

北海道松前半島の古生層と渡島半島南部のコノドントの産出について

吉田 尚* 青木 ちえ*

**Paleozoic Formation in the Matsumae Peninsula, Hokkaido,
and the Occurrence of Conodonts from the Southern
Part of the Oshima Peninsula, Hokkaido**

By

Takashi YOSHIDA and Chie AOKI

Abstract

The Paleozoic formation distributed in the Matsumae Peninsula, southwestern corner of the Oshima Peninsula, is called the Matsumae Group, which is overlain by the Neogene Green Tuff formation. It is a thick geosynclinal sediment, consisting of clayslate, chert, volcanic rocks, sandstone, conglomerate and limestone or dolomite lenses, and partly metamorphosed to phyllite. Its thickness is assumed to attain to about 8,000 m.

The Matsumae Group is distributed in the following three realms which are lithologically different and geographically separated. That is 1) the eastern area of Esashi, 2) Mt. Taiheizan, Katsuraoka-Mt. Daisengendake area, 3) Era-Matsumae area.

In the eastern area of Esashi, alternation of sandstone, clayslate and chert is widely developed, accompanying thick conglomerate, thin basaltic lava and tuff, and small lenses of limestone. It contains no fossil.

In Mt. Taiheizan, Katsuraoka-Mt. Daisengendake area, the Katsuraoka Formation represents a part of the Matsumae Group. It is composed of alternation of limestone, conglomeratic limestone (limestone pseudobreccia), dolomite, light green tuff, basaltic lava, reddish or white chert, reddish conglomerate, sandstone and clayslate. It attains to 700 m in thickness. From this conglomeratic limestone, the Upper Carboniferous corals and fusulinids were found in Mt. Taiheizan by MINATO and KOONOYA (1961), and in the course of the River Sumikawa near Mt. Daisengendake by YOSHIDA and YAMAGUCHI (1967).

In the Era-Matsumae area, the Matsumae Group is composed of a thick accumulation of clayslate and chert, intercalated with a comparatively small amount of sandstone, basaltic lava, and limestone or dolomite. In the northeast of Era, late Carboniferous corals were found from limestone conglomerate, which has the same lithologic features and fossils as those in Mt. Taiheizan and in the course of the River Sumikawa.

Thus, it has been nearly verified by the fossil evidences that the Matsumae Group, which was formerly presumed Paleozoic without any fossil evidences, is the upper Carboniferous in age. The following two evidences, however, raise a doubt that the Matsumae Group might be younger. The evidences are 1) these fossils were obtained only from the limestone conglomerate or limestone breccia, and 2) the Triassic conodonts were found by SAKAGAMI et al. (1969) from the Kamiiso limestone in the adjacent area to the region occupied by the Matsumae

* 地質部

Group.

We intend to ascertain the real geological age of the Matsumae Group by removal of conodonts from the Matsumae Group, and to reveal the relation between the Matsumae Group and the Triassic Kamiiso limestone. As the results of our investigation, in two localities of the Matsumae Group, the coexistence of conodonts with the late Carboniferous fusulinids and corals has been made clear. In one locality of the Matsumae Group, the late Carboniferous conodonts have been obtained from a massive limestone intercalated in light green tuff. The conodont fauna consists of *Idiognathodus delicatus* GUNNELL, *Gnathodus* cf. *roundyi* GUNNELL, *Gondolella clarki* KOIKE and others, as shown in Table 1. Faunal assemblage of these conodonts coincides with that of the Upper Carboniferous Kodani Formation (*Profusulinella-Fusulinella* zone) in the Atetsu limestone in Southwest Japan, studied by KOIKE (1967). It is also identical with that of the *Fusulinella biconica* zone of the Akiyoshi limestone, studied by NOGAMI (1970). Consequently, the geological age determined by conodont fossil from the Matsumae Group corresponds with that by fusulinids and corals yielded hitherto from the Matsumae Group. As a whole, the greater part of the Matsumae Group indicates possibly the Upper Carboniferous (Pennsylvanian) in geologic age.

Another conodonts occur in the Toi Formation in the Kameda Peninsula, which was previously of unknown age. Conodonts yielded there show almost the same assemblage as the Triassic conodont fauna in the Kamiiso limestone. According to this evidence, we make sure of the Triassic age for the basement rocks under the Neogene Green Tuff formation, distributed east of Kamiiso Town in the southern Oshima Peninsula, such as the Kamiiso limestone and the Toi Formation. Since the formations developing in the southern part of the Oshima Peninsula are divided into the Paleozoic and Triassic, the geotectonic province in Northeast Japan may be extended to the southwestern part of Hokkaido, as shown in Fig. 9.

