

## 20 万分の 1 地質図幅「広尾」及び関連地域に産する火成岩源岩石の全岩化学組成

山崎 徹<sup>1,\*</sup>・七山 太<sup>1,2</sup>・高橋 浩<sup>1</sup>・山下康平<sup>3</sup>

Toru Yamasaki, Futoshi Nanayama, Yutaka Takahashi and Kohei Yamashita (2018) Whole-rock geochemical compositions of igneous-origin rocks from the 1:200,000, Hiroo Quadrangle and related area. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 69 (1), p. 47-79, 16 figs, 1 table.

**Abstract:** Whole-rock major and trace geochemical analyses of igneous rocks and igneous-origin rocks from the 1:200,000, Hiroo Quadrangle and related area have been carried out to confirm geotectonic attribution and correlation. Studied samples are; 1) Okutokachi Amphibolite, 2) Rekiyune Volcanic Rocks, 3) dolerite dike in the Okawa Formation (Middle Miocene), 4) greenstone in the Toyokoro area (originated from Nikoro Group, Tokoro Belt), 5) granitic gravels in the Toyonigawa Formation (Middle-Late Miocene), 6) Nupinai Granite in the Hidaka Metamorphic Belt, 7) mafic volcanic gravels in the Nakanogawa Group, Hidaka Belt (Paleocene-Eocene), 8) greenstone from the Daimaruyama Greenstone body in the Nakanogawa Group, 9) granitic gravel in the Erimo Formation (Utaru Conglomerate: Late Oligocene), and 10) acidic tuff in the Sakashita Formation, Nakanogawa Group, Hidaka Belt. Obtained data are important as the scientific bases of the 1:200,000, Hiroo Quadrangle (2nd edition), and valuable information for future researches. Based on the analytical results, geotectonic attribution, origin and tectonics of the studied samples are preliminary discussed.

**Keywords:** Hiroo Quadrangle; Hidaka Belt; Tokoro Belt; whole-rock major element composition; whole-rock trace element composition

### 要 旨

20 万分の 1 地質図幅「広尾」(第 2 版)の編纂にあたり、地質体や岩脈等の対比及び帰属の確認のために、同図幅内及び関連地域の火成岩ならびに火成岩起源岩石の全岩主成分・微量成分分析を実施した。対象とした試料は、奥十勝角閃岩、歴舟火山岩類、中部中新統大川層に貫入するドレライト岩脈、豊頃地域緑色岩(常呂帯仁頃層群起源)、中部中新統～上部中新統豊似川層中の花崗岩礫、日高変成帯ヌピナイ花崗岩体、日高帯中の川層群(暁新世～始新世)中の苦鉄質火山岩礫、日高帯中の川層群中の緑色岩体を構成する大丸山緑色岩類、上部漸新統襟裳累層(歌露礫層)中の花崗岩礫、及び中の川層群坂下層中の酸性凝灰岩である。これらのデータは、地質図幅編纂にあたっての科学的根拠を提示する目的で、また、今後の研究のデータとして有益な情報であると考えられる。これら得られた分析結果をもとに、その帰属・成因(形成場)に関する予察的な考察を行った。

### 1. はじめに

産業技術総合研究所地質調査総合センターでは、陸域地質図の体系的整備を進めており、縮尺 5 万分の 1 と 20 万分の 1 の地質図幅がシリーズとして出版されている。このうち、20 万分の 1 地質図幅は主として既存資料からのコンパイルに基づき、全国を網羅する編纂地質図と位置づけられている(山田ほか, 2012; 宮崎, 2016)。20 万分の 1 地質図幅では、広域にわたる地質をその編集時点における最新の情報によって図示することが目的とされているが、対象図幅内の地質体ごとに既存文献の数や発表年が様々であり、また、場合によっては既存研究間で解釈が異なっていることもある。したがって、精度の高い地質図の作成のためには、広範な既存資料の収集・把握とともに、編集担当者(執筆者)自らによる地質の確認作業が不可欠である。特に、火成岩類については、地体構造区分上の帰属や地史の理解にあたって、信頼できる活動年代(あるいは形成年代)値とともに、化学組成が重要な情報となる。

<sup>1</sup> 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

<sup>2</sup> 熊本大学くまもと水循環・減災研究教育センター (Center for Marine Environment Studies, Kumamoto University)

<sup>3</sup> 北海道大学大学院理学院自然科学史専攻 (Department of Natural History Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University)

\*Corresponding author: T. Yamasaki, Central 7, Higashi 1-1-1, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan, Email: t.yamasaki@aist.go.jp

今回、我々は20万分の1地質図幅「広尾」(第2版)の編纂にあたり、地質体や岩脈等の対比及び帰属の確認のために、同図幅内及び関連地域の火成岩ならびに火成岩起源岩石の全岩主成分・微量成分分析を実施した。これらのデータは、個々においてはそれぞれの対象を研究するに十分な数ではないものの、地質図幅編纂にあたっての科学的根拠を提示する目的で、また、今後の研究のデータとして有益な情報であると考えられる。そこで、本論では、これらの分析試料採取地質体の概略と、簡単な産状及び岩石記載とともに、得られた分析結果を示し、その帰属・成因(形成場)に関する予察的な考察を行う。なお、20万分の1地質図幅の範囲に対して、確認調査の日数は大変限られているため、産状の観察や試料数・状態は対象の地質体全体を網羅するには必ずしも十分なものではなく、本論のデータ・議論もあくまでもその制約下でのものである。

本論において引用している年代値のうち、ジルコン U-Pb年代値の誤差は全て2 $\sigma$ で、フィッシュン・トラック(FT)年代については、1 $\sigma$ で示されている。K-Ar年代測定値の誤差の取り扱いについては文献によって様々で、多くの場合厳密には1 $\sigma$ や2 $\sigma$ といった概念ではないため、文献値をそのまま使用している。

## 2. 検討試料及び採取位置の地質概要

### 2.1 奥十勝角閃岩

北海道の中軸部を構成する日高帯の南部地域は、高温/低圧型変成岩類及び深成岩類が卓越する日高変成帯が分布する(第1図)。本論では、小松ほか(1982)による日高変成帯主帯を単に日高変成帯と呼び、日高変成帯西帯についてはポロシリオフィオライト(宮下, 1983)として取り扱う(第1図)。日高変成帯の変成岩類は原岩構成の違いにより、砂泥質変成岩を主体とする上部層と、苦鉄質変成岩を主体とする下部層とに区分され(小松ほか, 1982)、下部層を構成する苦鉄質岩類は中央海嶺玄武岩(MORB)的な組成を持つことが報告されている(小山内ほか, 1989; 御子柴, 1999; 川浪ほか, 2006)。一方、日高変成帯北方の日高帯中部～北部地域には、未固結堆積岩類(日高累層群)中に噴出したとされるNormal-type MORB (N-MORB) 組成の緑色岩が報告されている(Miyashita and Katsushima, 1986; 宮下ほか, 1997など)(第1図)。日高帯の中部～北部地域の緑色岩類のうち、乙忠部地域おちゅうべに分布するものは花崗岩の貫入による接触変成作用を受けているとされており(宮下ほか, 1997)、奥十勝地域・落合地域おちゅうべのものは角閃岩相の変成作用を被っていることが報告されている(Watanabe and Nakagawa, 1996; 川浪ほか, 2006)。奥十勝地域(第1図)の角閃岩類は、奥十勝変成岩体と呼ばれ、砂質・泥質変成岩を伴う(Watanabe and Nakagawa, 1996)。奥十勝変成岩体は非変成の日高累層群と断層で接しており、変成砂岩の黒雲母

K-Ar年代は18.9 ± 0.9 Maである(Watanabe and Nakagawa, 1996)。

今回採取した試料は上川郡しんたく新得町の十勝川上流域、殿狩橋とのかり付近の河岸露頭から採取した(第2図a)。この露頭は主に泥質片岩からなり、NNE-SSWの層理と片理が卓越している(第3図a)。露頭において角閃岩はレンズ状に伸張しているが、初生的には黒色泥岩に貫入した現地性玄武岩であった可能性がある。鏡下においては、主としてアクチノ閃石、緑泥石、緑色普通角閃石及び斜長石から構成され、少量の緑れん石、石英、不透明鉱物及び燐灰石を含む(第4図a)。アクチノ閃石及び普通角閃石はネマトプラスティック組織を示し、片理を形成する。斜長石は細粒の変質鉱物の集合体となっている。

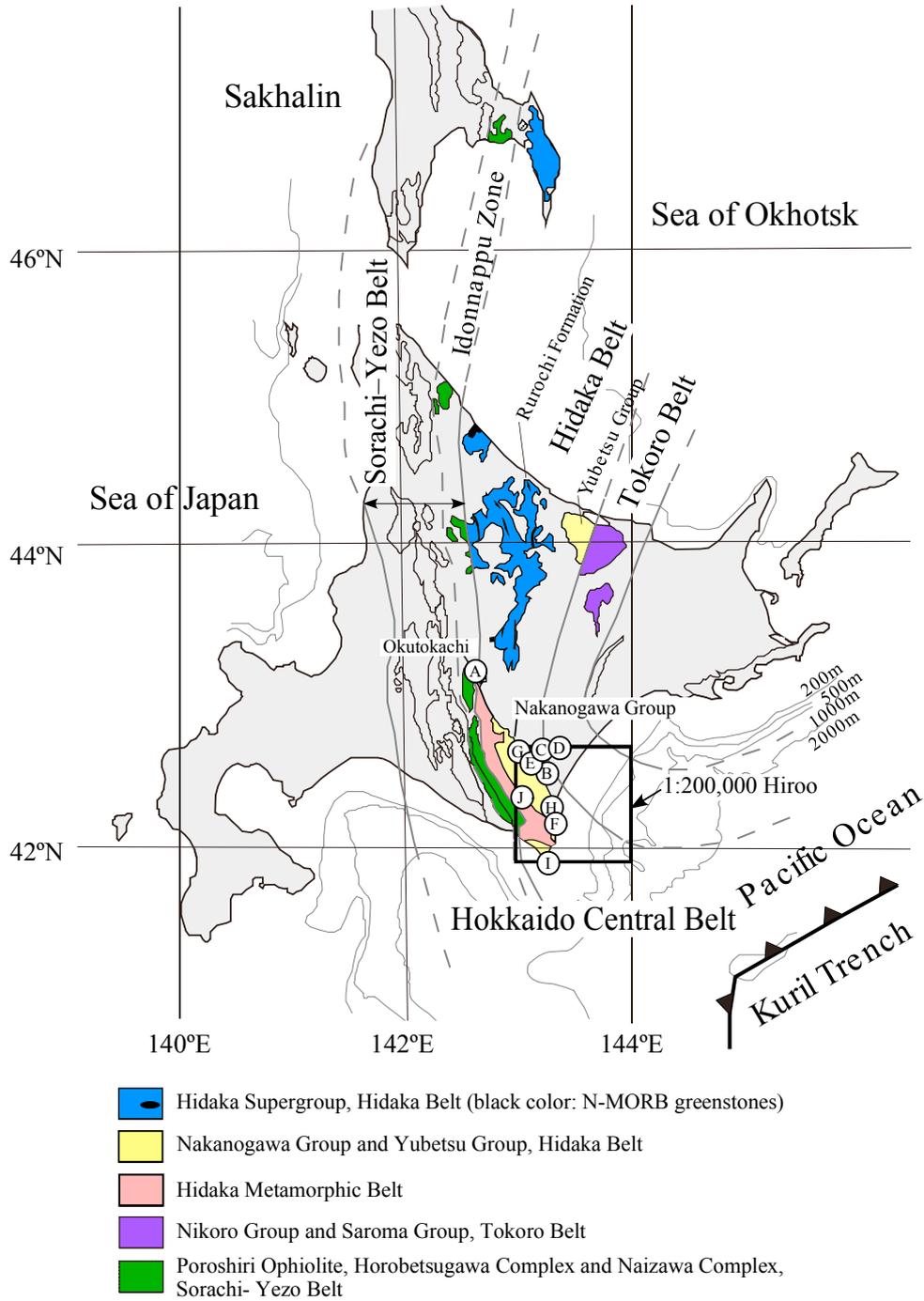
### 2.2 歴舟火山岩類

歴舟火山岩類は、新第三系中部中新統下部の歴舟緑色凝灰岩層として、広尾郡たいき大樹町の歴舟川上流域に小規模に分布し(第1図及び第2図b)、中部中新統中～上部から上部中新統下部のヌピナイ層群(宮坂・菊池, 1978)に覆われる。歴舟火山岩類は、玄武岩～安山岩質枕状溶岩、角礫岩、凝灰岩及び塊状溶岩で構成され(Yamagishi *et al.*, 1989)、火山岩の全岩K-Ar年代は14.9 ± 0.7 Ma (Yamagishi *et al.*, 1989)、FT年代は14.2 ± 1.0 Ma (興水・金, 1986)を示す。

試料は溶岩の近傍に産する角礫岩から採取した(第3図b)。ランダムな方向に伸びる長柱状の斜長石斑晶が肉眼においても明瞭に観察される斑状玄武岩で、同様の岩相は塊状溶岩にも認められる。鏡下においては斑状組織を示し、長径最大7.0 mmに達する斜長石、径0.5-1.5 mmのかんらん石仮像及び長径0.7-1.8 mmの単斜輝石を含む(第4図b)。斜長石斑晶は累帯構造を示し、多くは集斑状に産する。かんらん石は完全にイディングサイト化している。石基はインターサタル組織を示し、長柱状斜長石・単斜輝石・不透明鉱物(磁鉄鉱)及びガラスが変質したと判断される隠微晶質の細粒鉱物から構成される。また、方解石脈が多くみられる。

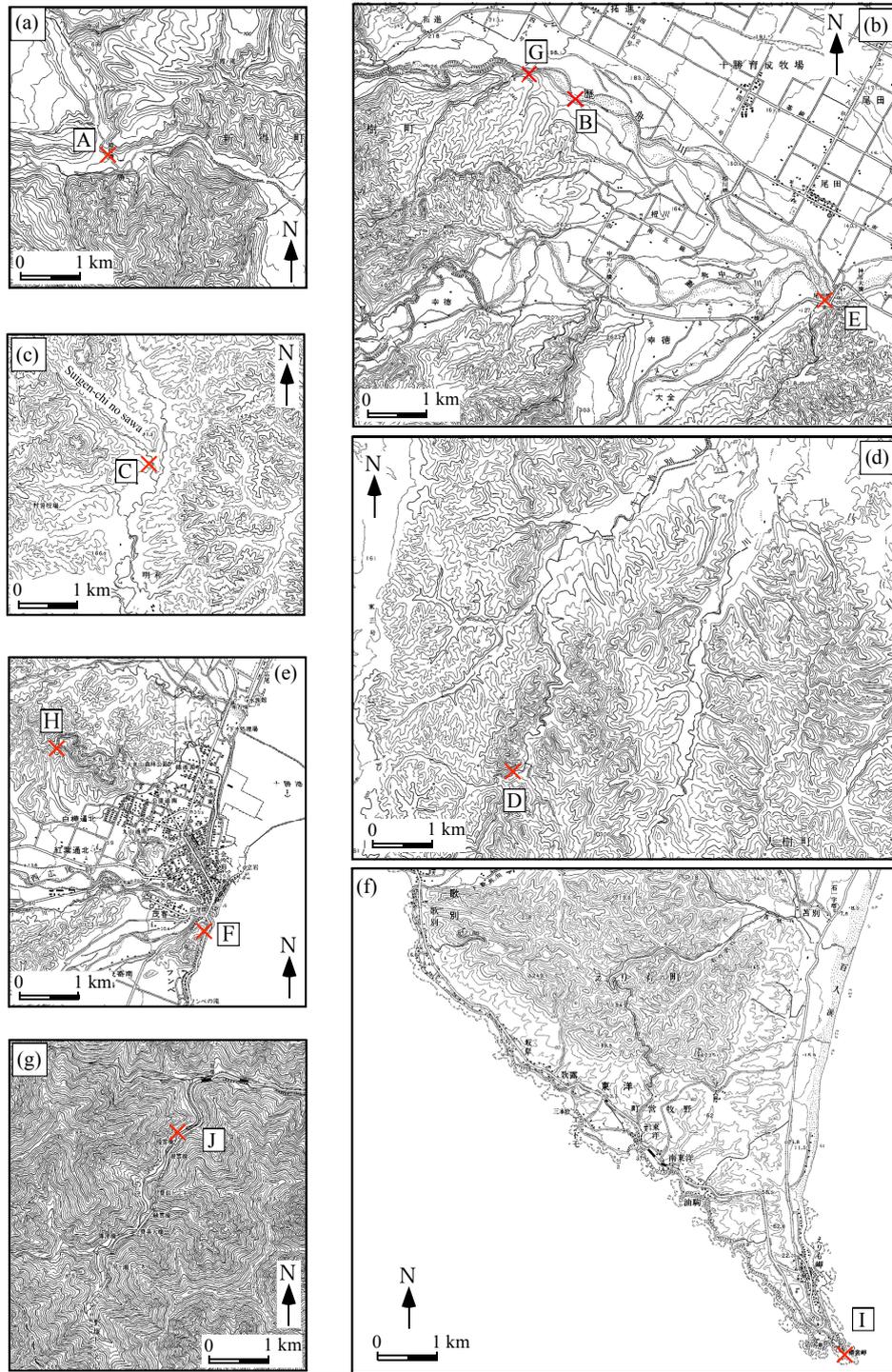
### 2.3 ドレライト岩脈

5万分の1地質図幅「忠類」ちゅうるい(山口ほか, 2003)地域の中部中新統大川層分布域の中川郡幕別町忠類明和の水源池の沢入口付近に産する(第1図及び第2図c)。山口ほか(2003)によると、このほかに馬の沢上流及びその北東の牧場の沢中流の2地点で同様の岩相の産出が認められ、水源池の沢入口付近の岩体が最も大きく、約300 mにわたって露出しているとされている。露頭は植生に覆われて状況が悪く大川層との関係は確認できなかったが、山口ほか(2003)によると馬の沢上流の岩体は大川層に貫入している。この岩石は、根本・佐々(1933)によって‘石英曹長石輝緑岩’として記載されているもので、野外に



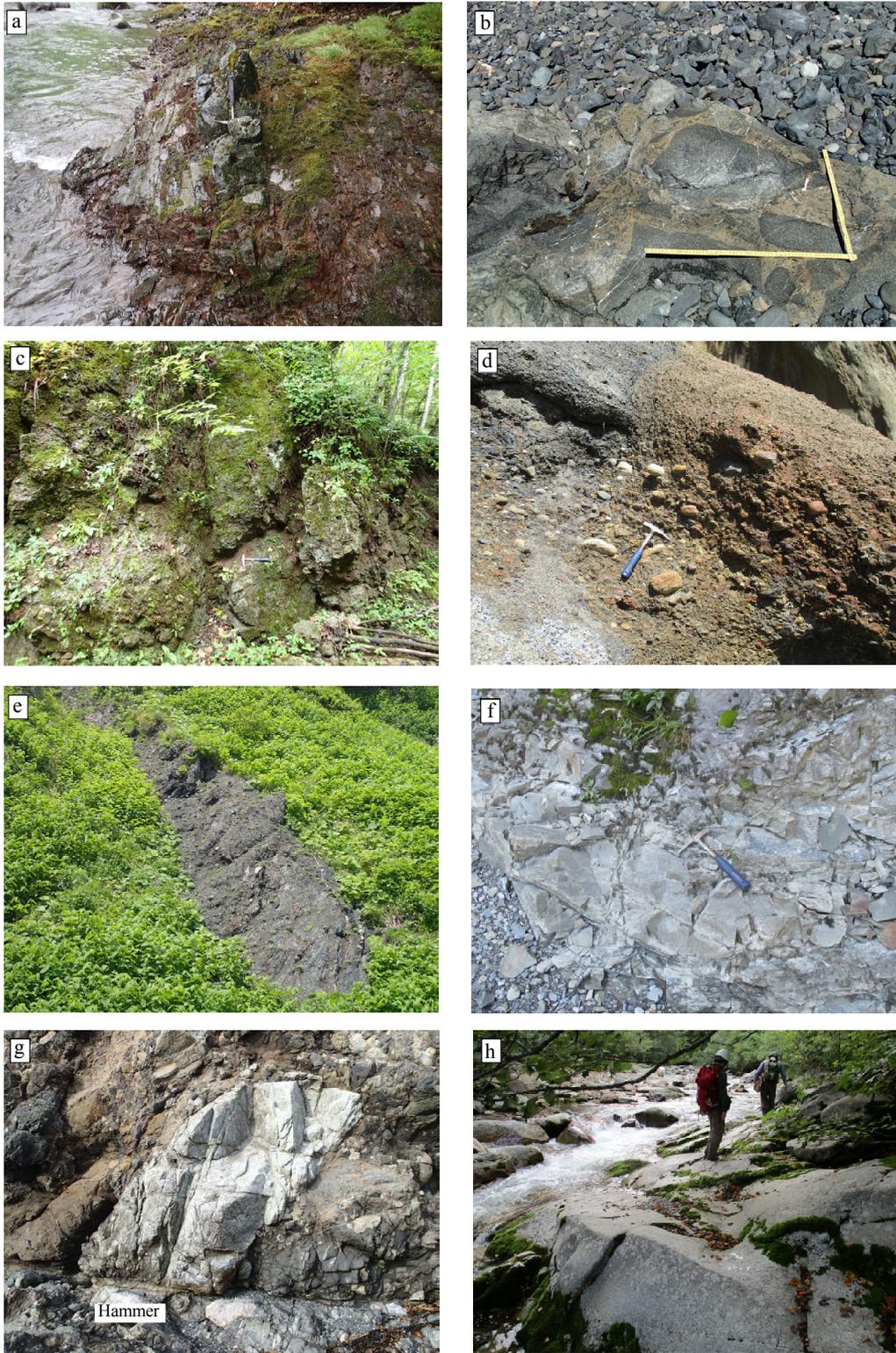
第 1 図 北海道及び南部樺太の地体構造区分図と試料採取位置. A: 奥十勝角閃岩, B: 歴舟火山岩類, C: 大川層に貫入するドレライト岩脈, D: 豊頃地域緑色岩, E: 豊似川層中の礫, F: 中の川層群中の礫, G: 中の川層群, 坂下層中の酸性凝灰岩層, H: 大丸山緑色岩類, I: 襟裳累層中の花崗岩礫, J: 日高変成帯ヌピナイ花崗岩帯. 地体構造区分図は, Nanayama *et al.* (2017) を一部改変.

Fig. 1 Tectonic map of Hokkaido and southern Sakhalin Island showing sampling localities. A: Okutokachi Amphibolite, B: Rekifune Volcanic Rocks, C: Dolerite dike in the Okawa Formation, D: Greenstones in the Toyokoro area, E: Gravels in the Toyonigawa Formation, F: Gravels in the Nakanogawa Group, G: Acidic tuff layer in the Sakashita Formation, Nakanogawa Group, H: Daimaruyama Greenstones, I: Granitic gravel in the Erimo Formation, and J: Nupinai Granite in the Hidaka Metamorphic Belt. Tectonic map is modified from Nanayama *et al.* (2017).



