

東京大学北海道演習林地域に分布する中生界空知層群 および蝦夷層群の層序と地質

高嶋礼詩*1・宮本義憲*2・西弘嗣*1・吉田武義*3

Geology and Stratigraphy of the Sorachi and Yezo Groups in the Tokyo University Forests in Hokkaido, Japan

Reishi TAKASHIMA, Yoshinori MIYAMOTO, Hiroshi NISHI
and Takeyoshi YOSHIDA

はじめに

東京大学北海道演習林は北海道のほぼ中央部に位置し、総面積 22,762 ha に及ぶ広大な敷地を有する。本地域には、最上部第三系-第四系の十勝溶結凝灰岩をはじめ、超塩基性岩類の蛇紋岩、上部ジュラ-白亜系基盤岩類など、多様な岩石が分布しており、これらは地形や植生に大きく影響を及ぼしている。しかし、本地域の地質は戦後の 5 万分の 1 地質図幅の調査（橋本, 1953）以降、研究例は数少なく、なかでも上部ジュラ-白亜系基盤岩類に関しては層序、年代、堆積環境について不明な点が多い。近年、北海道各地の白亜系から、スーパーブルームに起因する大規模な火成活動と、それに伴う汎世界的な温暖化、生物絶滅事件の証拠が見いだされ、注目を集めている（平野ほか, 1991; HASEGAWA and SAITO, 1993; KIMURA *et al.*, 1994; SANO, 1995; 榊原ほか, 1999; HASEGAWA, 1997, ANDO *et al.*, 2002）。特に最近、過去数億年の地球史の中で最も温暖化が進んだ白亜紀中期の地球システムの解明を目指して、白亜系蝦夷層群を対象に堆積学、古生物学、同位体地球化学など、様々な分野から検討が進められつつある。しかしその一方、これらの地層の堆積環境や構造発達に関しては未だに共通の見解が得られておらず、今後の基礎的なデータの蓄積は不可欠である。

本地域の基盤を形成する上部ジュラ-白亜系は、主に空知層群、蝦夷層群、日高累層群からなり、このうち、蝦夷層群は前弧海盆の堆積物、日高累層群は白亜紀の付加体とみなされている。一方、空知層群のテクトニクスに関しては、トラップされた海洋地殻（石塚, 1980; ISHIZUKA, 1981; 新井田・紀藤, 1986; 君波, 1986）、付加した海台（KIMURA *et al.*, 1994; 長橋, 1996; 長橋・宮下, 1997）、あるいは島弧-縁海系（高嶋ほか, 2001; TAKASHIMA *et al.*, 2002）などの見解が示されており、意見の一致を見ていない。また、空知層群の堆積環境に関しては、従来深海底であると考えられてきたが、最近、高嶋ほか (2001) により、空知層群の 3 つの層準から再堆積性のウーライト石灰岩が報告され、堆積盆の一部が浅海域であった可能性が指摘されている。

*1 九州大学大学院比較社会文化学府地球自然環境講座

*1 Graduate School of Social and Cultural Studies, Kyushu-University

*2 東京大学大学院農学生命科学研究科付属演習林北海道演習林

*2 University Forest in Hokkaido, University of Tokyo

*3 東北大学大学院理学研究科地球物質科学科島弧マグマ学研究室

*3 Department of Mineralogy, Petrology and Economic Geology Faculty of Science, Tohoku University

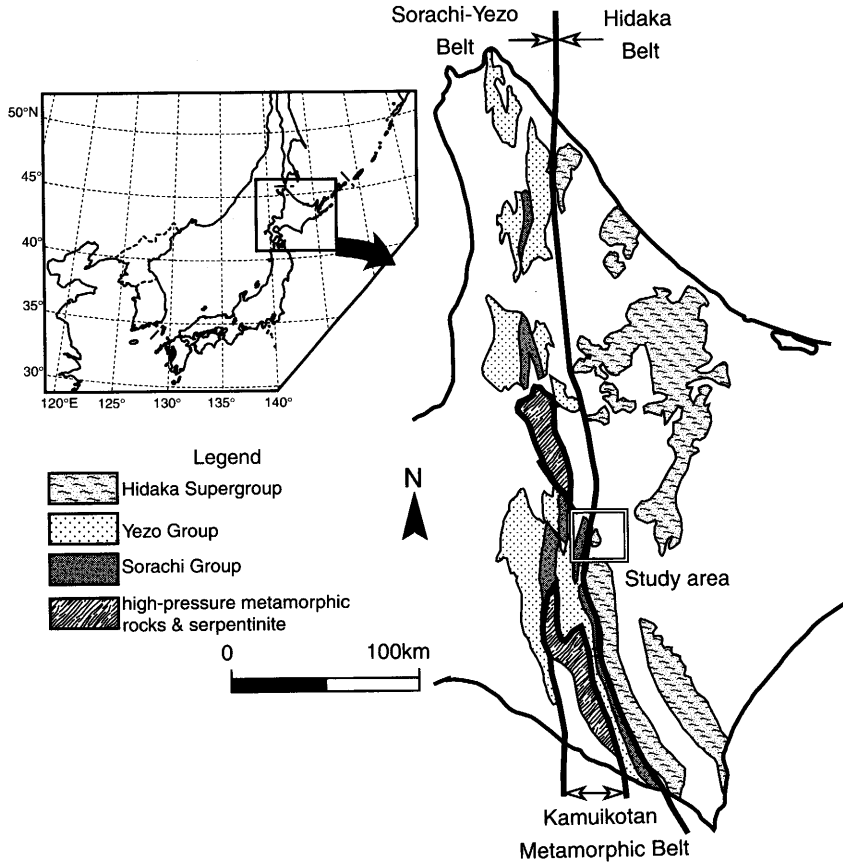


Fig. 1. Index and geological map of the axial zone of Hokkaido. Geological map showing the distribution of the Mesozoic Formations.

このような現状から、本論文ではこれまで明らかにされてこなかった本地域の空知層群・蝦夷層群下部の層序の詳細を示し、白亜紀の北東アジアの古環境変動、構造発達史を解明するための基礎データを提供することを第一の目的とした。さらに、本地域の空知層群中に不整合が見いだされたことを報告し、白亜紀前期における北海道中央部の堆積盆の変遷を復元する。

東京大学北海道演習林地域の地質概説

東京大学北海道演習林地域の地質は、上部ジュラ-白亜系（1億5000万～6500万年前の地層）の基盤岩類と、それらを不整合に覆う最上部鮮新統以上（270万年～現在の地層）の十勝連峰火山噴出岩類に大別される（Fig. 2）。このほかに、中新世のトータル岩、花崗岩類が基盤岩類に貫入しているが、量的には少ない。

本地域の基盤をなす上部ジュラ-白亜系は、大きく、日高累層群、空知層群、蝦夷層群に区分され、それぞれ南北に延びる帯状の配列を示す。これらは主に西部と南縁部に露出し、その他の大部分の地域は十勝溶結凝灰岩に広く覆われ、丸山、経歳鶴頂上近傍などで浸食に取り残された日

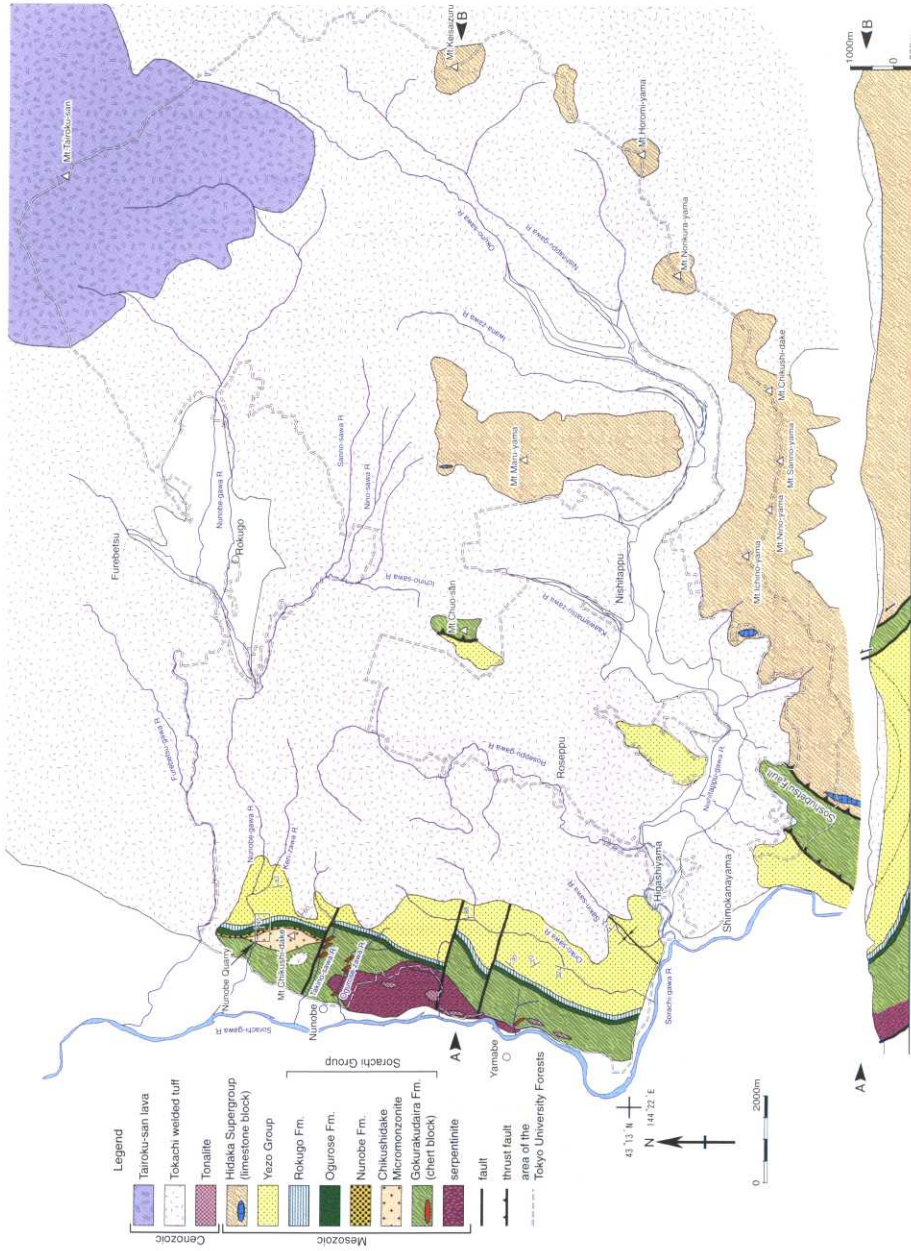


Fig. 2. Geological map and structural profile section of the study area.

