

岩手県久慈地域における北部北上帯ジュラ系付加複合体に挟在する 苦鉄質岩の化学組成と起源

中江 訓^{1,*}

NAKAE Satoshi (2021) Geochemical composition and origin of mafic rocks of the Jurassic accretionary complex in the North Kitakami Belt, the Kuji area, Iwate Prefecture, Northeast Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 72 (3), p. 173–190, 8 figs, 1 table.

Abstract: For the purpose of understanding their origin, mafic rocks (basalt and dolerite) included in the Jurassic accretionary complex in the North Kitakami Belt in the Kuji area, Iwate Prefecture, were geochemically analyzed by using XRF and ICP-MS. In this belt, the Akka–Tanohata and Kuzumaki–Kamaishi subbelts are distinguishable from one another by their oceanic rocks having clearly different age, and the both are also subdivided into several formations. The mafic rocks in the Kuji area are mostly distributed in the Sawayamagawa and Kassenba formations; the former belongs to the Akka–Tanohata subbelt and the latter to the Kuzumaki–Kamaishi subbelt. As a result of the analysis, low FeO*/MgO ratio (< 2.23) suggests that the mafic rocks of the Sawayamagawa Formation originated from relatively undifferentiated basaltic magma. Most of the Sawayamagawa mafic rocks are displayed on the fields of oceanic island basalt (OIB) and within-plate basalt (WPB) of various discrimination diagrams. The basalt of the Kassenba Formation is considered to be derived from more differentiated basaltic magma (FeO*/MgO ratio = 3.78) than the Sawayamagawa mafic rocks, and plots on some discrimination diagrams indicate that OIB and WPB are the most suitable nominations for its origin, although they are plotted on the fields of MORB and/or island arc basalt of another discrimination diagram due to high Y concentration. The mafic rocks of both formations contain high concentrations of incompatible HFS elements and light rare earth elements, closely resembling OIB patterns in the N-type MORB- and chondrite-normalized diagrams.

Keywords: geochemical composition, mafic rock, Jurassic accretionary complex, North Kitakami Belt, Kuji area, Iwate Prefecture

要 旨

岩手県久慈地域に位置する北部北上帯ジュラ系付加複合体に挟在される玄武岩・ドレライト(苦鉄質岩)について、その起源・由来を解明する目的で、蛍光X線分析(XRF)による主要成分元素組成と誘導結合プラズマ質量分析(ICP-MS)による微量元素組成を求めた。北部北上帯は、それぞれを構成する海洋性岩石類に明瞭な時代差がある安家-田野畑亜帯と葛巻-釜石亜帯に二分され、さらに両亜帯とも付加時期が系統的に異なる複数の下位階層の層序単元から構成されている。久慈地域において対象とした苦鉄質岩は沢山川層と合戦場層に分布するが、前者は安家-田野畑亜帯に、後者は葛巻-釜石亜帯に属す。分析の結果、沢山川層苦鉄質岩は比較的未分化な玄武岩質マグマを起源としたことが示唆され、大半の試料は各

種の判別図などから海洋プレート内で活動した海洋島アルカリ玄武岩に類似する。合戦場層玄武岩は、沢山川層苦鉄質岩より分化が進行した玄武岩質マグマを起源とし、一部の判別図で中央海嶺玄武岩ないし島弧玄武岩領域に表示されるものの、海洋プレート内の海洋島玄武岩に由来することが明らかとなった。また両層の苦鉄質岩は、不適合元素と軽希土類元素が濃集し、N-type MORBとコンドライトの規格化図における海洋島玄武岩の分布様式に酷似する特徴を示す。

1. 緒言

日本列島の付加複合体における構成岩類の一つとして、海嶺や海洋島(海山)・海台などに由来する玄武岩などの苦鉄質岩がある。その大部分は海洋プレートと共に深部に沈み込んでしまうが、一部は遠洋性ならびに陸源

¹ 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)

* Corresponding author: NAKAE, S., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: nakae-satoshi@aist.go.jp

性の堆積物と混合した複合体として大陸縁に付加すると考えられている(例えば, Kanmera and Nishi, 1983; Lallemand and Le Pichon, 1987). 従って, 現在陸上に露出する苦鉄質岩は, 付加複合体に取り込まれた海嶺あるいは海山・海台の断片であると見なされる(例えば, 小川・谷口, 1989; Isozaki *et al.*, 1990). つまり, これらの苦鉄質岩の化学組成を明らかにすることはその起源を推定する上で不可欠であり, また過去の海洋底における火成活動の特徴や環境を知ることにつながる。

北上山地北部に分布する北部北上帯ジュラ系付加複合体にも多くの苦鉄質岩が含まれ, これまでいくつかの研究報告がある。土谷ほか(1999)は北上山地北部の広範に亘る地域から苦鉄質火山岩類-深成岩類の産状と全岩の岩石化学的特徴を記載し, 一部の苦鉄質火山岩類は中央海嶺玄武岩に類似するものの, 多くは海洋島アルカリ玄武岩の特徴を示すことを報告した。三浦・石渡(2001)は, 北上山地北端部の青森県南東部(八戸周辺)に分布する苦鉄質岩の全岩化学組成ならびに鉱物化学組成を検討し, 大半がソレアイト玄武岩的な組成を示す海洋島玄武岩に由来することを明らかにすると共に, 北上山地北部の主部(土谷ほか, 1999)との相違を指摘した。これ以降, 岩手県の宮古西方や一戸-葛巻町境付近におけるSuzuki *et al.* (2007)及び永広ほか(2010)の検討においても, 苦鉄質岩の起源が海洋島玄武岩に求められている。

これら先行研究の結果に基づくと, 北部北上帯ジュラ系付加複合体に含まれる苦鉄質岩には化学組成上ある程度の多様性が認められるものの, そこから導き出された結論は, 海洋プレート内の海山・海洋島が沈み込み帯においてその一部が付加したとする解釈に至っている。これらの研究が対象とした苦鉄質岩は北部北上帯の広範囲に及ぶため, それらを挟有する層序単元も異なり, またその噴出時期も当然異なることが予想される。大上・永広(1988)ならびに永広ほか(2005)以降, 北部北上帯は二つの亜帯(安家-田野畑亜帯, 葛巻-釜石亜帯)に区分され, それぞれを構成する海洋性岩石類に明瞭な時代差があることが示されている。さらに両亜帯とも従来から, 複数の下位階層の層序単元から構成されることは周知の通りである(例えば, 杉本, 1974; Suzuki *et al.*, 2007; 中江, 2018)。従って化学組成上の多様性は, 異なる時期・場所で形成された別個の海山・海洋島が互いに異なる層序単元として付加したことに起因する可能性を示唆しているかも知れない。この問題を解決するためには, 更なる苦鉄質岩の化学組成分析を実施すると共に, それぞれの形成時期やどの層序単元に位置付けられるのかを, 今後明らかにしていく必要がある。

本研究では上述の観点から, 北上山地北部のほぼ中央に位置する岩手県久慈市に露出する幾つかの苦鉄質岩について全岩化学分析を実施し, これらの起源・形成場について検討する。

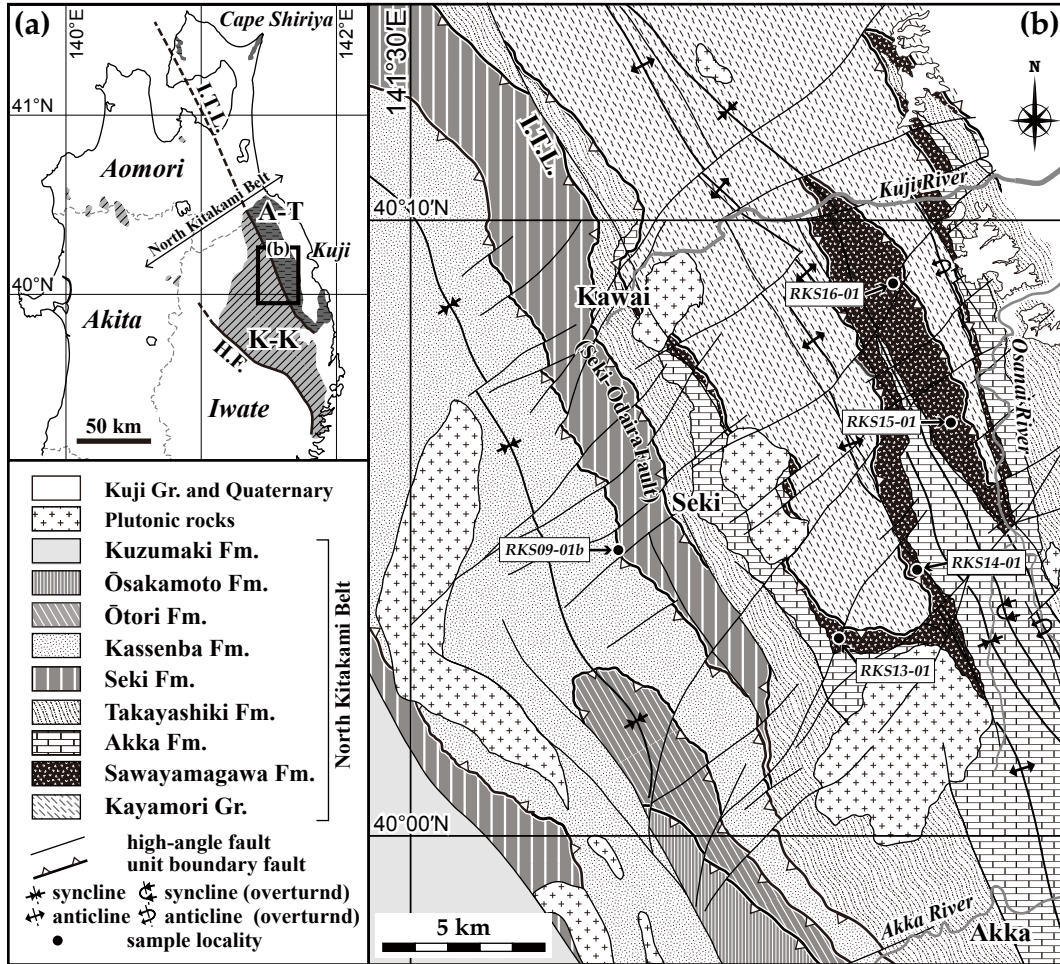
2. 地質概要と調査地域

東北日本の北東部に位置する北上山地には, 白亜紀以降の珪長質深成岩類に貫入あるいは火山岩類・陸成-浅海成堆積岩類に被覆された古生界-中生界が広く分布する(第1図a)。そのうち, 北上山地の北部は地体構造区分として北部北上帯(広義)に相当する地域として扱われ, 古アジア大陸東縁に沿ったプレート沈み込みに伴う付加作用によって形成されたジュラ系付加複合体が分布する(例えば, 箕浦, 1983; 永広ほか, 2005, 2008)。また, 下北半島北東端の尻屋崎周辺・奥羽山地北部・出羽山地北端部など北上山地北部以外にも, 北部北上帯に属するジュラ系付加複合体の分布が知られている(松岡, 1987; 鎌田ほか, 1991; Ueda *et al.*, 2018)。この北部北上帯は大上・永広(1988)により, 岩泉構造線を境界断層として東側の安家-田野畑帯と西側の葛巻-釜石帯に二分された(永広・鈴木, 2003及び永広ほか, 2005もこの区分を亜帯として踏襲)。両亜帯の違いは主に, 古生代岩体の有無(古生代の石灰岩・チャート岩体は葛巻-釜石亜帯のみ分布)と砂岩組成の違い(大局的には, 安家-田野畑帯は石英とカリ長石に富み, 葛巻-釜石帯は火山岩片と斜長石に富む)に基づいている。

本研究で調査対象とした久慈地域は岩手県久慈市街地より西方の内陸部に当たり, 北上山地北部の中央北寄りに位置する(第1図b)。調査地域の中央には岩泉構造線に相当する関-大平断層が北北西-南南東方向に走り, その東側が安家-田野畑亜帯に, 西側が葛巻-釜石亜帯に相当する。