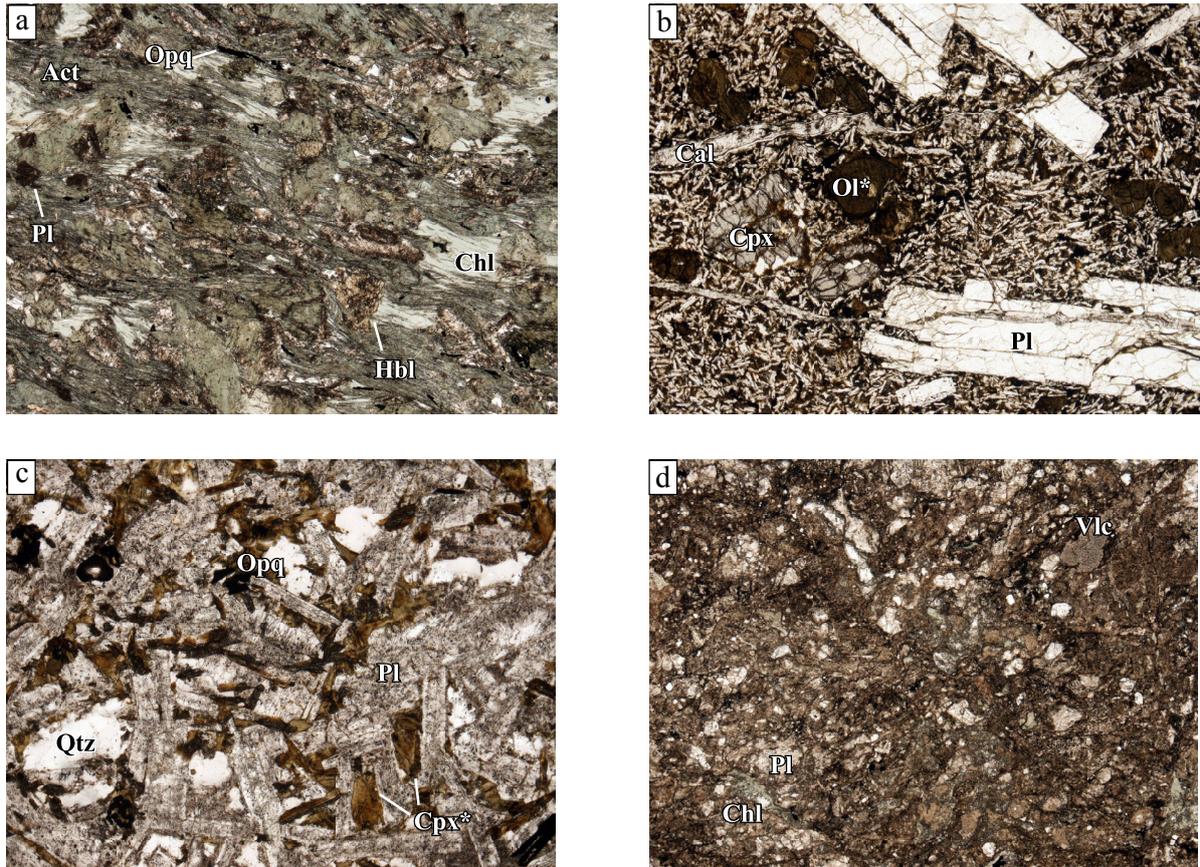
第2図 国土地理院発行5万分の1地形図(部分)における試料採取位置。A: 奥十勝角閃岩, B: 歴舟火山岩類, C: 大川層に貫入するドレイト岩脈, D: 豊頃地域緑色岩, E: 豊似川層中の礫, F: 中の川層群中の礫, G: 中の川層群, 坂下層中の酸性凝灰岩層, H: 大丸山緑色岩類, I: 襟裳累層中の花崗岩礫, J: 日高変成帯ヌビナイ花崗岩帯。(a): 国土地理院発行1/5万地形図「十勝川上流」(部分) (以下同じ), (b): 「上札内」, (c): 「忠類」, (d): 「糠内」, (e): 「広尾」, (f): 「襟裳岬」, 及び (g): 「上豊似」。

Fig. 2 Sampling localities plotted on a part of topographic maps at 1:50,000 scale by Geospatial Information Authority of Japan. A: Okutokachi Amphibolite, B: Rekifune Volcanic Rocks, C: Dolerite dike in the Okawa formation, D: Greenstones in the Toyokoro area, E: Gravels in the Toyonigawa Formation, F: Gravels in the Nakanogawa Group, G: Acidic tuff layer in the Sakashita Formation, Nakanogawa Group, H: Daimaruyama Greenstones, I: Granitic gravel in the Erimo Formation, and J: Nupinai Granite in the Hidaka Metamorphic Belt. Sources of topographic maps for each panel; (a): “Tokachigawajoryu”, (b): “Kamisatsunai”, (c): “Churui”, (d): “Nukanai”, (e): “Hiroo”, (f): “Erimo-misaki”, and (g): “Kamitoyoni”.



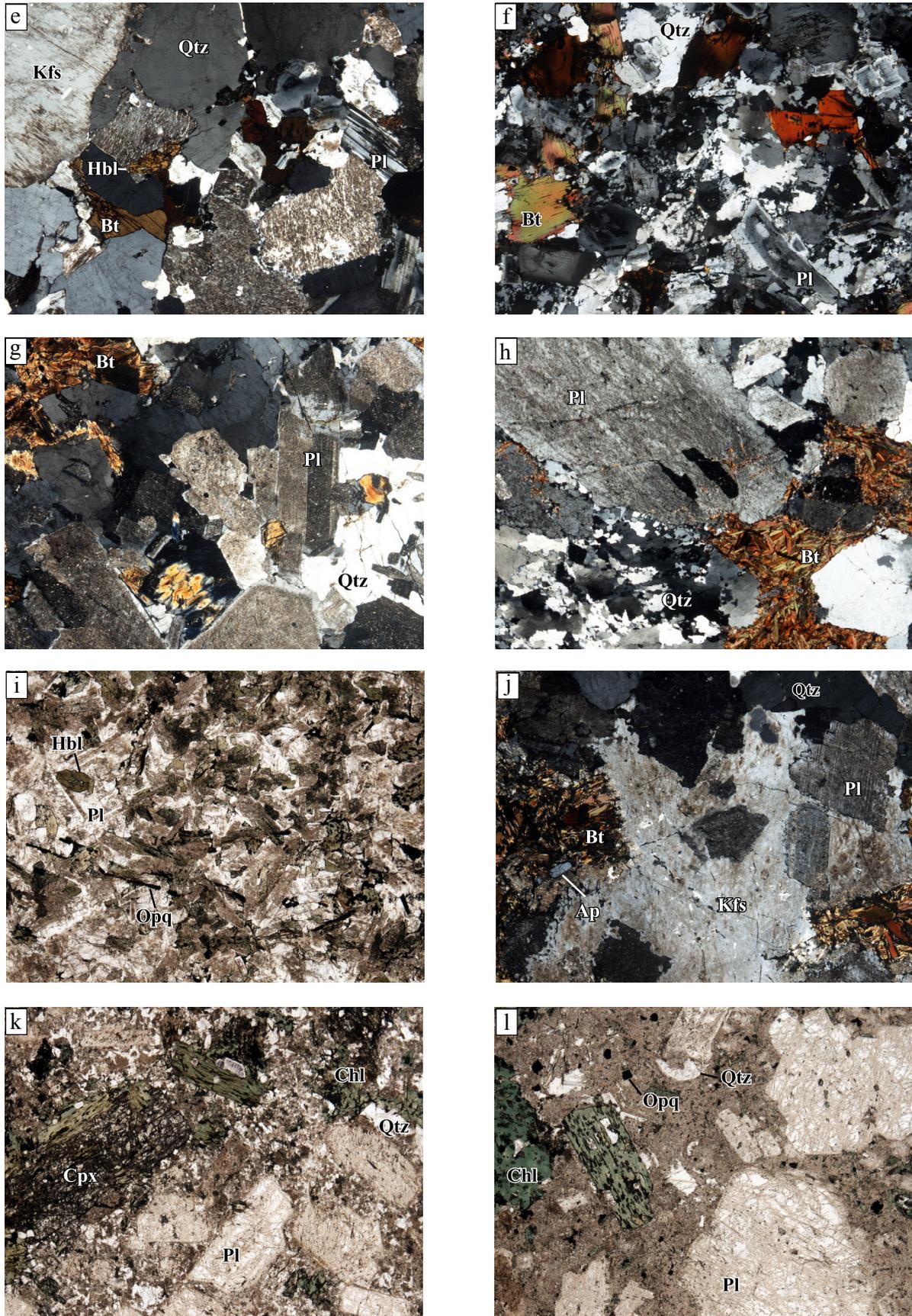
第3図 検討試料(一部)の野外における産状。(a) 泥質～砂質変成岩中の奥十勝角閃岩ブロック、(b) 歴舟火山岩類の角礫岩、(c) 豊頃地域の緑色岩、(d) 豊似川層の礫層、(e) 中の川層群の礫層(露頭の高さは10 m程度)、(f) 中の川層群、坂下層中の酸性凝灰岩層(Sa-3)、(g) 襟裳累層、歌露礫岩層中の花崗岩質巨礫及び(h) スピナイ花崗岩。

Fig. 3 Selected field occurrences of studied samples. (a) Okutokachi Amphibolite block in the pelitic-psammitic metamorphic rocks, (b) Breccia of the Rekifune Volcanic Rocks, (c) Greenstone in the Toyokoro area, (d) Conglomerate of the Toyonigawa Formation, (e) Conglomerate of the Nakanogawa Formation (height of the outcrop: ~10 m), (f) Acidic tuff layer (Sa-3) in the Sakashita Formation, Nakanogawa Group, (g) Granitic boulder in the Utaro Conglomerate, Erimo Formation, and (h) Nupinai Granite.

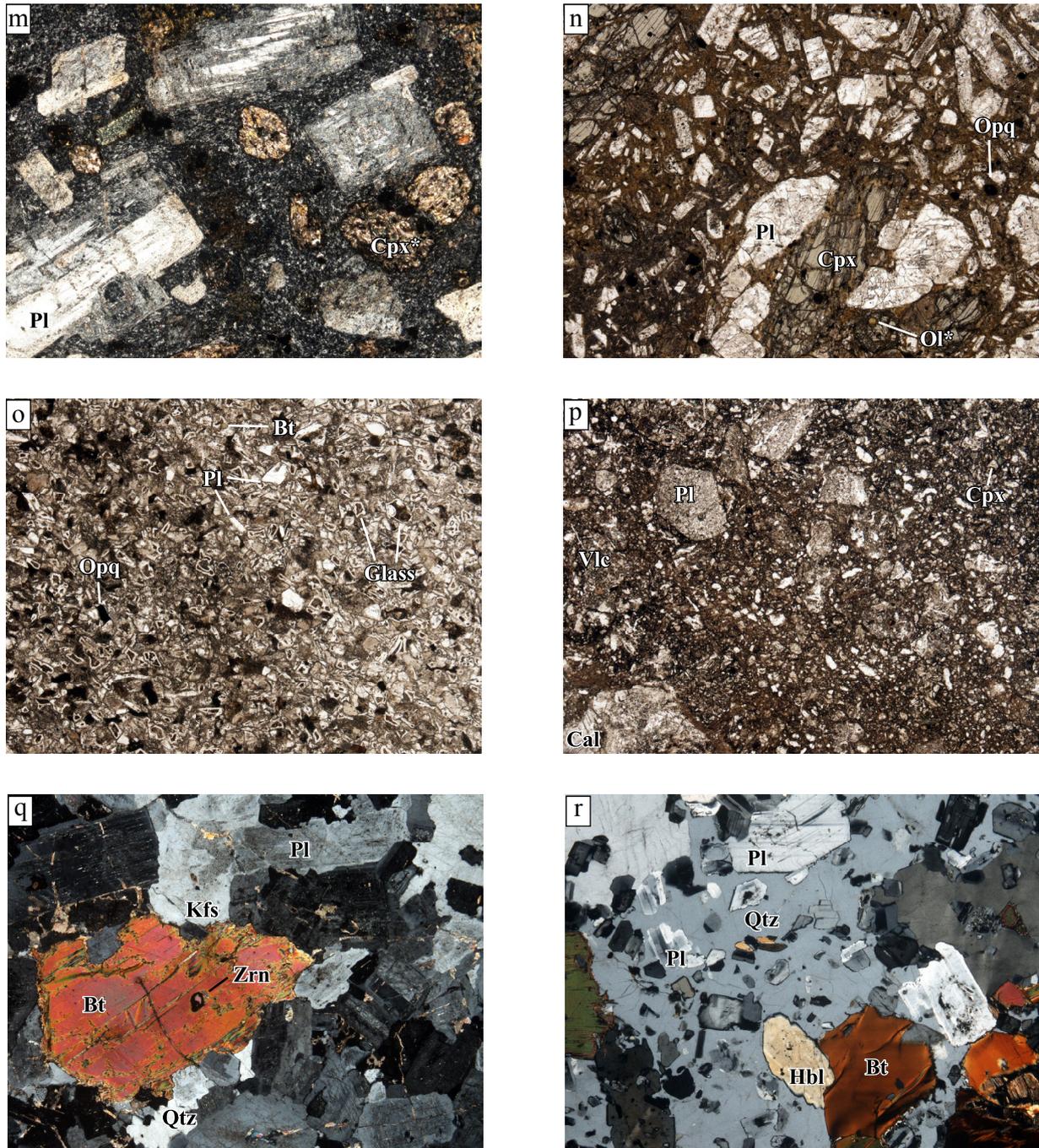


第4図 検討試料の顕微鏡写真。(a) 奥十勝角閃岩, (b) 歴舟火山岩類のかんらん石-単斜輝石玄武岩(150709-2), (c) 大川層に貫入するドレイイト岩脈, (d) 豊頃地域のハイアロクラスタイト(緑色岩), (e) 豊似川層中の角閃石黒雲母トーナライト礫(150903 ST1A), (f) 豊似川層中の黒雲母トーナライト(150903 ST1B), (g) 豊似川層中の黒雲母トーナライト礫(150903 ST1C), (h) 豊似川層中の黒雲母花崗閃緑岩礫(150903 ST1D), (i) 豊似川層中の細粒閃緑岩礫(150903 ST1E), (j) 豊似川層中の黒雲母花崗閃緑岩礫(150903 ST1F), (k) 中の川層群中の斜長石-単斜輝石斑状細粒閃緑岩礫(150905 ST7A), (l) 中の川層群中の斜長石-単斜輝石(もしくは角閃石)斑状細粒閃緑岩もしくはデイサイト礫(150905 ST7B), (m) 中の川層群中の斜長石-単斜輝石安山岩礫(1905 ST7C), (n) 中の川層群中の斜長石-かんらん石-単斜輝石玄武岩礫(150905 ST7D), (o) 中の川層群, 坂下層中の酸性凝灰岩(Sa-3), (p) 大丸山緑色岩類のハイアロクラスタイト, (q) 襟裳累層歌露礫岩層の黒雲母トーナライト礫, (r) 日高変成帯ヌピナイ岩体の角閃石黒雲母トーナライト。写真(e)-(h), (j), (m), (q)及び(r)はクロスニコル, 他はオープンニコル。全ての写真の長辺は約4.5 mm。略号; Act: アクチノ閃石, Pl: 斜長石, Hbl: 普通角閃石, Chl: 緑泥石, opq: 不透明鉱物, Cpx: 単斜輝石, Cal: 方解石, Qtz: 石英, Vlc: 火山岩片, Kfs: カリ長石, Bt: 黒雲母, Ap: 燐灰石, Ol: かんらん石, Zrn: ジルコン, Glass: 火山ガラス。アスタリスク(\*)の付いた略号は仮像, 写真(o)中のGlassは隠微品質のガラス変質物。

Fig. 4 Photomicrographs of studied samples. (a) Okutokachi Amphibolite, (b) Olivine-clinopyroxene basalt (150709-2) from the Rekifune Volcanic Rocks, (c) Dolerite dike in the Okawa Formation, (d) Hyaloclastite (Greenstone) from the Toyokoro area, (e) Hornblende-biotite tonalite gravel (150903 ST1A) from the Toyonigawa Formation, (f) Biotite tonalite gravel (150903 ST1B) from the Toyonigawa Formation, (g) Biotite tonalite gravel (150903 ST1C) from the Toyonigawa Formation, (h) Biotite granodiorite gravel (150903 ST1D) from the Toyonigawa Formation, (i) Microdiorite gravel (150903 ST1E) from the Toyonigawa Formation, (j) Biotite granodiorite gravel (150903 ST1F) from the Toyonigawa Formation, (k) Plagioclase-clinopyroxene-phyric microdiorite or dacite gravel (150905 ST7A) from the Nakanogawa Group, (l) Plagioclase-clinopyroxene (or hornblende)-phyric microdiorite or dacite gravel (150905 ST7B) from the Nakanogawa Group, (m) Plagioclase-clinopyroxene andesite gravel (1905 ST7C) from the Nakanogawa Group, (n) Plagioclase-olivine-clinopyroxene basalt gravel (150905 ST7D) from the Nakanogawa Group, (o) Acidic tuff (Sa-3) from the Sakashita Formation, Nakanogawa Group, (p) Hyaloclastite from the Daimaruyama Greenstones, (q) Biotite tonalite gravel from the Utaro Conglomerate, Erimo Formation, and (r) Hornblende-biotite tonalite from the Nupinai Granite in the Hidaka Metamorphic Belt. Panels (e)-(h), (j), (m), (q) and (r) are crossed-polarized light, others are plane-polarized light. Field of view for all panels are 4.5 mm. Abbreviations; Act: actinolite, Pl: plagioclase, Hbl: hornblende, Chl: chlorite, opq: opaque minerals, Cpx: clinopyroxene, Cal: calcite, Qtz: quartz, Vlc: volcanic rock fragment, Kfs: K-feldspar, Bt: biotite, Ap: apatite, Ol: olivine, Zrn: zircon, and Glass: volcanic glass. Abbreviation with asterisk (\*) denotes pseudo-morph, Glass in the panel (O) denotes altered glass consisting cryptocrystalline clay minerals.



第4図 続き.  
Fig. 4 Continued.



第4図 続き.  
Fig. 4 Continued.

おいては灰色-灰白色を示し、中粒～粗粒で、肉眼においても等方的な組織が観察される。

鏡下においては、完晶質でオフィティック様の組織を示す(第4図c)。主として斜長石・単斜輝石・石英から構成され、少量のカリ長石及び不透明鉱物を伴っている。斜長石は、自形～半自形・柱状(長径最大1.5 mm)で、方解石や細粒の粘土鉱物で交代されているものが多い。単斜輝石は斜長石の粒間を充填し、ほとんどは緑泥石化し

ている。石英は填間状他形を呈し、ミルメカイト状に少量のカリ長石を伴っている場合がある。不透明鉱物は長径最大0.3 mm程度の半自形・長柱状を示すものと、径0.1 mm以下で粒状や不定形を示すものがあり、後者は有色鉱物の変質に伴って二次的に形成されたものと思われる。

#### 2.4 豊頃地域緑色岩

中川郡豊頃町・幕別町・広尾郡大樹町の町界付近には、

なだらかな丘陵地形である豊頃丘陵が分布し、その頂部には、断層で寸断された地層の先第三系である豊頃層が分布している(山口ほか, 2003). 豊頃層は海底の火山活動に由来する玄武岩質の火山噴出岩を主とし、チャート、黒色砂質泥岩及びレンズ状の石灰岩を伴う。このうち玄武岩質の噴出岩は、帯紫赤褐色-帯紫暗灰色-暗灰緑色などを示す溶岩、凝灰角礫岩及び凝灰岩などで構成される緑色岩であり、溶岩には枕状構造が認められることもある(山口ほか, 2003). これらは、岩相的な類似性から中部ジュラ系~下部白亜系常呂帯仁頃層群に対比されている(君波ほか, 1986; 新井田・紀藤, 1986). 一方、豊頃地域においては、下部中新統の豊頃挾炭層を整合に覆っている当縁層中に溶岩及び火砕岩が報告されている(山岸ほか, 1991). それらは下部から玄武岩質溶岩及び火砕岩、安山岩質溶岩、そして流紋岩質火砕岩の順に産し、玄武岩質溶岩から  $16.9 \pm 0.8$  Ma の全岩 K-Ar 年代が報告されている(山岸ほか, 1991).

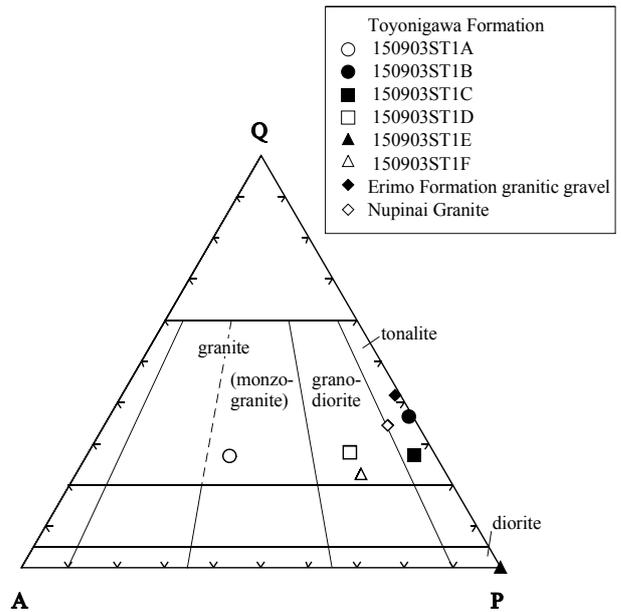
今回採取した試料は、中川郡豊頃町の大川林道脇の露頭から採取した(第1図及び第2図d). この緑色岩は変質が著しく、しばしばブレッチャ状に脆性破断した産状を示すが、枕状構造を示す産状(第3図c)も観察されるため、ハイアロクラスタイトや枕状溶岩であったものと思われる。また、それらの岩石は再結晶化した赤色層状チャートやミクライト質石灰岩を伴っている。緑色岩は、鏡下においては、主として最大 1.5 mm 程度の火山岩片及び最大 1.0 mm 程度の斜長石片から構成される(第4図d). 火山岩片は、楕円体~角礫状で、インターサータル組織を示す。ガラスは全て消失して細粒な変質鉱物の集合体となっている。全体として脆性的な変形・破断を受けており、炭酸塩、緑泥石及び鉄酸化物から構成される脈が多く認められる。

## 2.5 豊似川層花崗岩礫

上部中新統中~上部の大樹層群(根本・佐々, 1933)は、下位から尾田村層、豊似川層及び大樹層(根本ほか, 1933; 松井ほか, 1974)に区分される。このうち、豊似川層は礫岩及び砂岩から構成される扇状地-三角州堆積相であり、堆積年代は中期中新世後期~後期中新世中期(12-8 Ma)である(宮坂, 1987). 礫種は砂岩・泥岩・ホルンフェルス・花崗岩・斑れい岩であり(宮坂ほか, 1986; 在田ほか, 2001), 花崗岩質礫から分離した黒雲母の K-Ar 年代として  $45.9 \pm 1.0$ ,  $34.4 \pm 0.8$ ,  $33.6 \pm 0.8$ ,  $33.1 \pm 0.8$  Ma が報告されている(在田ほか, 2001).

今回採取した試料は、広尾郡大樹町の歴舟川中流域、尾田橋付近(第1図及び第2図b)の豊似川層中の礫層から採取した礫6試料である。それらの産状を第3図dに、モード組成を第5図に示し、以下それぞれの試料について簡潔に岩石記載を行う。

**150903 ST1A (角閃黒雲母花崗岩)**: 半自形・粒状な



第5図 石英(Q) - カリ長石(A) - 斜長石(P) 三角図における、豊似川層中の礫、襟裳累層歌露礫層中の花崗岩礫及びヌピナイ花崗岩のモード組成。分類はLe Maitre (2002) に基づく。

Fig. 5 Modal composition of gravels from the Toyonigawa Formation, granitic gravel from the Utaro Conglomerate, Erimo Formation and Nupinai Granite plotted on quartz (Q) - K-feldspar (A) - plagioclase (P) diagram. Classification boundaries are after Le Maitre (2002).