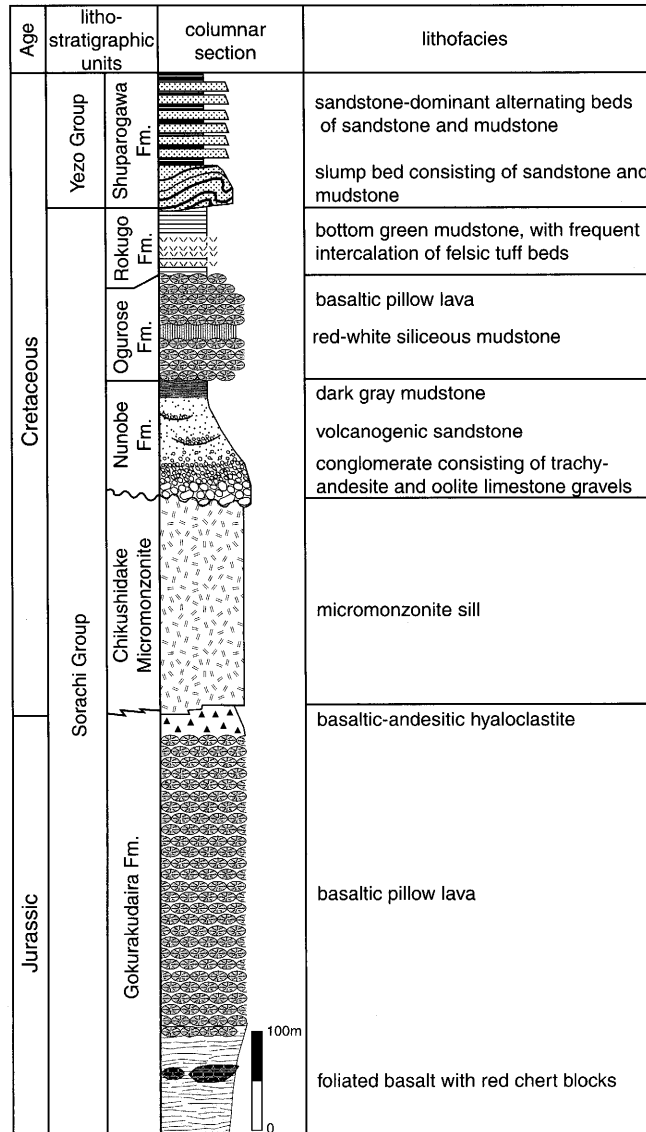


Fig. 3. Composite stratigraphic succession of the Sorachi and Yezo Groups in the study area.

高累層群がわずかに露出するにすぎない。君波ほか(1986)の定義した北海道の中生界地体構造区分に基づくと、日高累層群は日高帯、空知および蝦夷層群は空知-蝦夷帯に属する。本地域における両地質帯は、北東-南西に延びる東傾斜の高角の逆断層を境に接しており、これを双珠別断層と命名する。我々の調査によると、この双珠別断層は占冠村の双珠別川上流を経て日高町千呂露川上流に至るまで追跡することができ、いずれの地域においても日高帯と空知-蝦夷帯とを画する比較的大きな断層である。

日高累層群は白亜紀前期～古第三紀にかけて形成された付加体で、変形の著しい砂岩、泥岩と、

チャート、緑色岩、石灰岩のブロックから構成される。このうち、一部がドロマイト化した石灰岩ブロックに関しては、東鹿越や西達布南方で大規模なものが露出しており、石灰石鉱石として採掘されている。これら日高累層群は、双珠別断層以東に分布し、泥質基質は東に向かって順次若い年代を示す (KIYOKAWA, 1992)。一方、空知層群はジュラ紀末期～白亜紀前期にかけて、海底の火山あるいはその近傍で形成された地層で、火成岩、火山砕屑岩類を主体とし、放散虫化石に富む凝灰質泥岩を伴う (Fig. 3)。本層群は、主に本地域の西部に露出し、南北に細長く分布している。なお、空知層群最下部には蛇紋岩が貫入しており、特に布部から山部にかけて大規模に露出している。これらは夕張岳や岩内岳に分布する蛇紋岩、かんらん岩と同様、空知層群形成時における空知-蝦夷帯の上部マントルを構成していたと考えられる。蛇紋岩からは多量のアスベストが産出するため、山部地域では 1969 年まで採掘が行われていた。空知層群を整合に覆う蝦夷層群は、陸源のタービダイト砂岩、半深海性の泥岩から構成される。本層群は、砂岩組成や古流向から、当時アジア大陸の一部であった渡島帯から供給されたと考えられており (君波ほか, 1992; 高嶋ほか, 1997a, 2001)、前弧海盆の堆積物と解釈されている。本地域では、オンコ沢から砂金沢にかけての西部地域で南北に細長く分布する。一般に蝦夷層群は大型化石を多く含むが、本地域での産出は極めてまれである。

十勝連峰の噴出岩類は、本地域の大部分に分布し、基盤岩類を不整合に覆っている (Fig. 2)。これらは、下位の十勝溶結凝灰岩と上位の大麓山溶岩に区分される (小山内ほか, 1968)。十勝溶結凝灰岩は、第三紀末の鮮新世末から第四紀更新世初期にかけて噴出した流紋岩～デイサイト質の火砕流堆積物で、帯広から旭川におよぶ広大な面積を覆っている。この火砕流堆積物は全層厚が 600 m に達し、十勝連峰における最も初期の噴出物である。東京大学北海道演習林の大部分の地域もこの溶結凝灰岩に覆われており、傾斜のなだらかな火砕流台地を形成している。一方、大麓山溶岩は大麓山頂を中心とした、本地域の北東部にのみ分布する。この溶岩は、柱状節理の発達するしそ輝石普通輝石安山岩で、原始が原溶岩や富良野岳溶岩と同様、古期十勝火山群の噴出物である。

地 質 各 説

1. 空知層群 Sorachi Group

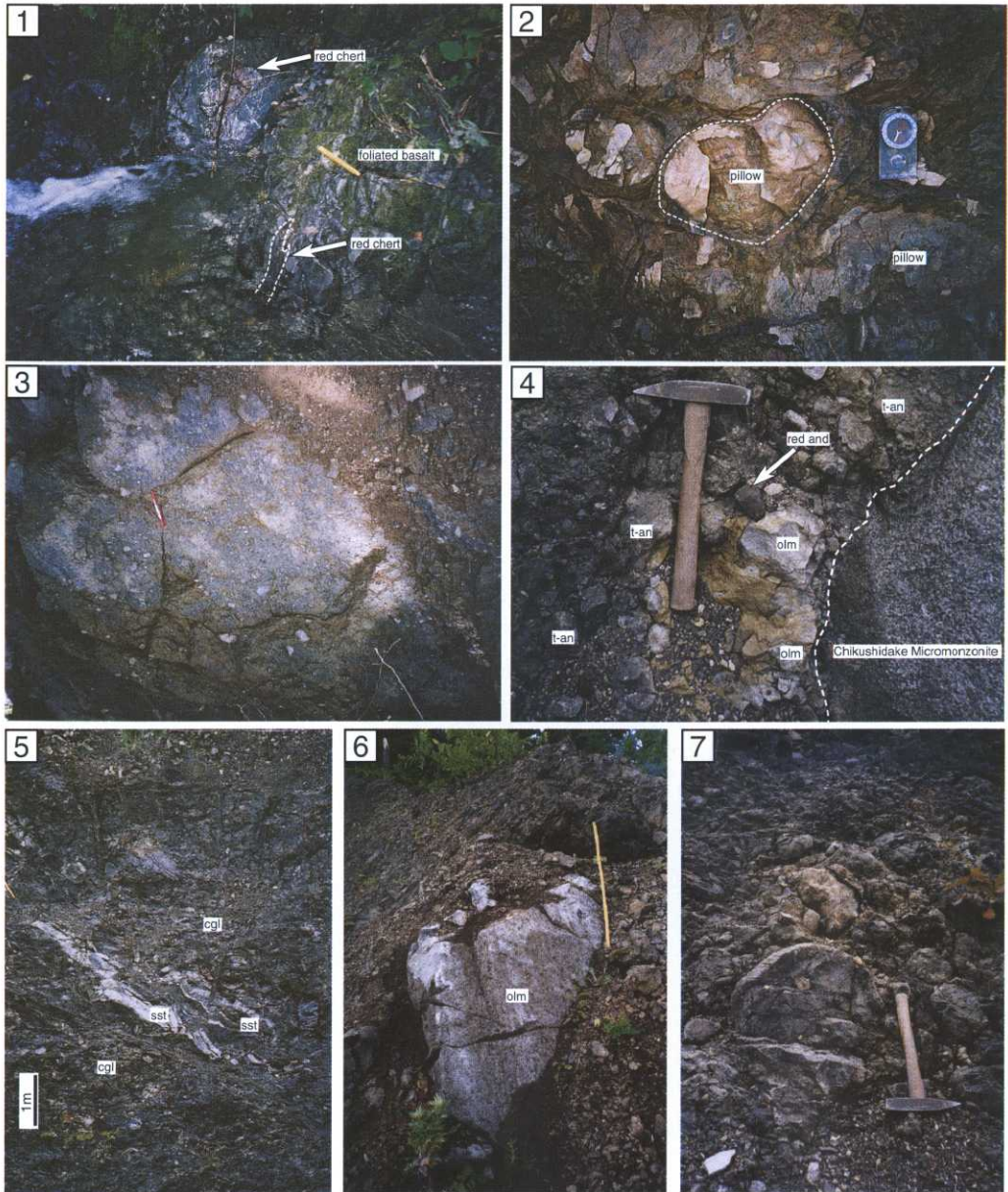
空知層群は主に本地域西部に分布し、砂金沢沿いに北東-南西方向の軸をもつ向斜の西翼を成す。走行はほぼ南北で、傾斜は $30\sim 50^\circ\text{E}$ の東側上位である (Fig. 2)。本地域の空知層群は下位から、玄武岩主体の極楽平層、貫入岩である筑紫岳マイクロモンゾナイト、礫岩、砂岩、泥岩からなる布部層、玄武岩主体の小黒瀬層、泥岩主体の麓郷層の合計 5 累層に区分される (Fig. 3)。このうち、極楽平層と筑紫岳マイクロモンゾナイトは貫入関係、筑紫岳マイクロモンゾナイトと布部層は不整合関係にあり、それより上位の各累層は整合関係にある。なお、極楽平層下部の片理の発達する部分は、日高帯 (あるいはイドンナップ帯) のナイ沢コンプレックス (UEDA *et al.*, 2000) として区分されるべきかもしれないが、露出に乏しく、極楽平層の非変形の部分との境界を引くことができなかつたため、便宜上ここでは極楽平層に含めた。