調査地域内における北部北上帯ジュラ系付加複合体の概要は, 杉本(1974), 永広ほか(2005)ならびに本研究に基づく以下の通りである。安家-田野畑亜帯には下位より茅森層群, 沢山川層, 安家層, 高屋敷層が, 葛巻-釜石亜帯には下位より関層, 合戦場層, 大鳥層, 大坂本層が分布し, さらに南東端には葛巻層(大上・村田, 1974)が分布する。これらは多くの場所で下部白亜系の珪長質深成岩類(北上花崗岩類)に貫入され, 北東端では上部白亜系久慈層群などに被覆される(第1図b)。

最下位の茅森層群は主に, チャート・珪質泥岩・粘板岩質泥岩・シルト質泥岩・砂岩から構成され, 苦鉄質岩・石灰岩の岩体や泥質混在岩などを僅かに伴う。沢山川層は苦鉄質岩から構成され, その大半は枕状構造が明瞭な玄武岩と塊状のドレライトが主体をなし火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・苦鉄質凝灰岩などを伴う。また一部に斑れい岩も見られる。安家層は, 沢山川層上部の苦鉄質凝灰岩から整合的に漸移する石灰岩から構成され, その上部で石灰岩チャート互層に移化する。高屋敷層は, 苦鉄質岩・石灰岩・チャート・砂岩などの大小様々な規模の岩体を包有する泥質岩から構成される。関-大平断層(岩泉構造線)を境に高屋敷層の上位に位置する関層は,



第1図 北部北上帯と久慈地域の地質図

(a) 北部北上帯の位置と亜帯区分。A-T: 安家-田野畑亜帯, K-K: 葛巻-釜石亜帯, H.F.: 早池峰東縁断層, I.T.L.: 岩泉構造線。(b) 久慈地域の地質概略図及び岩石試料採取地点。Gr.: 層群, Fm.: 層。地質概略図は中江ほか (2021) に基づく。

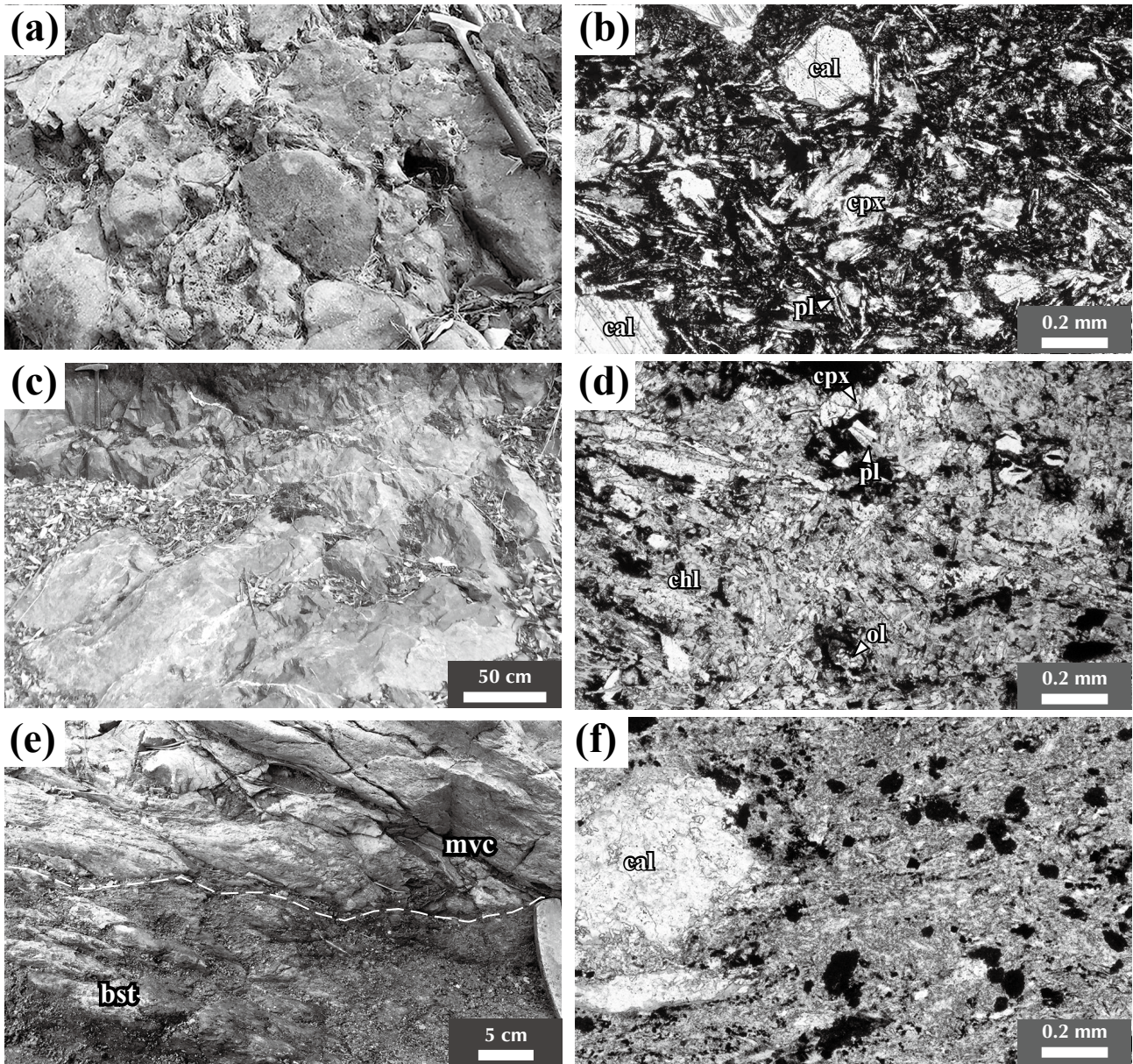
Fig. 1 Index map of the North Kitakami Belt and geological map of the Kuji area

(a) Location of the North Kitakami Belt and its subdivision. A-T: Akka-Tanohata Subbelt, K-K: Kuzumaki-Kamaishi Subbelt, H.F.: Hayachine Eastern Marginal Fault, I.T.L.: Iwaizumi Tectonic Line. (b) Geological brief map of the Kuji area with localities of the analyzed rock samples. The map is based on Nakae *et al.* (2021). Gr.: Group, Fm.: Formation.

基底部に僅かながら苦鉄質岩が随伴するものの、チャート・粘板岩質泥岩が主体をなし少量の珪質泥岩・砂岩が伴われる。合戦場層も関層と同様に基底部に少量の苦鉄質岩を伴うが、砂岩が著しく卓越し珪質泥岩を随伴するチャートやシルト質泥岩などを挟有する。大鳥層では珪質泥岩や粘板岩質泥岩を伴うチャートが大勢を占め、基底部に僅かながら苦鉄質岩が含まれる。大坂本層は大鳥層から漸移し、粘板岩質泥岩が優勢でチャートならびに砂岩を伴う。

沢山川層の主体をなす玄武岩・ドレライトの一般的特徴は、以下の通りである。玄武岩は明瞭な枕状構造を保持した溶岩として産することが多く、暗灰色の細粒・無斑晶質な岩石である。表面はしばしば緑色を帯

び、あるいは赤褐色に変色することが多く、径1~3 mm程度の発泡痕が方解石で充填された杏仁状構造を普遍的に見ることができる(第2図a)。鏡下では、斜長石や単斜輝石の斑晶が僅かに見られ、その間を長径0.1~0.2 mm程度の針状をなす斜長石や赤鉄鉱を主とする不透明鉱物から構成される石基が埋めていることが観察される(第2図b)。ドレライトは暗緑色を帯びた暗灰色を呈する塊状・硬質の岩石として露出し(第2図c)、構成鉱物は中粒から比較的粗粒な粒径(長径0.5~2 mm)を示す。主に単斜輝石とその間を埋める斜長石から構成される完晶質な岩石であることが、鏡下観察から確認できる(第2図d)。不透明鉱物やごく稀にかんらん石が認められるほか、緑泥石や方解石などの二次鉱物も多くも



第2図 久慈地域の苦鉄質岩

(a, b) 沢山川層玄武岩の産状(a)と薄片写真(b). (c, d) 沢山川層ドレイトの産状(c)と薄片写真(d). (e, f) 合戦場層玄武岩の産状(e)と薄片写真(f). (b), (d)及び(f)は中江ほか(2021)の第3.15図(a), (c)と第3.28図(a)をそれぞれ再掲したものである. bst: 玄武岩, mvc: 苦鉄質火山碎屑岩, cal: 方解石, cpx: 単斜輝石, chl: 緑泥石, pl: 斜長石, ol: かんらん石. 薄片写真は単ニコル.

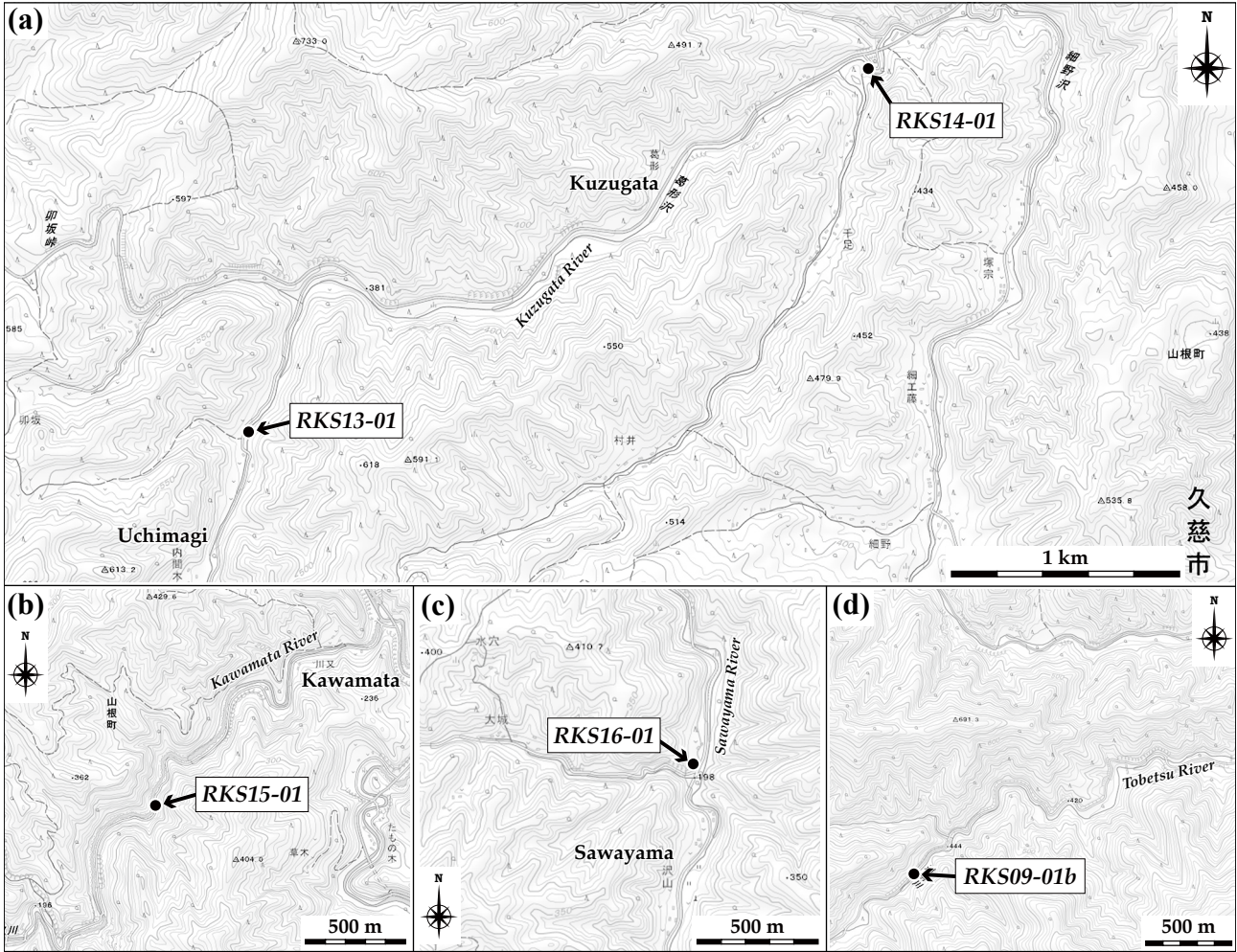
Fig. 2 Mafic rocks in the Kuji area

(a, b) Outcrop (a) and photomicrograph (b) of basalts of the Sawayamagawa Formation. (c, d) Outcrop (c) and photomicrograph (d) of dolerites of the Sawayamagawa Formation. (e, f) Outcrop (e) and photomicrograph (f) of basalts of the Kassenba Formation. Microphotographs (b), (d) and (f) are respectively reused from the figures 3.15a, c and 3.28a of Nakae *et al.* (2021). bst: basalt, mvc: mafic volcaniclastic rock, cal: calcite, cpx: clinopyroxene, chl: chlorite, pl: plagioclase, ol: olivine. (b, d, f): open nicol.