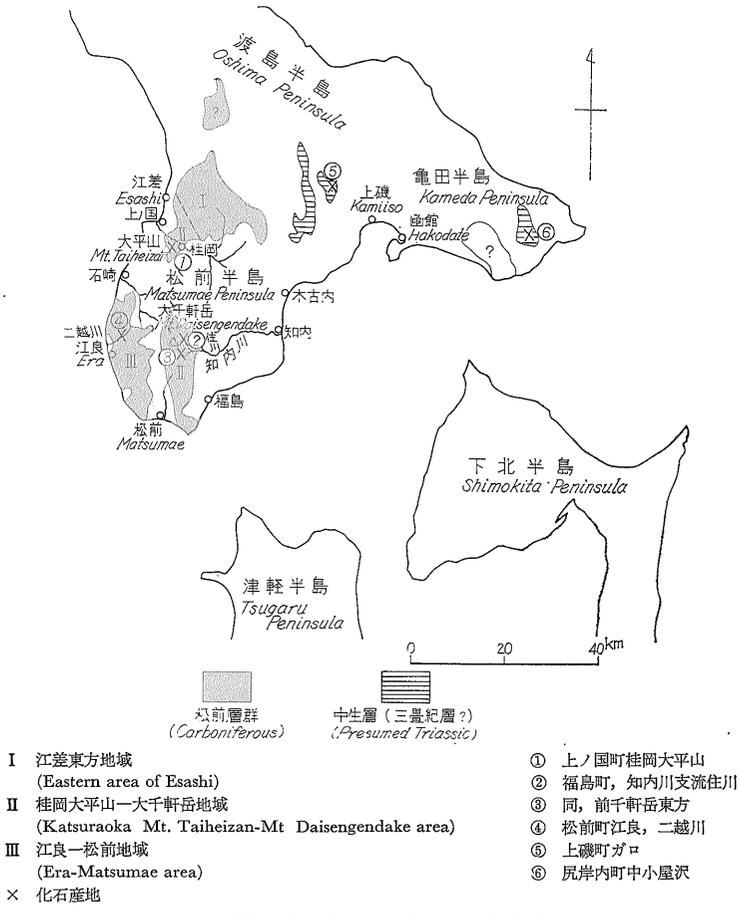
1. はじめに

北海道渡島半島南西隅の松前半島とよばれる地域に分布する松前層群は、古生層とよばれながらもその正確な地質時代については、ながい間不明のままであった。しかし、湊・国府谷 (1962) の石炭紀化石の発見がいらい、吉田・山口 (1967)、吉田・垣見 (1970) により、それと同時代の石炭紀化石の産出が報告された。したがって、松前半島のいわゆる古生層が北海道中央部の日高系と異なり、後期石炭紀を中心としたものであるとほぼ推定されるにいたった。一方、坂上・南川・川島 (1969) によって、渡島半島南部函館北西の上礫石灰岩からコノドントが発見され、その地質時代は三疊紀であることが明らかにされた。その結果、松前半島地域と上礫地域の地層の関係が問題となってきた。さらに、もうひとつの問題として、松前半島の石炭紀化石を産出する地層が、礫状石灰岩あるいは石灰岩礫岩であって、それらの化石が二次化石ではないかという疑問がある。つまり、松前層群自体は上礫石灰岩と同時代の三疊紀のもので、発見された石炭紀化石は二次化石にすぎないという疑いも残され

ていた。そこで、筆者らは松前層群のなかには含まれる礫状でない塊状の石灰岩などからコノドントを抽出して、地質時代を決めようと考えた。また同時に、上礫石灰岩から東方、亀田半島に分布するいわゆる古生層からコノドントを抽出し、上礫石灰岩の三疊紀コノドントと比較する必要があると考えた。コノドントの抽出は、筆者の一人青木によって、渡島半島南部に分布する松前層群・上礫石灰岩および亀田半島の戸井層の石灰岩をふくめ、29地点の石灰岩について試みられた。

青木が抽出を試みた結果、コノドントの抽出に成功したのは、松前層群中の4地点の石灰岩からであった。また、戸井層の石灰岩からも、坂上ら (1969) が上礫石灰岩から報告した種がわずかながらえられた。これらのデータは、松前半島の古生層全体と亀田半島の古期岩の地質時代を判定するうえでかなり重要であると思われるので、松前半島地域の古生層の概略とあわせて報告する。

コノドントについては、群馬県大間間高校林信悟氏にいろいろご指導をうけた。松前半島の古生層については、本所垣見俊弘技官にご教示をうけ、また上ノ国町桂岡太平山付近の石灰岩試料を提供していただいた。ま



第1図 渡島半島南部先第三紀層分布図
Fig. 1 Distribution of the pre-Tertiary rocks in the Oshima Peninsula, Hokkaido

