formation is thicker in the east side than the west side. This could imply major depocenter in Miocene time is in the east side of the Notoro Lake. It is, however, still difficult to delineate the tectonic movement and to decide precise position of the Abashiri Tectonic Line in this district. Major faults in this district are the Tokoro Fault of NNE–SSW trend, Heiwa-Fukuyama Fault of NE–SW trend, and Ubaranai Fault of NW–SE trend. The axis of major syncline of north–south trend probably runs under the Notoro Lake.

Economic and environmental Geology

Natural gas around Abashiri City was exploited in 1950's but it turned out that the gas field was too small to develop further. Volcanic ash of the Kutcharo pyroclastic deposits is collected for soil conditioner in several small scale quarries.

執筆分担

第1章 地形	廣瀬 亘・長谷川 健・川上源太郎
第2章 地質概説	川上源太郎・廣瀬 亘・長谷川 健・林 圭一・渡辺真人
第3章 白亜紀付加体	川上源太郎
第4章 新第三系	川上源太郎・廣瀬 亘・林 圭一・渡辺真人
第5章 第四系	廣瀬 亘・長谷川 健・川上源太郎
第6章 地質構造	川上源太郎・廣瀬 亘
第7章 応用地質	廣瀬 亘・渡辺真人

文献引用例

川上源太郎・廣瀬 亘・長谷川 健・林 圭一・渡辺真人 (2018) 網走地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 66 p.

章単位での引用例

廣瀬 亘・長谷川 健・川上源太郎 (2018) 網走地域の地質, 第1章 地形. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 1-4.

Bibliographic reference

Kawakami, G., Hirose, W., Hasegawa, T., Hayashi, K. and Watanabe, M. (2018) Geology of the Abashiri District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 66 p. (in Japanese with English abstract, 3 p.).

Bibliographic reference of each chapter

Hirose, W., Hasegawa, T. and Kawakami, G. (2018) Geology of the Abashiri District. Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-4 (in Japanese).

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)

網走地域の地質

平成30年7月27日発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

Geology of the Abashiri District. Quadrangle Series,

1:50,000

Published on July 27, 2018

Geological Survey of Japan, AIST

AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba,
305-8567, JAPAN

印刷所 株式会社 アイネクスト

Inext Co., Ltd