見られる。

合戦場層の苦鉄質岩は、その下限に沿うチャートの基底部に小規模な玄武岩岩体(第2図e)として露出する。露頭では、部分的に赤褐色を帯びた暗灰色を呈し、長径3 mm以下の発泡痕も見られる。鏡下観察では、玄武岩に

は単斜輝石の斑晶が稀に確認できるが、全体的には無斑晶質であり、主に微細な斜長石と不透明鉱物から構成されることがわかる(第2図f)。杏仁状構造をなす発泡痕は方解石で充填されている。この玄武岩には苦鉄質火山碎屑岩が伴われる(第2図e)。火山碎屑岩は、細粒砂~粗粒



第3図 久慈地域の苦鉄質岩採取地点

基図には国土地理院の地理院地図 (<http://maps.gsi.go.jp>) を使用。

Fig. 3 Sample localities of mafic rocks in the Kuji area

The GSI map of the Geospatial Information Authority of Japan (<http://maps.gsi.go.jp>) is used for the base maps.

砂大の火山碎屑物が主体をなし、やや粗粒となって細礫大の碎屑物ないし岩片を含む部分的もある。しかし変質が著しく、肉眼で構成物を確認するのは困難である。

3. 採取試料

本研究で対象とする苦鉄質岩は、安家-田野畑垂帯の沢山川層(4試料)と葛巻-釜石垂帯の合戦場層(1試料)から採取されたものである。それぞれの採取地点について、以下に記述すると共に第3図に記す。

RKS13-01

採取地点：久慈市山形町内間木^{うちまぎ}から北北東約680 mの河床(第3図a)。

緯度経度：北緯40°3'26.10"/東経141°38'50.77"。

層準：沢山川層。

岩石種：玄武岩。

RKS14-01

採取地点：久慈市山根町葛形^{くずがた}から北東約1 kmの葛形沢河床(第3図a)。

緯度経度：北緯40°4'18.48"/東経141°40'46.64"。

層準：沢山川層。

岩石種：玄武岩。

RKS15-01

採取地点：久慈市山根町川又^{かわまた}から南西約1 kmの道路沿い露頭(第3図b)。

緯度経度：北緯40°6'48.52"/東経141°41'20.48"。

層準：沢山川層。

岩石種：ドレライト。

RKS16-01

採取地点：久慈市山根町沢山から北に約500 mの山麓斜面露頭(第3図c)。

緯度経度：北緯40°9'21.69"/東経141°40'9.18"。

層準：沢山川層。

岩石種：ドレライト。

RKS09-01b

採取地点：久慈市山形町関から西南西約2.3 kmの遠別川^{とおべつ}河床(第3図d)。

緯度経度：北緯40°4'39.28"/東経141°34'14.61"。

層準：合戦場層。

岩石種：玄武岩。

4. 分析手法

岩石試料の粉碎ならびに粉末試料は、次の手順で行なった。1) 岩石試料を数cm角の岩片に切断し、試料表面や切断面に付着している風化・変質部を取り除く。この岩片をイオン交換水で洗浄し超音波洗浄機で不純物を除去したのち、再度イオン交換水で洗浄し、恒温槽(120℃)中で乾燥させる。2) 洗浄・乾燥させた岩片試料をタングステンカーバイド製乳鉢で径2 mm以下になるまで粉碎したのち、大型ボールミルでさらに細くなるまで10分程度粉碎し、粉末試料を作成する。

全岩化学組成分析には、新潟大学理学部に設置された蛍光X線分析装置(XRF: RIGAKU RIX3000)及び誘導結合プラズマ質量分析計(ICP-MS: Agilent 7500a)を使用した。

蛍光X線分析に用いる低希釈率(1:2)ガラスビードの作成方法は以下の通り、主に高橋・周藤(1997)に従った。3) 上記2の粉末試料を800℃で強熱し、灼熱減量(LOI)を事前に計測する。4) 電子天秤を用いて灼熱した無水粉末試料(1.8 g)を正確に秤量する。5) 試料と融剤の重量比が1:2となるよう調合し、無水四ホウ酸リチウム(Li₂B₄O₇) 2.88 gと無水リチウムメタボレイト(LiBO₂) 0.72 gをそれぞれ秤量したのち、これらを瑪瑙乳鉢で無水粉末試料と混合する。6) 混合した粉末試料を白金製容器に移しビードサンプラーを用いて1,200℃で熔融し、ガラスビードを作成する。7) ガラスビードを蛍光X線分析装置で、主要成分10元素(Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P)を測定する。

誘導結合プラズマ質量分析を、以下の手順で行なった。8) 7 mlテフロンジャーに上記2の粉末試料を0.05 g秤量し、これに塩酸(0.2 ml)、過塩素酸(0.5 ml)、フッ酸(2 ml)を加えホットプレートで加熱(120℃)し、適宜、超音波洗浄機を用いて粉末試料を完全に分解する。9) 根尾ほか(2006)に従い粉末試料を硝酸化し試料を約70,000倍に希釈したのち、この溶液を測定試料とする。10) 溶液試料についてICP-MS分析計で微量成分47元素の測定を行う。

5. 分析結果と全岩化学組成

分析結果を第1表に掲げる。主要成分元素(酸化物)組成では、無水での合計が100%になるように再計算した値を用いる(以下の記述では無水換算の値)。以下に、本研究によって採取された沢山川層の玄武岩・ドレライト

と合戦場層基底部の玄武岩の分析結果を記述するが、第4図から第8図に、これらと共に土谷ほか(1999)による沢山川層苦鉄質岩の全岩元素組成も併せて掲載する。

5.1 変質と岩石分類

久慈地域の苦鉄質岩の地球化学的特徴を記述するにあたり、まず初めにそれらの変質の有無と岩石分類について検討する。

強熱による岩石中の有機物や鉱物中の揮発成分の重量減少量を灼熱減量(LOI)として表すが、分析した試料では著しく異なった値となった(第1表)。沢山川層では玄武岩2試料(RKS13-01, RKS14-01)が1 wt%未満で少ない値となるのに対し、残りのドレライト2試料(RKS15-01, RKS16-01)と合戦場層玄武岩(RKS09-01b)では多く7 wt%前後の値を示した。大きな灼熱減量を示す後者の試料では、前者の試料に比べ4倍以上のH₂Oを含んでいるのが特徴である。詳細は後述するが、灼熱減量が多い試料では、MnO, Na₂O, K₂Oの何れかに増減の大きな変動が見られる。

苦鉄質岩の岩石分類を第4図に示す。シリカ含有量に対する全アルカリ(Na₂O + K₂O)含有量(TAS図: 第4図a)を見ると、低いSiO₂含有量(42.77 ~ 51.43 wt%)に対し全アルカリ含有量にやや富む試料がある。沢山川層玄武岩では4.94 ~ 6.44 wt%の範囲でアルカリ岩領域に含まれ粗面玄武岩~玄武岩質粗面安山岩に分類されるのに対し、ドレライトでは0.18 ~ 2.79 wt%と少なく非アルカリ岩領域に含まれるピクライト玄武岩~玄武岩に分類される。このうちピクライト玄武岩に分類されるドレライト(RKS15-01)は全アルカリ量が著しく少ないのに対し、後述のようにMgO含有量(16.11 wt%)とCr濃度(2,364 ppm)が共に高く、ピクライト質の特徴を持っている。合戦場層玄武岩では全アルカリ含有量が更に多く6.99 wt%に達し、フォノテフライトに分類される。

ところで、このTAS図は新鮮な岩石試料に対して適用されるべきであり、久慈地域のような風化・変質が予想される試料ではアルカリ元素の移動(逸脱・付加)の影響(Cann, 1970; Pearce, 1996)を排除できないと考えられている。Immobile element TAS図(第4図b)は、風化・変質の影響を受けにくい不可動性元素を縦軸(Zr/Ti)と横軸(Nb/Y)に設定したものであり、それぞれがSiO₂と全アルカリの代用指標となる(Floyd and Winchester, 1975)。そこでこの図で検討すると、TAS図で広範囲に分散する久慈地域の苦鉄質岩試料は、風化・変質の影響が排除されたImmobile element TAS図では狭い範囲に集中する結果となった。TAS図で非アルカリ岩に分類されるドレライト(RKS16-01)のNb/Y比が0.56となりImmobile element TAS図においても非アルカリ領域(Nb/Y < 0.67: Winchester and Floyd, 1977)に属す以外、全ての試料がアルカリ玄武岩領域に収まった。さらに、ピクライト玄武

久慈地域における北部北上帯苦鉄質岩の化学組成と起源 (中江)

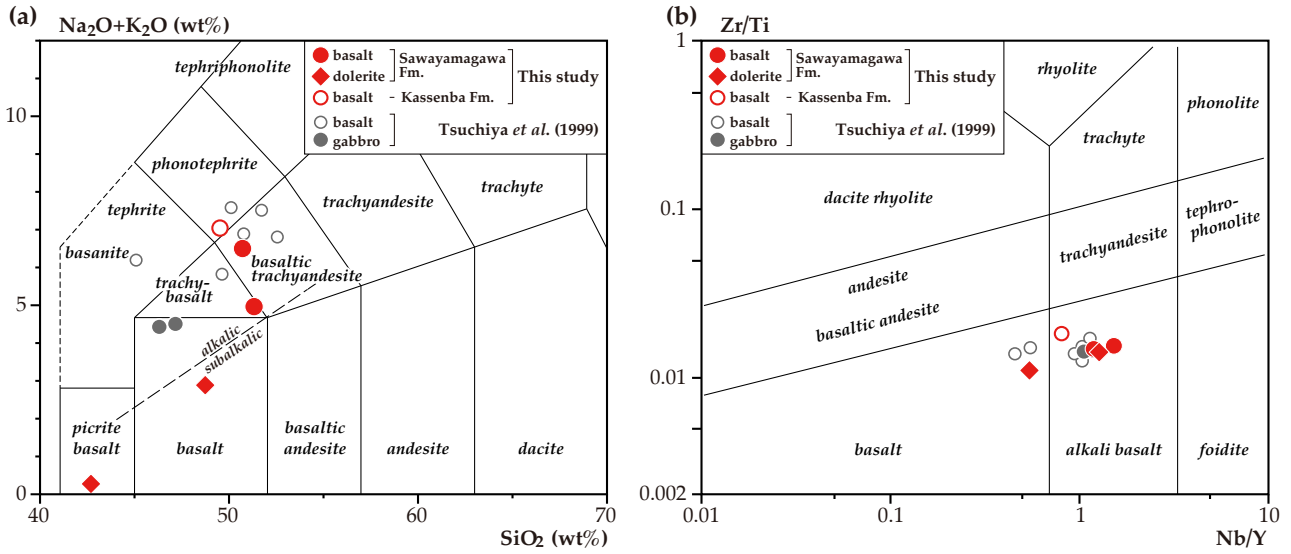
第1表 久慈地域から採取した苦鉄質岩の全岩主要成分元素及び微量元素の分析結果

FeO*は全鉄をFeOとして計算した値. LOIは灼熱減量. ()内は無水での合計が100%になるように再計算した値. n.d.は非検出を表す.

Table 1 Whole rock major and trace element compositions of the analyzed mafic rock samples from the Kuji area

FeO* denotes total Fe as FeO. LOI: loss on ignition. Figures in parentheses represent the values that are recalculated to sum of 100 %. n.d.: not detected.