いしはシリイット組織を示し、主として石英、カリ長石、斜長石、黒雲母及び普通角閃石より構成される(第4図e). 少量の不透明鉱物、チタナイト及び燐灰石を伴う。カリ長石は最大 5.0 mm 程度の半自形~他形結晶で、パーサイトを伴う。斜長石は半自形~自形・長柱状で、最大 2.0 mm 程度である。黒雲母は半自形、最大長径 1.5 mm 程度で、黒褐色~褐色の多色性を示す。普通角閃石は半自形、最大長径 2.0 mm 程度で、暗緑褐色~帯緑褐色の多色性を示す。

**150903 ST1B (黒雲母トーナライト)**: シリイット組織を示し、主として斜長石、石英、黒雲母、カリ長石から構成され、少量の不透明鉱物、燐灰石及びジルコンを伴う(第4図f). 斜長石は半自形・長柱状、最大長径 1.5 mm 程度で、著しい累帯構造を示す。石英は他形・粒間充填状で、しばしば粒径 0.1 mm 以下にサブグレイン化している。黒雲母は半自形、最大長径 2.0 mm 程度で、赤褐色~淡褐色の多色性が認められる。また、黒雲母にはキンクバンドがしばしば認められる。カリ長石は他形で粒間充填状に産する。不透明鉱物は不定形でアメーバ状に粒間を充填している。

**150903 ST1C (黒雲母トーナライト)**: 半自形・粒状組織を示し、主として斜長石、石英、黒雲母及びカリ長

石から構成される(第4図g)。斜長石は半自形・長柱状で、最大長径2.0 mm 程度である。一般にコアは変質してセリサイト化しているが、リムは比較的新鮮な場合が多く、顕著な累帯構造を示す。石英及びカリ長石は他形・粒間充填状で、石英は波動消光を示す。黒雲母は半自形～他形、最大長径2.2 mm 程度で、しばしば粒状の燐灰石や不透明鉱物(<0.1 mm)を包有する。多くの場合、変質して緑泥石化している。キンクバンドが認められる場合がある。

**150903 ST1D (黒雲母花崗閃緑岩)**:半自形・シリット組織を示し、主として斜長石、石英、黒雲母及びカリ長石から構成される(第4図h)。少量の不透明鉱物、燐灰石、ジルコンを伴う。斜長石は半自形・長柱状で、最大長径5.0 mm に達する。一般に変質してセリサイト化しており、比較的変質の程度の小さいリムで弱い累帯構造を示す場合がある。石英及びカリ長石は他形で粒間充填状に産する。石英はしばしばサブグレイン化しており、波動消光を示す。黒雲母は最大径5.0 mm 程度のデカッセイト状の組織を示すクロットとして産する。

**150903 ST1E (細粒閃緑岩)**:完晶質・粒状で、主として斜長石、普通角閃石から構成され、少量の石英及び不透明鉱物を含む(第4図i)。斜長石は半自形・長柱状で、長径0.5~1.5 mm 程度である。一般に著しい累帯構造を示す。普通角閃石は、半自形・粒間充填状で、淡緑色～淡緑褐色の多色性を示す。変質によって一部緑泥石化している。石英は他形・粒間充填状に産する。不透明鉱物は最大長径1.2 mm の針状結晶として特徴的に産する。

**150903 ST1F (黒雲母花崗閃緑岩)**:半自形・粒状でシリット組織を示し、主として石英、斜長石、カリ長石及び黒雲母から構成される(第4図j)。その他、少量の不透明鉱物、ジルコン及び燐灰石を伴う。斜長石は半自形・長柱状で最大長径2.5 mm 程度である。多くが変質してセリサイト化しており、弱い累帯構造を示す。カリ長石は他形・粒間充填状で、パーサイトを示す。石英は全体として他形・粒間充填状であるが、粒径0.5 mm 未満の粒状結晶としてもしばしば産する。一般に波動消光を示す。黒雲母は最大径2.0 cm 程度のデカッセイト状組織を示すクロットとして産する。しばしば緑泥石化しており、赤褐色～淡褐色の多色性を示す。

## 2.6 中の川層群苦鉄質火山岩礫

広尾郡広尾町、広尾海岸地域の<sup>たちいわ</sup>立岩からフンベ地域に分布する日高帯中の川層群(暁新世～始新世)広尾コンプレックスは、少量のタービダイト相を示す部分と多量の混在相を示す部分とから構成され、タービダイト相を示す部分はさらに下位のHR1部層と上位のHR2部層とに区分される(七山, 1992a, b)。このうち、広尾海岸地域(第1図及び第2図e)のHR2部層中に、最大人頭大に達する礫を含む礫岩層(第3図e)が記載されている(七山, 2010)。

この礫岩層には、砂岩や泥岩のほか、黒雲母角閃石安山岩、単斜輝石かんらん石安山岩、単斜輝石かんらん石玄武岩、石英斑岩、黒雲母角閃石閃緑岩、黒雲母花崗岩、単斜輝石かんらん石閃緑岩及び斜方(直方)輝石角閃石斑れい岩等、多様な火成岩礫を含むことが報告されている(金子ほか, 2012)。今回、これらの火成岩礫のうち、苦鉄質火山岩礫試料について分析を行った。礫はいずれも良好な円磨度で、長径数cmである。以下それぞれの試料について簡潔に岩石記載を行う。

**150905 ST7A (斜長石-単斜輝石斑状細粒閃緑岩)**:斑状の斜長石及び単斜輝石と相対的に細粒の基質から構成される半深成岩様の斑状組織を示す(第4図k)。斑晶の斜長石は自形～半自形・長柱状で、最大長径5.0 mm 程度である。一般に著しい累帯構造を示す。斑晶の単斜輝石は、自形～半自形・短柱状～長柱状で、多くが緑泥石化している。一部に普通角閃石が認められるため、斑晶状の有色鉱物の一部は普通角閃石であった可能性もある。細粒の基質部は、粒径0.1 mm 程度の半自形～他形の斜長石、有色鉱物(現在は全て緑泥石化)、石英、燐灰石及び不透明鉱物から構成される。本試料中には方解石脈が存在する。

**150905 ST7B (斜長石-単斜輝石もしくは角閃石斑状細粒閃緑岩ないしデイサイト)**:斑状の斜長石及び単斜輝石と相対的に細粒の基質から構成される半深成岩様の斑状組織を示すが、基質はST7A試料よりも細粒で量が多い(第4図l)。斑晶の斜長石は、自形～半自形・長柱状で、最大長径2.1 mm 程度である。一般に著しい累帯構造を示す。斑晶の有色鉱物は長柱状、最大長径2.0 mm 程度で、完全に緑泥石化している。結晶の形態はST7A試料と類似しているため、単斜輝石あるいは普通角閃石であったと思われる。斑晶状の鉱物として、これらのほかに、丸みを帯び融食形を示す石英(最大径1.5 mm 程度)が少量産する。

**150905 ST7C (斜長石-単斜輝石安山岩)**:斑状の斜長石及び単斜輝石と相対的に細粒の基質から構成される斑状組織を示す(第4図m)。斜長石斑晶は自形～半自形・長柱状で、最大長径2.2 mm 程度である。累帯構造が認められる。斑晶の単斜輝石は自形～半自形・短柱状で、最大長径2.0 mm 程度である。ほとんどが細粒の粘土鉱物の集合体に変質している。石基は隠微晶質、0.1 mm 以下の粒状で、それらよりもやや粗粒な(<0.2 mm)粒状の不透明鉱物が認められる。

**150905 ST7D (斜長石-かんらん石-単斜輝石玄武岩)**:斜長石、かんらん石及び単斜輝石斑晶と石基から構成される斑状組織を示す(第4図n)。斜長石斑晶は自形～半自形・長柱状ないし短柱状で、最大長径3.0 mm 程度である。集斑状を示すもの、全体として多量のメルト包有物によって汚濁しているもの、マントルが同様に汚濁しているものの比較的清澄なコアとリムをもつ複雑な累帯

構造を示すものなど、多様な産状を示す。かんらん石仮像は自形～半自形・短柱状で、最大1.0 mm 程度である。全てイディングサイト化している。単斜輝石は半自形～自形・短柱状で、最大長径1.0 mm 程度である。パーティンクが顕著なものが多い。石基はインターサータル組織を示し、隠微晶質である。

## 2.7 中の川層群酸性凝灰岩

広尾郡大樹町坂下の歴舟川中流域に分布する日高帯中の川層群坂下層は、砂岩泥岩互層の繰り返しから構成されるタービダイト相を示す部分の中に層厚3–10 mの中～粗粒砂サイズの凝灰岩層を4層含む(七山・贗澤, 1997)。これらの凝灰岩層は露頭においては淡青灰色～白色を呈し、タービダイト様の堆積構造が観察される(七山・贗澤, 1997)。4層の凝灰岩層は上位よりSa-1～Sa-4に区分され、最上位のSa-1からは $47.9 \pm 1.3$  MaのジルコンFT年代(七山・贗澤, 1997)と $58.1 + 2.1 / -1.7$  Ma及び $65.9 + 2.7 / -1.5$  MaのジルコンU-Pb年代のクラスター(Nanayama *et al.*, 2017)が報告されている。本研究における検討試料は、下位から2層目のSa-3である(第1図及び第2図b)。なお、これらの凝灰岩は、本論において表現を統一するならば珪長質凝灰岩と表記すべきであるが、七山・贗澤(1997)やNanayama *et al.* (2017)で取り扱っている凝灰岩層と同一のものであるため、混乱を避けるためにこれらに従って酸性凝灰岩と呼ぶ。

凝灰岩層は、野外においては淡青灰色～淡灰色を示す緻密な岩石から構成される(第3図f)。鏡下においては、主として火山ガラス片から構成され、0.1–0.25 mmの半自形～他形の短柱状斜長石、黒雲母、ジルコン、少量の不透明鉱物を伴う(第4図o)。火山ガラス片は中心部が微細な粘土鉱物に置換されコロナ状の組織を示す。黒雲母は変質して緑泥石化している。熱変成による二次的な黒雲母は認められない。

## 2.8 大丸山緑色岩類

日高帯中の川層群広尾コンプレックスにおいては、メランジ相を示す部分の中の異地性ブロックとして、いくつかの緑色岩体の存在が報告されている(七山, 1992a, b)。このうち、十勝港に広域に露出する立岩岩体は強アルカリ岩から構成され、岩石学的性質から常呂帯仁頃層群の海山由来緑色岩類との関連性が示唆されている(大和田ほか, 1992a)。広尾コンプレックス中には、これ以外にも日高帯における最大級の緑色岩体(径800 × 2000 m)として知られる大丸山岩体が存在する(紺谷ほか, 1986; 七山, 1992b)。大丸山岩体は、主として粗粒な火山砕屑岩(ハイアロクラスタイト)より構成され、一部に溶岩、赤色層状チャート、赤色泥岩、ミクライト質石灰岩等をブロック状に挟む(七山, 1992b)。七山(1992b)は、赤色層状チャートから前期白亜紀のアプチアン～アルビ

アン期の放散虫化石群を報告し、大丸山岩体はこれ以降に形成されたと述べた。本論では大丸山以外の地域の緑色岩との比較を目的として、大丸山緑色岩類を代表する岩相であるハイアロクラスタイト1試料についての岩石記載及び分析値を示す。この試料の採取位置を第1図及び第2図eに示した。なお、より多くの試料に基づいた本岩体構成岩相の岩石学的・地球化学的特徴の詳細については、稿を改めて別途報告の予定である。

ハイアロクラスタイトは主として細粒(0.1–0.5 mm)のガラス片及び0.5–1.0 mm程度の斜長石・単斜輝石片から構成され(第4図p)、径1.0–2.0 mm程度の、インターサータル組織を示す楕円体の岩片を含む。また、カリ長石を含む場合もある。ガラスは全て消失して細粒な変質鉱物の集合体となっている。また、全体として長石片を多量に含む岩相も認められる。この試料において長石は最大1.5 mm程度である。全体として脆性的な変形・破断を受けている場合が多く、剪断面に沿って炭酸塩・緑泥石及び鉄酸化物の浸透した脈が多く認められる。

## 2.9 襟裳累層(歌露礫層)花崗岩礫

襟裳累層(猪木・垣見, 1951)は礫岩及び砂岩泥岩互層を主体とし、えりも町歌別から襟裳岬先端までの海岸部の日高累層群露出域の西側に狭小に分布する。襟裳累層は下部礫岩層(歌露礫岩層)と上部タービダイト層とに区分され、下部礫岩層は著しく変形した花崗岩礫を含む(猪木・垣見, 1951; Kusunoki and Kimura, 1998)。下部礫岩層に挟在する泥質岩からは、後期漸新世を指示する渦鞭毛藻化石群集が報告されている(栗田・楠, 1997)。下部礫岩層中の黒雲母花崗岩礫の黒雲母K-Ar年代として、 $32.8 \pm 1.1$ ,  $32.2 \pm 0.9$ 及び $29.8 \pm 0.9$  Maが報告されている(在田ほか, 2001)。

検討試料は、幌泉郡えりも町の襟裳岬の海岸露頭(第1図及び第2図f)から得られた変形の弱い黒雲母トーナライト礫である。野外での産状を第3図gに、モード組成を第5図に示す。鏡下においては、半自形・粒状組織を示し、主として斜長石、石英、黒雲母及びカリ長石から構成される(第4図q)。このほかに少量のジルコン、燐灰石、不透明鉱物及びチタナイトを伴う。斜長石は半自形・長柱状で、最大長径2.8 mm程度である。石英は他形・粒間充填状で、波動消光を示す。黒雲母は半自形で、最大長径2.4 mm程度である。赤褐色～淡褐色の多色性を示し、ジルコン、アパタイト及び不透明鉱物を包有する。一部緑泥石化している。カリ長石は他形で粒間充填状に産する。

## 2.10 日高変成帯ヌピナイ岩体花崗岩

日高変成帯の花崗岩類は西から東(構造的な下位から上位)にむけ、最下部・下部・中部トーナライト及び上部花崗岩に区分される(小松ほか, 1986)。トーナライト

第1表 20万分の1地質図幅「広尾」地域に産する火成岩類及び関連岩類の全岩主成分(wt%)及び微量元素(ppm)組成。

Table 1 Whole rock major element (wt%) and trace element (ppm) compositions of igneous and related rocks from the 1:200,000, Hiroo Quadrangle and related area.

Sample#	Okutokachi Amphibolite	Rekihine Volcanic Rocks		Dike in the Okawa Fm.	Toyokoro area	Daimaruyama	Nakanogawa G.	Gravels in the Toyonigawa Formation				
	Amphibolite	Basalt	Basalt	Dolerite	Greenstone	Greenstone	Acidic Tuff	Hbl-Bt tonalite	Bt tonalite	Bt tonalite	Bt tonalite	Bt granodiorite
	OK-01	150709	150709-2	150904 ST1	T1 150907 OK1	150905 ST1A	150903 ST2A	150903 ST1A	150903 ST1B	150903 ST1C	150903 ST1D	
SiO <sub>2</sub>	48.34	47.75	46.51	58.02	60.61	61.21	72.63	76.46	72.09	67.95	67.31	
TiO <sub>2</sub>	0.97	2.12	2.14	1.86	0.80	0.80	0.29	0.19	0.58	0.62	0.68	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.64	17.47	18.57	16.56	17.26	17.34	15.13	12.83	13.23	15.39	15.60	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	8.95	10.15	8.96	9.36	8.33	6.10	2.37	1.31	4.29	4.39	4.27	
MnO	0.14	0.13	0.13	0.15	0.18	0.30	0.05	0.01	0.09	0.07	0.07	
MgO	12.35	3.42	1.31	3.20	2.64	2.03	1.08	0.16	1.41	2.27	1.95	
CaO	10.03	12.28	17.16	3.94	3.31	2.34	2.58	0.53	2.31	1.45	2.76	
Na <sub>2</sub> O	2.10	3.44	3.55	6.35	4.45	5.91	2.87	3.98	3.48	4.16	3.99	
K <sub>2</sub> O	0.98	0.99	1.09	0.65	1.95	3.63	1.95	4.91	2.25	2.94	2.76	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.38	0.38	0.20	0.23	0.37	0.06	0.03	0.12	0.13	0.14	
Total	100.60	98.13	99.80	100.29	99.77	100.03	99.02	100.40	99.85	99.37	99.53	
LOI (wt%)	2.88	6.39	6.89	3.43	3.45	6.80	8.33	0.39	0.78	1.92	0.78	
FeO*/MgO	0.7	2.7	6.1	2.6	2.8	2.7	2.0	7.4	2.7	1.7	2.0	
FeO*	8.1	9.1	8.1	8.4	7.5	5.5	2.1	1.2	3.9	4.0	3.8	
Sc	29.7	29.8	29.1	28.4	26.0	8.7	7.3	5.8	13.1	13.3	12.7	
Ti	6518	12462	12273	11552	4988	4827	1718	994	3403	3651	4018	
V	187	247	253	281	229	130	47	8	74	79	80	
Cr	602.3	303.2	274.7	3.5	19.0	5.6	13.6	12.9	74.7	79.3	52.6	
Mn	1191	1069	1059	1347	1673	3439	379	105	689	536	524	
Ni	268.42	108.11	114.52	8.47	12.59	8.14	14.38	15.07	23.21	21.44	20.21	
Cu	37	85	60	13	84	7	7	4	23	9	6	
Zn	74.1	129.4	105.1	181.4	102.1	101.2	39.9	30.9	33.8	34.8	40.9	
Ga	11.7	21.1	21.7	21.2	25.5	22.9	30.5	17.9	17.7	18.9	19.4	
Ge	0.81	1.22	1.76	2.57	0.87	1.29	1.04	0.57	0.27	0.28	0.77	
Rb	15.63	4.90	7.88	12.59	40.58	60.45	63.90	68.43	48.66	52.38	53.00	
Sr	171	548	536	144	407	333	5000	20	163	283	220	
Y	20.2	24.7	22.5	41.3	23.5	24.7	12.2	24.8	21.1	18.3	22.2	
Zr	63.2	186.2	176.0	172.6	83.0	131.7	104.3	205.3	196.4	147.6	182.2	
Nb	0.95	16.06	16.03	4.35	2.14	4.01	6.68	6.90	5.76	5.35	6.13	
Cs	1.83	0.14	0.09	0.58	0.42	41.30	n.d.	1.41	1.08	1.05	0.91	
Ba	17	176	200	212	1331	617	2164	174	287	334	311	
La	2.08	14.98	14.61	8.10	11.18	29.78	18.78	19.48	15.33	13.54	18.80	
Ce	7.22	36.72	35.60	22.98	24.74	65.44	42.28	46.09	34.25	30.91	42.84	
Pr	1.38	4.37	4.54	3.53	3.61	8.71	4.61	5.02	5.73	3.58	4.87	
Nd	7.77	20.64	19.51	17.28	15.50	34.34	16.01	22.37	16.38	15.28	21.65	
Sm	2.29	5.45	4.14	4.95	4.53	6.85	3.34	4.04	3.27	2.90	3.81	
Eu	1.06	1.58	1.74	1.50	1.47	1.67	0.66	0.27	0.90	0.80	0.79	
Gd	3.01	5.13	5.37	6.11	4.88	5.94	2.73	4.95	4.11	3.83	4.48	
Tb	0.59	0.95	0.81	1.21	0.71	0.88	0.44	0.70	0.49	0.49	0.63	
Dy	4.36	4.80	4.48	7.02	4.84	4.96	2.68	4.50	3.93	3.38	4.20	
Ho	0.85	0.93	0.76	1.47	0.93	1.08	0.45	0.91	0.78	0.65	0.87	
Er	2.40	3.04	2.37	4.93	2.63	2.69	1.28	2.95	2.50	2.15	2.29	
Tm	0.29	0.35	0.30	0.60	0.35	0.37	0.23	0.36	0.29	0.25	0.29	
Yb	2.43	2.79	2.19	4.29	2.88	2.85	1.54	2.93	2.51	1.98	2.30	
Lu	0.25	0.40	0.38	0.64	0.37	0.39	0.21	0.53	0.45	0.37	0.38	
Hf	1.69	4.01	3.17	4.45	2.24	3.53	2.98	5.86	4.59	3.80	4.69	
Ta	0.07	0.81	1.09	0.23	0.12	0.21	0.54	0.75	0.53	0.52	0.58	
Pb	1.16	1.89	4.69	2.56	6.01	4.90	19.32	2.63	1.38	1.76	1.42	
Th	0.11	1.41	2.16	1.42	1.56	4.29	12.26	23.07	5.10	6.02	8.62	
U	0.04	0.65	0.63	0.49	0.85	1.19	4.10	1.58	1.17	1.34	1.73	

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* と FeO\* はそれぞれ、全鉄をFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> と FeOで示したものの BCR-2とJA-1のR.V.は、Wilson (2000)及びImai *et al.* (1995)による推奨値(参考値)。n.d., 非検出; M.V., 分析値; Av, 平均値; LOI, 灼熱減量。G.及びFm.はそれぞれ、GroupとFormationの略。Bt: biotite, Hbl: hornblende, Pl: plagioclase, Cpx: clinopyroxene, Ol: olivine.

はさらにアルミナス質トーナライトとメタルミナス質トーナライトに区分され(小松ほか, 1986), 前者はChappell and White (1974)のSタイプ花崗岩に、後者はIタイプ花崗岩にそれぞれ相当する。広尾郡広尾町の日高山脈トヨニ岳北東に、日高山脈の延長方向に沿って幅1.5 km 延長9 km ほどの黒雲母花崗岩の岩体が分布しており、ヌピナイ花崗岩と呼ばれている(秋葉ほか, 1975)。ヌピナイ花崗岩はホルンフェルス化した中の川層群に貫入し、上部花崗岩に区分される(小松ほか, 1986)。Kemp *et al.* (2007)により、日高変成帯の最下部及び下部Sタイプ(パーアルミナス)トーナライトからそれぞれ、18.7 ± 0.5 Maと18.8 ± 0.4 MaのジルコンU-Pb年代が、下部Iタイプ(メタルミナス)トーナライトから37.4 ± 0.3 MaのルコンU-Pb年代が報告されており、本岩体からは37.4 ± 0.5 MaのジルコンU-Pb年代が報告されている。

検試料はヌピナイ岩体の南東端付近の豊似川沿いの露頭から採取した(第1図, 第2図g及び第3図h)角閃石黒

雲母トーナライト(第5図)であり、鏡下においては、半自形・粒状~シリット組織を示し、石英、斜長石、黒雲母、普通角閃石及びカリ長石から構成される(第4図r)。斜長石は自形~半自形・長柱状で、最大長径3.0 mmに達するが、多くが0.5 mm以下である。長径2.0~3.0 mm程度の斜長石は他の鉱物と同程度の大きさであるが、0.5 mm以下の斜長石はそれらより明らかに細粒で、粒間を埋める粗粒な石英中に細粒の斜長石が包有されている(第4図r)。細粒な斜長石、粗粒な斜長石ともに、一般に著しい累帯構造が認められる。黒雲母は半自形~他形で、最大長径2.2 mm程度である。赤褐色~淡褐色の多色性が認められる。普通角閃石は半自形・長柱状で、最大長径3.0 mm程度である。褐色ないし帯緑褐色~淡褐色ないしは淡緑褐色の多色性を示し、褐色のコアと帯緑褐色のリムから構成される累帯構造が認められる。石英及びカリ長石は他形・粒間充填状に産し、石英には波動消光が認められる。

第1表 続き.

Table 1 Continued.