1-1. 極楽平層 Gokurakudaira Formation

命名・模式地: 高嶋ほか (2001)。夕張山地惣芦別川上流、極楽平付近。

層厚: 下限不明。500 m 以上。

Plate 1



Explanation of Plate 1

岩相: 本層は玄武岩主体の地層で、演習林地域の西縁部を南北に細長く分布するが、露出は乏しい。模式地の夕張山地西側斜面では、本層は大部分がピクライトであるのに対して、本地域では無斑晶質玄武岩が大半を占める点で異なる。

本地域の極楽平層下部は、EW 方向の片理が発達する玄武岩質岩からなり、径 5 m 以下の赤色および白色のチャートブロックをしばしば含む (Plate 1-1)。玄武岩質岩には、一部ドレライトやハイアロクラスタイトなどの初生的な組織を残すものもある。チャートはすべて石英が再結晶しており、放散虫などの微化石は観察されない。滝ノ沢や小黒瀬川ルートではチャートブロックを含む玄武岩が 3 回も繰り返し露出する。なお、滝ノ沢から布部川にかけての地域では、この層準に大規模な蛇紋岩体が貫入している (Fig. 2)。

本層の中部は、枕状構造を示す無斑晶質玄武岩からなる。枕状溶岩は、直径約 20~60 cm の closed-packed pillow から構成され、ピロー内部は暗緑色、急冷縁は黒色を呈し、発泡構造はほとんど見られない (Plate 1-2)。鏡下の観察では、本層下部~中部の玄武岩は無斑晶質で、直径 0.2 mm 以下の斜長石、単斜輝石を主体とし、不透明鉱物を伴い、インターグラニューラー組織を示す (Plate 3-1)。まれに直径 1 mm 前後の単斜輝石および斜長石の斑晶を含むことがある。

本層最上部は、かんらん石斑晶に富む玄武岩~安山岩質のハイアロクラスタイトからなる。細粒な基質支持で、直径 20 cm 以下の角礫を含む (Plate 1-3)。淘汰が悪く、堆積構造は見られない。礫の火山岩は比較的発泡が良好で、直径 2 mm 程度の気泡をしばしば含む (Plate 3-2)。鏡下では、かんらん石斑晶に富んでおり、微斑晶としてクロムスピネルを含む。斑晶かんらん石は、直径 2 mm 以下で、モードの 5~20% を占める。クロムスピネルは直径 0.5 mm 以下で、多くはかんらん石斑晶に包有されている。すべてのかんらん石が蛇紋石化しているが、クロムスピネルは新鮮である。石基は、ガラス、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物から構成され、インターサータル組織を示す。斜長石はアルバイト化し、ガラスも全て変質しているが、単斜輝石は新鮮である。TAKASHIMA *et al.* (2002) によると、これらかんらん石斑晶に富む火山岩は SiO₂ 量が 48~56%、MgO 量が 15% 前後の高 Mg 玄武岩ないし安山岩である。一方、ハイアロクラスタイトの基質部分は直径 2 mm 以下の Bubble-wall 形をしたガラス片から構成される (Plate 3-2)。これらはしばしば、かんらん石あるいはクロムスピネルの斑晶や気泡を含む。

1-2. 筑紫岳マイクロモンゾナイト Chikushidake Micromonzonite (新称)

模式地: 筑紫岳

層厚: 最も厚い筑紫岳周辺で 500 m。南北に向かってせん滅する。

関係: 極楽平層の玄武岩を貫入している。

-
1. Foliated basalt and red chert blocks (lower part of the Gokurakudaira Formation). Scale bar = 25 cm.
 2. Aphyric pillowed basalt (middle part of the Gokurakudaira Formation). Scale (compass)=15 cm.
 3. Olivin-phyric hyaloclastite (upper part of the Gokurakudaira Formation). Scale (pen)=14 cm.
 4. Unconformable contact between the Chikushidake Micromonzonite and the Nunobe Formation. Scale (hammer)=35 cm.
 5. Sandstone lense in conglomerate (Nunobe Formation).
 6. Oolite limestone boulder in the conglomerate (Nunobe Formation). Scale bar=1 m.
 7. Porphyritic trachyandesite gravels in conglomerate (Nunobe Formation).
- olm: oolite limestone; t-and: trachyandesite gravel; cgl: conglomerate; sst: sandstone.

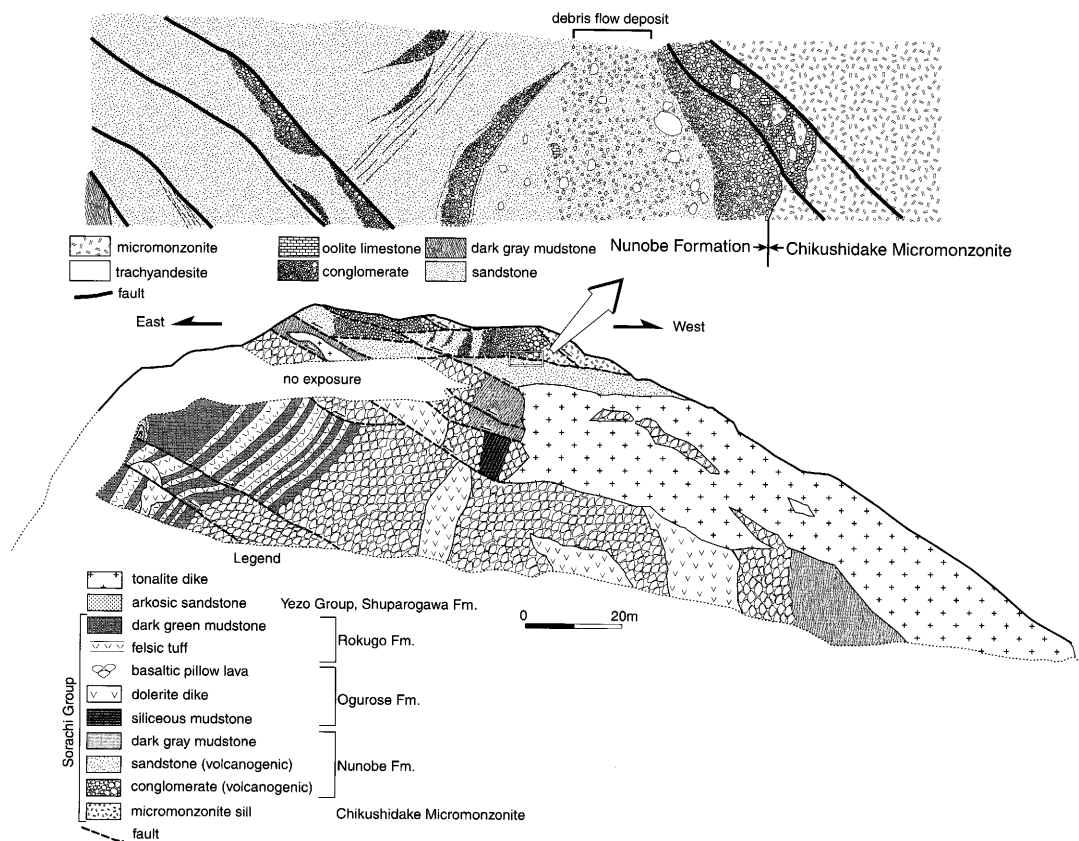


Fig. 4. Field sketches of various lithofacies cropping out on the south wall of Nunobe Quarry.