た、本所河合正虎・神戸信和両技官には論文原稿を閲読していただいた。さらに、地質調査所北海道支所谷津良太郎・木村亨両技官には戸井層中の石灰岩試料の一部を採取していただいた。以上の方々にあつく感謝する。

2. 松前半島の古生層のあらまし

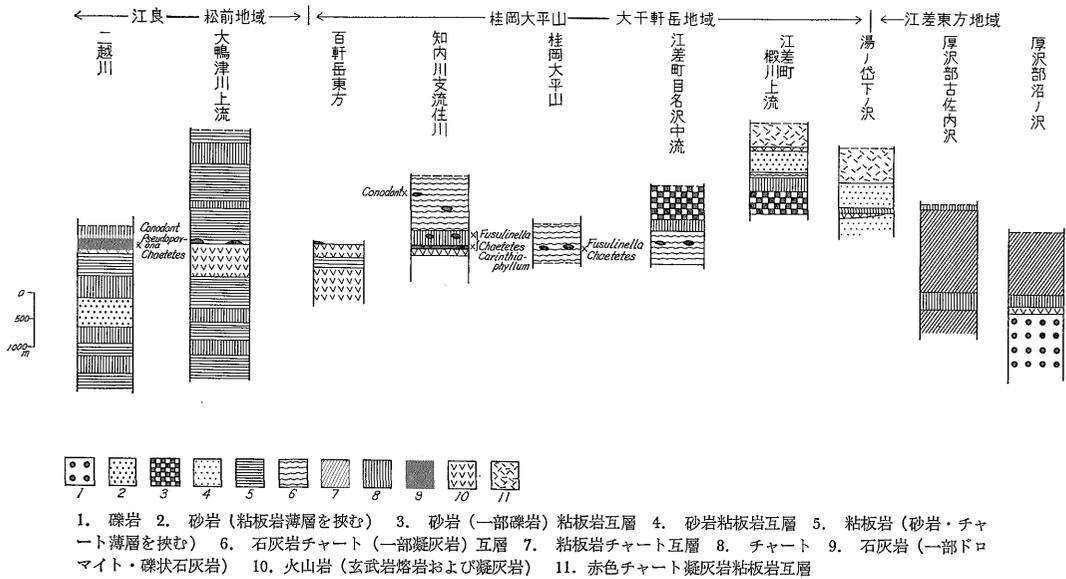
渡島半島の新第三紀グリーンタフ層に不整合におおわれて分布するいわゆる古生層は、松前層群とよばれていたが、くわしい記載はおこなわれていなかった。しかし、上ノ国町の石炭紀化石発見 (湊・国府谷, 1967) くらい、この地域の地質について、小貫・盛合・佐藤 (1969) の報告があり、また、5万分の1地域地質図「江差」において、古生層のかなり広い範囲の地質と構造が明らかにされた (角・垣見・水野, 1970)。また、上磯石灰岩については、湊・山本 (1961) により中生代とされ、のちにうえに述べたように、坂上ら (1969) によ

って三疊紀の時代のものであることが明らかにされた。さらに、本州北部の古・中生層との地体構造上の関係についても、簡単な考察がくわえられた (吉田ら, 1970)。ここでは5万分の1地域地質図の調査にたずさわった、本所垣見俊弘・秦光男・佐藤博之・山口昇一および筆者の一人吉田によってえられたデータにもとづき、おおまかな岩相分布についてのべることにする。

松前層群

松前半島に分布する松前層群^{注1)}は、粘板岩・チャートを中心とし、玄武岩および凝灰岩・砂岩・石灰岩・ドロマイトなどからなる8,000mに及ぶ厚い地向斜堆積物である。この地域の松前層群は、岩相上の特徴から大きくつぎの3つの地域に分けられる (第1図)。1、江差東方

注1) 松前層群という地層名は分布および定義など明らかにされないままに用いられてきている。この論文では、松前層群から上磯石灰岩およびその周辺層を除外し第1図に示される分布に限りたい。



第 2 図 松前層群模式岩相図
Fig. 2 Generalized geologic column of the Matsumae Group

地域。2, 桂岡・太平山一大千軒岳地域。3, 江良一松前地域。

これらの地域の岩相上の特徴は第 2 図の各地域の模式岩相図に示される。

1) 江差東方地域

江差東方の厚沢部村から上ノ国町湯ノ岱北東にかけて分布するもので、級化層理を示す砂岩の優勢な砂泥(砂岩・粘板岩)互層と、チャートの厚い層を主とし、一部に礫岩が発達し、玄武岩質熔岩・凝灰岩と石灰岩の薄層を伴う。この地域における層厚は、約 5,000m とみとられる。厚沢部村鶉付近から館付近にかけて発達する礫岩は、ほかの地域にはみられないもので、その下位の部分は新第三紀層におおわれて露出していない。礫岩の厚さは 600m 以上に及ぶものと推定される。礫は角礫ないし亜角礫で、泥質岩とチャートからなり、大きさは径 2~3 cm を最大とし、細礫が多い。そのこ結物は石英と長石粒からなる砂である。そして、かなり著しい破碎作用をうけている。この地域からは化石が発見されていない。