Microdiorite 150903 ST1E	Bt granodiorite 150903 ST1F	Pl-Cpx microdiorite 150905 ST7A	Gravels in the Naganogawa Group			Gravel in the Erimo Fm. Bt tonalite ERIMO-GRA PEB.	Nupinai Granite Hbl-Bt tonalite 150905 ST8	Reference materials		JA-1 M.V. (N=4)	
			Pl-Cpx microdiorite 150905 ST7B	Pl-Cpx andesite 150905 ST7C	Pl-OL-Cpx basalt 150905 ST7D			R.V.	M.V.		R.V.
57.48	70.17	62.81	65.26	56.81	47.85	68.48	68.10	54.17	54.23	-	-
1.36	0.57	0.55	0.52	0.63	0.76	0.41	0.50	2.26	2.27	-	-
15.83	14.49	15.69	15.79	18.22	20.17	15.71	15.80	13.52	13.31	-	-
7.88	4.00	5.36	5.03	6.16	7.10	2.64	3.36	13.82	13.81	-	-
0.17	0.07	0.13	0.12	0.17	0.36	0.06	0.06	0.20	0.20	-	-
3.84	1.77	2.14	2.18	2.19	2.72	1.56	1.86	3.59	3.59	-	-
6.46	1.83	5.83	3.72	6.68	13.82	4.57	3.84	7.13	7.07	-	-
3.95	4.03	3.73	3.73	4.78	4.13	4.65	3.89	3.16	3.19	-	-
1.65	2.79	2.66	2.76	2.91	1.56	1.50	2.26	1.79	1.77	-	-
0.20	0.13	0.18	0.17	0.31	0.24	0.11	0.13	0.35	0.36	-	-
98.80	99.85	99.06	99.28	98.87	98.70	99.68	99.80	100.00	99.78	-	-
1.45	1.50	3.89	2.62	4.68	9.06	2.25	0.86	-	-	-	-
1.8	2.0	2.3	2.1	2.5	2.3	1.5	1.6	-	-	-	-
7.1	3.6	4.8	4.5	5.5	6.4	2.4	3.0	-	-	-	-
27.2	11.6	17.4	15.1	17.3	20.3	10.5	13.6	-	-	28.5	27.9
8307	3390	3323	2918	3684	4404	2318	2907	-	-	5132	5033
194	71	124	96	156	158	46	63	-	-	105	105
102.2	107.7	75.8	64.9	20.7	48.9	27.8	52.7	-	-	7.8	7.7
1312	501	1014	852	1314	2746	413	472	-	-	1224	1266
27.79	13.58	15.25	15.90	n.d.	6.54	8.36	17.08	-	-	3.49	7.80
15	16	27	33	94	33	9	9	-	-	43	46
54.4	34.6	52.9	48.9	46.9	80.4	31.0	41.9	-	-	90.9	84.2
18.8	18.8	18.8	17.8	24.6	22.9	17.8	18.5	-	-	16.7	17.2
1.78	0.78	1.17	1.22	0.68	1.44	1.37	0.60	-	-	1.33	1.50
25.55	39.47	28.33	37.12	28.01	9.41	36.50	43.75	-	-	12.30	10.41
218	204	362	339	725	540	295	197	-	-	263	261
30.7	20.8	18.3	11.6	15.5	28.8	9.8	15.8	-	-	30.6	23.9
165.1	180.9	147.7	106.9	89.8	141.3	105.6	145.4	-	-	88.3	74.8
5.08	4.88	4.53	4.32	2.55	3.29	2.77	3.65	-	-	1.85	1.16
0.62	0.63	0.55	0.92	1.01	0.39	0.91	1.39	-	-	0.62	0.62
232	311	290	279	525	418	212	173	-	-	311	271
13.02	15.76	19.31	16.57	14.01	12.26	9.47	16.74	-	-	5.24	4.72
30.78	35.98	39.25	36.46	29.26	26.44	21.15	41.73	-	-	13.30	13.20
3.82	4.10	4.85	5.16	3.92	3.59	2.56	5.54	-	-	1.71	2.06
17.71	23.71	20.54	14.60	17.34	18.86	11.89	19.11	-	-	10.90	10.87
4.16	3.50	3.76	2.66	3.28	3.72	2.18	4.38	-	-	3.52	3.37
1.09	0.71	0.87	0.82	1.17	1.12	0.62	0.77	-	-	1.20	1.08
5.19	3.79	3.41	2.55	3.25	4.42	2.08	3.31	-	-	4.36	4.19
0.79	0.53	0.56	0.36	0.44	0.71	0.30	0.46	-	-	0.75	0.77
5.50	3.82	3.48	2.09	3.10	4.05	2.16	3.07	-	-	4.55	4.79
1.23	0.72	0.65	0.48	0.53	0.87	0.40	0.69	-	-	0.95	0.99
3.38	2.23	2.11	1.31	1.65	2.59	1.01	2.02	-	-	3.04	2.68
0.40	0.30	0.32	0.20	0.28	0.35	0.16	0.25	-	-	0.47	0.42
2.89	2.45	1.69	1.27	1.72	1.90	1.13	1.83	-	-	3.03	2.78
0.56	0.34	0.29	0.18	0.23	0.39	0.15	0.35	-	-	0.47	0.39
3.82	4.62	4.03	2.40	2.23	3.59	2.43	3.77	-	-	2.42	2.14
0.45	0.56	0.33	0.38	0.16	0.25	0.23	0.47	-	-	0.13	0.08
0.98	1.73	3.65	10.50	3.00	2.89	3.73	3.68	-	-	6.55	7.72
4.17	7.67	6.28	5.08	2.52	3.54	3.55	8.78	-	-	0.82	0.75
1.03	2.13	1.87	1.91	0.99	1.31	1.33	1.93	-	-	0.34	0.36

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* and FeO\* denote total Fe as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and FeO, respectively. R.V. of BCR-2 and JA-1 are reference values from Wilson (2000) and Imai *et al.* (1995), respectively. n.d., not determined; M.V., measured values; Av, averaged values; LOI, loss on ignition. G. and Fm. denote Group and Formation, respectively. Bt: biotite, Hbl: hornblende, Pl: plagioclase, Cpx: clinopyroxene, Ol: olivine.

### 3. 分析手法

全岩化学組成分析のための岩石試料は、厚さ数mmのスラブもしくはチップ状に切断し、切断面に付着した岩石カッターの金属をダイヤモンドディスクで削り取った後、イオン交換水で30分以上超音波洗浄した。洗浄した試料は110°Cのオーブンで一昼夜乾燥させた。乾燥した試料をタングステンカーバイド乳鉢で粗粉砕した後、四区分法にて縮分し、地質調査総合センター共同利用実験室(GSJ Lab.)設置の全自動粉砕装置(タングステンカーバイド・ミル)にて粉末岩石試料を作成した。

全岩主成分化学組成は、GSJ-Lab. 設置の蛍光X線分析装置(XRF: PANalytical Axios)を用いて分析し、分析用ガラスビードの作成法を含む分析手法はYamasaki (2014)に従った。全岩微量元素組成は、XRF分析に用いたガラスビードを用いて、GSJ-Lab. 設置のレーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析装置(LA-ICP-MS)を用

いて分析した。分析装置及び分析手法の詳細はそれぞれYamasaki *et al.* (2015)及びYamasaki and Yamashita (2016)に示されている。XRF及びLA-ICP-MS分析の精度はそれぞれ、米国地質調査所(USGS)地球化学標準物質及び産業技術総合研究所地質調査総合センター地球化学標準物質を用いてモニターした。第1表にそれらの地球化学標準物質の分析結果を示す。

### 4. 分析結果

検討試料の分析結果を第1表に示す。煩雑な記述を避けるため、ここでは得られた分析値の化学組成上の特徴を記述するに留め、既存の文献値との比較は次節で議論する。なお、第7図において苦鉄質火成岩類の組成は一括してFeO\*/MgO比(FeO\*は全鉄をFeOとして計算した値)に対する酸化物含有量の図にプロットしているが、このうち、SiO<sub>2</sub>とFeO\*の図に示したカルク・アルカリ系列とソレアイト系列の分化トレンドを識別する境界線は

非アルカリ岩に対して適用されるものであり、本検討試料全てに意味をもつものではない。また、この境界線は分化トレンドの傾きを判断するものであって、単一の実験値を区分するものではないため、境界線はあくまでも分析値を評価する上での参考情報である。以下の記述において、微量元素の規格化に用いたCIコンドライト及びN-MORBの値は全てSun and McDonough (1989)による。

奥十勝角閃岩は、玄武岩組成( $\text{SiO}_2 = 48.34$ )で、 $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ は0.7、 $\text{MgO}$ 含有量は12.35 wt%と比較的未分化な組成を示す(第1表, 第7図)。Ti/V比は36.4で、Shervais (1982)によるMORB領域にプロットされる(第8図)。コンドライトで規格化した希土類元素パターンは、中～重希土類元素にかけてややパターンが乱れるものの、概ねNdからLuにかけてはコンドライトの10倍程度の含有量を持ち、そこからLaに向けて減少する左下がりのN-MORB的なパターンを示す(第9図a)。N-MORB規格化微量元素パターンは、RbがN-MORBの数10倍、Ba、Pb及びSrが数倍程度の値を示し、Nb及びTaがN-MORBに比べて枯渇した傾向を示すほかは、概ねフラットに近いパターンを示す(第9図b)。

歴舟火山岩類は、 $\text{SiO}_2$ 含有量46.5–47.7 wt%と玄武岩組成を示すが、 $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ 比は2.67と6.13と組成幅が大きい。また、 $\text{SiO}_2$ 含有量に対して $\text{TiO}_2$ 含有量が2.12及び2.14 wt%、 $\text{P}_2\text{O}_5$ 含有量が0.38 wt%と高く、 $\text{MgO}$ 含有量が3.42–1.31 wt%と乏しい(第1表, 第7図)。CIPWノルムネフェリンが算出される。コンドライトで規格化した希土類元素パターンは、コンドライトの数倍程度の濃度を示すLuから70倍程度の濃度を示すLaまで単調な左上がりのパターンを示す(第9図c)。N-MORBで規格化したマルチエレメント・パターンはSr及びPbの正異常とRbの枯渇が認められ、全体として左上がりのパターンを示す(第9図d)。

水源池の沢のドレライト岩脈は、 $\text{SiO}_2$ 含有量58.02 wt%及び $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含有量7.00 wt%と、粗面安山岩組成を示す(第6図)。これは $\text{Na}_2\text{O}$  (6.35 wt%)に富むことに起因しており、 $\text{K}_2\text{O}$ 含有量自体は、むしろ低カリウム系列にプロットされる(第6図)。その他、 $\text{TiO}_2$  (1.86 wt%)にも富む(第7図)。コンドライトで規格化した希土類元素パターンは、コンドライトの30–40倍の濃度を示す、ほぼフラットないしわずかな左上がりのパターンを示す(第9図c)、N-MORBで規格化したマルチエレメント・パターンにおいても、Nb、Ta及びSrの負異常とPbの正異常を伴う左上がりのパターンを示す(第9図d)。

豊頃地域の緑色岩は、 $\text{SiO}_2$ 含有量60.61 wt%及び $\text{Na}_2\text{O}$ 含有量4.45 wt%と、やや $\text{Na}_2\text{O}$ に富む安山岩組成を示す。Ti/V比は21.73とやや小さく、Shervais (1982)によるMORB領域内の島弧ソレアイト(IAT)領域に近い位置にプロットされる(第8図)。コンドライトで規格化した希土類元素パターンは、コンドライトの15倍程度の含有

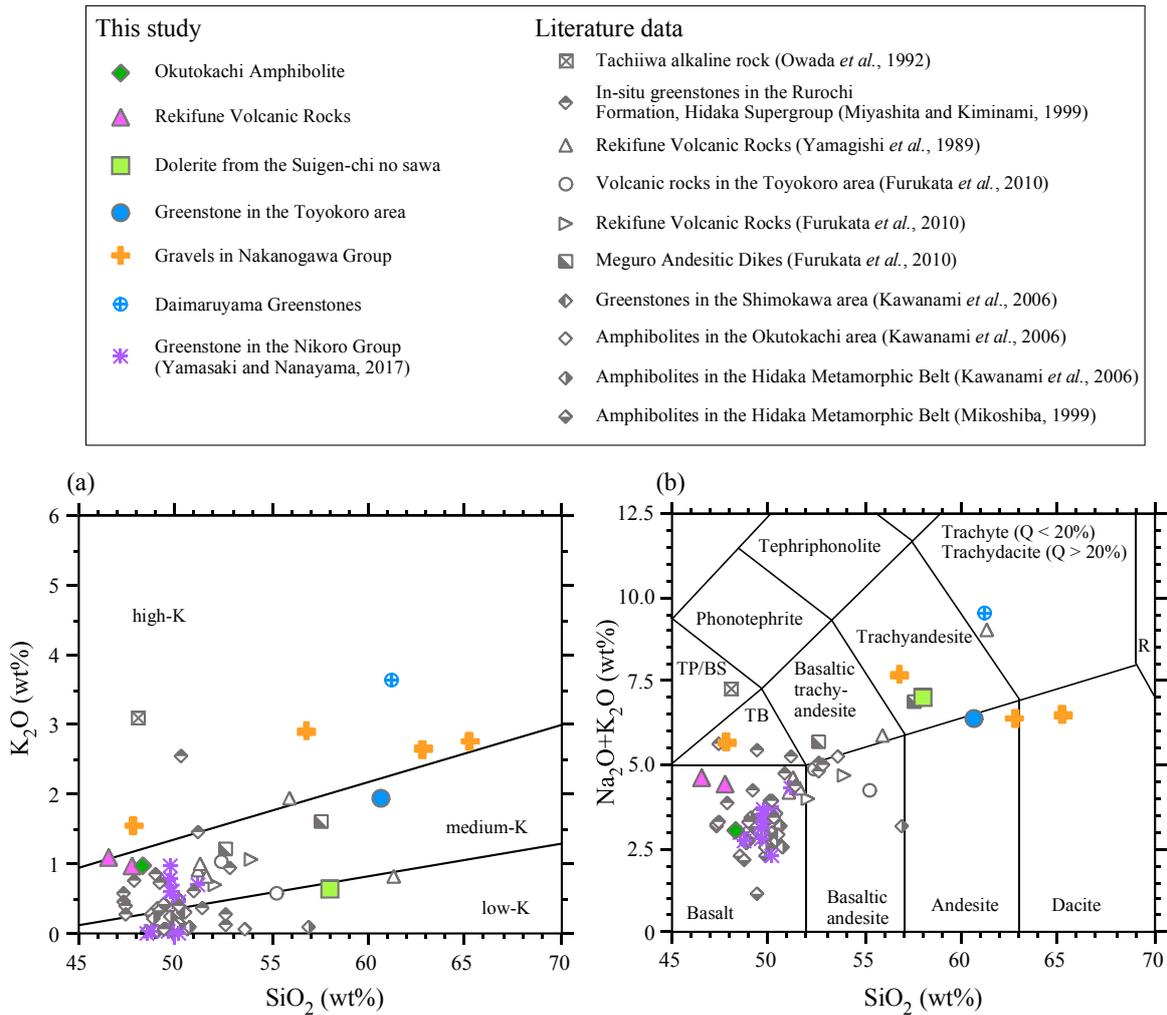
量のLuから48倍程度のLaまで単調な左上がりのパターンを示す(第9図)。N-MORBで規格化したマルチエレメント・パターンにおいては、全体としてNb、Ta及びTiの負異常とPb及びSrの正異常を伴う左上がりのパターンを示し、Baに著しく富む(第9図d)。

豊似川層の花崗岩礫は、 $\text{SiO}_2$ 含有量57.48–76.46を示し、最も $\text{SiO}_2$ 含有量に乏しいものがメタルミナスな組成を示し、最も $\text{SiO}_2$ に富むものがアルミナ飽和度( $A/\text{CNK} [= \text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$ , モル比) 1を示すほかは、パーアルミナスな組成を示す(第10図)。ハーカー図においては、最も $\text{SiO}_2$ に乏しいものが著しく乏しい $\text{MgO}$ 含有量のために $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ 比が7.4と大きくなっているほかは、礫全体として組成トレンドを示しているように見える(第11図)。コンドライトで規格化した希土類元素パターンは、Euの明瞭な負異常を持つ左上がりのパターンを示し、Luにおいてコンドライトの14–23倍、Laにおいて55–82倍の含有量を示す(第12図a)。N-MORBで規格化したマルチエレメント・パターンは、Nb、TaとTiの負異常を持つ、全体として左上がりのパターンを示す(第13図a)。

中の川層群中の苦鉄質火山岩礫は、粗面玄武岩、粗面安山岩、安山岩及びデイサイトの組成を示す(第6図)。このように $\text{SiO}_2$ 含有量の範囲は広いものの、 $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ は2.08–2.53と比較的組成範囲が狭い(第7図)。 $\text{K}_2\text{O}$ にも比較的富んでおり、全体として高カリウム系列の領域にプロットされる(第6図)。 $\text{MnO}$ や $\text{CaO}$ に富むものがある(第7図)。コンドライトで規格化した希土類元素パターンは、コンドライトの7–16倍程度の含有量のLuから52–82倍程度のLaまで単調な左上がりのパターンを示す(第12図b)。N-MORBで規格化したマルチエレメント・パターンにおいては、Nb、Ta及びTiの負異常とPbとSrの正異常を伴う左上がりのパターンを示す(第13図b)。

大丸山緑色岩類中のハイアロクラスタイトは、粗面岩組成を示す高いアルカリ及びシリカ含有量を示す(第6図)。この高いアルカリ含有量は、主として $\text{K}_2\text{O}$ に富むことに由来している。 $\text{K}_2\text{O}$ 及び $\text{MnO}$ を除く主成分元素と $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ は、豊頃地域の緑色岩とよく似た組成を示す(第7図)。Ti/V比は37.1でShervais (1982)によるMORB領域にプロットされる(第8図)。コンドライトで規格化した希土類元素パターンは、コンドライトの16倍程度のLuから127倍程度のLaまで左上がりのパターンを示し、特にEuからLaにかけての軽希土類元素に富む(第9図c)。N-MORBで規格化したマルチエレメント・パターンにおいては、Nb、Ta及びTiの負異常とPb及びSrの正異常を伴う左上がりのパターンを示し、微量元素組成上も豊頃地域の緑色岩と特徴が類似する(第9図d)。

中の川層群中の酸性凝灰岩層は、 $\text{SiO}_2$ 含有量72.63 wt%を示し、パーアルミナスな組成を示す(第10図)。特に、アルミナ飽和度は1.31と高く、Chappell and White



第6図 検討試料中の苦鉄質岩類の火山岩判別図。(a)  $K_2O-SiO_2$  図 (Le Maitre, 2002 に基づく), (b) トータル・アルカリ- $SiO_2$  図 (Le Maitre, 2002 に基づく)。略号; TP/BS: tephrite (ol < 10%) もしくは basanite (ol > 10%); TB: trachybasalt; R: rhyolite。凡例では便宜的に表記上区分しているが、日高変成帯は日高火成活動帯 (前田ほか, 1986; Maeda, 1990; 前田, 1997) の南部に相当する。

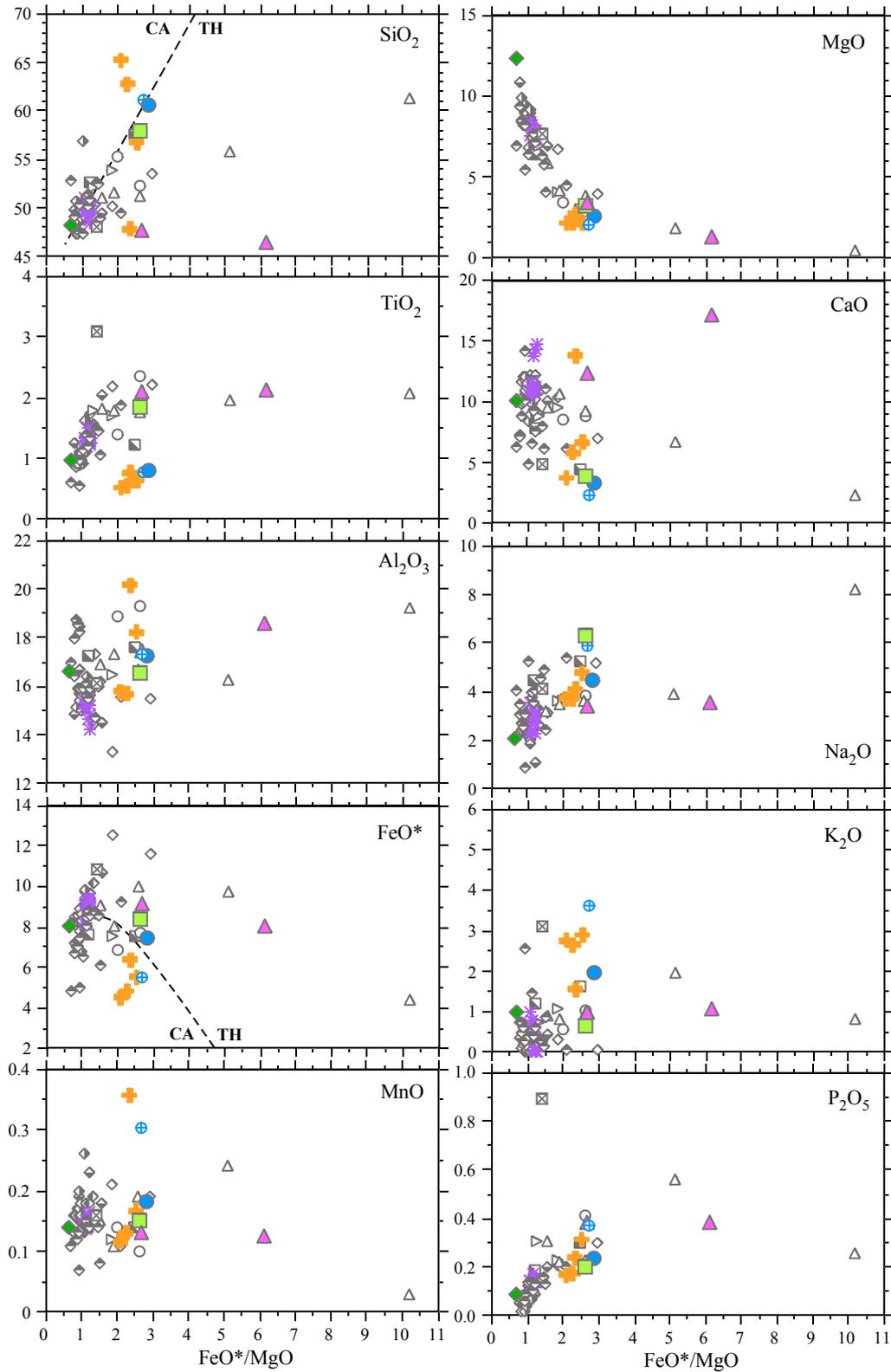
Fig. 6 Volcanic classification diagrams for mafic rocks of studied samples showing (a)  $K_2O-SiO_2$  (after Le Maitre, 2002), and (b) total alkali- $SiO_2$  (after Le Maitre, 2002). TP/BS: tephrite (ol < 10%) or basanite (ol > 10%); TB: trachybasalt; and R: rhyolite. The Hidaka Metamorphic Belt corresponds to southern part of the Hidaka Magmatic Zone (Maeda *et al.*, 1986; Maeda, 1990, 1997).