岩相: 本岩体は南北 2 km にわたって延びており、極楽平層の玄武岩に貫入し、布部層の礫岩に不整合で覆われる (Figs. 3, 4)。このことは、本岩体が極楽平層形成後に貫入し、上位の布部層 (後述) 堆積時期までには海面に露出していたことを示唆する。マイクロモンズナイトは粒径 1~2 mm 前後で、灰色を呈し、まれに径数 cm の緑色泥岩のゼノリスを含む。下位の極楽平層とは急冷縁をもって接している。顕微鏡下での観察に基づくと、本岩体は完晶質で、斜長石を主体とし、カリ長石、単斜輝石、不透明鉱物を伴う (Plate 3-3, 4)。まれに角閃石を含むこともある。直径 1~2 mm の長柱状の斜長石が網目状に重なり、その隙間にカリ長石、単斜輝石、不透明鉱物などが晶出している。斜長石の一部はアルバイトと絹雲母に変質しているが、単斜輝石は新鮮である。

1-3. 布部層 Nunobe Formation (新称)

模式地: 布部採石場。

層厚: 120m。

関係: 筑紫岳マイクロモンズナイトを不整合に覆う。

岩相: 礫岩から泥岩に至る上方細粒化シーケンスを示し、碎屑物のほとんどは粗面安山岩である。

本層下部は礫岩からなり、下位の筑紫岳マイクロモンゾナイトと凹凸な浸食面をもって接している (Fig. 4; Plate 1-4)。基底部は 5~30 cm の礫から構成され、淘汰が悪く、インプリケーションが明瞭でない礫支持礫岩である。礫岩は大局的には上方細粒化し、基底から 30~40 m 上位で礫質砂岩に漸移する。礫岩には、まれにトラフ状の緑色砂岩および赤色泥岩レンズや径 1 m に達する巨礫を含む (Plate 1-5, 6)。また、本層基底部から約 2 m 上位では、最大層厚 10 m の基質支持の礫岩が挟まれる (Fig. 4 上)。この礫岩は極細粒砂岩の基質と 20 cm 以下の礫から構成され、明瞭な層理を示さず、測方への連続性も悪い。級化やインプリケーションなどの堆積構造も示さないことから、土石流堆積物であると考えられる。本層の礫岩を構成する礫の形は亜円礫が多く、しばしば亜角礫も見られる。礫種は斑状の粗面安山岩が大部分を占め (Plate 1-7)、次いでウーライト石灰岩や下位の筑紫岳マイクロモンゾナイトと同じ細粒なモンゾナイトが含まれる。粗面安山岩礫には、高温酸化のために赤色化しているものや、発泡の顕著なものも多く見られる (Plate 1-4)。鏡下の観察に基づくと、斑状の粗面安山岩は斜長石、単斜輝石、角閃石斑晶と、細粒な石基からなる (Plate 3-5, 6)。斑晶は 1~2 mm のものも多く、大きいもので 4 mm に達する。斑晶モードはそれぞれ、斜長石が 10~30%、単斜輝石が 5% 未満、角閃石が 1% 未満である。斜長石や単斜輝石には累帯構造を示すものも見られる。石基はガラス、長石、不透明鉱物からなり、しばしばトラキティック組織を示す。ウーライト石灰岩礫は白色で、直径数 cm 以下の粗面安山岩角礫を散点的に含む (Plate 4-1, 2)。石灰岩礫の多くは直径 20 cm 以下であるが、まれに 2 m にも達するものもある (Plate 1-6)。これらはほとんどが直径 0.5~2 mm のウーイドから構成され (Plate 4-3)、まれに 1 cm 未満の巻貝や二枚貝、石灰藻化石、チューブ状生痕が見られる。

本層中部は礫質砂岩~砂岩から構成される。砂岩は基本的に塊状で顕著な堆積構造は認められないが、級化構造の発達するトラフ状の礫岩レンズ (中礫以下のサイズ) がしばしば挟まれる (Fig. 4)。鏡下では、砂岩は淘汰の悪い石質アレナイトで、粗面安山岩の岩片とそれに由来する結晶片から構成される (Plate 4-4)。基質部分にはカルサイトが晶出している部分も見られる。砂岩は上位に向かって細粒化し、本層上部で泥岩に漸移する。泥岩は暗灰色を呈し、保存の悪い放散虫化石をまれに含む。

1-4. 小黒瀬層 Ogurose Formation (新称)

模式地: 布部採石場。

層厚: 100 m.

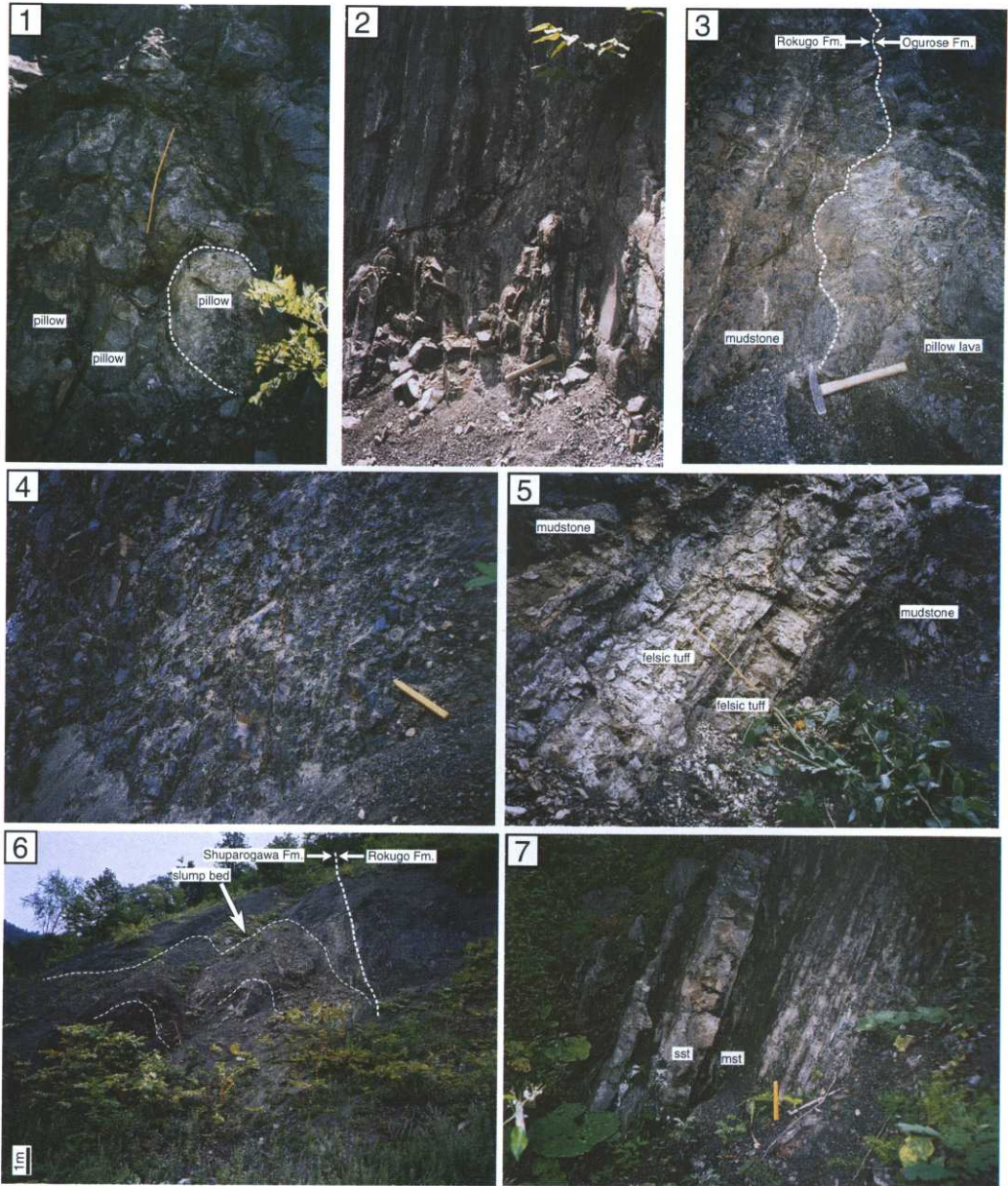
関係: 布部層の泥岩を整合に覆っている。

岩相: 玄武岩質枕状溶岩、ドレライトを主体とし、まれに白色珪質泥岩、赤色泥岩層を挟む。

枕状溶岩は、長径 1 m 前後のピローロブが密に積み重なった closed-packed pillow である (Plate 2-1)。ピローロブには発泡構造が普遍的に認められる。下位の布部層の泥岩を枕状溶岩が覆っており、境界部には断層などのすべり面は見られない。最下部の枕状溶岩にはまれに泥岩のゼノリスを含むことから、現地性であると判断される。鏡下では、枕状溶岩は無斑晶質あるいは斜長石、単斜輝石の斑晶をわずかに含む (2% 以下) 玄武岩で、長柱状の斜長石の隙間を粒状の単斜輝石、ガラス、不透明鉱物が埋めており、インターグラニューラーないしインターサータル組織を示す (Plate 4-5, 6)。

本層中部には、厚さ 10 m の白色~赤色の珪質泥岩層が挟まる (Plate 2-2)。これらは 5~20 cm の厚さで成層し、細粒、緻密で硬い。放散虫化石などは観察されない。

Plate 2



Explanation of Plate 2

1-5. 麓郷層 Rokugo Formation (新称)