Unit	Sawayamagawa Fm.						Kassenba Fm.			
Location	Uchimagi		Kuzugata		Kawamata		Sawayama	Seki		
Sample no.	RKS13-01		RKS14-01		RKS15-01		RKS16-01	RKS09-01b		
Rock	basalt		basalt		dolerite		dolerite	basalt		
XRF major elements (in wt%)										
SiO ₂	49.91	(50.83)	50.93	(51.43)	38.31	(42.77)	43.85	(48.84)	46.26	(49.69)
TiO ₂	2.77	(2.82)	2.95	(2.98)	2.52	(2.81)	1.70	(1.90)	2.59	(2.79)
Al ₂ O ₃	16.07	(16.36)	14.86	(15.00)	9.56	(10.68)	12.86	(14.32)	16.67	(17.91)
FeO*	10.31	(10.51)	11.59	(11.70)	12.70	(14.18)	13.40	(14.93)	8.99	(9.66)
MnO	0.11	(0.11)	0.17	(0.17)	0.27	(0.31)	0.50	(0.56)	0.12	(0.13)
MgO	6.08	(6.19)	5.20	(5.25)	14.43	(16.11)	8.61	(9.59)	2.38	(2.56)
CaO	6.49	(6.61)	8.21	(8.29)	11.36	(12.68)	6.18	(6.89)	8.60	(9.24)
Na ₂ O	4.20	(4.27)	4.20	(4.24)	0.11	(0.12)	1.92	(2.14)	0.72	(0.78)
K ₂ O	2.13	(2.17)	0.69	(0.70)	0.05	(0.06)	0.58	(0.65)	5.78	(6.21)
P ₂ O ₅	0.12	(0.12)	0.23	(0.23)	0.26	(0.29)	0.16	(0.18)	0.97	(1.05)
H ₂ O±	1.86		1.43		7.94		7.95		8.61	
Total	100.05	(100.00)	100.46	(100.00)	97.51	(100.00)	97.71	(100.00)	101.69	(100.00)
LOI	0.71		0.14		6.52		6.46		7.61	
ICP-MS trace elements (in ppm)										
Li	30.2		21.8		37.4		75.2		54.1	
Be	1.8		1.5		1.1		0.7		1.8	
B	n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.	
Sc	30.9		31.7		32.7		38.1		25.4	
V	318		378		353		530		226	
Cr	33		29		2364		1184		275	
Co	38		61		80		95		39	
Cu	78		44		157		50		18	
Zn	101		106		156		251		459	
Ga	22.1		22.2		17.1		16.8		21.7	
Ge	1.57		2.73		1.76		1.89		1.53	
Rb	43.2		21.7		0.5		27.8		112.2	
Sr	579.0		649.7		168.5		284.6		153.0	
Y	31		39		25		24		62	
Zr	243.8		248.5		200.7		106.6		264.9	
Nb	48.86		47.40		32.98		13.40		51.82	
Ru	n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.	
Rh	0.79		0.74		0.61		0.62		0.30	
Pd	14.24		18.46		10.29		10.80		21.87	
Cd	0.14		0.13		0.13		0.08		0.15	
Sn	2.54		2.63		1.99		1.08		2.35	
Cs	1.664		2.336		0.135		2.868		5.273	
Ba	118		139		2		26		333	
La	30.36		30.41		21.68		9.17		39.36	
Ce	67.79		70.00		50.87		23.15		75.46	
Pr	8.67		9.12		6.57		3.16		9.80	
Nd	35.0		37.8		27.8		14.7		39.3	
Sm	7.73		8.21		6.22		3.60		8.61	
Eu	2.557		3.034		2.197		1.300		2.541	
Gd	7.10		7.94		5.73		4.03		8.82	
Tb	1.077		1.191		0.841		0.693		1.382	
Dy	5.81		6.55		4.71		3.99		7.86	
Ho	1.111		1.292		0.857		0.805		1.642	
Er	2.84		3.38		2.22		2.37		4.80	
Tm	0.34		0.38		0.24		0.27		0.60	
Yb	2.27		2.48		1.68		1.89		4.06	
Lu	0.316		0.329		0.237		0.269		0.612	
Hf	4.9		5.8		4.0		2.5		5.5	
Ta	2.892		2.999		1.934		0.728		3.002	
W	0.3		137.5		0.4		0.3		0.5	
Os	n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.	
Ir	0.19		0.15		0.24		0.05		0.13	
Pt	n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.	
Au	n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.	
Pb	1.8		1.4		1.0		2.5		2.0	
Th	3.10		3.28		2.24		0.90		3.77	
U	0.624		0.613		0.466		0.230		1.068	



第4図 久慈地域から採取した苦鉄質岩試料の岩石分類

(a)全アルカリ-シリカ(TAS)図(Le Bas and Streckeisen, 1991). アルカリ岩と非アルカリ岩の境界線は, MacDonald and Katsura (1964)に基づく. (b)不可動性元素を用いたImmobile element TAS図(Pearce, 1996). アルカリ領域と非アルカリ領域の境界(Nb/Y = 0.67)はWinchester and Floyd (1977)に基づく.

Fig.4 Rock classification for mafic rocks of the analyzed samples from the Kuji area

(a) Total alkali-silica (TAS) diagram (Le Bas and Streckeisen, 1991). Boundary line between alkalic and subalkalic is referred from MacDonald and Katsura (1964). (b) Immobile element TAS diagram (Pearce, 1996). Boundary between alkalic and subalkalic (Nb/Y = 0.67) is referred from Winchester and Floyd (1977).

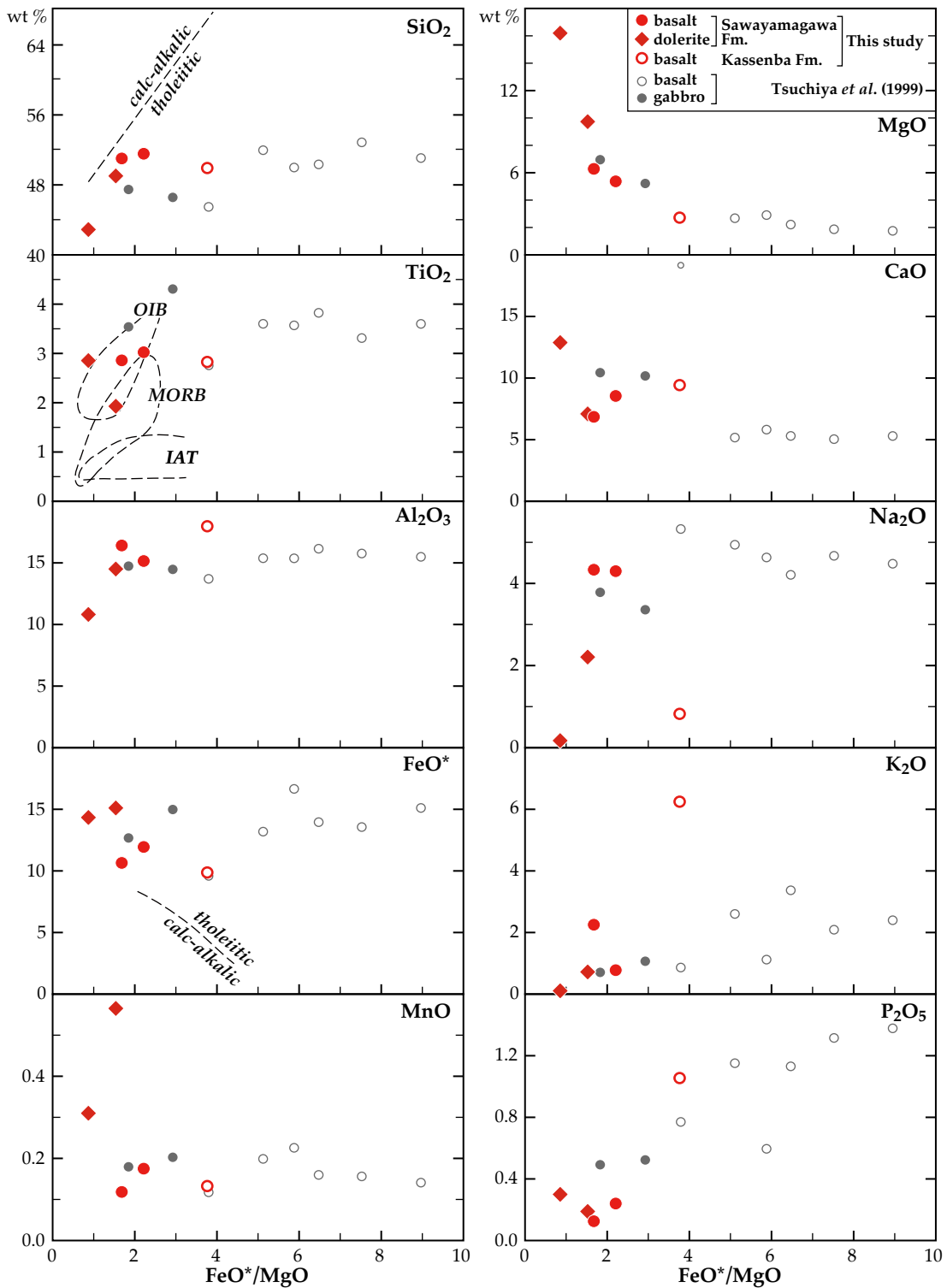
岩に分類されたドレイト(RKS15-01)はSiO₂含有量が少なく超苦鉄質(第4図a)とされるが, Immobile element TAS図では苦鉄質である他の岩石試料とほぼ同様のZr/Ti比を示す(第4図b). つまりこのことは, 風化・変質によってある程度のSiO₂とアルカリ元素が移動したことを示唆するものである.

5.2 主要成分元素変化図

FeO*/MgO比に対する各主要成分元素(酸化物)の含有量変化を第5図に示す(FeO*は全鉄をFeOとして計算した値). なお, SiO₂とFeO*の変化図に示されるカルクアルカリ系列とソレイト系列の分化傾向を識別する境界線ならびにTiO₂の変化図における領域は, それぞれMiyashiro (1974)と周藤ほか(1985)に基づく.

沢山川層では, 玄武岩とドレイトは共にSiO₂含有量が乏しく, 玄武岩(RKS13-01, RKS14-01)で50.83 ~ 51.43 wt%, ドレイト(RKS15-01, RKS16-01)でより少なく42.77 ~ 48.84 wt%となり, 苦鉄質から超苦鉄質の組成領域に跨る. また, FeO*/MgO比は0.88 ~ 2.23の範囲にあることから, 比較的未分化な組成であると言える. ソレイト系列ではFeO*/MgO比の増大に対しSiO₂含有量があまり増加しないのが特徴(Miyashiro, 1974)として挙げられるが, 玄武岩とドレイトのSiO₂含有量はFeO*/MgO比が上記の狭い範囲において急増する傾向に

ある. さらに, ソレイト系列の特徴としてTiO₂とFeO*の含有量も増加する(Miyashiro, 1974)ことも知られているが, TiO₂含有量にやや増加傾向が見られるものの, 分析結果からは両者にこのような増加が明瞭に認められるとは言い難い. これらのことから, 沢山川層の苦鉄質岩試料は必ずしもソレイト起源であると断定できない. TiO₂含有量は1.90 ~ 2.98 wt%で中央海嶺玄武岩(MORB)領域より相対的に多い値をとり, 周藤ほか(1985)による海洋島玄武岩(OIB)領域内に表示される. これは, 島弧玄武岩(IAB)と比較した場合, 一般的に海嶺・海洋島の玄武岩はTiO₂に富み, さらにFeO*/MgO比の増大に伴うTiO₂含有量の増加がMORBよりOIBの方が大きくなる(Wilson, 1989)に基づいている. TiO₂も含めAl₂O₃, FeO*, P₂O₅の含有量は試料間で然程の差が無く比較的一定でP₂O₅を除き多い値(Al₂O₃ = 10.68 ~ 16.36 wt%, FeO* = 10.51 ~ 14.93 wt%, P₂O₅ = 0.12 ~ 0.29 wt%)を示すのに対し, その他の成分ではより広範な値を示す. FeO*/MgO比が小さいドレイトは玄武岩と比較して, MnO (0.31 ~ 0.56 wt%)とMgO (9.59 ~ 16.11 wt%)の含有量が多くAl₂O₃やNa₂Oで含有量がやや少なくなる傾向を示す(ただし, MnOとNa₂Oは変質の影響で移動を被っている可能性がある). また, SiO₂含有量(42.77 ~ 48.84 wt%)とFeO*/MgO比(0.88 ~ 1.56)が低くこれに対応してMgO含有量が多くなることは, 結晶分化作用の観点から調和



第5図 久慈地域から採取した苦鉄質岩試料の FeO^*/MgO 比に対する主要成分酸化物の変化図
 SiO_2 - FeO^*/MgO 図及び FeO^* - FeO^*/MgO 図におけるカルクアルカリ岩系列とソレイト系列の境界線、ならびに TiO_2 - FeO^*/MgO 図において示される領域は、それぞれはMiyashiro (1974)と周藤ほか(1985)に基づく。IAT: 島弧ソレイト, MORB: 中央海嶺玄武岩, OIB: 海洋島玄武岩。

Fig. 5 Variation diagrams of major oxides against FeO^*/MgO for the analyzed mafic rock samples from the Kuji area
 Boundaries between calcalkalic and tholeiitic series in panels for SiO_2 vs. FeO^*/MgO and FeO^* vs. FeO^*/MgO , and tectonic fields in panel for TiO_2 vs. FeO^*/MgO are respectively referred from Miyashiro (1974) and Shuto *et al.* (1985).
 IAT: island arc tholeiite, MORB: mid-oceanic ridge basalt, OIB: oceanic island basalt.