2) 桂岡太平山一大千軒岳地域

まえにのべた地域の松前層群は、北北東-南南西の一般走向をもって分布するが、ここでのべる地域はその南西方に連続する地域である。上ノ国町太平山(桂岡鉱山付近)から南方大千軒岳・灯明岳南方にかけてのこの地域では、松前層群は玄武岩質熔岩および凝灰岩・黒色粘板岩・灰白色および赤色チャート・塊状石灰岩・礫状石灰

岩・ドロマイト・赤色砂岩・礫岩からなり、多様な岩質から構成される。各地域の松前層群のなかでは特徴的な地層である。太平山・桂岡鉱山付近の地質は、さきに小貫ら(1969)によって報告されている。それによれば、桂岡鉱山付近では、赤色・白色・淡褐色・黒色チャート・角礫状チャート・砂岩・粘板岩・石灰岩からなる厚さ 570~690m の桂岡層が発達する。このなかの礫状を呈する石灰岩から、湊・国府谷(1961)によって、石炭紀後期の *Fusulinella* の産出が報告された。なお、5 万分の 1「江差」地域地質の研究(角ら, 1970)によれば、同一地点から垣見によって採集された化石は、加藤誠によりつぎのように鑑定された。

- Fusulinella* sp.
- Fusulina* sp.
- Chaetetes* (*Bowellia*) sp.
- Textularia* sp.
- Bryozoa
- Tetracoral 破片

また、太平山から、南方 20 km 付近の大千軒岳東方、知内川支流住川の流域に発達する松前層群は、第 3 図に示されるような分布を示す。ここでは、最下位に赤紫色あるいは深緑色の玄武岩質熔岩および凝灰岩があり、その上位に石灰岩礫岩・礫状石灰岩あるいは塊状石灰岩レンズがあり、部分的に赤色石灰質礫岩・粗粒砂岩となって移行する。この礫状石灰岩のなかに石炭紀化石がまれ