模式地: 布部採石場。

層厚: 35 m。

関係: 小黒瀬層の枕状溶岩を整合に覆う。

岩相: 暗緑色泥岩を主体とし、下部では白色凝灰岩層を頻繁に挟む。

下位の小黒瀬層枕状溶岩の凹凸を埋めるように暗緑色泥岩が覆っており、整合関係と考えられる (Plate 2-3)。暗緑色泥岩は 10~20 cm の厚さで成層し (Plate 2-4)、保存のよい放散虫化石を多産する。本地域中部では、本層の泥岩は淡緑色を呈し、より珪質となる傾向がある。箕浦ほか (1982) によると、本層から産出する放散虫化石群集は、白亜紀 Valanginian (1 億 3700~1 億 3200 万年前) に対比されている。なお、布部採石場においては、本層下部をドレライトが貫入しており、布部層の玄武岩火山活動が本層堆積初期にまで及んでいたことが示唆される。

本層下部には厚さ 10 cm~2 m の白色凝灰岩層が挟まれる (Plate 2-5)。これらは珪質で、緻密・堅硬である。細粒なガラスを主体とし、黒雲母、斜長石を伴う。

2. 蝦夷層群 Yezo Group

本地域の蝦夷層群は、布部採石場から砂金沢にかけての地域に露出する。夕張地域の蝦夷層群と異なり、断層、褶曲による変形構造が顕著に見られ、化石の産出も極めて乏しい。

2-1. シューパロ川層 Shuparogawa Formation

模式地: 夕張山地西側斜面, シューパロ川上流

層厚: 100 m 以上

関係: 小黒瀬層の泥岩を整合に覆う。

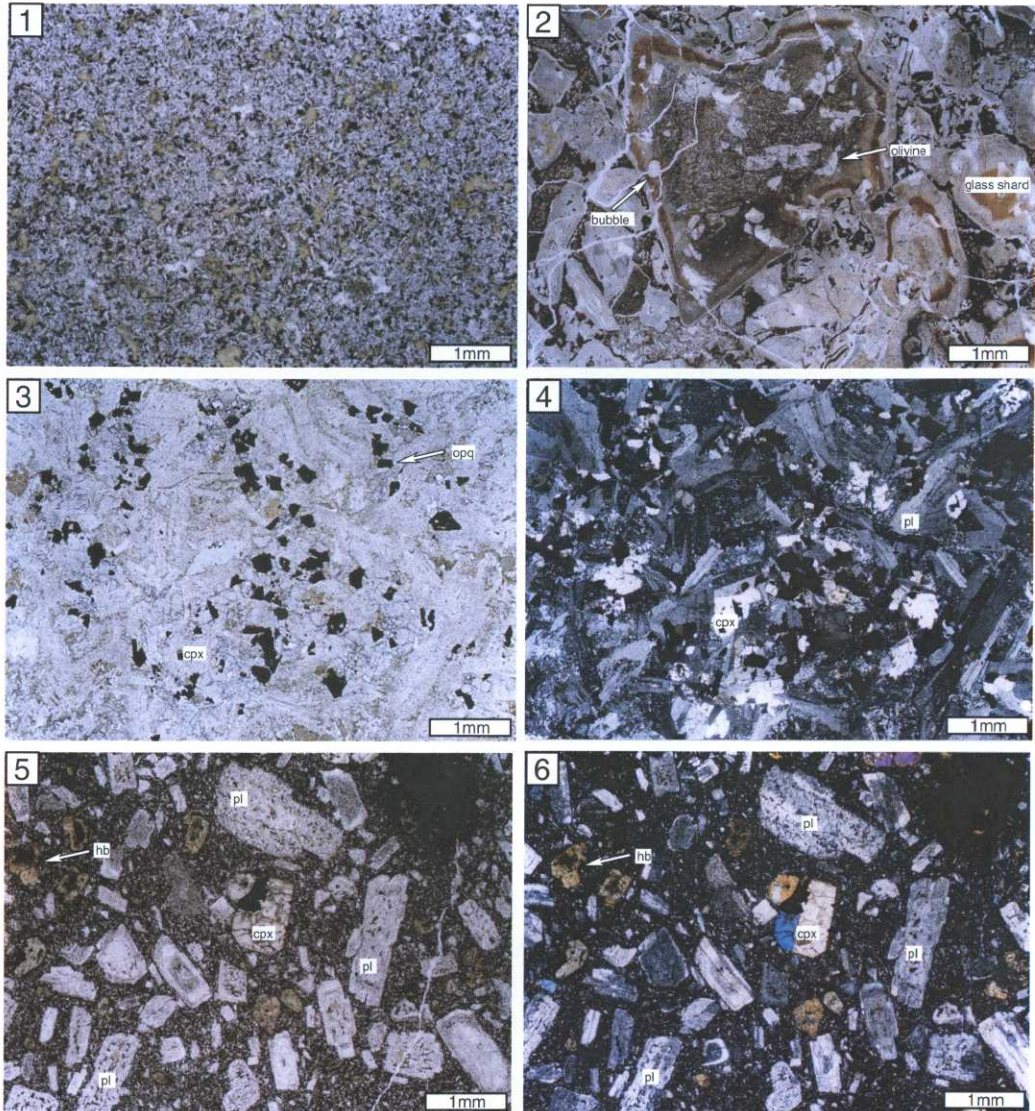
岩相: 本層は砂岩優勢の砂岩泥岩互層から構成され、基底部にはスランプ層を伴う。

本層基底部のスランプ層は、褶曲した砂岩優勢の砂岩泥岩互層からなり、約 20 m の厚さを有する (Plate 2-6)。スランプ層の砂岩は、厚さ 5~20 cm で、級化構造の発達するタービダイトである。蝦夷層群基底におけるスランプ層の挟在は、大夕張や幌加内地方からも報告されており (君波ほか, 1992; 高嶋ほか, 1997b)、広域な地殻変動を反映している可能性がある。

このスランプ層の上位は砂岩優勢の砂岩泥岩互層からなる (Plate 2-7)。砂岩層は厚さ 10 cm~1 m で、級化構造や層理下面に流痕の発達するタービダイトである。鏡下では、砂岩は長石質アレナイトで、石英、長石を主体とし、チャート、流紋岩、炭質物を伴う。泥岩は暗灰色を呈し、厚さは 10 cm 以下と、砂岩に比べて薄い。

-
1. Basaltic pillow lava (Ogurose Formation). Scale bar=1 m.
 2. Red siliceous mudstone intercalated in the pillow lava (Ogurose Formation). Scale (hammer)=35 cm.
 3. Conformable contact between the Ogurose and the Rokugo Formations.
 4. Stratified bottom green mudstone (Rokugo Formation). Scale bar=25 cm.
 5. Alternating beds of felsic tuff and mudstone (Rokugo Formation). Scale bar=1 m.
 6. Slump bed intercalated in the basal part of the Shuparogawa Formation.
 7. Sandstone-dominant alternating beds of sandstone and mudstone (Shuparogawa Formation). Scale bar=25 cm.