(1974) の S タイプ花崗岩の組成をもつ。コンドライトで規格化した希土類元素パターンは、Ho と Er でややパターンが乱れるものの、弱い Eu の負異常をもつ左上がりのパターンを示し、Lu でコンドライトの 8.6 倍、La で 80 倍程度の含有量を示す (第 12 図)。N-MORB で規格化したマルチエレメント・パターンにおいては、Pb と Sr の顕著な正異常と Nb, Ta 及び Ti の負異常を伴う左上がりのパターンを示す (第 13 図)。

襟裳累層下部 (歌露礫岩層) 中の花崗岩礫は、 $SiO_2$  含有量 68.48 wt% を示し、メタアルミナスな組成 ( $A/CNK = 0.89$ ) を示す (第 10 図)。コンドライトで規格化した希土類元素パターンは、特徴的に Eu の負異常を示さない左上がりのパターンを示し、Lu でコンドライトの 6 倍、La で

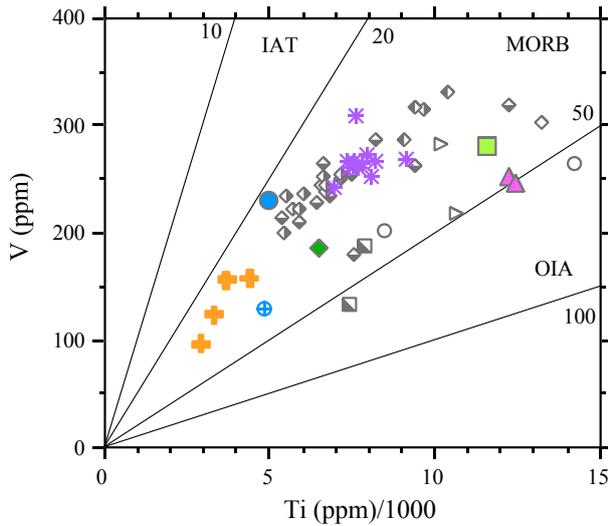
40 倍程度の、花崗岩類としてはやや低い含有量を示す (第 12 図b)。N-MORB で規格化したマルチエレメント・パターンにおいては、Pb と Sr の顕著な正異常と Nb, Ta 及び Ti の負異常を伴う左上がりのパターンを示す (第 13 図b)。

ヌピナイ花崗岩は、 $SiO_2$  含有量 68.10 wt% を示し、アルミナ飽和度 ( $A/CNK$ ) が 1 である (第 10 図)。コンドライトで規格化した希土類元素パターンは、弱い Eu の負異常をもつ左上がりのパターンを示し、Lu でコンドライトの 14 倍、La で 71 倍程度の含有量を示す (第 12 図a)。N-MORB で規格化したマルチエレメント・パターンにおいては、Pb の弱い正異常と Nb, Ta, Sr 及び Ti の負異常を伴う左上がりのパターンを示す (第 13 図a)。



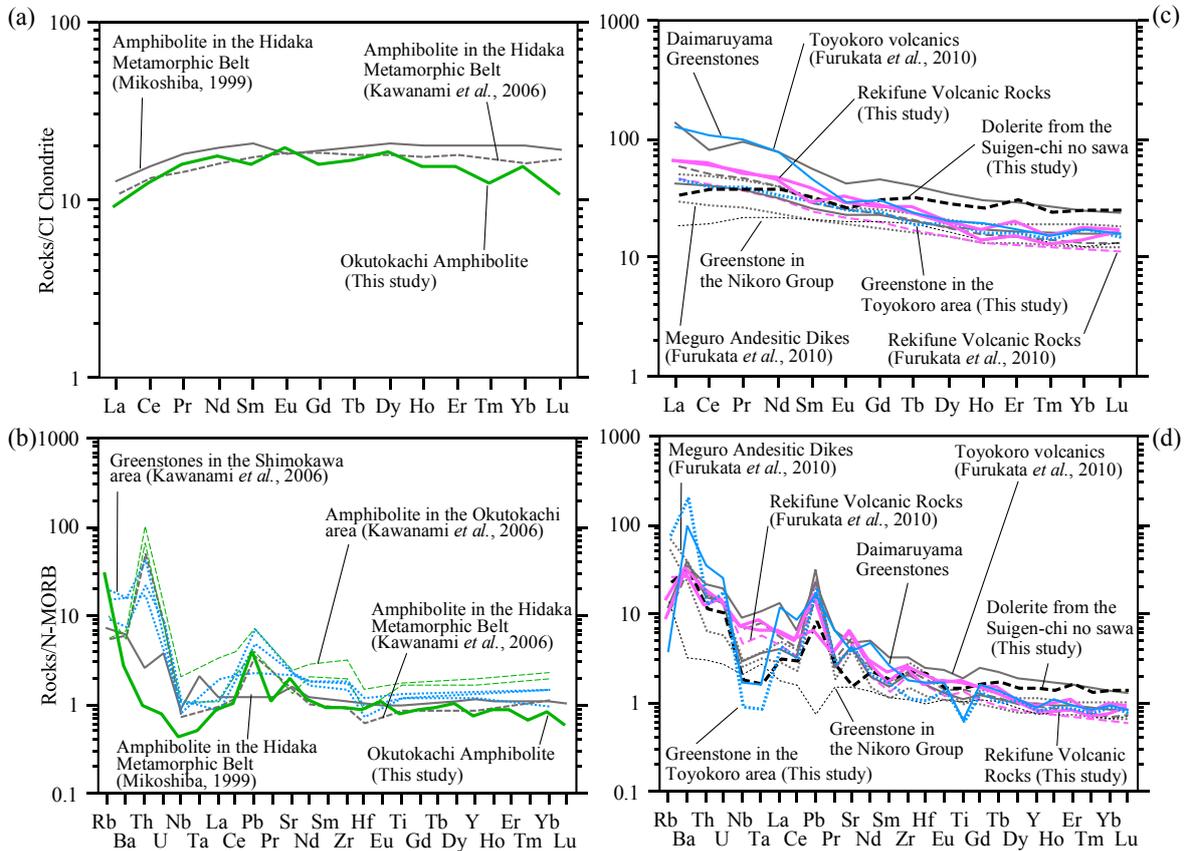
第7図 苦鉄質検討試料の主成分酸化物-FeO\*/MgO 図。FeO\* は全鉄をFeOとして示したもの。SiO<sub>2</sub> 及び FeO\* 図におけるCA/TH境界線は、Miyashiro(1974)によって提案された、カルク・アルカリ(CA)とソレイト(TH)の分化トレンドを識別する線。記号は第6図と同じ。

Fig. 7 Major element oxides-FeO\*/MgO diagrams for mafic rocks of studied samples. FeO\* denotes total Fe as FeO. CA/TH boundaries in panels for SiO<sub>2</sub> and FeO\* are boundaries distinct the magmatic trend of calc-alkaline (CA) and tholeiite (TH) proposed by Miyashiro (1974). Symbols are same as those in the Fig. 6.



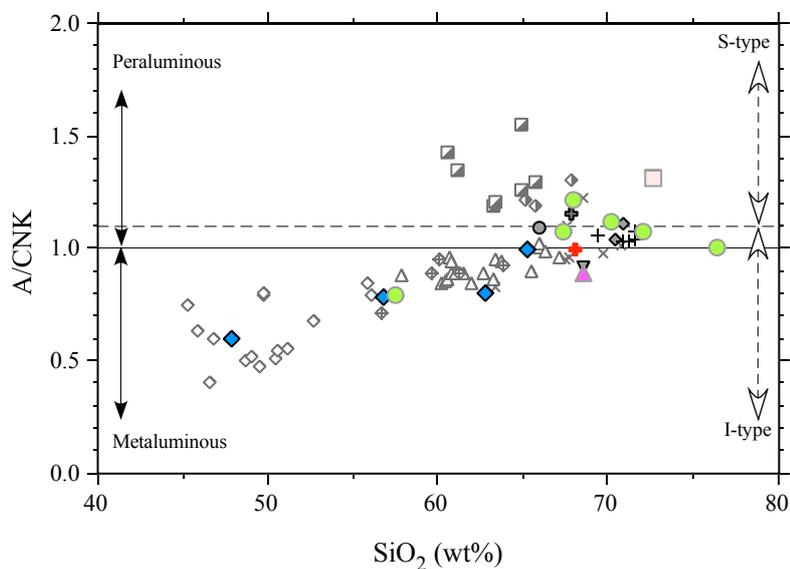
第8図 苦鉄質検討試料のV-Tiプロット. 造構場の区分は Shervais (1982) による. 記号は第6図と同じ.

Fig. 8 V-Ti plots for mafic rocks of studied samples. The fields for different tectonic setting are after Shervais (1982). Symbols are same as those in the Fig. 6.



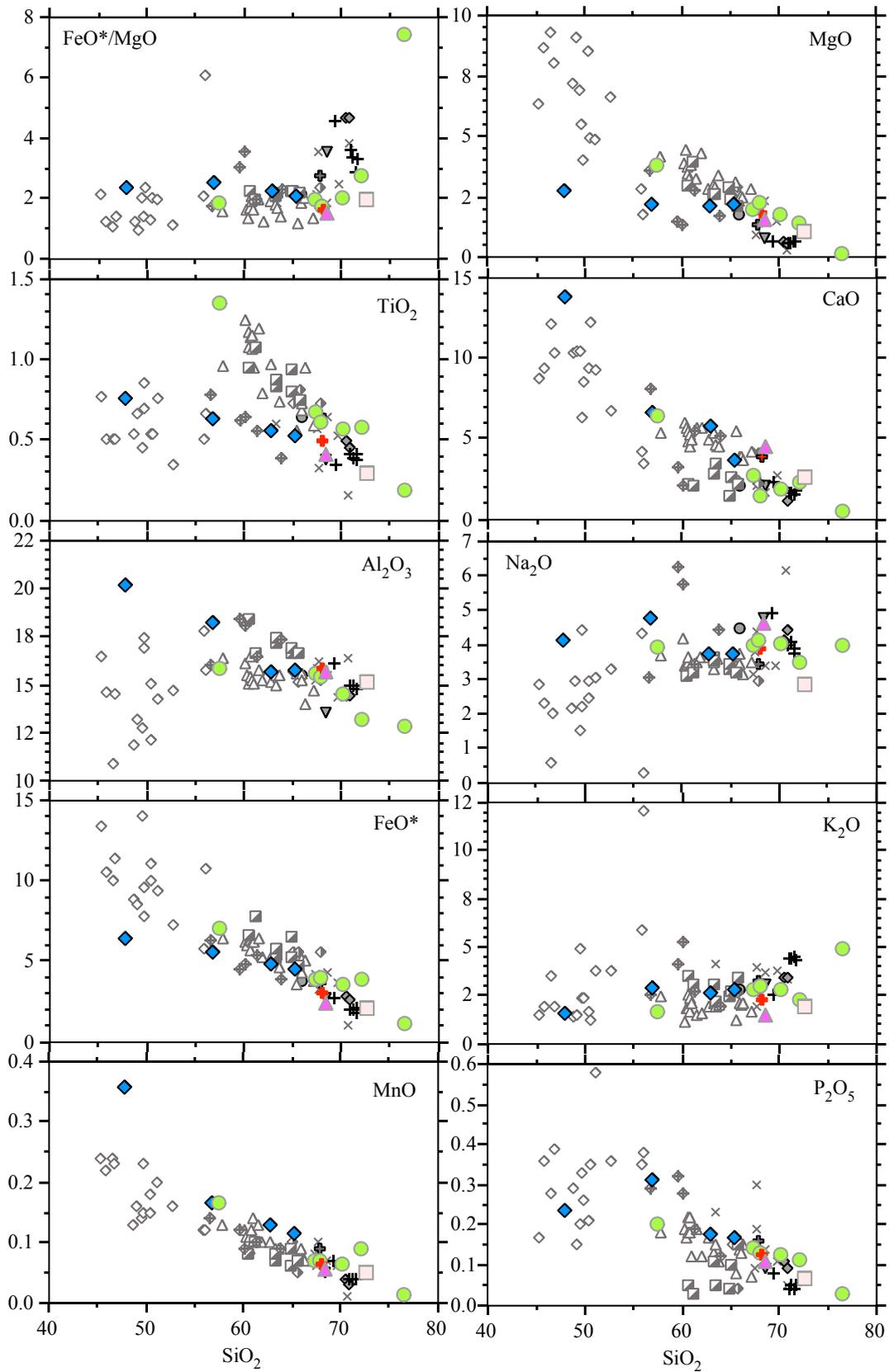
第9図 苦鉄質検討試料及び文献値のCIコンドライト及びN-MORB規格化微量元素パターン. (a) の御子柴 (1999) 及び川浪ほか (2006) による日高変成帯の角閃岩の組成は, それぞれ12及び20試料の分析値の平均値. 同じく (b) 中の組成は12試料及び11試料の平均値. (d) の仁頃層群の緑色岩の組成は11試料 Yamasaki and Nanayama (2017) の平均値. CIコンドライト及びN-MORBの規格化値及び元素順はSun and McDonough (1989) に基づく.

Fig. 9 CI chondrite- and N-MORB-normalized trace element patterns of mafic rocks of studied samples and literature values. Amphibolite in the Hidaka metamorphic belt from Mikoshiba (1999) and Kawanami *et al.* (2006) in panel (a) are averaged values for  $N = 12$  and  $N = 20$ , respectively. Amphibolite in the Hidaka Metamorphic Belt from Mikoshiba (1999) and Kawanami *et al.* (2006) in panel (b) are averaged values for  $N = 12$  and  $N = 11$ , respectively. Data for the Nikoro Group in the panel (d) is averaged values for  $N = 11$  (Yamasaki and Nanayama, 2017). Normalization values for CI chondrite and N-MORB, and element orders are from Sun and McDonough (1989).



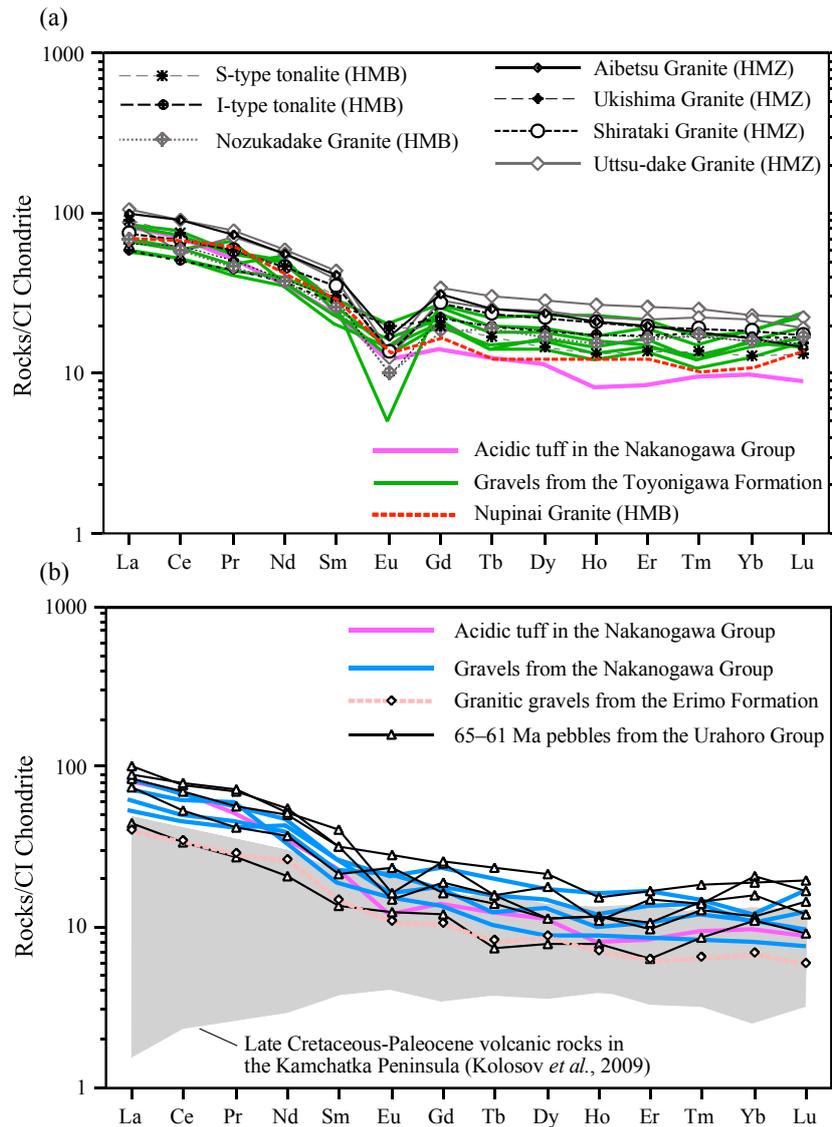
第10図 珪長質並びに礫検討試料及び文献値のアルミナ飽和度 ( $A/CNK = Al_2O_3/[CaO + Na_2O + K_2O]$  モル比)– $SiO_2$  wt% 図。Sタイプ及びIタイプ花崗岩類の境界線はChappell and White (1974)に基づく。凡例では便宜的に表記上区分しているが、日高変成帯は日高火成活動帯(前田ほか, 1986; Maeda, 1990; 前田, 1997)の南部に相当する。

Fig. 10 Alumina saturation index ( $A/CNK = Al_2O_3/[CaO + Na_2O + K_2O]$  in molar ratio)– $SiO_2$  wt % diagram for felsic rocks and pebbles of studied samples, and literature data. Boundary between S-type and I-type granites are from Chappell and White (1974). The Hidaka Metamorphic Belt corresponds to southern part of the Hidaka Magmatic Zone (Maeda *et al.*, 1986; Maeda, 1990, 1997).



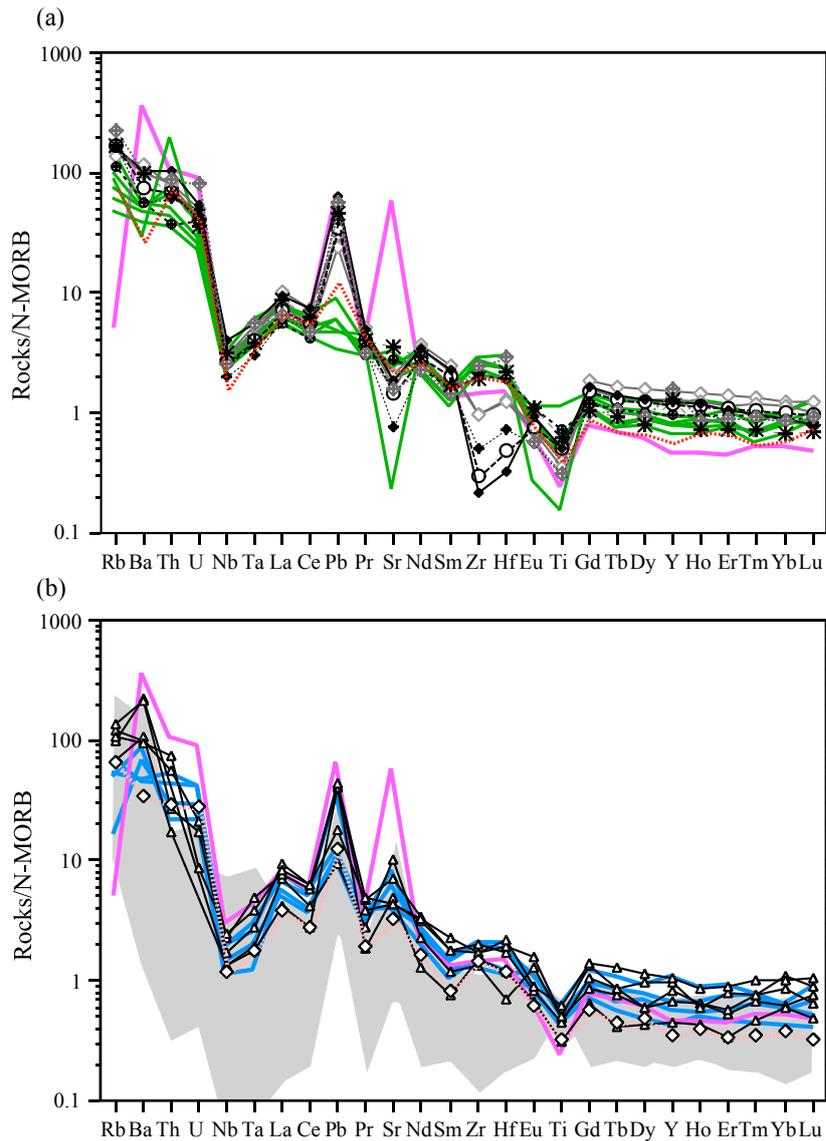
第11図 珪長質並びに礫検討試料及び文献値のハーカー図。記号は第10図と同じ。

Fig. 11 Harker diagrams for felsic rocks of studied samples and literature data. Symbols are same as those in the Fig. 10.



第12図 珪長質並びに礫検討岩類と文献値のCIコンドライト規格化微量元素パターン。(a)中の川層群坂下層中の酸性凝灰岩、豊似川層中の礫、日高変成帯ヌピナイ花崗岩及び日高変成帯(HMB)・日高火成活動帯(HMZ)の花崗岩類。Sタイプトーナライト、Iタイプトーナライト及び野塚岳花崗岩の組成は、それぞれ5試料(大和田ほか, 2006によるSタイプトーナライトと、小島・志村, 2014による白雲母黒雲母トーナライト), 19試料(小島・志村, 2014による角閃石黒雲母トーナライト), 5試料(大和田ほか, 2006)の平均値。愛別、浮島、白滝及び鬱岳花崗岩の組成はJahn *et al.* (2014)による。(b)中の川層群坂下層中の酸性凝灰岩、中の川層群中の礫、襟裳累層(歌露礫層)中の花崗岩礫、根室帯、浦幌層群中の花崗岩礫及びカムチャツカ半島の後期白亜紀~始新世火山岩類(MgO<10 wt%)。浦幌層群中の65-61 Maの礫組成は小笠原ほか(1998)に、CIコンドライトの規格化値はSun and McDonough (1989)による。

Fig. 12 CI chondrite-normalized trace element patterns of felsic rocks of studied samples and literature values. (a) Acidic tuff from the Sakashita Formation, Nakanogawa Group, gravels from the Toyonigawa Formation, Nupinai Granite in the Hidaka Metamorphic Belt, and granitic rocks in the Hidaka Metamorphic Belt (HMB) and Hidaka Magmatic Zone (HMZ). S-type tonalite, I-type tonalite and Nozukadake Granite are averaged values of  $N = 5$  (S-type tonalite from Owada *et al.*, 2006, and Ms-Bt tonalite from Kojima and Shimura, 2014),  $N = 19$  (Hbl-Bt tonalite from Kojima and Shimura, 2014),  $N = 5$  (Owada *et al.*, 2006), respectively. Data for the Aibetsu, Ukishima, Shirataki and Uttsu-dake Granites in the panel (a) are from Jahn *et al.* (2014). (b) Acidic tuff from the Sakashita Formation, Nakanogawa Group, gravels from the Nakanogawa Group, granitic gravel from the Erimo Formation (Utaru Conglomerate), granitic gravels from Urahoro Group, Nemuro belt, and Late Crataceous-Paleocene volcanic rocks in the Kamchatka Peninsula (MgO<10 wt%). Data for the 65-61 Ma gravels from the Urahoro Group are from Ogasawara *et al.* (1998). Normalization values for CI chondrite are from Sun and McDonough (1989).



第 13 図 珉長質並びに礫検討岩類と文献値の N-MORB 規格化微量元素パターン。凡例は第 12 図と同じ。N-MORB の規格化値は Sun and McDonough (1989) による。

Fig. 13 N-MORB-normalized trace element patterns of felsic rocks and gravels of studied samples and literature values. Symbols are same as those in the Fig. 12. Normalization values for N-MORB and element orders are from Sun and McDonough (1989).