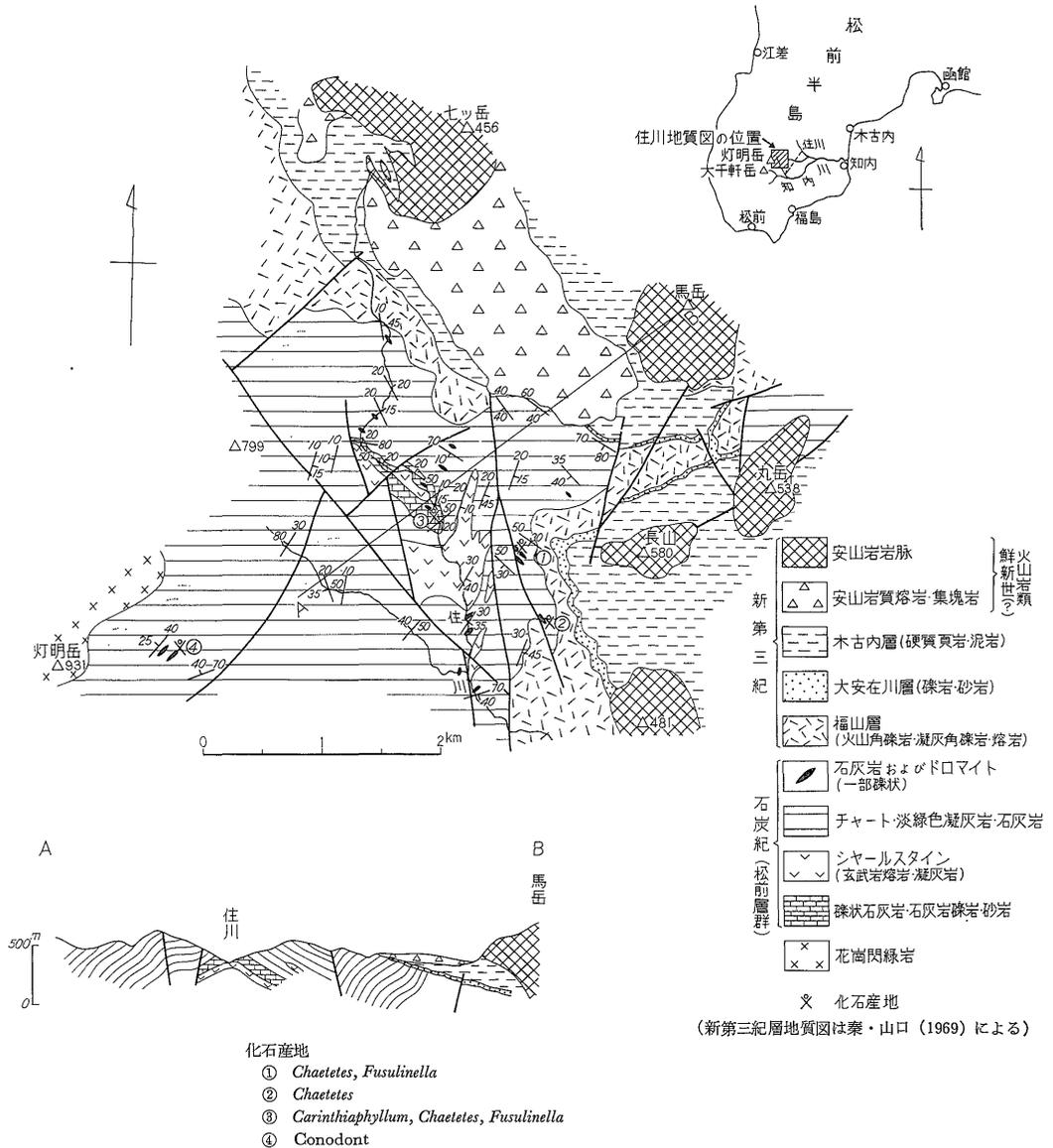


Fig. 3 Geological map in the neighbourhood of the River Sumikawa

に含まれる。この上位には、角礫状チャート・赤色、白色あるいは淡褐色チャート・黒色粘板岩・淡緑色凝灰岩・ドロマイトのひんぱんな互層がある。ほかの地域の松前層群に比べて、粘板岩など泥質岩が少ないのがめだっている。礫状石灰岩のなかにふくまれる石灰岩片は、赤紫色あるいは深緑色の碎屑物と石灰質沈殿物とにより充てんされて淡赤色を呈し、一部緑色を呈している。そのこう結物を増すと赤色石灰質礫岩に移化する関係にある。

礫状石灰岩は、角礫状の石灰岩の集合体ともいえるもので、角礫部の間隙をうめてドロマイト化が進んでいる。また、石灰岩角礫のわれ目によって、ドロマイト化が細脈状におこなわれ、角礫状の見かけをいっそう強めている部分もある。赤色石灰質礫岩および礫質砂岩、あるいは石灰岩礫岩のこう結物のなかの碎屑片あるいは粒が、整合の関係で下位にある赤紫色玄武岩熔岩および凝灰岩から由来していて、同時性堆積を示している。この地域

の場合、礫状石灰岩の礫もまた同時堆積を示し、いわば偽角礫石灰岩ともいってよいものであろう。

この礫状石灰岩から産出した化石(吉田・山口, 1967)は、MINATO and ROWETT (1967)により、つぎのとおり鑑定された。

Carinthiaphyllum yezoense MINATO et ROWETT

Chaetetes sp.

Fusulinella sp.

これらの化石は、後期石炭紀(ペンシルバニアン紀)に属するものである。岩質の点で住川流域の松前層群と桂岡太平洋山付近の桂岡層とはよく似ているが、化石のうえでも、*Fusulinella* および石炭紀珊瑚化石を産出することから、まったく同一層であることが明らかとなった。

桂岡層および住川流域の同相当層の分布と走向の多くの傾向は、NNE-SSWの方向をとり、江差東方地域の松前層群の一般的走向と大きく変わるところはない。しかし、部分的に、太平洋山付近および住川の一部において、傾斜が 10° 前後とゆるいところがあり、走向もうえにのべた一般的走向とは一致しない部分もある。

桂岡層は、松前層群の一部であるが、江差東方地域の松前層群との関係では、後者の上部の同時異相関係にあるとみられる。

なお、住川流域の西側、前千軒岳から百軒岳にかけての地域は、玄武岩質熔岩および凝灰岩が卓越する岩相となる。粘板岩、ときにチャートと互層するが、熔岩と凝灰岩とからなる一つの単位が500mに及ぶことがある。このように玄武岩熔岩および凝灰岩がいちじりしく発達する地域は、知内川上流にも、灯明岳東方にもみられるが、住川流域の桂岡層とはすべて断層で接し、上下関係はわからない。