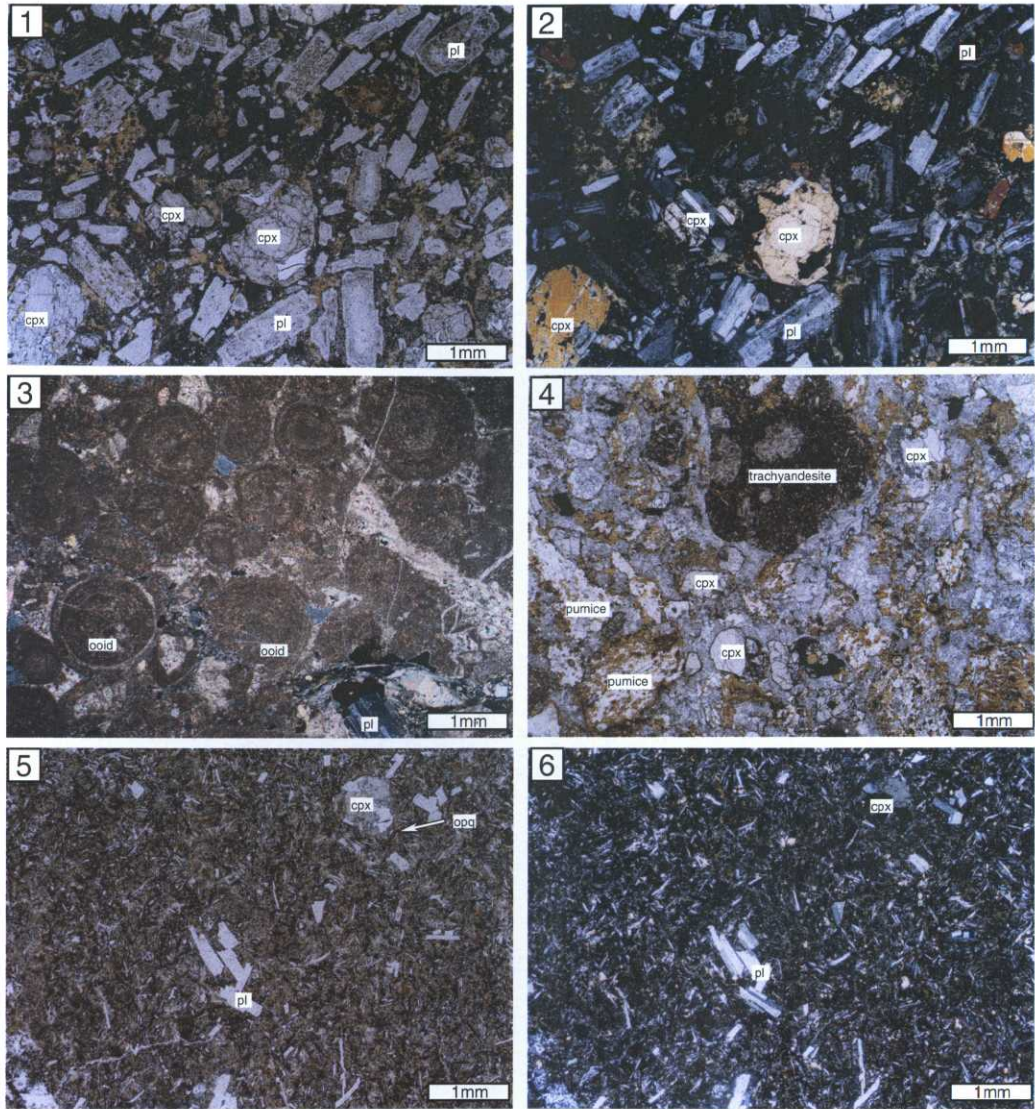
Plate 3



Explanation of Plate 3

1. Aphyric basalt (pillow lava of the Gokurakudaira Formation).
 2. Olivine-phyric basalt fragment and bubble-wall glass shards (hyaloclastite of the Gokurakudaira Formation).
 3. Micromonzonite of the Chikushidake Micromonzonite (open nicol)
 4. Micromonzonite of the Chikushidake Micromonzonite (cross nicol).
 5. Porphyritic trachyandesite gravel of the Nunobe Formation (open nicol).
 6. Porphyritic trachyandesite gravel of the Nunobe Formation (cross nicol).
- cpx: clinopyroxene; pl: plagioclase; hb: hornblende; opa: opaque minerals.

Plate 4



Explanation of Plate 4

1. Porphyritic trachyandesite fragment in the oolite limestone gravel (open nicol).
2. Porphyritic trachyandesite fragment in the oolite limestone gravel (cross nicol).
3. Oolite limestone gravel of the Nunobe formation. (open nicol).
4. Volcanogenic sandstone of the Nunobe Formation (open nicol).
5. Pillowed basalt of the Ogurose Formation (open nicol).
6. Pillowed basalt of the Ogurose Formation (cross nicol).

Table 1. Representative analysis of the Chikushidake Micromonzonite and gravels of the Nunobe Formation.

	Ch01	Ch02	Nol01	Nc01	Nc02	Nc03	Nc04	Nc05	Nc06	Nc07	Nc08	Nc09	Nc10
SiO ₂ (%)	53.75	50.37	54.10	52.57	50.15	49.50	48.51	54.56	50.17	56.07	55.17	52.54	55.15
TiO ₂	0.63	1.50	0.65	0.59	0.63	1.60	0.61	0.70	0.67	0.45	0.60	0.60	0.63
Al ₂ O ₃	14.76	14.42	17.69	14.16	19.36	15.02	12.89	14.95	16.79	14.95	14.98	16.41	16.01
Fe ₂ O ₃	4.59	5.81	4.44	4.64	3.58	5.48	3.16	4.78	5.23	2.81	4.34	4.26	6.17
FeO	3.26	5.42	3.26	3.43	4.56	6.31	3.03	3.63	3.83	5.00	2.84	3.76	1.85
MnO	0.13	0.16	0.12	0.17	0.19	0.17	0.15	0.17	0.15	0.13	0.22	0.16	0.14
MgO	6.74	5.52	4.90	7.00	5.49	4.85	5.74	5.72	6.11	4.70	5.62	6.11	4.99
CaO	6.66	7.67	4.81	7.28	7.39	7.94	12.49	5.86	6.74	5.72	5.67	5.53	4.42
Na ₂ O	5.06	4.75	5.71	4.91	3.45	5.06	4.31	5.72	3.81	6.61	6.27	4.91	5.80
K ₂ O	1.49	1.10	1.39	0.82	2.21	0.69	1.82	1.29	2.45	0.55	0.52	1.94	1.99
H ₂ O ₊	2.20	2.69	2.19	3.06	2.20	2.68	6.12	1.85	3.09	2.45	2.53	2.97	1.97
H ₂ O ₋	0.61	0.40	0.62	1.30	0.69	0.51	0.90	0.60	0.85	0.46	1.17	0.71	0.75
P ₂ O ₅	0.11	0.19	0.13	0.09	0.09	0.20	0.27	0.17	0.11	0.09	0.09	0.10	0.14
Total	99.89	99.81	99.87	99.91	99.91	99.80	99.73	99.83	99.89	99.91	99.91	99.90	99.86
Rb (ppm)	29.54	20.36	23.93	19.26	38.61	5.77	25.61	26.66	60.15	14.38	10.30	31.78	39.43
Ba	620.89	297.84	546.57	281.12	1714.29	41.88	677.52	999.89	3752.09	149.68	165.73	2141.28	1506.67
Nb	2.32	5.24	1.90	1.40	1.38	5.30	1.73	3.09	1.62	1.62	1.40	2.05	2.54
Ce	23.65	21.37	20.87	22.81	16.30	25.30	34.51	38.31	12.36	18.61	11.66	12.53	25.53
Sr	370.97	336.96	443.88	567.13	513.10	136.58	219.59	496.47	906.38	296.54	214.38	826.19	424.79
Zr	66.00	114.72	79.73	89.41	46.68	88.92	56.23	79.34	46.18	81.78	57.46	80.96	56.77
Y	15.03	31.61	18.04	14.52	13.99	28.16	14.19	17.04	10.38	16.05	15.98	16.15	14.21

Ch: micromonzonite of the Chikushidake Micromonzonite

Nol: porphyritic trachyandesite fragment in oolite limestone gravel (Nunobe Formation)

Nc: porphyritic trachyandesite gravel (Nunobe Formation)

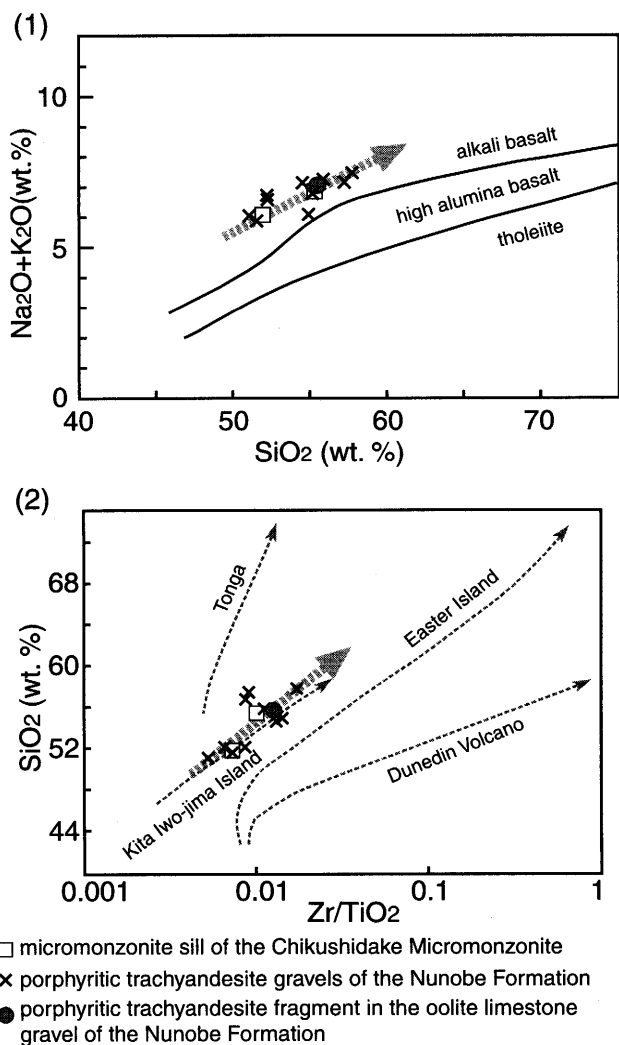


Fig. 5. (1) Discriminant diagram showing SiO₂ vs. alkali after KUNO (1966). (2) Discriminant diagram showing Zr/TiO₂ vs SiO₂ after Winchester and FLOYD (1977). Data of Kita Iwo-jima Island from BLOOMER et al. (1989).

岩石化学的検討

今回新たに記載、定義した筑紫岳マイクロモンゾナイトと布部層は、野外観察の結果不整合関係にあることが示された。前者は粗面安山岩質の粗粒な貫入岩類であり、後者に含まれる礫の大部分は斑状の粗面安山岩である。この不整合関係にある両岩石の性質と相互関係を明らかにするために、主成分および微量元素の分析を行った。

試料の分析方法

筑紫岳マイクロモンゾナイト (2), 布部層の斑状粗面安山岩礫 (10), 布部層のウーライト石灰岩

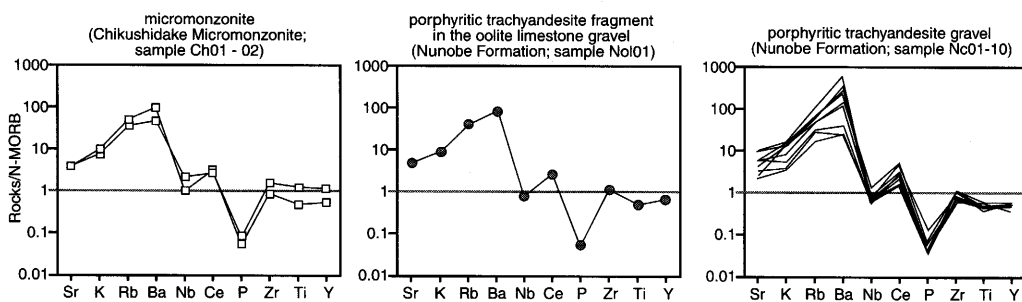


Fig. 6. Incompatible trace elements abundances normalized to N-MORB values of Sun and McDonOUGH (1989).