的な関係であると言える。

合戦場層玄武岩(RKS09-01a)では、SiO₂含有量は49.69 wt%で苦鉄質の組成領域内に表示され、また沢山川層の玄武岩・ドレライトより高いFeO*/MgO比(3.78)を示す。このFeO*/MgO比は少ないMgO含有量(2.56 wt%)によると判断され、より分化した玄武岩であることを表す。TiO₂とCaOの含有量は沢山川層玄武岩・ドレライトと同様の範囲にあり顕著な差は見られず、またSiO₂、FeO*、MnOでは沢山川層玄武岩と同程度の含有量を示す。さらにAl₂O₃含有量(17.91 wt%)は若干多く高アルミナ玄武岩の領域(Al₂O₃ > 16.5 wt%)に表示されるほか、K₂O(6.21 wt%)とP₂O₅(1.05 wt%)の含有量が著しく多い特徴を示す。

5.3 微量元素変化図

第6図に、FeO*/MgO比に対する微量元素濃度の変化図を示すが、それぞれの微量元素濃度については第1表を参照されたい。

沢山川層では適合元素であるCrにおいて、玄武岩の29～33 ppmに対しドレライトで1,184～2,364 ppmという著しく高い濃度を示し明瞭な違いが認められる。またLi、V、Co、Znなどでも、ドレライトの方がやや高濃度となる傾向がある。これらとは対照的にドレライトの方が玄武岩より、イオン半径が大きい元素(LILE)であるRb、Sr、Baと、Th、Nb、Zr、Y、Ybなど電荷の大きい元素(HFSE)に乏しい傾向にある。一般的に、MORBは海洋島や島弧の玄武岩より低いLILE濃度を持つ(Wilson, 1989)ことから、ドレライトの低いLILE濃度はMORB的な性格を示唆する。しかし後述するように、LILEは風化・変質による濃度変化が大きいため必ずしもMORB的とは言えない。何れにしても沢山川層苦鉄質岩全体として、FeO*/MgO比の増大と共にこれらの不適合元素が増加する特徴(正の相関)を示す。

合戦場層玄武岩(RKS09-01a)では沢山川層苦鉄質岩と比較すると、玄武岩とドレライトとの中間的な値を示すCr濃度(275 ppm)、さらに高いFeO*/MgO比(3.78)と低いV濃度(226 ppm)、などの特徴が見られる。不適合元素ではSrを除きTh、Nb、Zrで濃度が若干高いほか、Rb、Ba、Y、Ybにおいて1.5～2倍程度の高濃度を示す顕著な違いがある。

5.4 苦鉄質岩の判別図

岩石に含まれる元素はその風化・変質によって移動するものが多い。久慈地域の苦鉄質岩試料においても、アルカリ元素がある程度移動したことが第4図から示される。その中であってNb、Zr、Ti、P、YなどのHFSEは比較的移動し難いことが知られている(例えば、Cann, 1970; Hart *et al.*, 1974; Pearce, 1975)。従って、HFSEを用いた地球化学的判別図を利用することは、苦鉄質岩の形成環境を推定するにあたりとても有効な手段である。以下に、

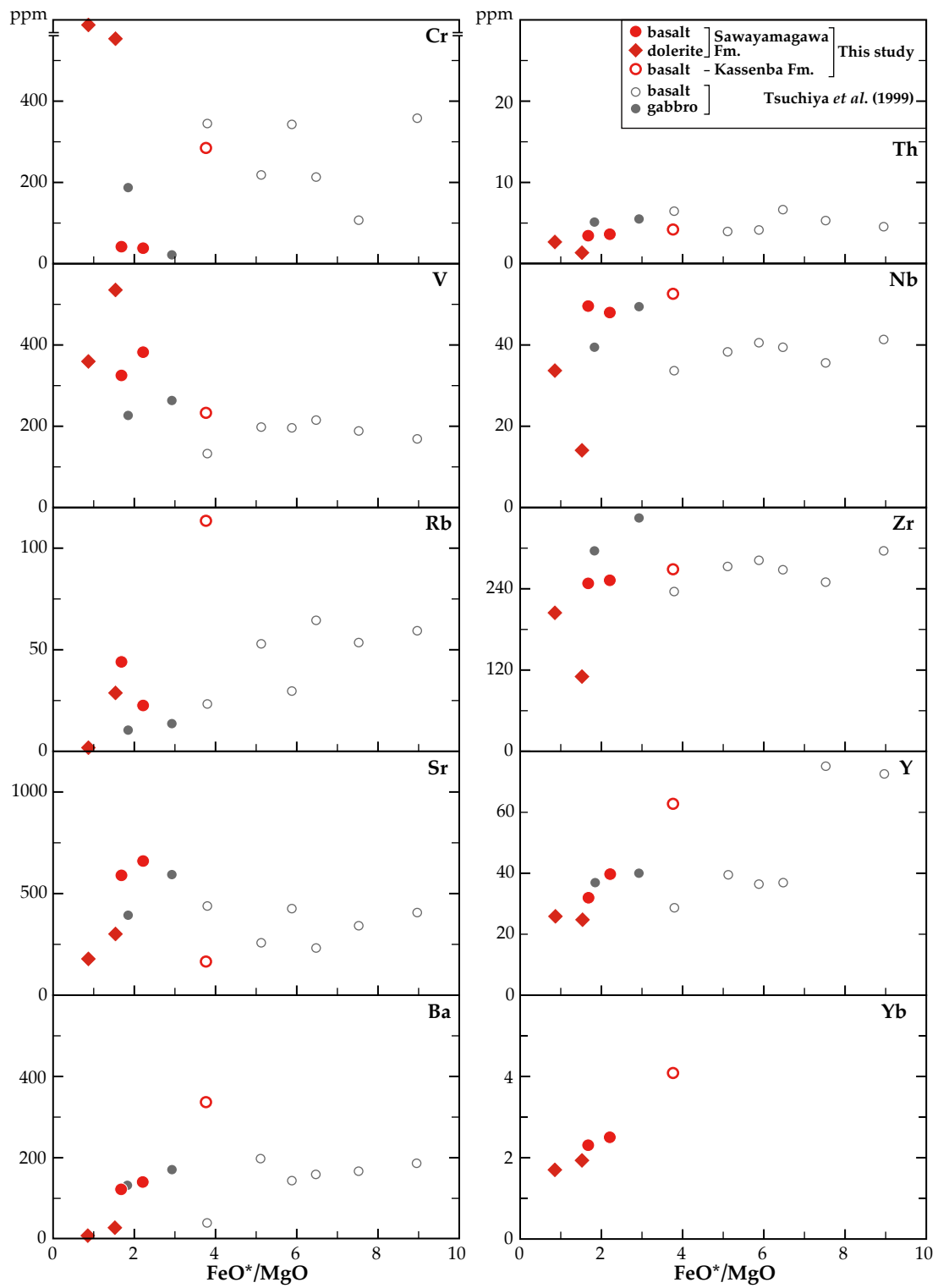
幾つかの地球化学的判別図に主要成分元素ならびに微量元素の組成を表示する(第7図)。

TiO₂-MnO-P₂O₅図(第7図a)においては、沢山川層玄武岩は2試料(RKS13-01, RKS14-01)とも海洋島ソレアイト(OIT)の領域に表示されるのに対し、ドレライト2試料(RKS15-01, RKS16-01)は玄武岩より2～5倍多くのMnOを含むため中央海嶺玄武岩(MORB)から島弧ソレアイト(IAT)の領域に跨り、また合戦場層の玄武岩1試料(RKS09-01a)のみが著しく高いP₂O₅含有量のために海洋島アルカリ玄武岩(OIA)の領域に表示される。つまり、多様な形成環境に分散する結果となった。Ti-Zr-Y図(第7図b)では、沢山川層の苦鉄質岩全てがプレート内玄武岩(WPB)の領域に集中するのに対し、合戦場層玄武岩はMORBあるいはIATの領域とカルクアルカリ玄武岩(CAB)領域の境界付近に表示される。さらにNb-Zr-Y図(第7図c)では、E-type MORB領域に含まれるドレライト1試料(RKS16-01)を除くと、沢山川層と合戦場層の苦鉄質岩はプレート内のアルカリ玄武岩(WPAB)とソレアイト(WPTB)に跨る領域に表示される。

これら3つの判別図を通じて、久慈地域における苦鉄質岩試料の化学組成と形成環境を比較すると、次のように解釈される。まず沢山川層の玄武岩を見ると、OIT領域に含まれる2試料(第7図a)がWPBあるいはWPAB+WPTB(第7図b, c)の領域に表示される。この関係は、これらの領域がプレート内の火成活動に由来したと解釈できる点で一致している。ドレライトについても同様に、プレート内火成活動に起源を持つWPBやWPAB(第7図b, c)あるいはその影響を受けたE-type MORB(第7図c)の性格が示されるが、TiO₂-MnO-P₂O₅図(第7図a)ではこれらと全く異なる中央海嶺や島弧をその形成環境として表している。この相違に対しては、ドレライトが他の試料より明らかに多いMnO含有量(0.31 wt%, 0.56 wt% : 第5図のMnO-FeO*/MgO図を参照)を持ち、そのためTiO₂-MnO-P₂O₅図においてMnO成分に片寄せたIAT領域に表示されることで説明できる。さらに合戦場層玄武岩では、プレート内火成活動(OIA領域 : 第7図a)とWPAB+WPTB領域 : 第7図c)がその候補となるが、このことはTi-Zr-Y図(第7図b)には反映されず、中央海嶺(MORB)あるいは島弧的(IAT+CAB)な性格を持った火成活動を示す。この矛盾した関係は、合戦場層玄武岩が他の試料より1.5～2倍程度高いY濃度を持つこと(第6図)に起因すると考えられる。