桂岡層と玄武岩熔岩および凝灰岩卓越相とは指交関係にあるかもしれないが、野外で確かめるにはかなりの困難がある。後者には小さな石灰岩体がまれにふくまれていて、ストロマトポロイド・海藻などの化石がみいだされるが、桂岡層と同時代を示す有効な化石は、いままでのところ発見されない。

3) 江良一松前地域

桂岡層およびそれに相当する地層の発達する桂岡・太平洋山一大千軒岳地域の西方に広く発達し、日本海海岸にまで分布する。太平洋山一大千軒岳の地域とは、大千軒岳・百軒岳の脊梁の西側を南北方向に走る衝上性断層によっておおむね境される。この断層は新第三紀グリーンタブ層と松前層群との間を画するとともに、松前層群の太平洋山一大千軒岳地域と江良一松前地域とのおおよその岩相区をわけるものである。

この地域の松前層群の岩相は、おもに厚い粘板岩とチャートとからなる、6,000m以上に及ぶ地向斜堆積物である。その一部に、かなり連続性のよい数10mから数100mの厚さの砂岩がはさまれる。玄武岩熔岩および凝灰岩は、大千軒岳・百軒岳をつらねる山稜の近くを除けばまれであり、しかも層厚はうすく数10m以下である。石灰岩およびドロマイトは、いずれもうすく小さなレンズ状岩体としてはさまれる。例外として、上ノ国町小砂子から南南東方向に、下位に玄武岩を、上位にチャートを伴う石灰岩が連続して分布する。しかし、その厚さは平均してうすく15mぐらいである。チャートと接する部分では、石灰岩とチャートの板状互層が発達する。この互層と石灰岩のほか一部にドロマイト質礫状石灰岩も部分的にはさまれる。これらの石灰岩とチャートと互層する部分の層厚は約150mに及ぶ。江良および清部東方に分布する石灰岩は、うえにのべた石灰岩と同一層で、水平ずれ断層で西に大きく転位したものと推定される。

この連続性のよい石灰岩のなかにはさまれる、江良北東方の二越川に露出する礫状石灰岩からつぎの石炭紀化石が発見されている(吉田・垣見, 1970)。

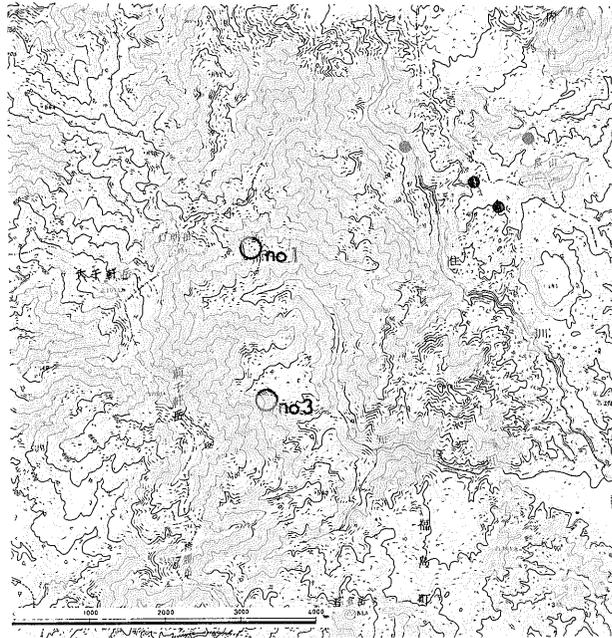
Chaetetes sp.

Pseudopavona sp.

Fusulinidae 破片

この結果、この石灰岩を中心とした地層は桂岡層と同時代の後期石炭紀のものであることが、ほぼ明らかとなった。太平洋山・住川の桂岡層中の、含石炭紀化石石灰岩とは、偽礫状を呈すること、ドロマイト質であること、および*Fusulinella*帯の化石を有するという点で、同一層準のものともみてさしつかえない。双方の礫状石灰岩および石灰岩は、また下位に玄武岩熔岩を伴い、チャートと板状互層し、あるいは角礫状チャートを伴うという特徴の点で、驚くほどよく似ている。ただ違う点は、江良一松前地域では赤色礫岩・砂岩・赤色チャートなどを伴わず、多様な岩質変化を示さず、厚いチャート・粘板岩にはさまれているということである。したがって、これらの小砂子から二越川にかけてよく連続する石灰岩・玄武岩・チャートからなる地層は、桂岡層の層準にあたるものとみることができよう。江良一松前地域の松前層群は、その一部に桂岡層の同時異相をふくみ、ひじょうに厚い地向斜堆積相である。太平洋山一大千軒岳地域の桂岡層は、松前層群を形成した地向斜中の相対的隆起部上の堆積物である可能性がある。