礫に含まれる斑状粗面安山岩片 (1) の計 13 試料について、全岩主成分および微量成分組成を求めた。分析用粉末試料は岩石試料 100 g から作成した。分析方法は KIMURA and YAMADA (1996) に基づき、粉末試料をマッフル炉で 900°C、4 時間加熱脱水した後、ガラスビードを作成し、蛍光 X 線分析法により、主成分および微量成分を求めた。FeO は過マンガン酸カリ滴定法、H₂O (-) および灼熱減量 (LOI; loss on ignition) は、重量法により定量した。なお、蛍光 X 線分析には、福島大学の Rigaku RIX2000 を使用した。

分析結果

分析した試料は SiO₂ が 51~58% で、すべてアルカリ量 (5~8%) が高い (Table 1)。これらの試料はアルカリ玄武岩系列の一連の分化トレンド上にプロットされ、SiO₂ の増加とともに緩やかにアルカリ量も増加する (Fig. 5-1)。Fig. 5-2 は SiO₂ に対する Zr/TiO₂ 比をプロットしたものである。アルカリ岩系列の岩石は、分化とともに Zr が TiO₂ よりも濃集するという性質を示すことから、この図はアルカリ岩系列の岩石を判別する図としても用いられる (WINCHESTER and FLOYD, 1977)。図中に示した細い点線の矢印は、ソレライト~アルカリ岩系列の各火山の分化トレンドを示している。分析した試料は、単一のトレンドを形成しており (太矢印)、マリアナ弧と伊豆弧の境界部に位置する北硫黄島のショショナイト系列の火山岩が示すトレンドとほぼ一致している。

Fig. 6 はインコンパティブル元素である、Sr, K, Rb, Ba, Nb, Ce, P, Zr, Ti, Y の各元素含有量を N-MORB の値で規格化したパターンを示している。全てのサンプルは HFS 元素 (High Field Strength Elements; Nb, Ce, P, Zr, Ti, Y) に対して LIL 元素 (Large Ion Lithophile Elements; Sr, K, Rb, Ba) に富んでおり、Nb の負異常が顕著に認められる。このようなパターンは島弧の火山岩に典型的なものである。布部層の粗面安山岩礫には、LIL 元素においてわずかにバリエーションが認められるものの、いずれのサンプルもほとんど同じパターンを示している。

以上の結果から、筑紫岳マイクロモンゾナイト、布部層の斑状粗面安山岩礫、布部層のウーライト石灰岩礫中の斑状粗面安山岩片は、化学組成からも大きな違いは認められず、いずれも単一の分化トレンド上にプロットされることから、一連の火成活動により形成されたと考えられる。

考 察

1. 筑紫岳マイクロモンゾナイトと布部層の不整合について

これまで空知層群の層序については、基本的に N-MORB 類似のソレアイトとそれを覆う深海性の堆積物から構成され、奈江地域でのみ上部にアルカリ玄武岩を伴うことが示されてきた。そしてこのような層序は、新たな沈み込み帯の形成によって陸側にトラップされた海洋地殻の断面であると解釈されている。すなわち、空知層群から蝦夷層群に至る層序は、海洋地殻がアジア大陸側にトラップされることにより、水深数 1,000 m の深海平原から徐々に陸源碎屑物が供給される前弧海盆域へと移り変わったことを反映していると考えられてきた。しかしながら最近、高嶋ほか(2001)は、空知層群下部から最上部にかけての 3 層準(極楽平層鉢盛山凝灰岩部層中部、尻岸馬内川層基底部および最上部)にウーライト石灰岩が挟まることを指摘し、空知層群の堆積年代全体を通して、堆積盆の一部は浅海もしくは陸化していたと解釈した。この見解は、碎屑物がほとんど供給されない深海のフラットな環境から徐々に浅くなったとする従来の解釈と異なり、空知層群形成初期から既に、堆積場は深海から海面上に達するまでの起伏に富む地形を有していたことを示唆している。しかしながら、高嶋ほか(2001)によって報告された石灰岩は、いずれもタービダイト性の再堆積石灰岩であるために、浅海もしくは陸域の存在していた場所を特定するには至っていない。

本研究によって発見された筑紫岳マイクロモンゾナイトと布部層の境界は、布部層の礫岩が明らかな浸食面をもって下位のマイクロモンゾナイトを覆っている。この境界を以下に挙げる理由から、陸化・剝削によって形成された不整合面であると判断した。

- (1) 布部層下部にはウーライト石灰岩礫が見られる。ウーライトの主成分であるウーイドは現在の海洋でも少なくとも水深 10~15 m よりも浅く、海水の流動の激しい地域にしか見られない(MILLIMAN, 1974)。このことは、浅海域で形成されたウーライト石灰岩が、海水準の低下あるいは隆起によって陸上に露出し、浸食を受けて礫として再堆積したことを示唆する。
- (2) 布部層下部には赤色の粗面安山岩礫がしばしば見られる。これは陸上における噴火によって溶岩が高温酸化し、赤色化した可能性が高い。
- (3) 布部層下部の粗面安山岩礫とウーライト石灰岩礫中に含まれる粗面安山岩片、そしてこれらの礫岩に覆われる筑紫岳マイクロモンゾナイトは、同一のマグマに由来している。このことは、粗面安山岩質の火山が海面上に露出し、浸食を受けたために、一連の火成活動で形成された貫入岩体と火山岩礫岩が不整合面を介して接したと考えられる。ウーライトを形成した浅海も同一の火山の縁辺に存在したことを示している。

以上のことから、高嶋ほか(2001)により指摘されてきた、空知層群堆積盆における浅海・陸域の一部は、本地域において見いだすことができた。筑紫岳マイクロモンゾナイトと布部層からは、地質年代は決定できなかったが、麓郷層基底部の泥岩からは、白亜紀 Valanginian の年代を示す放射虫化石が報告されている(箕浦ほか, 1982)。したがって、極楽平層より新しく、白亜紀 Valanginian より古い年代であることから、この火山島の形成時期は、白亜紀 Berriasian (1 億 4400~1 億 3700 万年前)であると推測される。

2. 本地域における空知層群の堆積環境の変遷

本地域における空知層群の堆積環境は、大きく3つのステージに分けることができる。

1) ジュラ紀 Thithonian～白亜紀 Berriasian 最初期 (1億5000～1億4400万年前)

このステージは極楽平層の形成時期に相当し、本地域だけでなく、空知-蝦夷帯全域にソレイトが分布している。TAKASHIMA *et al.* (2002) は、このソレイトが背弧海盆玄武岩に類似していること、そして空知-蝦夷帯のすぐ西側に島弧火山が存在していたことを指摘し、極楽平層はラウベズンのような、前弧域での縁海の拡大によって形成された海洋性地殻最上部であるとした。したがって、この時期、本地域では海底下の拡大軸において大量のソレイトが噴出したと考えられる。

2) 白亜紀 Berriasian (1億4400～1億3700万年前)

拡大した海洋性地殻の上に新たな島弧火山が発達したステージである。本地域の火山体は海面上に達するまでに成長し、現在の伊豆-小笠原諸島やケルマディック諸島のような海洋性島弧の火山島であったことが示唆される。火山島周囲の浅海域ではウーライト石灰岩が形成され、陸上での噴火も起こったであろう。この火山の隆起・剝削に伴い、火山の地下部分で固結した筑紫岳マイクロモンゾナイトが地表に露出し、その上に浸食された粗面安山岩、ウーライト石灰岩の礫が堆積し、不整合を形成した。なお、現在ウーライトが形成されている地域は、バハマ諸島やペルシャ湾南岸など、熱帯-亜熱帯の温暖で浅い海域に限られている。白亜紀の北海道の古緯度について定量的に示されたデータはないが、ウーライトの存在は、白亜紀前期のアジア大陸東縁がかなりの高緯度まで温暖であったことを示す証拠として重要である。

3) 白亜紀 Valanginian-Barremian (1億3700～1億2100万年前)

前ステージで形成された火山体が、沈降して海面下に没する。この沈降と同時に、玄武岩が噴出し、小黒瀬層を形成した。布部層最上部の泥岩からは放散虫化石が産出することから、この時期には既に海面下に没したと考えられる。そして、麓郷層では保存の良好な放散虫化石が多産することから、白亜紀 Valanginian には比較的深い海底にまで沈降した。急激な沈降とそれに伴われる玄武岩の噴出という現象は、島弧内あるいは背弧リフト盆の形成時によく見られる (MARSAGRIA *et al.*, 1995)。

Aptian (1億2100～1億1120万年前) に入ると、空知-蝦夷帯全域において現地性火成活動は終了し、陸源碎屑物が供給される場へと変化する。これは、火山フロントが西側へとシフトすることにより、空知-蝦夷帯が海洋性島弧域から活動的大陸縁辺の前弧域へと変化したためと考えられる。