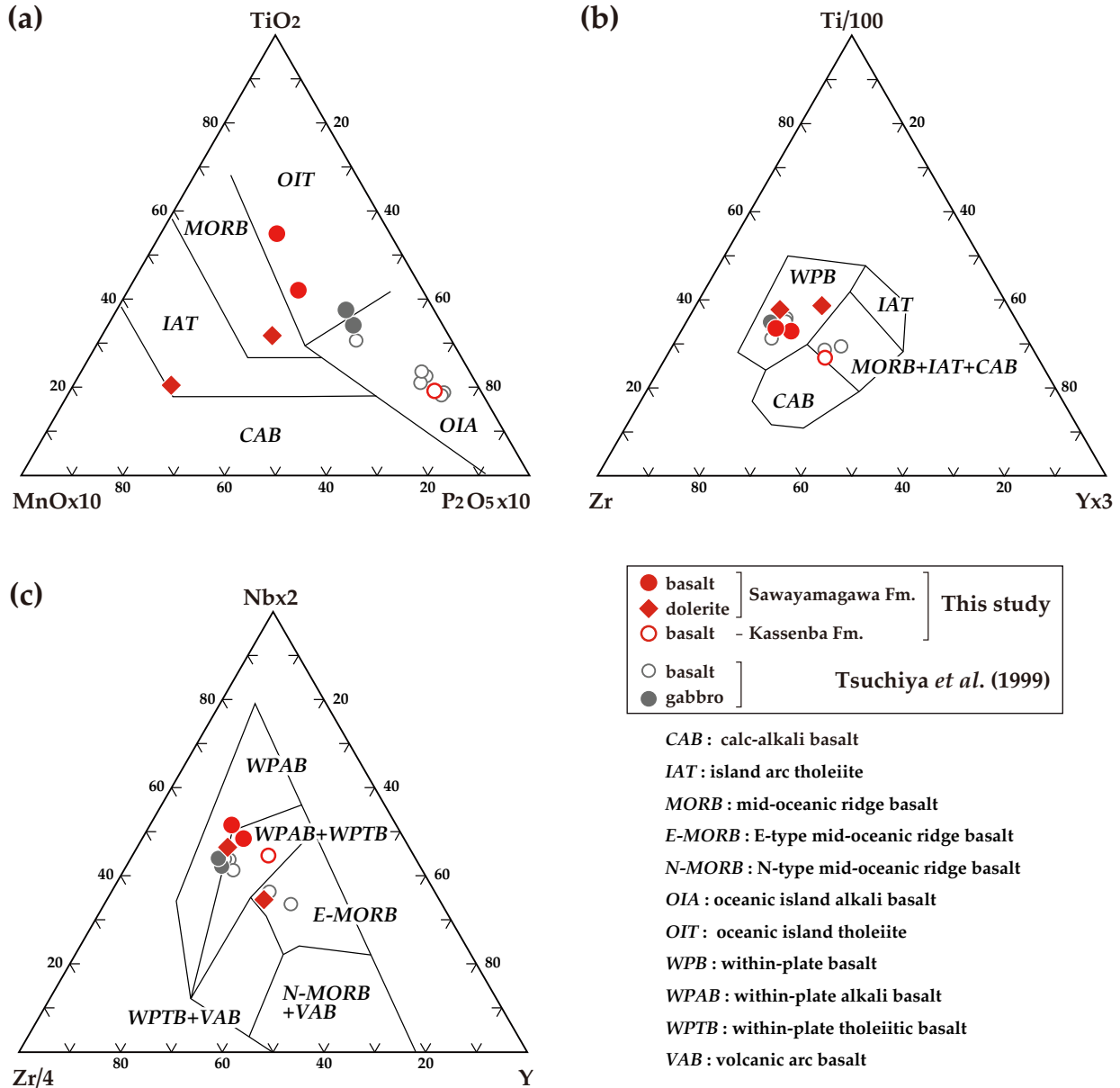
5.5 微量元素の規格化図

久慈地域の苦鉄質岩試料について初生的な地球化学的性質を理解するために、N-type MORBとコンドライトで規格化した微量元素の分布様式を第8図に示す。不適合元素を用いたN-type MORB規格化(第8図a)では、Rb、Ba、K、SrなどのLILEは変質などによる濃度変化が大



第6図 久慈地域から採取した苦鉄質岩試料の FeO^*/MgO 比に対する微量元素変化図

Fig. 6 Variation diagrams of trace elements against FeO^*/MgO for the analyzed mafic rock samples from the Kuji area



第7図 久慈地域から採取した苦鉄質岩試料の地球化学的判別図

(a) Mullen (1983) による TiO_2 - MnO - P_2O_5 図. (b) Pearce and Cann (1973) による Ti - Zr - Y 図. (c) Meschede (1986) による Nb - Zr - Y 図.

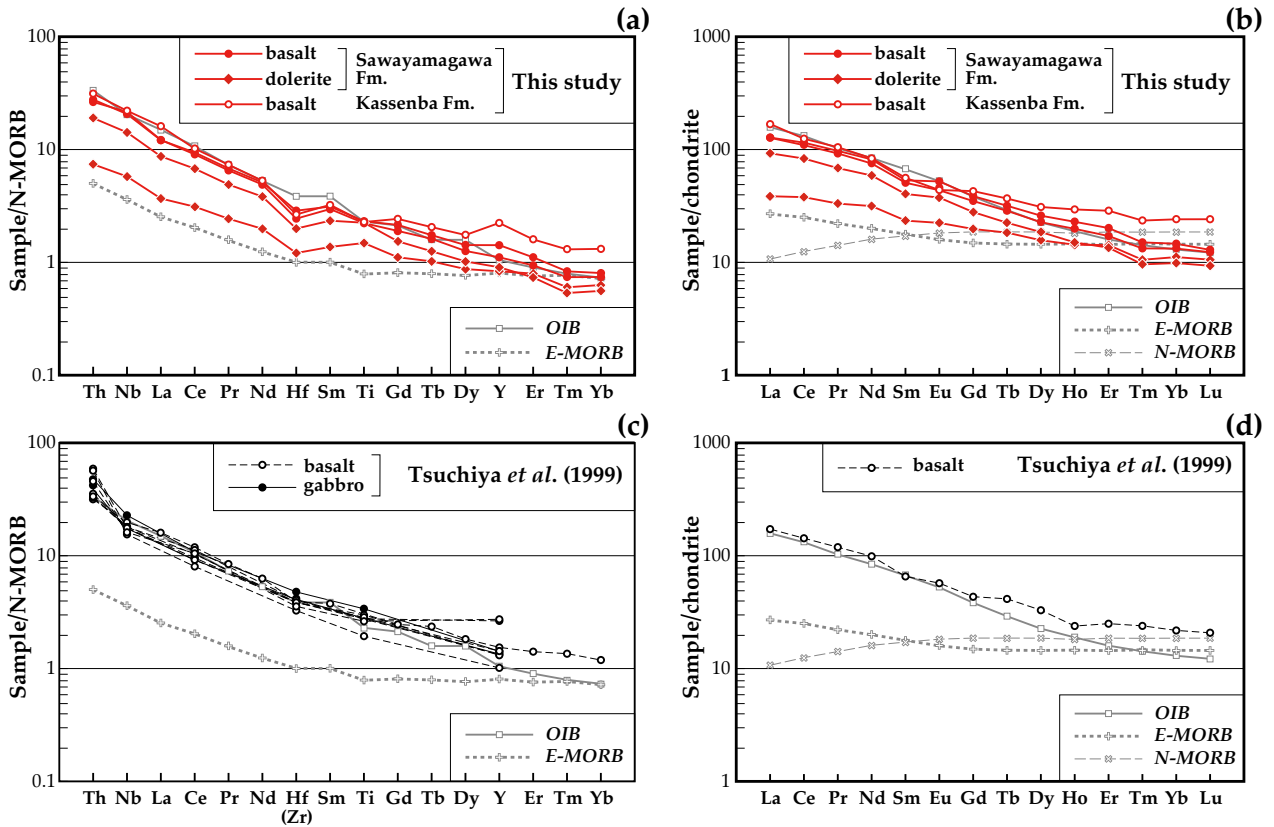
Fig. 7 Discrimination diagrams for the analyzed mafic rock samples from the Kuji area

(a) TiO_2 - MnO - P_2O_5 diagram after Mullen (1983). (b) Ti - Zr - Y diagram after Pearce and Cann (1973). (c) Nb - Zr - Y diagram after Meschede (1986).

きいと考えられるためこれらを除き、HFSEを用いる。そのうち、横軸の左側から不適合度の高い順に元素を配置する (Pearce, 1983)。また希土類元素のコンドライト規格化 (第8図b) においては、横軸の右端に向けてイオン半径が順に小さくなるよう、左側と右側にそれぞれ軽希土類元素 (LREE) と重希土類元素 (HREE) を配置する (Masuda, 1962; Coryell et al., 1963)。なお、規格化に用いた N-type MORB とコンドライトの値は全て Sun and McDonough (1989) に基づく。

HFSE と希土類元素の組成は、各元素につき試料間で 2 ~ 5 倍程度の濃度変化を示す (一部の元素を除く) が、規格化図においては互いに平行に近い分布様式を示す結果となった。

N-type MORB 規格化図 (第8図a) においては、まず沢山川層・合戦場層の苦鉄質岩に共通して見られる特徴として、Hf にやや枯渇 (軽微な負異常) するものの Nb に負異常が無く、ドレライト試料では Ti がやや濃集 (弱い正異常) することが挙げられる。Nb と Ti に負異常が現れない



第8図 久慈地域から採取した苦鉄質岩微量元素のN-type MORB及びコンドライト規格化図

(a, c) N-type MORBで規格化した不適合微量元素の分布様式. (b, d) コンドライトで規格化した希土類元素の分布様式. 規格値ならびにN-type MORB, E-type MORB, OIBの組成はSun and McDonough (1989)に基づく. 不適合元素及び希土類元素の配列順はPearce (1983), Masuda (1962)及びCoryell *et al.* (1963)に基づく. MORB: 中央海嶺玄武岩, OIB: 海洋島玄武岩.

Fig. 8 N-type MORB- and chondrite-normalized trace element patterns for the analyzed mafic rock samples from the Kuji area

(a, c) N-type MORB-normalized incompatible element patterns. (b, d) Chondrite-normalized rare earth element patterns. Both normalized values, and compositions of N-type MORB, E-type MORB and OIB are after Sun and McDonough (1989). Order of immobile and rare earth elements is referred from Pearce (1983), Masuda (1962) and Coryell *et al.* (1963). MORB: mid-oceanic ridge basalt, OIB: oceanic island basalt.

点で、島弧玄武岩からは明確に区別できる。また、各試料は互いに平行な分布様式を示し、N-type MORBと比較して各元素の規格値が全体的に高いことが明らかである。Y, Er, Tm, Ybなど比較的不適合度の低い元素は枯渇する傾向にありそれらの規格値がN-type MORBの0.6～3倍程度であるのに対し、不適合度の高い元素ほど規格値が高くTh, Nb, Laなどでは数倍～20倍程度に濃集している。このような左上がりの分布様式はE-type MORBないし海洋島玄武岩(OIB)の分布様式に類似するものである。玄武岩についてみると、合戦場層玄武岩ではY, Er, Tm, Ybなどが沢山川層玄武岩より1～3倍程度高い規格値を示す点でやや異なるが、それ以外の元素は両者とも同じような規格値を示す。規格化図上では、両玄武岩の分布様式は典型的なOIBのそれにほぼ重なる。これに対し沢山川層ドレライトでは、全ての元素において玄武岩より相対的に低い規格値をもち、典型的なE-type MORBとOIBの中間的性格を示している。

コンドライトによる希土類元素規格化図(第8図b)においても、N-type MORB規格化図(第8図a)で見られる苦鉄質岩に類似する傾向が確認される。つまり、SmとTmに弱い負異常が見られる以外には明瞭な正・負の異常が見られず、各試料は直線的で互いに平行に近い分布様式を示す。また、各元素の規格値はコンドライトより高く、全体的にHREEにやや枯渇しLREEに富む直線的な左上がりの傾向を示す(Lu, Ybの10～30倍程度に対しLa～Euは数10倍～200倍程度に濃集)。これはE-type MORBないし海洋島玄武岩(OIB)の分布様式に類似するものである。岩石種の違いで比較すると、玄武岩は沢山川層・合戦場層ともドレライトより高い規格値を示す。また、合戦場層玄武岩は沢山川玄武岩に比べHREEに富むがLREEには顕著な差が無いため、規格化図上では両玄武岩とも典型的なOIBに酷似した分布様式を示す。これに対し沢山川層ドレライトでは、全ての希土類元素の規格値は玄武岩より相対的に低く、E-type MORBとOIBの中間的性

格を示している。

地球化学的判別図(第7図)でOIT, OIAやWPB(あるいはWPAB+WPTB)領域に表示された沢山川層と合戦場層の玄武岩試料は、MORB規格化図とコンドライト規格化図のどちらにおいても左上がりの分布様式を示す(第8図a, b)。また、IAT領域及びE-type MORB領域に表示されるドレライト1試料(RKS16-01)は、規格化図(第8図a, b)においても他の試料よりHFSEやLREEに枯渇したE-type MORBに近い分布様式を示している。