この地域の松前層群は、北北西-南南東あるいは南北の走向をとり、褶曲し、清部付近ではとくに千枚岩化している。滑石化した蛇紋岩の小貫入岩体がつらぬいている



- コノドント化石産地 locality of conodont
- 石炭紀紡錘虫・珊瑚化石産地(転石産地をふくむ) locality of Carboniferous fusulinids and corals
- ◎コノドント, 石炭紀紡錘虫・珊瑚共存化石産地 locality of coexistence of conodont and Carboniferous fusulinids and corals

第4図 大千軒岳住川付近化石産地(1/5万地形図大千軒岳)

Fig. 4 Location map for fossils in the neighbourhood of Mt. Daisengendake and the River Sumikawa)

のは、この千枚岩化した部分である。

3. コノドント抽出方法

筆者らは松前層群中の23地点の石灰岩試料および亀田半島戸井層中の6地点の石灰岩試料についてコノドントの抽出を試みた。コノドントの抽出にあたっては、石灰岩試料を15%の酢酸溶液に5日ないし7日間浸し、不溶残渣を200メッシュの篩で篩分けし、プロモフォルムを用いて重液分離を行ない、沈殿物を検鏡した。

4. コノドントの産出状況

コノドントの産出地点は第1図に示されるように、つぎの5カ所である。

松前層群

- No. 1 北海道松前郡福島町, 大千軒岳東方 (第4図)
- No. 2 北海道渡島郡上ノ国町桂岡, 太平山 (第6図)
- No. 3 北海道松前郡福島町, 前千軒岳東方 (第4図)
- No. 4 北海道松前郡松前町江良北東, 二越川中流(第

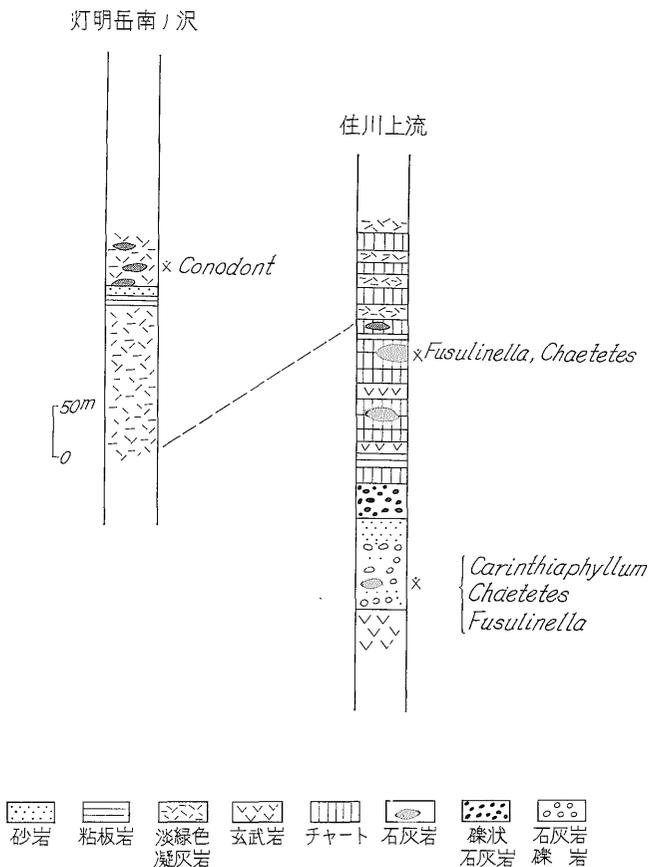
7図)

戸井層

- No. 5 北海道亀田郡尻岸内町, 中ノ沢 (第8図)

産出した地層の特徴と産出状況はつぎのとおりである。

1) 大千軒岳東方のコノドントを産出する石灰岩は、ここに分布する松前層群中の淡緑色凝灰岩にはさまれる塊状石灰岩のレンズで、やや灰白色を呈し、また、凝灰物質の混入によってわずかに緑色がかった白色を呈することもある。海藻化石がかなり多く含まれている。抽出に使用した石灰岩試料は少量で、1,080gにすぎなかった。これから抽出したコノドントは破片をふくめ71個であった。この含コノドント石灰岩レンズをはさむ淡緑色凝灰岩は、住川流域の石炭紀珊瑚・紡錘虫化石を産出する桂岡層の上部の淡緑色凝灰岩層に対比される。その一部には、チャート・粘板岩・石灰岩レンズをうすくはさむことがある。その関係を地質柱状図で示せば第5図のとおりである。つまり、大千軒岳東方の含コノドント石



第 5 図 住川流域および大千軒岳東方の柱状図
 Fig. 5 Geologic columnar section in the River Sumikawa
 and the eastern area of Mt. Daisengendake