### 5. 議論：帰属と成因に関する考察

以下に、今回得られた化学組成分析値と、地質学的な観点から対比可能と想定される地質体の構成岩石の文献値との比較を通じて、本検討試料の帰属や成因及び形成場に関して議論し、今後の課題を整理する。なお、火成岩類において岩石名とは、そもそも化学組成や構成鉱物の量比(モード組成)が一定の範囲内のものに対して与えられる名称であるため、時代や地域に関わらず同じ岩石名の組成は必然的に類似する。加えて、微量元素パター

ン(スパイダーグラム)には、分化程度の違いに起因する情報と、親マグマをもたらしたソースの枯渇度の違いに起因する情報が重複して表現されるため、地球化学的特徴の解釈のためには、分化程度の等しいもの同士の比較や、分化程度の変化に応じた含有量やパターンの変化を検討する必要がある。したがって、少数の試料の化学組成の単純な絵合わせは、深刻な誤解や誤認をもたらす危険性があり、今回検討した試料1個の組成が特定の地質体の構成岩相の組成と類似する事をもって、帰属が完全に特定されるわけではない点に注意が必要である。

## 5.1 奥十勝角閃岩

今回得られた奥十勝角閃岩の組成を日高帯中部～北部の緑色岩類及び日高変成帯下部層の角閃岩類と比較する。同様の検討はすでに川浪ほか(2006)においてSr・Nd同位体比を含めて行われており、彼らは日高変成帯下部層を構成する大部分の角閃岩と日高帯中部～北部の緑色岩類とは、ともにN-MORB的な組成を持ち、日高変成帯南部には局所的にEnriched-type MORB (E-MORB)的な組成をもつ角閃岩が産することを報告している。今回得られた組成は、主成分元素は宮下・君波(1999)による北部日高帯瑠璃層の現地性緑色岩類や川浪ほか(2006)による下川地域の緑色岩類、そして川浪ほか(2006)や御子柴(1999)による日高変成帯下部層の角閃岩類の組成と区別できない(第6図及び第7図)。ただし、川浪ほか(2006)が報告している奥十勝地域の角閃岩は、本検討試料とほぼ同地域から採取されたと思われるものの、本検討試料に比べてやや分化した組成を示しており、完全には一致しない。その一方で、微量元素については、Rb, Ba, Th及びUが熱水変質作用や変成作用で乱されやすいことを考慮すれば、大局的にはほぼ類似する微量元素パターンを示しており(第9図a, b), Ti/V比(第8図)と合わせて、今回検討した奥十勝角閃岩は、日高帯北部や日高変成帯下部層と同じく、N-MORB組成を持つと解釈するのが妥当である。

川浪ほか(2006)は北海道中軸部の緑色岩・角閃岩類の大部分が単にN-MORB的な組成を示すだけでなく、Sr同位体比の観点からも類似した傾向を示すことから、日高変成帯主体下部層の角閃岩類と、日高帯中部～北部の緑色岩及び角閃岩類は、狭義の同一起源マグマからの一連の火成作用で形成された可能性が高いことを指摘した。これに従えば、N-MORB的な緑色岩は、日高変成帯下部層においてはグラニュライト相に達する変成作用を受け、日高帯北部地域においては大部分がほぼ非変成で分布していることになる。このことについて、宮下ほか(1997)は、日高変成・火成活動の原因となった海嶺沈み込みが、一方で現地性緑色岩を形成するとともに、その現地性緑色岩が海嶺沈み込みの結果形成された深成岩類によって変成作用を受けており、一方では日高変成帯下部層自体の原岩ともなっているという“奇妙な事態”が存在するとして、日高帯が海嶺の多重衝突を経験したことによってその矛盾が解決されると述べた。しかしながら、中央海嶺においては、少なくとも一定の期間、ほぼ同じ組成のソースマントルから定常的な生成・変質メカニズムを被って形成された玄武岩が海洋プレート上部に一様に分布すると考えられるため、海嶺沈み込み(あるいは衝突)以前に沈み込んだ海洋プレートの最上部が変質作用の結果を含めて組成的に類似していたとしても不都合はなく、したがって現在分布する組成類似岩相が必ずしも完全に同時期に形成されたものである必要はない。加えて、宮下ほか(1997)の当時、日高変成帯のピーク変成作用は約

55 Maに生じたと考えられていた(大和田ほか, 1992b)が、その後、Kemp *et al.* (2007)による日高変成帯の広範囲にわたる変成岩類及び深成岩類中のジルコンU-Pb年代の検討の結果、ピーク変成作用が19 Maに生じたことが主張されている。奥十勝角閃岩に伴われる変成砂岩の黒雲母K-Ar年代値である $18.9 \pm 0.9$  Ma (Watanabe and Nakagawa, 1996)は、日高変成帯の角閃岩の変成作用をもたらしたピーク変成作用とされる時期と一致する。したがって、日高変成帯下部層や奥十勝角閃岩の変成作用の時期を19 Ma頃に求めるのであれば、後期白亜紀～古第三紀暁新世に形成されたと推定される原岩との年代的な矛盾もないことになる。

Arita *et al.* (1993)は、日高変成帯中部の楽古岳周辺地域及びカムイエクウチカウシ岳周辺地域において、東西に横断するルートで黒雲母K-Ar年代が岩相や変成度に関係なく、それぞれ $19.1 \pm 0.4$ – $16.6 \pm 0.4$  Maと $18.2 \pm 0.6$ – $16.3 \pm 0.4$  Maとほぼ同じ年代値を示すことから、東に急立し、変成度が西側のグラニュライト相から東に向かって低下するという現在の岩石の帯状配列が中期中新世には成立していたとした。さらに、黒雲母よりも閉鎖温度の高い角閃石のK-Ar年代値との差が約1 Ma程度しかないことから、この時期に極めて急速な山脈の上昇が生じたと考えた(Arita *et al.*, 1993)。これらのK-Ar年代値は、ピーク変成作用及びSタイプ花崗岩類の貫入・固結時期を示すジルコンU-Pb年代値(Kemp *et al.*, 2007)ともほぼ重なることから、前田ほか(2011)も指摘しているように、日高変成帯においてはピーク変成作用から急立した構造の成立、そして極めて急速な山脈の上昇までごく短時間で生じたと解釈される。

一方、奥十勝角閃岩は非変成の中の川層群とは断層で接している(Watanabe and Nakagawa, 1996)が、日高変成帯の上部層においては、変成度は西から東へ向けて角閃岩相から非変成まで漸移するとされている(小山内, 1985)ため、奥十勝地域では日高変成帯の上部層に相当する大部分の層準が欠如していることになる。また、奥十勝変成岩体には南北方向のシンフォームが認められ(Watanabe and Nakagawa, 1996)、構造的にも日高変成帯のような急立した単斜構造は示さない。Watanabe and Nakagawa (1996)は、奥十勝変成岩体の変成作用の原因として、周辺の深成岩体である佐幌岳岩体やピシカチナイ岩体の熱的影響を考えた。しかし、Jahn *et al.* (2014)によると佐幌岳岩体のジルコンU-Pb年代は $18.6 \pm 0.2$  Maであることから、奥十勝変成岩体の黒雲母K-Ar年代と誤差の範囲内で一致しており、閉鎖温度の違いを考慮すると、冷却過程に関する何らかの説明が必要である。すなわち、高温の閉鎖温度をもつジルコンU-Pb年代値と、より低温の閉鎖温度の黒雲母K-Ar年代値、そしてその間の温度範囲と想定される角閃岩相の変成作用とが、熱源と想定される貫入岩体との位置関係で説明可能であるの

か、あるいは、日高変成帯のごく短時間での急立した構造の成立及び極めて急速な山脈の上昇と一連の構造運動によって現在の奥十勝変成岩体の構造、分布や黒雲母K-Ar年代が説明可能であるのかについての検証が、日高変成帯を含む北海道中軸部のテクトニクスを考える上での今後の課題であると思われる。

## 5.2 歴舟火山岩類

歴舟火山岩類については、古堅ほか(2010)によってSr・Nd同位体比を含めた全岩化学組成の地球化学的検討や成因研究がすでに実施されている。歴舟火山岩類の分布は地理的に限定されているため、Yamagishi *et al.* (1989)を含め、ほぼ同一の場所で採取された試料に基づくと思われる。全岩主成分組成については、Yamagishi *et al.* (1989)は玄武岩～粗面岩の組成を、古堅ほか(2010)は、玄武岩～粗面安山岩の組成を報告している。今回の分析結果はYamagishi *et al.* (1989)や古堅ほか(2010)の報告値よりも5 wt%近くSiO<sub>2</sub>含有量に乏しい。しかしながら、今回の検討試料には方解石脈が多数含まれており、CaO含有量(12.28–17.16 wt%)や灼熱減量(loss on ignition: LOI; 6.39–6.89 wt%)も著しく高いため(第1表)、方解石の混入によってSiO<sub>2</sub>含有量が相対的に乏しい結果となった可能性がある。一方、微量元素パターンについては、古堅ほか(2010)のデータとほぼ一致する(第9図c, d)。

古堅ほか(2010)は、歴舟火山岩類を含む北海道中央部東側の18–15 Maの苦鉄質火山岩類が微量元素パターンにおいてNbの負異常に乏しい点で非島弧的な性質を示し、背弧海盆玄武岩やプレート内玄武岩に類似した地球化学的特徴をもつと述べている。その上で、これらの火山活動を北海道中央部西側の馬追地域や夕張地域の20–19 Ma前後の火山活動と一連のものとして捉え、日本海拡大に伴う周縁部での火成活動によって形成されたと主張している(古堅ほか, 2010)。一方、すでに述べたように、歴舟火山岩類の西方に位置する日高変成帯では、約19 Ma頃にピーク変成作用と珪長質火成活動が生じたとされている(Kemp *et al.*, 2007)。この時期の火成活動の原因として、Usuki *et al.* (2006)やKemp *et al.* (2007)は、日本海や千島海盆の拡大を、大和田ほか(2006)は千島海盆の拡大を、前田ほか(2011)は千島海盆の拡大あるいは千島弧の西進の可能性を、Jahn *et al.* (2014)は地域を特定していないものの、背弧リフトの拡大を挙げている。このうち、前田ほか(2011)で挙げられた千島弧の西進の可能性は、その時点において千島海盆の拡大に該当する火成年代が日高火成活動帯北部で確認されていなかったため併記されていた。しかし、その後、日高火成活動帯北部においても約19 Maの火成年代(ジルコンU-Pb年代)が多数報告された(Jahn *et al.*, 2014)ため、現状では多くの研究者らが日本海や千島海盆の拡大を火成活動の原因として考えているものと思われる。

古堅ほか(2010)と同様に20–14 Ma頃を一連の火成活動として捉え、日高火成活動帯までを含めて解釈するならば、この時期のマントル由来マグマの火成活動は、日高変成帯バンケヌシ岩体のN-MORBマグマ(Maeda and Kagami, 1994, 1996; 前田ほか, 2011)、北海道中央部西側の馬追地域や夕張地域の島弧的マグマ(古堅ほか, 2010)、歴舟火山岩類の非島弧的な背弧海盆玄武岩あるいはプレート内玄武岩的マグマ(古堅ほか, 2010)と様々である。さらに、日高変成帯に限れば恐らく日高山脈の上昇に関連して約19 Maで最若火成年代が一致するものの、日高帯北部では18.6–17.9 Maとそれよりわずかに若く(Jahn *et al.*, 2014)、この差が実験室間のバイアスでないとするれば、例えば苦鉄質火山岩類の活動に伴われ地殻の部分溶融で生じたとされる17–15 Maの北海道中軸部の珪長質火成活動(古堅ほか, 2010)や、さらには中期中新世(14–9 Ma)の北海道北部の火山活動(例えば, Takagi, *et al.*, 1999; Ayabe *et al.*, 2012)なども、日高火成活動帯の19–18 Ma頃の深成岩類をもたらした火成活動と成因的・時代的に連続する可能性がある。上述のマントル由来苦鉄質マグマの違いや、Jahn *et al.* (2014)が想定するような深成岩類も含めたバイモダルな火成活動が、背弧海盆拡大軸や海溝からの位置関係の違い・時間経過によって整合的に説明可能あるいは成立可能であるのかといった、より詳細な時空変遷の整理が必要であると考えられる。

## 5.3 ドレライト岩脈

中期中新世の大川層に貫入されるとされている(山口ほか, 2003)中川郡幕別町忠類明和の水源池の沢入口付近のドレライトは、フラットに近いコンドライト規格化希土類元素パターンを示し、N-MORB規格化微量元素パターンでNbやTaの負異常を示す点で古堅ほか(2010)による歴舟火山岩類や豊頃地域当縁層中の火山岩類(16.9 ± 0.8 Ma: 山岸ほか, 1991)とは異なる地球化学的特徴を示す(第9図d)。マルチエレメント・パターンに認められるNbやTaの負異常は、一般に島弧的な特徴と解釈される(arc signature; 例えば, Keller *et al.*, 2008)が、本ドレライト岩脈組成は、Tiの明瞭な負異常を欠く点で典型的な島弧火山岩とも異なる(第9図d)。古堅ほか(2010)は、北海道中央部東側の18–15 Maの苦鉄質火山岩類が微量元素パターンにおいてNbの負異常に乏しい点で非島弧的な性質を示すとしつつも、その程度には地域によって違いがあることを述べている。例えば、南部地域においては、幌泉郡えりも町目黒の海岸地域に産する玄武岩質粗面安山岩～粗面安山岩の岩脈(17.7 ± 1.7 Ma: 前田ほか, 1990)は、歴舟火山岩類に比べてNbの枯渇度が大きい(古堅ほか, 2010)。本ドレライト試料は、この目黒の岩脈よりもさらにNbに枯渇しているが、貫入関係から示唆される火成活動の時期から考えて、北海道中央部東側の18–15 Maの火山岩類以外に対比できるものはないこと

から、これらの苦鉄質マグマ(岩脈)のバリエーションのひとつであると解釈するのが現時点で最も妥当であると思われる。より詳細な岩石学的・地球化学的検討と、貫入年代の直接的な決定が今後の課題であると同時に、同時期の活動として対比できる場合、前節で議論した広域的な時空変遷の中でその形成過程が合理的に説明される必要がある。

#### 5.4 豊頃地域緑色岩及び大丸山緑色岩類

豊頃地域の緑色岩は、N-MORB規格化パターンでNb, Ta及びTiの負異常を示す点で、豊頃地域の当縁層中の火山岩(古堅ほか, 2010を含む, 北海道中央部東側の18–15 Maの苦鉄質火山岩類とは区別される(第9図d)。Nb及びTaの負異常を持つ点では、前節の水源地の沢入口付近のドレライトと共通の特徴をもち、また、SiO<sub>2</sub>含有量が60.61 wt%で、水源地の沢入口付近のドレライト(58.02 wt%)とほぼ同程度であるが、TiO<sub>2</sub>含有量は豊頃地域緑色岩が0.80 wt%であるのに対し、ドレライトが1.86 wt%と明瞭に異なる(第1表, 第9図d)。また、産状的にも、18–15 Maの火山岩類は弱変質である(古堅ほか, 2010)のに対し、本試料は明らかに強い熱水変質を被って緑色岩化している。したがって、本緑色岩は、当縁層中に報告されている16.9 ± 0.8 Maの火山岩類(山岸ほか, 1991)ではなく、常呂帯仁頃層群に対比されるものと考えられる。

常呂帯仁頃層群の主要部分を構成する緑色岩は、比較的未分化なものではE-MORB組成を示し、中央海嶺とホットスポットの重複する地域において形成されたことが提案されている(Yamasaki and Nanayama, 2017)。豊頃地域の緑色岩は、安山岩組成を示し(第6図)、コンドライト規格化希土類元素パターンにおいても軽希土類元素(LREE)の枯渇を伴わない点において、仁頃層群のE-MORB的な緑色岩類とは異なる組成的特徴をもつ(第9図c)。Yamasaki and Nanayama (2017)の仁頃層群緑色岩は豊頃地域の緑色岩に比べて未分化であるため、希土類元素パターン・含有量の違いそのものは分化程度の違いのみで説明できる可能性もあるが、N-MORB規格化微量元素パターンにおいて、仁頃層群の緑色岩はNb, Ta及びTiの負異常を示さない点で決定的に異なる(第9図d)。したがって、豊頃地域の緑色岩は、Yamasaki and Nanayama (2017)による常呂帯仁頃層群の緑色岩の主要構成要素である、いわゆる“常呂海山”(新井田ほか, 1986)を構成する緑色岩とも異なる起源をもつものと解釈される。

豊頃地域の緑色岩は、一方で、中の川層群中の緑色岩体である大丸山緑色岩と主成分元素、微量元素ともに極めて類似する(第6–9図)とともに、両者は鏡下においても非常によく似た産状・岩相を示す(第4図d, p)。大丸山緑色岩体は中の川層群中に産するが、日高帯中部～北部の日高累層群中に産するN-MORB組成の現地性緑色岩や奥十勝角閃岩とは組成的に明瞭に区別される(第6–9

図)。このことから、山崎ほか(2016)は、大丸山緑色岩類はN-MORB質マグマ由来ではなく、島弧的な火成活動によって形成されたと考えた。大丸山緑色岩体は、赤色層状チャート中の放散虫化石群から白亜紀前期のアプチアン～アルビアン期以降に形成されたとされており(七山, 1992b)、仁頃層群の主要部分を構成する緑色岩が、中期ジュラ紀末期～前期白亜紀に形成された後、後期白亜紀のカンパニアン期に佐呂間層群に不整合に覆われた(榊原・田中, 1986; 榊原ほか, 1993)のと時期的に重なる。したがって、豊頃地域の緑色岩も、岩相的・組成的な類似性から、中の川層群中の大丸山緑色岩体と同起源であり、仁頃層群の主要部分を構成する緑色岩が中央海嶺域で形成された後に、島弧的なセッティングで形成されたものであると思われる。仁頃層群中には、E-MORBタイプの緑色岩のほかに、安山岩、閃緑岩及びアルカリ深成岩などの島弧的な礫が火山性礫岩中に産することが知られている(常呂帯研究グループ, 1984; 新井田ほか, 1986; 榊原ほか, 1986, 1993)ことから、豊頃地域や大丸山の緑色岩は、それらの島弧的な岩石に対比される可能性が高い。以上のことから、豊頃地域の緑色岩は常呂帯仁頃層群に属するとともに、中の川層群中の大丸山緑色岩体も常呂帯仁頃層群起源の巨大異地性岩体であると解釈され、従来の考え(七山・鴈澤, 1997)を化学組成的に裏付けるものである。このことは、豊頃丘陵北東部の白糠丘陵西部地域に常呂帯佐呂間層群に対比される先第三系が分布すること(金松ほか, 1992)や、広尾郡広尾町海岸地域の立岩岩体が仁頃層群に対比されるとする考え(大和田ほか, 1992a)とも調和的である。今後、常呂帯北部の仁頃層群模式地域において火山性礫岩中に産する島弧的な火山岩礫が、本報告の豊頃地域の緑色岩や大丸山緑色岩類と化学組成上も対比されるかを確認することが必要である。

#### 5.5 豊似川層花崗岩礫及び日高変成帯ヌピナイ岩体花崗岩

今回検討した礫は全て広義の花崗岩質岩であり、在田ほか(2001)によると、同様の岩質の礫は45–33 Ma程度の黒雲母K-Ar年代をもつ。礫を含む豊似川層自体の堆積年代は中期中新世後期～後期中新世中期である(宮坂, 1987)ことから、これらの礫は千島弧の西進(木村, 1981; Kimura, 1986, 1996)による日高山脈の上昇に伴って、近傍の日高山脈からもたらされたと考える(在田ほか, 2001)のが妥当であろう。日高変成帯ヌピナイ岩体からは、それらの礫の黒雲母K-Ar年代値と重なる37.4 ± 0.5 MaのジルコンU-Pb年代が報告されている(Kemp et al., 2007)。ヌピナイ岩体のほか、同時代の花崗岩質岩として想定可能であるのは、日高火成活動帯(前田ほか, 1986; Maeda, 1990; 前田, 1997)中の鬱岳花崗岩(45.0 ± 0.5 Ma)・愛別花崗岩(45.7 ± 0.5 Ma)・浮島花崗岩(44.8

± 0.5 Ma)・白滝花崗岩(37.0 ± 0.5 Ma) (年代はいずれも Jahn *et al.*, 2014 によるジルコン U-Pb 年代), 日高火成活動帯南部に相当する日高変成帯中の下部 I タイプ(メタアルミナス) トーナライトからの 37.4 ± 0.3 Ma のジルコン U-Pb 年代 (Kemp *et al.*, 2007) である。また, 詳細は不明であるが, Kemp and Shimura (2006) 及び志村・Kemp (2008) によると, 日高変成帯中の中部 S タイプ トーナライトも約 37 Ma の年代をもち, 小島ほか (2015) によると, 日高変成帯南部の音調津岩体の花崗閃緑岩及び斑れい岩類も約 37.2 Ma のジルコン U-Pb 年代を示すとされている。さらに, 日高火成活動帯北部の紋別花崗岩体から 41.5 ± 1.3 Ma の黒雲母 K-Ar 年代, 奥士別岩体の花崗岩類(ケナシ岩体)から 45.4 ± 0.9–44.99 ± 1.2 Ma の全岩 K-Ar 年代が報告されている (Ishihara *et al.*, 1998)。なお, 襟裳累層(歌露礫層)中の花崗岩礫も 33–30 Ma の K-Ar 年代を示し(在田ほか, 2001) ほぼ年代的に重なるが, 結果の節で述べたように微量元素組成の特徴が異なるため, これについては後に議論する。

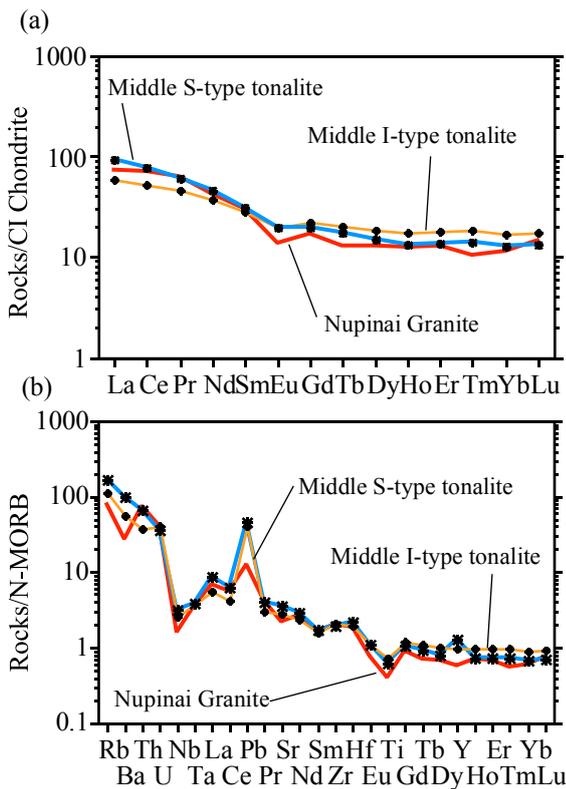
ヌピナイ花崗岩の A/CNK 比は 1.0 で, 主成分化学組成上, 日高変成帯の中部 I タイプ トーナライトの一部と類似した組成を示すとともに, そのマグマ・トレンドの延長上に位置するように見える(第 10 図及び第 11 図)。豊似川層花崗岩礫は 1 試料がメタアルミナスな組成, それ以外の 5 試料がパーアルミナスな組成を示す(第 10 図)。A/CNK と SiO<sub>2</sub> 含有量の関係や全岩主成分化学組成に基づく, 後者のパーアルミナスな組成の礫は鬱岳花崗岩や愛別花崗岩と比較的類似した組成を示す(第 10 図及び第 11 図)。また, 貫入関係をもとに約 19 Ma 頃の活動と考えられている(大和田ほか, 2006) もの現時点では火成年代の得られていない, 日高変成帯の上部花崗岩に属する野塚岳花崗岩とも比較的似る。一方, メタアルミナス組成の礫は後述の中の川層群中の礫の一部や, 65–61 Ma の黒雲母 K-Ar 年代値をもつ根室帯浦幌層群中の礫(小笠原ほか, 1998), そしてカムチャツカ半島の後期白亜紀～古第三紀火山岩類(Kolosov *et al.*, 2009) と主成分組成的には類似する。

上述の 46–37 Ma の深成岩類のうち, Jahn *et al.* (2014) によって微量元素を含む全岩化学組成の報告がなされている鬱岳岩体, 愛別岩体, 浮島岩体及び白滝岩体と, 日高変成帯構成岩類のうち全岩微量元素組成の報告のある中部 S タイプ トーナライト, 中部 I タイプ トーナライト, そして上部花崗岩の一つである野塚岳花崗岩と検討試料の微量元素組成を比較する(第 12 図及び第 13 図)。豊似川層花崗岩礫及びヌピナイ花崗岩は, 大局的に上述の日高火成活動帯(日高変成帯を含む)の花崗岩類と区別できないコンドライト規格化希土類元素パターンを示す(第 12 図a)。主成分元素においてメタアルミナスな組成をもつ礫についても, 微量元素の上では他の礫と区別できない。しかしながら, ヌピナイ花崗岩の中～重希土類