6. 議論

久慈地域を含む北上山地北部に分布する苦鉄質岩は、北部北上帯ジュラ系付加複合体の主要構成岩類の一つとして重要である。その大部分は沢山川層として区分された(杉本, 1974)が、これ以外にも石灰岩やチャートに付随する小規模な岩塊として泥岩中に混在し露出する。これまでに、この苦鉄質岩は海洋域の玄武岩に類似した性格を持つとの指摘(Kawabe *et al.*, 1979)があったものの、詳細は長らく明らかにされてこなかった。杉本・宇田(1972)及び杉本(1974)は、沢山川層の苦鉄質岩は‘安山岩質’の枕状溶岩・ハイアロクラスタイトであり、これらに貫入する斑れい岩の存在を報告すると共にこれを現地性の火成活動によってもたらされたと考えた。箕浦(1983)及びMinoura(1990)もこの苦鉄質岩を島弧火成活動によって形成された安山岩であると見なした。その後土谷ほか(1999)は、全岩化学組成(主要成分・微量成分)と残存単斜輝石化学組成の分析結果に基づき、沢山川層の苦鉄質岩は玄武岩質で斑れい岩もこれと同源であると判断し、プレート内火成活動に由来する海洋島アルカリ玄武岩であることを確認した。一方、沢山川層以外でも久慈地域周辺に点在する苦鉄質岩については、三浦・石渡(2001)ならびに永広ほか(2010)によって海山・海洋島に由来するアルカリ玄武岩及びソレライトであることが明らかにされた。

土谷ほか(1999)が分析した北部北上帯苦鉄質岩には、久慈地域内の沢山川層から採取した8試料が含まれており、それらは本研究試料の一部(RKS15-01, RKS16-01)から比較的近い地点である。これ以降、上記8試料を便宜上「土谷試料」と略記する。

本章では以下に、久慈地域の苦鉄質岩について本研究で得られた試料と土谷試料の分析値を比較し、その火成活動の生成場や時代について考察する。なお第4図から第8図までに、土谷試料の組成も示した。

6.1 苦鉄質岩の起源

沢山川層

本研究で報告した苦鉄質岩は1試料を除き沢山川層から採取したものである。これまで述べたように全岩化学組成に基づくと、沢山川層苦鉄質岩は(1)変質などによ

るSiO₂の減少が多少あるとみられるが苦鉄質～超苦鉄質で、ソレライト質の1試料があるもののアルカリ玄武岩の組成領域に属し(第4図)、(2)低いFeO*/MgO比と高いMgO含有量から比較的未分化な玄武岩質マグマに由来したと見なされ、MORBに比べ相対的にTiO₂に富む(第5図)という特徴を示す。さらに、(3)PとYに乏しくTiとNbに富むことから地球化学的判別図(第7図)では多くがプレート内玄武岩の領域に表示されるだけでなく、(4)N-type MORBならびにコンドライトによる規格化図でHFSEとLREEが顕著に濃集する左上がりの分布様式が認められる(第8図a, b)ことから、海洋プレート内の海洋島を起源とする可能性が示唆される。しかしながら、(5)ドレライトは玄武岩より未分化な傾向を示すと共に1試料についてはややMORB的な性格を示しており、このことは規格化図においても、規格値が相対的に低く、傾斜が小さいE-type MORBの分布様式に類似していることと整合的である。

主要成分元素のうちSiO₂含有量は、本研究の分析値(42.77～51.43 wt%；第4図)と土谷試料の分析値(無水換算でおよそ39.8～51.4 wt%)との間では大きな差は無く、ほぼ同一範囲に収まる。ところが、マグマの分化作用における指標として用いられるFeO*/MgO比は著しく異なる(第5図)。つまり、本研究の沢山川層試料が0.88～2.23(玄武岩=1.70～2.23, ドレライト=0.88～1.56)であるのに対し、土谷試料では1.86～8.99(玄武岩=3.82～8.99, 斑れい岩=1.86～2.95；土谷ほか(1999)のTable 1より計算)となり、明らかに高い値をとる。土谷ほか(1999)で用いられたMgO/(MgO+FeO*)比も同じくマグマの分化指標であるので、これで比較してみても、本研究試料(=0.31～0.53)と土谷試料(=0.10～0.35)の値に大きな差が存在する点で、同様の結果となった。ちなみに、八戸市南方(三浦・石渡, 2001)や一戸-葛巻町境の馬淵川沿い(永広ほか, 2010)など本地域周辺の苦鉄質岩や北部北上帯の広範囲に点在する沢山川層以外の苦鉄質岩(土谷ほか, 1999)におけるFeO*/MgO比を見ると、大半の試料は土谷試料より相対的に低い値である(0.90～2.14；三浦・石渡, 2001；1.94～3.67；永広ほか, 2010；0.42～4.01；土谷ほか, 1999)。従ってこれらを比較すると、土谷試料は他試料より明らかに分化が進行した苦鉄質岩であると解釈できる。

土谷試料については斑れい岩と玄武岩とも、本研究試料に比べP₂O₅含有量がおおよそ4～5倍多い(第5図)ことから、地球化学的判別図(TiO₂-MnO-P₂O₅図；第7図a)でOIT/OIA境界～OIA領域に表示される。また他の判別図(第7図b, c)でも、プレート内火成活動に由来する玄武岩領域(WPBとWPAB+WPTB)であることが示されるが、本研究試料よりY濃度が2～3倍高い2つの玄武岩試料(第6図)はプレート内玄武岩から外れた領域(MORB+IAT+CABあるいはE-type MORB)に含まれる。これら

の試料をN-type MORB規格化図(第8図c)で見ると、他より高いY規格値を示すものの、HFSEは全体として他の試料と同様の左上がりの分布様式を示し、典型的なOIBの分布様式に重複することが明らかである。また、本研究試料(ドレライト1試料を除く)と比較しても、Zr (Hf)異常の有無や未分析のEr, Tm, Tbを除き、分布様式は互いに酷似している(第8図a, c)。さらに、土谷試料では分析値が1例のみであるが、不適合度の小さいHFSE (Y, Er, Tm, Ybなど)とHREEがそれぞれN-type MORB規格化図とコンドライト規格化図において比較的濃集する特徴を示すが、全体的に本研究試料と典型的なOIBに類似する分布様式を有する(第8図d)。

このように沢山川層苦鉄質岩の個々の試料ではある程度異なった化学組成を持っているが、全体として海洋島玄武岩に起源を持つと結論される。規格化図において各試料を比較すると、改めて土谷試料の方が全体的に高い規格値を有することがわかる(第8図)。その差はN-type MORB規格化図でおよそ2~8倍、コンドライト規格化図でおよそ1.5~5倍になる。つまり、苦鉄質岩の起源となった玄武岩質マグマの部分溶融において、土谷試料の方がその程度が低く、不適合元素がより多く濃集した結果であると推察できる。

合戦場層

合戦場層では、1試料の玄武岩(RKS09-01a)における全岩化学組成の分析結果に基づく議論となる。既述のように、(1) Immobile element TAS図で見ると苦鉄質でアルカリ玄武岩の組成領域に入り(第4図b)、(2)地球化学的判別図においては、高いY濃度(第6図)を反映してMORBないし島弧の玄武岩領域(IAT + CAB)に表示される(第7図b)ものの、他の図(第7図a, c)ではプレート内の海洋島玄武岩(OIAとWPAB + WPTB)であることが示される。さらに(3) N-type MORBならびにコンドライトによる規格化図では、HFSEとLREEの規格値が左上がりに上昇する分布様式が見られる(第8図a, b)。これらの特徴に基づくと、合戦場層玄武岩も海洋プレート内の海洋島を起源とすると考えられる。

本研究による沢山川層の苦鉄質岩との比較においては、 K_2O と P_2O_5 以外の主要成分元素含有量には顕著な差は見られないが、 FeO^*/MgO 比が若干高く、より分化した玄武岩であることが示される(第5図)。また、不適合度の小さいHFSE (Y, Er, Tm, Ybなど)とHREEの規格値が高くなる点で若干異なる。この傾向は、土谷試料にも見られる特徴である。

6.2 苦鉄質岩の形成環境

苦鉄質岩主体の沢山川層はその上位において、石灰岩優勢の安家層に整合に覆われる。両者の間には、玄武岩から苦鉄質凝灰岩を経て、さらに泥質石灰岩ないし石灰質泥岩から成層石灰岩に移化する層序関係が認められる

(杉本, 1974; 永広ほか, 2008)。土谷ほか(1999)でも指摘されたように、沢山川層苦鉄質岩がプレート内火成活動に由来する海洋島玄武岩を主体とすることが、本研究でも全岩化学組成の特徴から追認された。

沢山川層苦鉄質岩の形成時期に関しては久慈地域内において、これに挟在する石灰岩岩塊・岩体から中生代を示唆する石灰藻や属種不明のウミユリ・サンゴなどの産出報告(杉本, 1974)があるが、詳細な地質時代は不明である。一方、安家層石灰岩については周辺地域を含め、古くから半沢(1954)や島津ほか(1970)などによるサンゴ・ストロマトポーラ・ウミユリなどの化石の産出が知られていると共に、*Epigondolella primitia*や*Epigondolella abneptis*などを含むコノドント化石群集が報告された(豊原ほか, 1980; 吉田ほか, 1987)。これらの生息層準はそれぞれ、三畳系カーニアン階上部とノーリアン階下部-中部(Krystyn *et al.*, 2009)と見なされる。

コノドントを除く上記の化石は造礁生物であることから石灰岩は、当時の海水面近くに到達した海山頂部や海洋島周縁のサンゴ礁からもたらされたと考えられる。従って、全岩化学組成から判別される苦鉄質岩の起源(海洋島)と産出化石から判断される石灰岩の形成場の関係は調和的であり、少なくとも三畳紀の中頃にはすでに海洋島としての沢山川層が形成されていたと結論される。

合戦場層は、チャートと砂岩を主体としこれらに随伴する珪質泥岩・シルト質泥岩から構成され(杉本, 1974)、これらが下部のチャートとそれに累重する珪質泥岩・シルト質泥岩・砂岩が卓越する上部からなる層序(チャート-碎屑岩シーケンス)の繰り返しを形成する(永広ほか, 2008)。石灰岩の存在は現在のところ全く知られていない。玄武岩は既述の通り、合戦場層の下限をなすチャートの直下に小規模岩体として露出し、露頭欠如のため直接的な関係は確認されていないが、上述のチャート-碎屑岩シーケンスの基底に位置するものと判断される。遠洋性深海堆積物であるチャートに密接に伴うことから、玄武岩の起源としてMORB的な性格を有する海洋地殻そのものであった可能性も否定できない。しかしながら、全岩化学組成の特徴からプレート内火成活動に起源を持つ合戦場層玄武岩の由来として、石灰岩を全く含まないことを考慮すると、頂部が海面に到達した海洋島ではなく比較的規模の小さい海山を想定する方が妥当と考えられる。

合戦場層玄武岩の形成時期に関しては、久慈地域のチャートから*Neogondolella bulgarica*, *Neogondolella polygnathiformis*, *Xaniognathus tortilis*, *Neohindeodella aequiramosa*, *Neohindeodella suevica*など、三畳系アニシアン階~ラディニアン階ないしノーリアン階を示すコノドント化石のほか、三畳系オレネキアン階に対比される*Neospathodus homeri*の産出が報告された(豊原ほか, 1980)。さらに南接地域では、ペルム系に生息層準

が限定されるコノドント化石(豊原ほか, 1980)や、ペルム系から三疊系最下部に生息が限定される*Neogondolella* sp.とした種(高橋ほか, 2016)も報告された。このように合戦場層チャートの堆積時期はペルム紀まで遡ることができ、これに付随する玄武岩の形成時期もペルム紀あるいはそれ以前と予想される。

ここまで議論したように久慈地域の苦鉄質岩は岩石化学的特徴から、プレート内火成活動に起源を持つ海洋島(海山)玄武岩の性格を有することが明らかとなったが、それらを挟有する層序単元の構成岩類やその堆積時期(化石年代)から判断すると、海洋島の規模と形成時期は互いに大きく異なっていたと考えられる。つまり、北部北上帯を二分した安家-田野畑亜帯と葛巻-釜石亜帯には、それぞれを構成する海洋性岩石類の形成時期に明瞭な差(前者には三疊紀以降の苦鉄質岩・石灰岩・チャートが、後者には石炭紀以降の石灰岩・チャートが分布: 大上・永広, 1988; 永広ほか, 2005)があり、それぞれの形成に関与した海洋プレートの違いが示唆される。また、両亜帯とも複数の下位階層の層序単元から構成される(杉本, 1974; Suzuki *et al.*, 2007; 中江, 2018)と共に、砕屑岩類の堆積終了時期で近似される層序単元の付加時期についても近年、各地で詳細な検討が行われ、系統的に時代が異なることが明らかにされている(例えば, Suzuki *et al.*, 2007; 中江, 2018; 内野, 2019; Uchino and Suzuki, 2020)。このような海洋性岩石類と付加時期の相違に基づいた海洋プレートの観点から見ると久慈地域では、沢山川層は安家-田野畑亜帯に、合戦場層は葛巻-釜石亜帯に属す。さらに、この考察でも参照した苦鉄質岩が分布する八戸市南方の島守層(箕浦ほか, 1998)と一戸-葛巻町境付近の葛巻層あるいは五葉久保層(岩井ほか, 1964)は、岩相的特徴と分布の連続性からそれぞれ安家-田野畑亜帯と葛巻-釜石亜帯に属すとされる(例えば, 三浦・石渡, 2001; 永広ほか, 2010)。永広ほか(2010)によると、一戸-葛巻町境付近の苦鉄質岩は海洋島アルカリ玄武岩(OIA)に由来し、その形成時期は付随する石灰岩から産出したアンモノイド化石群集に基づき石炭紀モスコビアン期に想定される。ペルム紀以前に形成されたOIA由来という点で、同じ葛巻-釜石亜帯に属す合戦場層の玄武岩と大きな差異は見られない。ところが石灰岩の有無は、両者における海山・海洋島の規模がかなり異なっていたことを示している可能性がある。