謝 辞

本論文を作成するにあたり、齊藤常正東北大学名誉教授には終始ご指導いただいた。東京大学農学部北海道演習林の梶 幹男前林長、大橋邦夫林長、高橋郁雄前林長補佐、鴨田重裕林長補佐をはじめ、職員の皆様には調査に際し、様々な便宜を図っていただいた。山形大学理学部の蟹沢聡史教授、島根大学の木村純一助教授、福島大学教育学部の長橋良隆助教授、東北大学理学部の石川賢一博士には、岩石の分析に際し、ご指導いただいた。以上の方々に深く感謝申し上げる次第である。なお、調査費用については、財団法人深田地質研究所研究助成金、および文部科学省科学研究費補助金(特別研究員奨励費)の一部を使用した。

要 旨

東京大学北海道演習林地域には上部ジュラ-白亜系空知層群および蝦夷層群が分布する。本地域の空知層群は、下位より玄武岩主体の極楽平層、筑紫岳マイクロモンゾナイト、礫岩、砂岩、泥岩からなる布部層、玄武岩主体で珪質泥岩を伴う小黑瀬層、泥岩と珪長質凝灰岩からなる麓郷層に区分される。このうち、筑紫岳マイクロモンゾナイトと布部層は不整合関係にあり、不整合直上の基底礫岩からはウーライト石灰岩のブロックが含まれることが明らかとなった。従来、空知層群は深海底の堆積物と考えられていたが、不整合とウーライト石灰岩の存在は、堆積盆の一部が浅海、陸化していたことを示唆する。

キーワード: ジュラ紀, 白亜紀, 空知層群, ウーライト石灰岩, 不整合

引用文献

- ANDO, A., KAKEGAWA, T., TAKASHIMA, R. and SAITO, T., 2002, New perspective on Aptian carbon isotope stratigraphy: Data from $\delta^{13}\text{C}$ records of terrestrial organic matter. *Geology*, **30**, 227-230.
- BLOOMER, S. H., STERN, R. J., FISK, E. and GESCHWIND, C. H., 1989, Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana arc, I, Mineralogic and major and trace element characteristics. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 4469-4496.
- 橋本 亘, 1953, 5 万分の 1 地質図幅「山部」および説明書. 北海道開発庁, 82 p.
- Hasegawa, T., 1997, Cenomanian-Turonian carbon isotope events recorded in terrestrial organic matter from northern Japan. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **130**, 251-273.
- Hasegawa, T. and SAITO, T., 1993, Global synchronicity of a positive carbon isotope excursion at the Cenomanian/Turonian boundary: validation by calcareous microfossil biostratigraphy of the Yezo Group, Hokkaido, Japan. *The Island Arc*, **2**, 181-191.
- 平野弘道・中山英二・花野郷史, 1991, 白亜紀 Cenomanian/Turonian 期境界に認められる海洋無酸素事変—北海道蝦夷累層群の例—. 早大理工学研報, no. 131, 52-59.
- 石塚英男, 1980, 北海道, 神居古潭構造帯に分布する幌加内オフィオライトの地質. 地質学雑誌, **86**, 119-134.
- ISHIZUKA, H., 1981, Geochemistry of the Horokanai ophiolite in the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **87**, 17-34.
- 君波和雄, 1986, 北海道およびオホーツク海周辺域の白亜紀テクトニクス. 地団研専報, no. 31, 403-418.
- 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・小松正幸・川端清司, 1992, 土別市犬牛別川地域の空知層群および下部蝦夷層群の碎屑岩組成とその意義. 地質学論集, no. 38, 1-11.
- KIMURA, J. and YAMADA, Y., 1996, Evaluation of major and trace element XRF analyses using a flux to sample ratio of two one glass beads. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, **91**, 62-72.
- KIMURA, G., SAKAKIBARA, M. and OKAMURA, M., 1994, Plumes in central Panthalassa? Deductions from accreted oceanic fragments in Japan. *Tectonics*, **13**, 905-916.
- KIYOKAWA, S., 1992, Geology of the Idonnappu Belt, central Hokkaido, Japan: Evolution of a Cretaceous accretionary complex. *Tectonics*, **11**, 1180-1206.
- Kuno, H., 1966, Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bulletin of Volcanology*, **29**, 195-222.
- MARSAGLIA, K. M., BOGGS, S. Jr., CLIFT, P., SEYEDOLALI, A. and SMITH R., 1995, Sedimentation in Western Pacific backarc basins: New insights from recent ODP drilling. In: TAYLOR, B., NATLAND, J. (Eds.), Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, **88**, 125-173.

- MILLIMAN, J. D., 1974 ed, *Marine Carbonates*. Springer, Berlin, 375 p.
- 箕浦名知男・熊野純男・紀藤典夫・鎌田耕太郎・加藤 誠, 1982, 北海道富良野市布部の下部白亜系. 地球科学, **36**, 348-350.
- 長橋 徹, 1996, 空知層群緑色岩の岩石学. 総合研究 (A), 付加体形成における緑色岩の意義, 研究報告, No. 1, 35-39.
- 長橋 徹・宮下純夫, 1997, 空知層群下部緑色岩類の起源. 総合研究 (A), 付加体形成における緑色岩の意義, 研究報告, No. 2, 117-124.
- 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—その地質構成と構造史—. 地団研専報, no. 31, 379-402.
- 小山内 熙・酒匂純俊・松井公平・松下勝秀, 1968, 5万分の1地質図幅「西達布」および説明書. 北海道開発庁, 23 p.
- 榎原正幸・池田倫治・堀 利栄・甲本智之・木村 学・加藤宏海, 1999, 北海道中軸部, 白亜紀付加体から復元された空知海台の形成年代および岩石化学的性質. 地質学論集, no. 52, 1-15.
- SANO, S., 1995, Litho- and biofacies of Early Cretaceous rudist-bearing carbonate sediments in north-eastern Japan. *Sedimentary Geology*, **99**, 179-189.
- SUN, S.-s., McDONOUGH, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SANDERS, A. D., NORRY, M. J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, **42**, 313-345.
- 高嶋礼詩・鈴木紀毅・小池敏夫・斎藤常正, 1997a, 北海道双珠別地域における下部・中部蝦夷層群境界の不整合の再検討とその地史的意義—中蝦夷地変の再検討—. 地質学雑誌, **103**, 489-492.
- 高嶋礼詩・西 弘嗣・斎藤常正・長谷川 卓, 1997b, 北海道シューパロ川流域に分布する白亜系の地質と浮遊性有孔虫化石層序. 地質学雑誌, **103**, 543-563.
- 高嶋礼詩・吉田武義・西 弘嗣, 2001, 北海道夕張-芦別地域に分布する空知層群・蝦夷層群の層序と堆積環境. 地質学雑誌, **107**, 359-378.
- TAKASHIMA, R., YOSHIDA, T. and NISHI, H., 2002, Geology, Petrology and Tectonics of the late Jurassic ophiolite in Hokkaido, northernmost island Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, **21**, 197-215.
- UEDA, H., KAWAMURA, M. and NIIDA, K., 2000, Accretion and tectonic erosion processes revealed by the mode of occurrence and geochemistry of greenstones in the Cretaceous accretionary complexes of the Idonnappu Zone, southern central Hokkaido, Japan. *The Island Arc*, **9**, 237-257.
- 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.

(2002年6月7日受付)

(2002年9月10日受理)

Summary

The Sorachi Group exposed in Tokyo University Forests in Hokkaido and surrounding area can be divided into the following five formations in ascending order; 1) the Gokurakudaira Formation (aphyric tholeiite with minor high Mg basalt and high Mg andesite), 2) the Chikushidake Micromonzonite (micromonzonite sill), 3) the Nunobe Formation (fining upward sequence from conglomerate to mudstone), 4) the Ogurose Formation (alkali basalt with thin intercalations of siliceous mudstone), and 5) the Rokugo Formation (green mudstone with felsic tuff beds). The basal conglomerate of the Nunobe Formation, which overlies the Chikushidake Micromonzonite unconformably, contains oolite limestone blocks. Although the Sorachi Group is thought to have been deposited in a deep sea environment, the occurrence of the oolite suggests that it was formed, at least locally, in shallow marine environment.

Key words: Jurassic, Cretaceous, Sorachi Group, oolite limestone, unconformity

Development of Allozyme Markers in *Abies firma*

Yoko SAITO, Yasumasa ADACHI, Masanori SUZUKI, Isamu KARAKAMA,
Haruo SAWADA and Yuji IDE

Megagametophyte tissues of seeds collected from 9 mother trees of *Abies firma* Sieb. et Zucc were subjected to polyacrylamide vertical slab gel electrophoresis and were analyzed to find the marker genes of this species. Of the 13 enzyme systems, 16 loci were identified and 31 allele were found. Diploid tissues and needles of mother trees were analyzed at the 16 loci found in megagametophyte analysis and 13 allele at 9 loci for 8 enzyme systems were found. These results indicate that the techniques described herein would allow the genetic analysis of this species using megagametophyte or needles.

Geology and Stratigraphy of the Sorachi and Yezo Groups in the Tokyo University Forests in Hokkaido, Japan

Reishi TAKASHIMA, Yoshinori MIYAMOTO, Hiroshi NISHI
and Takeyoshi YOSHIDA

The upper Jurassic to lower Cretaceous Sorachi Group is distributed along the western part of the Tokyo University Forests in Hokkaido, Japan. The Sorachi Group in this area consists mainly of mafic and intermediate igneous rocks, with subordinate volcanogenic sedimentary rocks. The group is divided into the Gokurakudaira Formation, Chikushidake Micromonzonite, Nunobe Formation, Ogurose Formation, and Rokugo Formation, in ascending order. An unconformity is found between the Chikushidake Micromonzonite and the Nunobe Formation, and the basal conglomerate on the unconformity contains oolite limestone blocks. These facts suggest that the Sorachi basin rose above the sea level, and ooids were formed around the shallow coast of an emerged basin.