元素(Gd-Lu)は, 豊似川層花崗岩礫の下限よりわずかに低いのに対し, 軽希土類元素(La-Sm)はほぼ同程度の含有量を示し, 軽希土類元素/中～重希土類元素比(LREE/MREE-HREE)がやや異なる(第 12 図a)。N-MORB 規格化マルチエレメント・パターンにおいては, ヌピナイ花崗岩が Nb, Ta 及び Pb において豊似川層花崗岩礫よりも乏しい傾向を示す。豊似川層花崗岩礫は, Zr 及び Hf 含有量において日高火成活動帯中部～北部の鬱岳岩体, 愛別岩体, 浮島岩体及び白滝岩体と異なる組成的特徴を示し, Sr, Nb 及び Ta 含有量において浮島花崗岩と異なる傾向を示すが, このうち浮島花崗岩の Nb と Ta の組成的特徴はヌピナイ花崗岩と似る(第 13 図)。

ここで, 厳密な検討を行なうために, 特に日高変成帯の中部 I タイプ及び S タイプ トーナライトに限定して第 14 図に再掲し微量元素組成を比較すると, 中部 I タイプ及び S タイプ トーナライトは, 全岩主成分化学組成において比較的明瞭な違いがある(第 10 図及び第 11 図)にも関わらず, 微量元素パターンはともに非常に良く似ている(第 14 図)。軽希土類元素/中～重希土類元素比と含有量の観点からは, ヌピナイ岩体は S タイプ トーナライトによく似た組成を示すものの, 中～重希土類元素及び Y と, Nb 及び Ta の低い含有量が, それらの元素の分配係数の大きな角閃石と鉄チタン酸化物(例えば, Sisson, 1994; Stimac and Hickmott, 1994)の分別にそれぞれ起因したと考えるならば, 中部 I タイプ トーナライトからの分化によって形成されたと考えることができ, アルミナ飽和度を含む全岩主成分化学組成上の特徴と調和する。小島ほか(2014, 2015)は, 約 37 Ma の年代を示す I タイプ火成岩類が, N-MORB 組成をもつ音調津岩体のマンテル由来マグマからの分化・同化作用によって説明できると述べている。このことが正しいとすると, ヌピナイ岩体もそのような一連の分化・同化作用によって形成されたのかもしれない。しかしながら, 玄武岩質マグマのソレライト質の分化からは, 1% 以下の量の花崗岩質マグマしか導かれないという古典的な量的問題もあり(例えば, Wager and Deer, 1939), 音調津岩体の分化・同化過程を含め, 岩石学的な検証が今後必要であると思われる。

一方, 豊似川層花崗岩礫と日高火成活動帯中部～北部の花崗岩類とで顕著な違いが認められる Zr 及び Hf は, ジルコンに強く分配される元素である(例えば, Bau, 1996)。Jahn *et al.* (2014) による花崗岩類の Zr 及び Hf 含有量は, N-MORB のそれよりも著しく低く(第 13 図a), 年代測定が可能な程度の数あるいは量のジルコン粒子を含有する花崗岩類の全岩化学組成としては低すぎるように思われる。このことから, Jahn *et al.* (2014) の ICP-MS 分析用試料の調整においてジルコンの酸分解が不十分であった可能性が排除できない。そこで, ここでは Zr と Hf 含有量の違いを暫定的に除外して解釈すると, 豊似川層花崗岩礫と日高火成活動帯中部～北部の花崗岩類との微量元素



第14図 ヌピナイ花崗岩と文献値のCIコンドライト及びN-MORB規格化微量元素パターン。中部SタイプトナライトとIタイプトナライトの値はそれぞれ、5試料(大和田ほか, 2006によるSタイプトナライト及び小島・志村, 2014による白雲母黒雲母トナライト), 及び19試料(小島・志村, 2014による角閃石黒雲母トナライト)の平均値。CIコンドライト及びN-MORBの規格化値及び元素順はSun and McDonough (1989)に基づく。

Fig. 14 CI chondrite- and N-MORB-normalized trace element patterns of Nupinai Granite and literature values. Data for Middle S-type Tonalite and I-type Tonalite are averaged values of  $N=5$  (S-type tonalite from Owada *et al.*, 2006, and Ms-Bt tonalite from Kojima and Shimura, 2014), and  $N=19$  (Hbl-Bt tonalite from Kojima and Shimura, 2014), respectively. Normalization values for CI chondrite and N-MORB and element orders are from Sun and McDonough (1989).

組成は、N-MORB規格化マルチエレメント・パターンにおいてもほとんど違いがないことになる(第13図a)。

日高火成活動帯に認められる46–45 Maと37 Maの花崗岩類の組成的な類似性はJahn *et al.* (2014)で指摘されており、本論でもこれまで一括して取り扱ってきたが、いうまでもなくこれらの間には相当な年代差があり、継続的な一連の火成活動とみなす根拠はない。現在までのところ、46–45 Maの火成年代は日高火成活動帯南部の日高変成帯からは報告されていないが、豊似川層中の花崗岩礫の組成は日高火成活動帯北部のそれらの年代をもつ

花崗岩類と区別できないことから、日高火成活動帯南部(日高変成帯)にもそれに対応する火成岩体が存在しているか、存在していたものの、日高山脈の上昇に伴って剝離され、現在は礫岩中の礫としてのみ存在している可能性がある。在田ほか(2001)は、豊似川層中の花崗岩礫の層準と黒雲母K-Ar年代値とが規則的な関係を持ち、上位の層準の礫ほど若いと述べているが、彼らの示した礫の黒雲母K-Ar年代値である約45.9 Maと34.4–33.1 Maの間には年代的なギャップがあり、連続的に年代値が変化しているのかは明らかではない。むしろ、後者の年代値は、在田ほか(2001)以後に日高変成帯から得られた約37 Maの火成年代(Kemp *et al.*, 2007)の冷却年代として解釈可能であり、前者の年代値はそれ以前の、日高火成活動帯中部～北部に産する46–45 Maの火成年代に対応した冷却年代であると解釈するのが妥当であると思われる。したがって、前田ほか(2010)やJahn *et al.* (2014)が指摘するように、日高火成活動帯には後期暁新世～前期始新世・中期始新世～前期漸新世・前期中新世の少なくとも3つの火成活動を伴う“事件”が存在したと考えるのが現状では妥当であるように思われる。さらに、最も古い45 Ma前後の火成活動期と重なる暁新世～始新世の“事件”には、日高帯中～北部の日高累層群中に貫入する現地性緑色岩の活動(例えば、君波ほか, 1990)も伴われたはずであり、もっとも若い前期中新世の活動は、前述したように、周辺より若い火成活動に連続する可能性がある。近年、北海道中軸部の火成岩類・堆積岩類のジルコンU-Pb年代値の整備が急速に進みつつあるが、一層の年代データの拡充とともに、3つの火成活動がどのような造構場でもたらされたのかを、特に詳細な岩石学的・地球化学的検討によって裏付け、分布・岩相ともに広範に對比・整理することが今後の大きな課題であると考えられる。

### 5.6 中の川層群中の礫

広尾コンプレックスを含む中の川層群の南部ユニットの堆積年代は、酸性凝灰岩及びタービダイト砂岩中のジルコンのU-Pb年代と化石年代をもとに、66–56 Maとされている(Nanayama *et al.*, 2017)。したがって、中の川層群中の礫は46–45 Maの日高火成活動帯北部～中部の火成活動以前の火成活動の産物であるはずである。金子ほか(2012)は、これらの礫のうち安山岩類がカムチャツカ半島の白亜紀安山岩(Koloskov *et al.*, 2009)に酷似しており、花崗岩類は北海道東部から報告されている花崗岩礫と類似性が認められるとしている。北海道東部から報告されている花崗岩礫には、知床半島の海岸沿いに分布する沖積世堆積物中に産するもの(Goto *et al.*, 1991)と、根室帯浦幌層群(古第三系始新統)中のもの(小笠原ほか, 1998)がある。前者は花崗岩・花崗閃緑岩・石英モンズナイトから構成され、花崗岩は角閃石を含むものと、堇青石を含むものがある(Goto *et al.*, 1991)。これらの岩石から

の黒雲母K-Ar年代  $191.8 \pm 5.2$  Ma, 白雲母K-Ar年代  $124 \pm 2.7$  Ma及びカリ長石K-Ar年代  $114.6 \pm 2.5$  Maが報告されている (Goto *et al.*, 1991). 後者の浦幌層群中の礫は、花崗閃緑岩及びモンゾナイトで、 $64.5 \pm 2.0$  Ma– $61.2 \pm 1.9$  Maの黒雲母K-Ar年代が報告されている (小笠原ほか, 1998).

全岩主成分組成において、中の川層群中の礫は粗面玄武岩、粗面安山岩～安山岩、デイサイトの化学組成を示し、 $\text{TiO}_2$ に乏しく $\text{K}_2\text{O}$ に富む特徴をもつ(第6図及び第7図). アルカリ元素の含有量は高いものの、低い $\text{TiO}_2$ 含有量(0.52–0.76 wt%)から考えて、カルク・アルカリ岩的な組成であると思われる. 粗面安山岩組成の礫は、Koloskov *et al.* (2009)によるカムチャツカ半島の火山岩に類似した組成をもつが、粗面玄武岩組成のものは $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{MnO}$ 及び $\text{MgO}$ において、それらのトレンドからやや外れる(第11図).

コンドライト規格化希土類元素パターンは、Euの負異常を伴わない緩やかな左上がりのパターンで特徴づけられ、浦幌層群中の礫のうちEuの負異常を伴わないものと良く一致する. Koloskov *et al.* (2009)によるカムチャツカ半島の火山岩には様々なパターンを示すものが混在しているが、そのうち最もREE含有量の高いものは中の川層群中の礫と重なる(第12図b). ただし、カムチャツカ半島の火山岩の $\text{La}/\text{Yb}_{\text{N}}$ が0.4–4.9であるのに対し、中の川層群中の礫の $\text{La}/\text{Yb}_{\text{N}}$ は4.5–9.0と、全体としてパターンの傾きがやや異なる(第1表, 第12図b). N-MORB規格化マルチ・エレメントパターンにおいても、浦幌層群中の礫とほぼ一致したパターンを示すが、浦幌層群中の礫においてTh, U及びHfに乏しいものが認められる(第13図b). Koloskov *et al.* (2009)によるカムチャツカ半島の火山岩の大部分は、Zr及びHfの負異常を示す点で中の川層群中の礫と区別されるが、負異常を示さないものもあり、これらについてはパターン・含有量ともに概ね一致する(第13図b).

以上の中の川層群中の礫の組成的特徴は、全体として“酷似する”ほどではないものの、Koloskov *et al.* (2009)によるカムチャツカ半島の火山岩の一部に類似した組成をもつものが認められる点においては、金子ほか(2012)による指摘が支持される. しかし、それよりも類似性が高いのは、小笠原ほか(1998)による浦幌層群中の礫である. この礫は深成岩ではあるが、 $\text{SiO}_2$ 含有量は56.66–63.84 wt%で、中の川層群中の粗面安山岩及び安山岩礫と組成的に重なる. したがって、両礫が共通の性質をもつマグマから由来した細粒相(噴出層)と粗粒相(深成相)である可能性があり得る. 小笠原ほか(1998)は、浦幌層群中の礫が釧路の北～北東方向約10数kmの後背地に由来すると考えた. 中の川層群の碎屑物の供給源も北方や東方が推定されている (Nanayama *et al.*, 1993)ことから、礫組成がTiやNb及びTaに相対的に乏しいやや島弧的

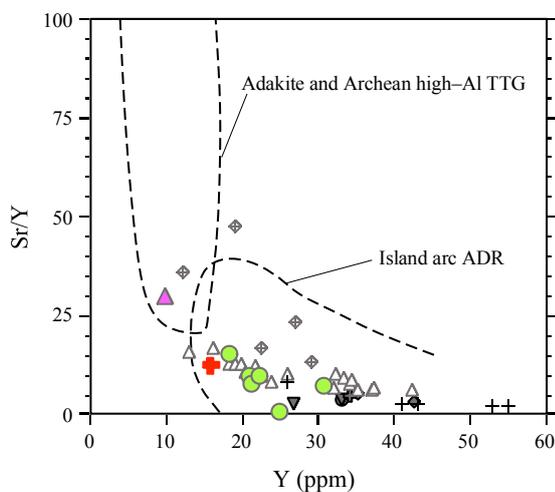
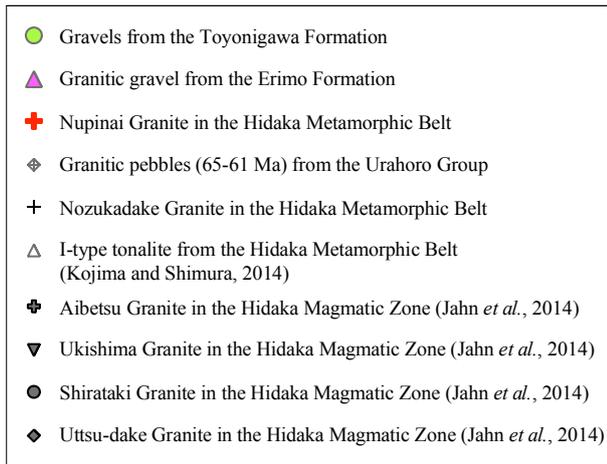
な性質をもつことを考えると、北～北東方向に島弧的な火成岩類の露出があったと考えることが可能である. これらのことは、広尾コンプレックスを含む中の川層群の南部ユニットが、北～北東方向に存在したと想定されている古千島弧由来の碎屑物を含む海底扇状地堆積体であるとするNanayama *et al.* (1993)の考えを支持するとともに、大丸山岩体や立岩岩体が常呂帯仁頃層群起源の異地性岩体であるという解釈とも調和的である. 中の川層群の礫岩層には、玄武岩～安山岩質岩以外にも様々な火成岩礫が含まれることから、金子ほか(2012)の問題意識同様、それらを含めた岩石学的・地球化学的特徴の把握及び関連岩相との対比、年代測定が今後の課題であると考えられる.

### 5.7 襟裳累層(歌露礫層)花崗岩礫

襟裳累層(歌露礫層)中の花崗岩礫については、 $32.8 \pm 1.1$  Ma– $29.8 \pm 0.9$  Maの黒雲母K-Ar年代が報告されており(在田ほか, 2001)年代的には日高変成帯中の珪長質火成活動や豊似川層中の花崗岩礫(黒雲母K-Ar年代約45.9 Maと34.4–33.1 Ma; 在田ほか, 2001)に対比できる. しかしながら、微量元素組成上、それらとは異なる特徴をもつためここで扱う.

全岩主成分組成において、襟裳累層(歌露礫層)中の花崗岩礫は、メタアルミナスな組成を示し(第10図)、全岩主成分化学組成上は知床半島の沖積世堆積物中の礫(Goto *et al.*, 1991)と類似した組成を示すとともに、日高火成活動帯の約46–37 Maの花崗岩類とも区別できない(第11図). コンドライト規格化希土類元素パターンは、Euの負異常を伴わない緩やかな左上がりのパターンで特徴づけられ、浦幌層群中の礫のうちEuの負異常を伴わないものと類似している. N-MORB規格化マルチ・エレメントパターンにおいても、浦幌層群中の礫とほぼ一致したパターンを示すが、浦幌層群中の礫においてTh, U及びHfに乏しいものが認められる(第13図b).

襟裳累層(歌露礫層)中の花崗岩礫は、約33–30 Maの黒雲母K-Ar年代(在田ほか, 2001)をもつにも関わらず、Euの負異常を欠き、Srの正異常を持つ点で日高火成活動帯の珪長質深成岩類とは異なる地球化学的特徴を示す(第12図a, b及び第13図a, b). また、SrとYの関係においては、日高火成活動帯やそれに由来したと考えられる豊似川層中の花崗岩類がDefant and Drummond (1990)の島弧安山岩～流紋岩(Island arc ADR)の領域にプロットされるのに対し、本花崗岩礫及び浦幌層群の礫の一部はアダカイト領域にプロットされる(第15図). アダカイト質岩においてもEuの負異常を欠き、Srの正異常を持つ微量元素パターンが認められる(例えば、Tsuchiya *et al.*, 2007)ことから、微量元素パターン全体としても襟裳累層(歌露礫層)中の花崗岩礫は、アダカイト質岩と調和的な地球化学的特徴をもつといえる.



第15図 珪長質検討試料及び文献値のSr/Y-Y相関図。アダカイト及び始生代高アルミナトロナイト-トロニエマイト-花崗閃緑岩 (high-Al TTG) と島弧安山岩-デイサイト-流紋岩 (ADR) の領域はDefant and Drummond (1990)に基づき、Tsuchiya *et al.*, (2007) から再描画した。

Fig. 15 Sr/Y-Y relations for the felsic rocks of studied samples and literature data. Fields of Adakite and Archean high-alumina tonalite-trondhjemite-granodiorite (high-Al TTG) and Island arc andesite-dacite-rhyolite (ADR) are from Defant and Drummond (1990; redrawn from Tsuchiya *et al.*, 2007).

在田ほか(2001)で報告されている約33-30 Maの黒雲母K-Ar年代は、3個の礫からのもので、それらの年代値は誤差の範囲で一致している。歌露礫層には径1.5 mに及ぶ巨大な花崗岩礫が含まれている(猪木・垣見, 1951)ため、礫の供給源はごく近傍であったと考えるのが自然である。したがって、浦幌層群中の礫との組成類似性は興味深いものの、現時点ではそれらと同源の、北～北東方向の遠方に供給源を求める積極的根拠に乏しい。日高変成帯南部からは、35-29 Maと36-29 Maの黒雲母K-Ar年代がそれぞれ泥質変成岩及び深成岩類から報告されてい

る(Ishihara and Terashima, 1985; 佐伯ほか, 1995)。本アダカイト質礫も約33-30 Maの黒雲母K-Ar年代をもつならば、日高変成帯南部にその岩体が存在しているか、かつて存在した可能性が高いものと思われる。これまでに日高変成帯からはアダカイト質岩の報告はないため、日高変成帯南部地域の花崗岩類の微量元素組成を含めた再検討とともに、より多数の礫の岩石学的・地球化学的検討と、年代の決定が今後の課題であると考ええる。

### 5.8 中の川層群酸性凝灰岩

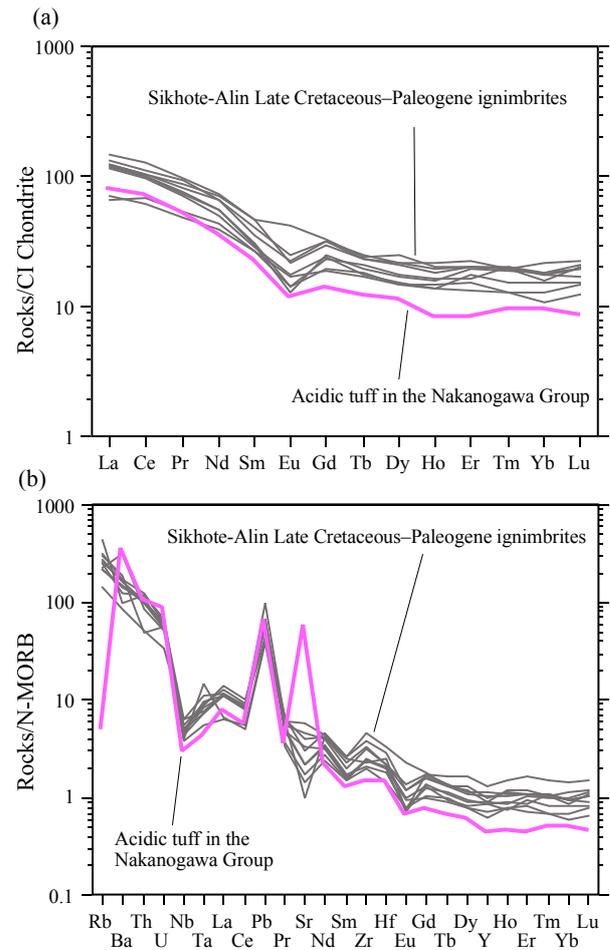
中の川層群坂下層中の酸性凝灰岩は、タービダイト相を示す部分に産する堆積層であり、火成岩そのものではない。したがって、堆積過程での空中あるいは海中での粒子分別や、海中での火成源以外の物質の混入を経験している可能性がある。坂下層中の酸性凝灰岩のうち少なくとも最上位のSa-1については、58.1 ± 2.1 / -1.7 Ma及び65.9 ± 2.7 / -1.5 Maの2つの年代クラスターをもつことから、Nanayama *et al.* (2017)は、堆積物重力流による再堆積を経験しているとしている。また、その他の凝灰岩層についても、タービダイト様の堆積構造が観察されるとされている(七山・鴈澤, 1997)。しかしながら、本凝灰岩を構成しているガラス粒子は噴出直前のメルト組成をそれぞれ個々の粒子単位で保持していると考えられ、また比重4-5程度の火成ジルコンを年代測定に十分な程度含むことから、移動の際の分別は深刻なものではなく、全体として初生的な火成組成をある程度反映した組成を維持している可能性がある。

酸性凝灰岩は、全岩主成分化学組成においてパーアルミナスな組成を示し(第10図)、ハーカー図においては豊似川層の花崗岩礫と類似した組成を示す。コンドライト規格化パターンにおいては、中～重希土類元素にやや乏しい傾向を示すが、Euの負異常がごく弱い点からは浦幌層群の礫に似る(第12図b)。N-MORB規格化マルチエレメント・パターンにおいても、浦幌層群の礫と組成的にほぼ重なる(第13図b)。なお、この試料は5000 ppmを超えるSr含有量を示すが、この値は珪長質火成岩としては異常に高く、全岩主成分化学組成のAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>及びCaOのやや高い含有量とあわせて考えると、斜長石の集積の影響が一定程度あるものと考えられる(第11図)。また、斜長石は中～重希土類元素に極めて乏しいため、斜長石の集積によって全岩のこれらの元素含有量が減少することが想定され、このことは坂下層中の酸性凝灰岩の微量元素パターンの特徴(第12図)と調和的である。ただし、それだけで高いSr含有量が説明できるかは明らかでなく、海中での何らかの火成源以外の粒子の混入の影響もあるのかもしれない。中の川層群坂下層中の酸性凝灰岩(Sa-1: 4枚の酸性凝灰岩層のうちの最上位)からの65-58 MaのジルコンU-Pb年代のクラスター(Nanayama *et al.*, 2017)や微量元素組成は、浦幌層群の礫として産する火成岩を

形成したメタアルミナスな火成活動との関連と矛盾しないが、1.31に達するA/CNKの値は、斜長石の集積だけでは説明できない。

一方、坂下層中の酸性凝灰岩層は組織の上では溶結構造や火山礫等を含まず細粒で淘汰も良いため、火砕流堆積物ではなく降下火砕堆積物であるとみなされる。凝灰岩層の最大10 mの厚さは、乱泥流による再移動の結果厚化した可能性を排除できないものの、少なくとも明らかな砂質・泥質の混入物は認められないことから、初生的にもそれなりの厚さの純粋な凝灰岩が存在していたことを示すものと考えられる。このことは、坂下層中の酸性凝灰岩層が相当量の噴出物を放出した巨大規模噴火に由来した可能性を示唆しており、その場合、降下火砕堆積物ならばその供給源は北方や東方に制約されないはずである。極東ロシアのシホテ-アリンには、後期白亜紀のPrimorsky Complex及び暁新世～始新世のBogopolsky volcanic complexとして、カルデラ地形を充填するイグニンプライトが広く分布している(例えば、Grebennikov and Popov, 2014)。これらのイグニンプライトはSiO<sub>2</sub> = 66–78 wt%程度で大半がパーアルミナスな組成を有しており(Grebennikov and Popov, 2014)、活動時期も坂下層中の酸性凝灰岩と一致する。そこで、第16図にそれらのイグニンプライトとの微量元素組成の比較を行った。なお、Grebennikov and Popov (2014)によるシホテ-アリンの後期白亜紀～古第三紀イグニンプライトの一部には顕著なEuの負異常を示すものが存在するが、これらは流体による元素移動もしくは除去による二次的な要因によるものであると指摘されているため、今回のプロットからは除外している。シホテ-アリンの後期白亜紀～古第三紀イグニンプライトの微量元素パターンは、Srの正異常を伴わない点、多くが比較的明瞭なEuの負異常を示す点、中～重希土類元素含有量がやや高い点においては坂下層中の酸性凝灰岩と若干異なるものの、大局的には非常によく似た傾向を示す(第16図)。坂下層中の酸性凝灰岩のSrの正異常や中～重希土類元素含有量の低下、そしてEuの負異常が相対的に小さいことが斜長石の集積の効果であるとする、坂下層中の酸性凝灰岩は本来的にはシホテ-アリンの後期白亜紀～古第三紀イグニンプライトとほぼ同じ微量元素組成をもっていた可能性が高い。したがって、年代・全岩化学組成的には、坂下層中の酸性凝灰岩はシホテ-アリンの火山活動に由来したと考えても不都合はなく、降下火砕堆積物である以上、中の川層群のタービダイト砂岩が古千島弧に由来するという考え(Nanayama *et al.*, 1993, 2017)も排除されない。

供給源に迫るこれ以上の情報を全岩化学組成から得ることは難しいが、ジルコン等の火成源構成粒子が特徴的な同位体比を持っていれば、その(それらの)比較によって特定可能かもしれない。また、ガラスであった部分の主成分・微量元素組成を局所分析することによって、ガ



第16図 中の川層群坂下層中の酸性凝灰岩及びシホテ-アリンの後期白亜紀～古第三紀イグニンプライト(Grebennikov and Popov, 2014)のCIコンドライト及びN-MORB規格化微量元素パターン。

Fig. 16 CI chondrite- and N-MORB-normalized trace element patterns of acidic tuff in the Sakashita Formation, Nakanogawa Group and Sikhote-Alin Late Cretaceous–Paleogene ignimbrites (Grebennikov and Popov, 2014).