冒頭で提起したように岩石化学組成上の多様性は、異なる時期・場所で形成された別個の海山・海洋島が互いに異なる層序単元として付加したことに起因する可能性があり、それを解決するため久慈地域の苦鉄質岩を分析し周辺域との若干の比較を試みた。その結果は、問題を十分に解決したとはまだ言えないが、今後さらに広域的な検討を実施し情報を蓄積していく必要がある。

7. 結論

本論で報告した内容と結論は、以下の通りである。

- 1) 岩手県久慈地域における北部北上帯ジュラ系付加複合体に挟在する苦鉄質岩について、全岩化学組成を分析した。苦鉄質岩で構成される沢山川層は、岩相に基づきドレライトと玄武岩に区別される。また合戦場層は主にチャートと砂岩から構成され、チャートの基底部に玄武岩が随伴する。
- 2) 沢山川層の苦鉄質岩はドレライト1試料がソレライト質であるものの、その他はアルカリ玄武岩の組成領域に属し、比較的未分化な玄武岩質マグマに由来した苦鉄質~超苦鉄質であると見なされる。地球化学的判別図ではプレート内玄武岩の領域に表示されるだけでなく、N-type MORBならびにコンドライトによる規格化図から、海洋プレート内の海洋島を起源とする可能性が示唆される。ただし、ドレライトは玄武岩よりMORB的性格を有し、ソレライト質である1試料はE-type MORBに類似する。
- 3) 合戦場層玄武岩は沢山川層苦鉄質岩と比較すると、大半の主要成分元素含有量に顕著な差は無いが、分化がより進行した玄武岩であることが示される。地球化学的判別図ではプレート内火成活動に起源を持つ海洋島アルカリ玄武岩の領域に表示され、またN-type MORBならびにコンドライトの規格化図は海洋島玄武岩に酷似する分布様式が示される。
- 4) 苦鉄質岩を含むそれぞれの層序単元を構成する岩相的特徴とその堆積時期に基づくと、沢山川層苦鉄質岩は頂部あるいは周縁にサンゴ礁を伴う三疊紀中頃に形成された海洋島に由来し、また合戦場層玄武岩はペルム紀に形成された小規模な海山に由来する。

謝辞:本研究は、産総研・地質調査総合センターによる「陸域地質図プロジェクト(5万分の1地質図幅陸中関地域)」の一環として実施されたものである。全岩化学組成分析に際しては新潟大学科学技術振興技術者の野原里華子氏にご協力いただき、また内野隆之氏(産総研)には査読の労を執っていただいた。以上の方々に謝辞を表す。

文献

- Cann, J. R. (1970) Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth and Planetary Science Letter*, **10**, 7-11.
- Coryell, C. D., Chase, J. W. and Winchester, J. W. (1963) A procedure from geochemical interpretation of terrestrial rare-earth abundance patterns. *Journal of Geophysical Research*, **68**, 559-566.
- 永広昌之・鈴木紀毅(2003) 早池峰構造帯とは何か—早池峰構造帯の再定義と根田茂帯の提唱—。構造地質,

- no. 47, 13–21.
- 永広昌之・川村信人・川村寿郎(2005) II 東北地方. 第1章 中生界, 1.1 概説および構造帯区分. 日本の地質増補版編集委員会編, 日本の地質増補版, 共立出版, 東京, 49–50.
- 永広昌之・山北 聡・高橋 聡・鈴木紀毅(2008) 安家–久慈地域の北部北上帯ジュラ紀付加体. 地質学雑誌, 補遺, **114**, 121–139.
- 永広昌之・小守一男・土谷信高・川村寿郎・吉田裕生・大石雅之(2010) 北部北上帯付加体中の海山石灰岩からの石炭紀アンモノイド・サンゴ化石. 地質学雑誌, **116**, 219–228.
- Floyd, P. A. and Winchester, J. A. (1975) Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, **27**, 211–218.
- 半沢正四郎(1954) 日本地方地質誌 東北地方. 朝倉書店, 344p.
- Hart, S. R., Erlank, A. J. and Kable, E. J. D. (1974) Sea floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **44**, 219–230.
- Isozaki, Y., Maruyama, S. and Furuoka, F. (1990) Accreted oceanic materials in Japan. *Tectonophysics*, **181**, 179–205.
- 岩井淳一・村田正文・長谷紘和・大村一夫(1964) 北部北上山地葛巻付近の古生層について(演旨). 地質学雑誌, **70**, 382–383.
- 鎌田耕太郎・秦 光男・久保和也・坂本 亨(1991) 1:200,000地質図 八戸. 地質調査所.
- Kanmera, K. and Nishi, H. (1983) Accreted oceanic reef complex in Southwest Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 195–206.
- Kawabe, I., Sugisaki, R. and Tanaka, T. (1979) Petrochemistry and tectonic setting of Paleozoic–Early Mesozoic geosynclinal volcanics in the Japanese Islands. *Journal of Geological Society of Japan*, **85**, 189–193.
- Krystyn, L., Mandl, G. W. and Schauer, M. (2009) Growth and termination of the upper Triassic platform margin of the Dachstein area (Northern Calcareous Alps, Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences*, **102**, 23–33.
- Lallemant, S. and Le Pichon, X. (1987) Coulomb wedge model applied to the subduction of seamounts in the Japan Trench. *Geology*, **15**, 1065–1069.
- Le Bas, M. J. and Streckeisen, A. L. (1991) The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, London, **148**, 825–833.
- MacDonald, G.A. and Katsura, I. (1964) Chemical composition of Hawaiian Lavas. *Journal of Petrology*, **5**, 82–133.
- Masuda, A. (1962) Regularities in variation of relative abundances of lanthanide elements and an attempt to analyse separation-index patterns of some minerals. *Journal of Earth Science, Nagoya University*, **10**, 173–187.
- 松岡 篤(1987) 青森県尻屋崎層群の放散虫年代. 化石, no. 42, 7–13.
- Meschede, M. (1986) A method of discriminating between different type of mid-oceanic ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology*, **56**, 207–218.
- 箕浦幸治(1983) 北部北上帯の地質. 月刊地球, **5**, 480–487.
- Minoura, K. (1990) The pre-Cretaceous geology and tectonics of Northern Kitakami region. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I. Hada, S. and Tao, A., eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Osaka, 267–279.
- 箕浦幸治・小菅正裕・柴 正敏・根本直樹・山口義伸(1998) 青森県の地質. 青森県商工観光労働部鉱政保安課, 207p.
- 三浦 亮・石渡 明(2001) 北部北上帯, 島守層に産する海洋島ソレイト起源緑色岩の岩石学. 岩石鉱物科学, **30**, 1–16.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margin. *American Journal of Science*, **274**, 321–355.
- Mullen, E. D. (1983) Mn/TiO₂/P₂O₅: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letter*, **62**, 53–62.
- 中江 訓(2018) 一戸地域の地質, 第3章 北部北上帯ジュラ系. 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, 13–35.
- 中江 訓・鎌田耕太郎・久保和也・工藤 崇(2021) 陸中関地域地質. 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, 137p.
- 根尾夏紀・高澤栄一・周藤賢治(2006) 四重極型誘導結合プラズマ質量分析計(ICP-MS)による玄武岩質岩・かんらん岩の微量元素定量分析. 基盤研究(C)研究成果報告書「マフィック岩を包有する不均質なマン托ルの部分溶融に関する地質学的検証」(課題番号: 16540413, 代表: 高澤栄一), 79–94.
- 大上和良・永広昌之(1988) 北部北上山地の先宮古統堆積岩類に関する研究の総括と現状. 地球科学, **42**, 187–201.
- 大上和良・村田正文(1974) 北部北上帯西縁部平糠川流域の地質. 岩手大学工学部研究報告, **27**, 21–25.
- 小川勇二郎・谷口英嗣(1989) 微量元素組成と産状からみた本邦の付加体および構造帯中の玄武岩類の起源

- とエンブレイスメントのプロセス. 地学雑誌, **98**, 304–318.
- Pearce, J. A. (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, **25**, 41–67.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J., eds., *Continental basalts and mantle xenoliths*, 230–249.
- Pearce, J. A. (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Geological Association of Canada Special Publication*, **12**, 79–113.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letter*, **19**, 290–300.
- 島津光夫・田中啓策・吉田 尚(1970) 田老地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 54p.
- 周藤賢治・伊崎利夫・八島隆一(1985) 栃木県茂木町北方地域に産する第三紀高TiO₂ソレライト. 岩石鉱物鉱床学会誌, **80**, 246–262.
- 杉本幹博(1974) 北上山地外縁地向斜地域の層位学的研究. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 74, 1–48.
- 杉本幹博・宇田進一(1972) 北部北上山地, 沢山川層基底の不整合について. 金沢大学教育学部紀要自然科学編, no. 21, 83–91.
- 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 Oceanic Basins*, *Geological Society Special Publication*, no. 42, 313–345.
- Suzuki, N., Ehiro, M., Yoshihara, K., Kimura, Y., Kawashima, G., Yoshimoto, H. and Nogi, T. (2007) Geology of the Kuzumaki–Kamaishi subbelt of the North Kitakami belt (a Jurassic accretionary complex), Northeast Japan: Case study of the Kawai–Yamada area, eastern Iwate Prefecture. *Bulletin of Tohoku University Museum*, no. 6, 103–174.
- 高橋 聡・永広昌之・鈴木紀毅・山北 聡(2016) 北部北上帯の亜帯区分と渡島帯・南部秩父帯との対比: 安家西方地域のジュラ紀付加体の検討. 地質学雑誌, **122**, 1–22.
- 高橋俊郎・周藤賢治(1997) 蛍光X線分析装置RIX3000による, 珪酸塩岩石中の主成分元素および微量元素の定量分析. 理学電機ジャーナル, **28**, 25–37.
- 豊原富士夫・上杉一夫・木村俊雄・伊藤谷生・村田明広・岩松 暉(1980) 北部北上山地–渡島帯の地向斜. 日本列島北部における地向斜及び構造体区分の再検討. 総合研究A研究成果報告書, 27–36.
- 土谷信高・和田元子・木村純一(1999) 北部北上帯に産する緑色岩類の岩石化学的特徴. 地質学論集, no. 52, 165–179.
- 内野隆之(2019) 岩手県外山地域の北部北上帯に分布するジュラ紀付加体中砂岩の碎屑性ジルコンU–Pb年代. 地質調査研究報告, **70**, 357–372.
- Uchino, T. and Suzuki, N. (2020) Late Jurassic radiolarians from mudstone near the U–Pb-dated sandstone of the North Kitakami Belt in the northeastern Shimokita Peninsula, Tohoku, Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **71**, 313–330.
- Ueda, H., Kimura, S., Saito, T., Takano, Y., Iizuka, N. and Origashi, Y. (2018) Material recycling in a sediment-starved trench recorded in the Early Cretaceous Shiriya accretionary complex, Northeast Japan. *Island Arc*, **27**, doi:10.1111/iar.12272.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466p.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**, 325–343.
- 吉田 尚・吉井守正・片田正人・田中啓策・坂本 亨・佐藤博之(1987) 陸中大野地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 70p.

(受付: 2020年11月9日; 受理: 2021年2月8日)
(早期公開: 2021年5月28日)