ラスの変質以外の影響を排除した組成的な情報が得られるかもしれない。

## 6. まとめ

20 万分の 1 地質図幅「広尾」及び関連地域に産する各種の火成岩・火成源岩石の全岩主成分・微量成分分析を実施し、その意味と今後の課題を考察した。それぞれのデータ数や質には限界があるものの、20 万分の 1 地質図幅「広尾」(第2版)作成に際する科学的根拠を提示するとともに、北海道中軸部のテクトニクスを考える上で意味のある示唆を得ることができた。主要な結論は以下の通りである。

- (1) 奥十勝角閃岩はN-MORB組成をもち、既存の研究結果を追認するとともに、日高帯日高累層群中の現地性N-MORBや日高変成帯下部層の角閃岩と対比可能である。
- (2) 歴舟火山岩類は既存のデータとほぼ一致する非島弧的な地球化学的特徴をもつことが追認された。
- (3) 中期中新統大川層に貫入するドレライト岩脈は、これまでに報告のない、フラットに近い希土類元素パターンをもつ粗面安山岩で、貫入関係からは北海道中央部東側の18–15 Maの苦鉄質火山活動に対比されるものと解釈される。
- (4) 豊頃地域の緑色岩は、産状・岩相上、北海道中央部東側の18–15 Maの苦鉄質火山類には対比されない。常呂帯仁頃層群の主要部を構成するE-MORB的な組成とも異なり、大丸山岩体の緑色岩と類似した組成を示す、島弧火山岩的な地球化学的特徴をもつ。日高帯中の川層群中の緑色岩体である大丸山緑色岩類は、奥十勝角閃岩や日高帯日高累層群中の現地性N-MORBとは明らかに異なることや、時代的な制約から、豊頃地域の緑色岩とともに常呂帯仁頃層群の一部に対比されると考えられる。
- (5) 豊似川層中の花崗岩礫及び日高変成帯ヌピナイ岩体構成岩は、日高火成活動帯の46–45 Maの花崗岩類、日高変成帯の37 Maの花崗岩類と区別できない地球化学的特徴をもつ。
- (6) 中の川層群中の礫岩及びは、根室帯浦幌層群中の深成岩礫(64.5–61.2 Ma)と類似する地球学的特徴をもち、北東に存在した古千島弧に由来したと解釈される。
- (7) 襟裳累層(歌露礫層)中の花崗岩礫は、報告されている年代や地質学的状況から推察して、日高変成帯南部の花崗岩体由来すると考えられるが、これまでに報告のないアダカイト質の地球化学的特徴をもつ。
- (8) 中の川層群坂下層中の酸性凝灰岩(>58 Ma)は、極東ロシアのシホテ-アリンの後期白亜紀～古第三紀珪長質火成活動により形成されたイグニンプライトと類似する地球化学的特徴をもつ。

**謝辞：**本論の結果は、陸域地質図プロジェクト20万分の1地質図幅「広尾」地域の調査研究に基づいており、筆者の1人である山下は産総研リサーチ・アシスタント(当時)業務の一環として地質情報研究部門運営費交付金により調査を実施した。調査にあたっては、北海道森林管理局十勝西部森林管理署ならびに北海道日高振興局森林室に便宜を図って頂いた。地質情報基盤センター地質標本館室地質試料調製グループの大和田 朗氏、佐藤卓見氏、福田和幸氏、平林恵理氏には岩石薄片を製作して頂いた。活断層・火山研究部門の石塚吉浩博士には、凝灰岩に関して御教示頂いた。査読者である地質情報研究部門の工藤 崇博士には本稿改善に有益な御指摘を頂いた

ほか、地質調査研究報告編集委員会のコメントにより本稿は改善された。また、著者の1人である山崎は、北海道総合地質学研究センターの前田仁一郎博士に日常的に北海道の地質やテクトニクスに関して議論して頂き、本論には一部、間接的にそれらの議論を通じて得られた発想が含まれている。以上の方々及び関係諸機関に記して感謝申し上げる。

## 文 献

- 秋葉 力・木崎甲子郎・宮坂省吾・紺谷吉弘(1975) 5万分の1地質図幅「上豊似」及び同説明書、北海道立地下資源調査所, 48p.
- Arita, K., Shingu, H. and Itaya, T. (1993) K-Ar geochronological constraints on tectonics and exhumation of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan. *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.*, **88**, 101–113.
- 在田一則・雁澤好博・板谷徹丸(2001) 日高山脈のテクトニクスと上昇過程-熱放射年代学からの検討。地質研報, **76**, 93–104.
- Ayabe, M., Takanashi, K., Shuto, K., Ishimoto, H. and Kawabata, H. (2012) Petrology and geochemistry of adakitic dacites and high-MgO andesites, and related calc-alkaline dacites from the Miocene Okoppe Volcanic Field, N Hokkaido, Japan. *Jour. Petrol.*, **53**, 547–588.
- Bau, M. (1996) Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems; evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 323–333.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, **8**, 173–174.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, **347**, 662–665.
- 古堅千絵・中川光弘・廣瀬 亘・足立佳子(2010) 前期～中期中新世の北海道中央部における火山岩の地球化学的特徴：背弧拡大に伴う火成活動縁部のマグマの特徴。地質雑, **116**, 199–218.
- Goto, Y., Goushi, N. and Itaya, T. (1991) Finding of 192 Ma granitic cobbles from the Cape Shiretoko area, eastern Hokkaido, Japan. *Jour. Min. Petrol. Econ. Geol.*, **86**, 381–388.
- Grebennikov, A. V. and Popov, V. K. (2014) Petrogeochemical aspects of the late Cretaceous and Paleogene ignimbrite volcanism of east Sikhote-Alin. *Russ. Jour. Pacific Geol.*, **8**, 38–55.
- 猪木幸男・垣見俊弘(1951) 5万分の1地質図幅「襟裳岬」及び同説明書、地質調査所, 22p.
- Imai, N., Terashima, S., Itoh, S. and Ando, A. (1995) 1994 compilation values for GSJ reference samples, "Igneous

- rock series". *Geochem. Jour.*, **29**, 91–95.
- Ishihara, S. and Terashima, S. (1985) Cenozoic granitoids of central Hokkaido, Japan—An example of plutonism along collision belt. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **36**, 653–680.
- Ishihara, S., Matsushita, Y., Tanaka, R., Ihara, H., Nagasaka, A., Koike, T. and Shibata, K. (1998) The timing and genesis of ilmenite-series and magnetite series granitic magmatism in the north-central Hokkaido, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **49**, 605–620.
- Jahn, B.-M., Usuki, M., Usuki, T. and Chung, S.-L. (2014) Generation of Cenozoic granitoids in Hokkaido (Japan): Constraints from zircon geochronology, Sr-Nd-Hf isotopic and geochemical analyses, and implications for crustal growth. *Am. Jour. Sci.*, **314**, 704–750.
- 金子聡子・志村俊昭・七山 太・Kemp, A. I. S. (2012) 北海道中の川層群, 広尾コンプレックスに含まれる礫の岩石学. 日本地質学会第119年学術大会講演要旨, 114.
- 金松敏也・七山 太・岩田圭示・藤原嘉樹(1992) 白糠丘陵西部地域, 網走構造線西縁に分布する帰属不明の先第三系-北海道中生界, 根室帯と常呂帯の構造関係についての一考察-. 地質雑, **98**, 1113–1128.
- 川浪聖志・中野伸彦・小山内康人・加々美寛雄・大和田正明(2006) 日高変成帯主帯に分布する高変成度角閃岩類の原岩推定および北部日高帯緑色岩類との比較. 地質雑, **112**, 639–653.
- Keller, N. S., Arculus, R. J., Hermann, J. and Richards, S. (2008) Submarine back-arc lava with arc signature: Fonualei Spreading Center, northeast Lau Basin, Tonga. *Jour. Geophys. Res.*, **113**, B08S07, doi:10.1029/2007JB005451.
- Kemp, A. I. S. and Shimura, T. (2006) Ion microprobe U-Pb (zircon) geochronology of the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, Japan: New results and implications for granite generation at convergent margins. *19th General Meet. Int. Min. Assoc.*, 322.
- Kemp, A. I. S., Shimura, T., Haekesworth, C. J. and EIMF (2007) Linking granulites, silicic magmatism, and crustal growth in arcs: Ion microprobe (zircon) U-Pb ages from the Hidaka metamorphic belt, Japan. *Geology*, **35**, 807–810.
- 君波和雄・小松正幸・新井田清信・紀藤典夫(1986) 北海道中生界の構造区分と層序. 地団研専報, no. 31, 1–15.
- 君波和雄・川端清司・宮下純夫(1990) 日高累層群からの古第三紀放射虫化石の発見とその意義: 特に海嶺の沈み込みについて. 地質雑, **96**, 323–326.
- 木村 学(1981) 千島弧南西端付近のテクトニクスと造構応力場. 地質雑, **87**, 757–768.
- Kimura, G. (1986) Oblique subduction and collision: Forearc tectonics of the Kuril arc. *Geology*, **14**, 404–407.
- Kimura, G. (1996) Collision orogeny at arc-arc junctions in the Japanese Islands. *Island Arc*, **5**, 262–275.
- 小島 萌・志村俊昭(2014) 日高変成帯, 札内川七ノ沢におけるIタイプ・Sタイプトータル岩マグマの起源: Sr・Nd同位体比からの検討. 地質雑, **120**, 393–412.
- 小島 萌・大橋美由希・志村俊昭(2014) 日高変成帯, 37 Maの火成岩類の特徴. 日本地質学会第121年学術大会講演要旨, 56.
- 小島 萌・Kemp, A. I. S.・大橋美由希・志村俊昭(2015) 日高変成帯の形成テクトニクス(2): 二度の火成活動. 日本地質学会第122年学術大会講演要旨, 65.
- Koloskov, V. A., Flerov, G. B. and Kovalenko, D. V. (2009) Late Cretaceous-Paleocene magmatic complexes of central Kamchatka: Geological settings and compositional features. *Russ. Jour. Pac. Geol.*, **3**, 319–337.
- 小松正幸・宮下純夫・前田仁一郎・小山内康人・豊島剛志・本吉洋一・在田一則(1982) 日高変成帯における大陸性地殻-上部マントル衝上体の岩石学的構成. 岩鉱特別号, no. 3, 229–238.
- 小松正幸・宮下純夫・在田一則(1986) 日高変成帯の構成. 地団研専報, no. 31, 189–203.
- 紺谷吉弘・君波和雄・田近 淳・間庭 賢(1986) 常呂帯・根室帯の白亜紀堆積岩類. 地団研専報, no. 31, 157–171.
- 興水達司・金 哲佑(1986) 北海道中～東部地域の新生界のフィッシュオントラック年代(その2) -西部帯・中央帯の“グリーン・タフ”岩層-. 地質雑, **92**, 559–568.
- 栗田裕司・楠 香織(1997) 北海道中央部, 襟裳層の渦鞭毛藻化石年代(後期漸新世)とその意義. 地質雑, **103**, 1179–1182.
- Kusunoki, K. and Kimura, G. (1998) Collision and extrusion at the Kuril-Japan arc junction. *Tectonics*, **17**, 843–858.
- Le Maitre, W. D. (ed.) (2002) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 236 p.
- Maeda, J. (1990) Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan. *Tectonophysics*, **174**, 235–255.
- 前田仁一郎(1997) 北海道日高山脈に露出する未成熟大陸地殻断面に記録された火成活動. 火山, **42**, S107–S121.
- Maeda, J. and Kagami, H. (1994) Mafic igneous rocks derived from N-MORB source mantle, Hidaka magmatic zone, Central Hokkaido: Sr and Nd isotopic evidence. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **100**, 185–188.
- Maeda, J. and Kagami, H. (1996) Interaction of a spreading

- ridge and an accretionary Prism: Implications from MORB magmatism in the Hidaka magmatic zone, Hokkaido, Japan. *Geology*, **24**, 31–34.
- 前田仁一郎・末武晋一・池田保夫・戸村誠司・本吉洋一・岡本康成(1986) 北海道中軸帯の第三紀深成岩類—分布・活動年代・主要元素組成・テクトニクス—。地団研専報, no. 31, 223–246.
- 前田仁一郎・宮坂省吾・池田保夫・末武晋一・戸村誠司・河内晋平・松井 愈(1990) 北海道中央部の第三紀貫入岩類のK-Ar年代と火成活動の時空変遷。地球科学, **44**, 231–244.
- 前田仁一郎・銭谷竜一・倉本能行・板谷徹丸・加々美寛雄(2010) 日高火成活動帯の同位体年代とその造構論上の意義。日本地質学会第117年学術大会講演要旨, 127.
- 前田仁一郎・銭谷竜一・倉本能行・板谷徹丸・加々美寛雄(2011) 日高火成活動帯パンケヌシかんらん石斑れい岩体の同位体年代とその造構論上の意義。地質雑, **117**, 204–216.
- 松井 愈・佐藤博之・小坂利幸・宮坂省吾・笹島征士郎・秋葉 力・右谷征靖・春日井昭(1974) 大樹地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 69p.
- 御子柴(氏家)真澄(1999) 北海道日高変成帯主帯の塩基性変成岩の地球化学的特徴: 海嶺玄武岩との類似。地調月報, **50**, 613–634.
- 宮坂省吾(1987) 衝突帯における山地形成—日高山脈の上昇史。松井 愈教授祈念論文集, 195–202.
- 宮坂省吾・菊池昂哉(1978) 新第三紀における日高変成帯の上昇運動。地団研専報, no. 21, 139–153.
- 宮坂省吾・保柳康一・渡辺 寧・松井 愈(1986) 礫岩組成から見た中央北海道の後期新生代山地形成史。地団研専報, no. 31, 285–294.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *Am. Jour. Sci.*, **274**, 321–355.
- 宮下純夫(1983) 日高変成帯西帯におけるオフィオライト層序の復元。地質雑, **89**, 69–86.
- Miyashita, S. and Katsushima, T. (1986) The Tomuraushi greenstone complex of the central Hidaka zone: Contemporaneous occurrence of abyssal tholeiite and terrigenous sediments. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **92**, 535–557.
- 宮下純夫・君波和雄(1999) 日高帯榴榴層中の緑色岩の岩石学。地質学論集, no. 52, 113–124.
- 宮下純夫・新井孝志・長橋 徹(1997) 日高帯緑色岩の意義: 海嶺の多重衝突。地質学論集, no. 47, 307–323.
- 宮崎一博(2016) 20万分の1地質図幅「松山」(第2版)とその編纂に至るまでの話。GSJ地質ニュース, **5**, 209–217.
- 七山 太(1992a) 北海道中軸部, 日高帯・中の川層群において認められる3帯のpetroprovinceとその意義。地質学論集, no. 38, 27–42.
- 七山 太(1992b) 北海道中軸部南部, “中の川層群”の層序と岩相。地質雑, **98**, 1041–1059.
- 七山 太(2010) 2.2.4日高帯の付加体, b. 大樹-広尾地域。日本地質学会編, 日本地方地質誌1 北海道地方, 朝倉書店, 東京, 54–56.
- 七山 太・鷹澤好博(1997) 日高帯中の川層群北部ユニットの堆積層序, 堆積環境および堆積年代。地質学論集, no. 47, 279–293.
- Nanayama, F., Kanamatsu, T. and Fujiwara, Y. (1993) Sedimentary petrology and paleotectonic analysis of the arc-arc junction: the Paleocene Nakanogawa Group in the Hidaka Belt, central Hoikkaido, Japan. *Palaeo. Palaeo.*, **105**, 53–69.
- Nanayama, F., Takahashi, Y., Yamasaki, T., Nakagawa, M., Iwano, H., Danhara, T. and Hirata, T. (in press) U-Pb zircon ages of the Nakanogawa Group in the Hidaka Belt, northern Japan: Implications for its provenance and the protolith of the Hidaka metamorphic rocks. *Island Arc.*, doi: 10.1111/iar.12234.
- 根本忠寛・佐々保雄(1933) 10万分の1地質図幅「大樹」及び同説明書。北海道地質調査会報告, no. 3, 36 p.
- 根本忠寛・大石三郎・渡辺武男(1933) 10万分の1地質図幅「帯広」及び同説明書。北海道地質調査会報告, no. 2, 20 p.
- 新井田清信・紀藤典夫(1986) 北海道における白亜紀島弧—海溝系。地団研専報, no. 31, 379–402.
- 新井田清信・原田洋一・五十嵐義美・淡野正信(1986) 中生代海山に随伴する“エピクラスタイト”。日高・神居古潭・常呂帯総研連絡誌(代表: 小松正幸)「北海道の構造帯—岩石学とテクトニクス」, no. 1, 98–102.
- 小笠原正継・柴田 賢・内海 茂(1998) 北海道釧路地域の始新統浦幌層群別保層中の花崗岩質礫のK-Ar年代と岩石学的特徴。地質雑, **104**, 516–524.
- 小山内康人(1985) 静内川上流域における日高変成帯主帯変成岩類の地質と変成分帯。地質雑, **91**, 259–278.
- 小山内康人・大和田正明・高須岩男(1989) 日高変成帯主帯変成岩類の原岩構成。福岡教育大紀要, **38**, 3, 71–91.
- 大和田正明・七山 太・志村俊昭・小山内康人(1992a) 北海道中軸部, 中の川層群中のランプロファイア。岩鉱, **87**, 62–67.
- 大和田正明・小山内康人・加々美寛雄(1992b) 地殻深部における花崗岩質マグマの形成とその時期—日高変成帯主帯の例—。月刊地球, **14**, 291–295.
- 大和田正明・山崎 徹・小山内康人・吉元一峰・濱本拓志・

- 加々美寛雄(2006) 日高変成帯野塚岳地域, ニオベツ岩体の貫入による中新世の複変成作用, 部分溶融および花崗岩マグマの形成. 地質雑, **112**, 666–683.
- 佐伯圭右・柴 正敏・板谷徹丸・大貫 仁(1995) 北海道, 日高帯南部における変成岩および深成岩のK-Ar年代とその意味. 岩鉱, **90**, 297–309.
- 榊原正幸・田中啓策(1986) 常呂帯佐呂間層群から発見されたイノセラムス. 地球科学, **40**, 205–2206.
- 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(1986) 常呂帯の性格と形成史. 地団研専報, no. 31, 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. 地質雑, **99**, 615–627.
- Sheravais, J. W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 101–118.
- 志村俊昭・Kemp, A. I. S. (2008) 日高変成帯から発見された「サクログラニュライト相」岩石のP-T変化経路. 日本地質学会第115年学術大会講演要旨, 477.
- Sisson, T. W. (1994) Hornblende-melt trace-element partitioning measured by ion microprobe. *Chem. Geol.*, **117**, 331–344.
- Stimac, J. and Hickmott, D. (1994) Trace-element partition coefficients for ilmenite, orthopyroxene and pyrrhotite in rhyolite determined by micro-PIXE analysis. *Chem. Geol.*, **117**, 313–330.
- Sun, S.-S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A. D. and Norry, M. J., eds., *Magmatism in the Ocean Basins* (Geol. Soc. Spec. Publ., no. 42), 313–345.
- Takagi, T., Orihashi, Y., naito, K. and Watanabe, Y. (1999) Petrology of a mantle-derived rhyolite, Hokkaido, Japan. *Chem. Geol.*, **160**, 425–445.
- 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, **38**, 408–419.
- Tsuchiya, N., Kimura, J.-I. and Kagami, H. (2007) Petrogenesis of Early Cretaceous adakitic granites from the Kitakami Mountains, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **167**, 134–159.
- Usuki, T., Kaiden, H., Misawa, K. and Shiraiishi, K. (2006) Sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb ages of the Latest Oligocene-Early Miocene rift-related Hidaka high-temperature metamorphism in Hokkaido, northern Japan. *Island Arc*, **15**, 503–516.
- Wager, L. R. and Deer, W. A. (1939) Geological investigation in East Greenland: Part III, The petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdluqssaq, East Greenland. *Meddr Grønland*, **105**, 1–352.
- Watanabe, Y. and Nakagawa, M. (1996) Synform in the Okutokachi metamorphic body, central Hokkaido. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **47**, 365–375.
- Wilson, S. A. (2000) Data compilation for USGS reference material BCR-2, Columbia River Basalt, U.S.G.S. Open file report (in progress).
- 山田直利・宮崎一博・栗本史雄・加藤碩一(2012) 20万分の1地質図幅全国完備までの道. 地学雑, **121**, N29-N41.
- Yamagishi, H., Kawachi, S., Goto, Y., Miyasaka, S. and Koitabashi, S. (1989) A Miocene submarine volcanic rocks in Southern Tokachi, Hokkaido. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, Ser. 2, **34**, 251–261.
- 山岸宏光・岡 孝雄・岡村俊邦(1991) 十勝南部地域の地形と地質. 北海道立地下資源調査所, 47p.
- 山口昇一・佐藤博之・松井 愈(2003) 忠類地域の地質, 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, 68p.
- Yamasaki, T. (2014) XRF major element analyses of silicate rocks using 1:10 dilution ratio glass bead and a synthetically extended calibration curve method. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **65**, 97–103.
- Yamasaki, T. and Nanayama, F. (2017) Enriched mid-ocean ridge basalt-type geochemistry of basalts and gabbros from the Nikoro Group, Tokoro belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Min. Petrol. Sci.*, **112**, 311–323.
- Yamasaki, T. and Yamashita, K. (2016) Whole rock multiple trace element analyses using fused glass bead by laser ablation-ICP-MS. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **67**, 27–40.
- Yamasaki, T., Yamashita, K., Ogasawara, M. and Saito, G. (2015) Multiple trace element analyses for silicate minerals and glasses by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS). *Bull. Geol. Surv. Japan*, **66**, 179–197.
- 山崎 徹・七山 太・高橋 浩・山下康平(2016) 日高変成帯南部, 広尾コンプレックス中の大丸山岩体の緑色岩類の岩石学的・地球化学的特徴. 日本地質学会第123年学術大会講演要旨, 208.

( 受 付 : 2017年8月17日 ; 受 理 : 2017年12月6日 )