灰岩の層準は、住川流域の *Carinthiaphyllum*, *Fusulinella* を産出する層準よりも上位にあると考えられる。

2) 太平山のコノドント産地は、湊・国府谷 (1962) によって報告された *Fusulinella* を産出する桂岡層の石灰岩で、抽出した石灰岩試料は垣見によって採取された *Chaetetes* をふくむ礫状石灰岩である。抽出されたコノドントは破片をふくめ、62個である。このコノドントは、化石体に微細なひびわれが入っていて、壊れやすく完全な個体はほとんどない。

3) 前千軒岳東方の地点のコノドントを産出する地層は、大千軒岳・前千軒岳南方の玄武岩熔岩および凝灰岩の厚い地層の下位にある粘板岩と比較的うすいチャートとの互層中にはさまれる石灰岩礫岩である。抽出したコノドントはわずか4個である。

4) 江良北東の二越川中流のコノドントを産出する地層

は、石灰岩・チャート互層にはさまれる礫状石灰岩で、吉田・垣見 (1970) の報告した、*Pseudopavona*, *Chaetetes* を産出したものである。石灰岩角礫の間をうめるのは、2次の沈殿をしたとみられるドロマイトである。抽出されたコノドントはわずか2個にすぎない。

5) 函館東方の亀田半島の、尻岸内町尻岸内川の中の沢のコノドント産出地点付近では、新第三紀層に不整合におおわれて、戸井層が分布する。藤原・国府谷 (1969) によれば、戸井層は黒色粘板岩と硬砂岩からなるが、尻岸内川中流では、チャート・石灰岩・凝灰岩などがはさまれる。はさまれる石灰岩はいずれもうすいが、しばしば玢岩や石英安山岩脈によって貫ぬかれ、灰白色結晶質になっている。コノドントはこれらの石灰岩のなかで、非結晶質のやや黒色を呈する石灰岩から3個抽出された。

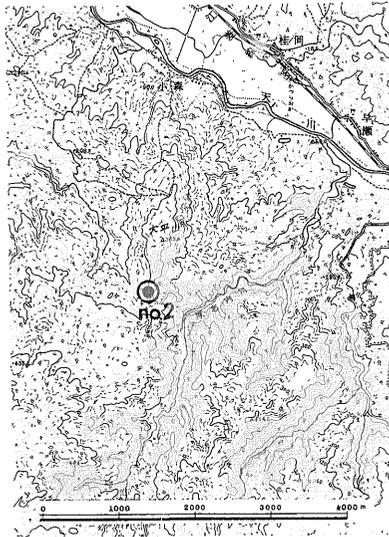
5. 松前半島から産出するコノドント

松前層群から産出したコノドントは第1表のとおりである。

全般的にみれば、大千軒岳東方のコノドントの構成で

第1表 松前層群コノドント産出表
Tab. 1 List of conodonts contained in the Matsumae Group

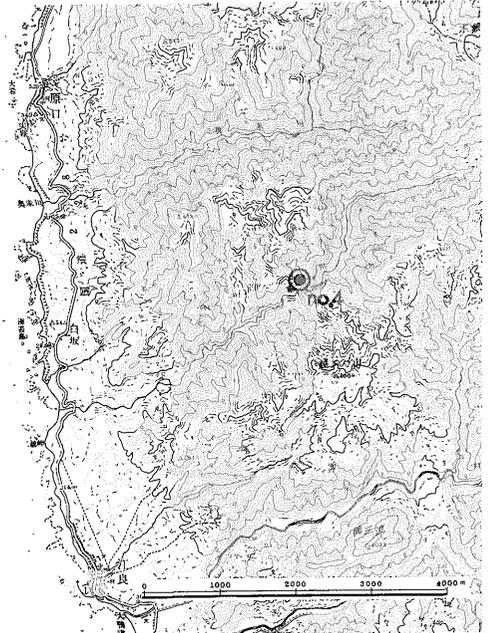
Species	Locality	1	2	3	4
	大千軒 岳東方	桂 太	岡 平	前 山	千 軒
<i>Hindeodella</i> sp.		2	1	2	
<i>Lonchodina</i> sp.		1			
<i>Gondolella clarki</i> KOIKE		15	2		
<i>G.</i> n. sp. indet.		5	1		1
<i>G.</i> sp.		22			
<i>Prioniodina</i> sp.		5			
<i>Cnathodus</i> cf. <i>roundyi</i> GUNNELL		2	3		
<i>Idiognathodus delicatus</i> GUNNELL		2	9		
<i>Ozarkodina</i> sp.		1	1		
fragment		16	45	2	1
Total		71	62	4	2



第6図 上ノ国町桂岡・大平山付近化石産地

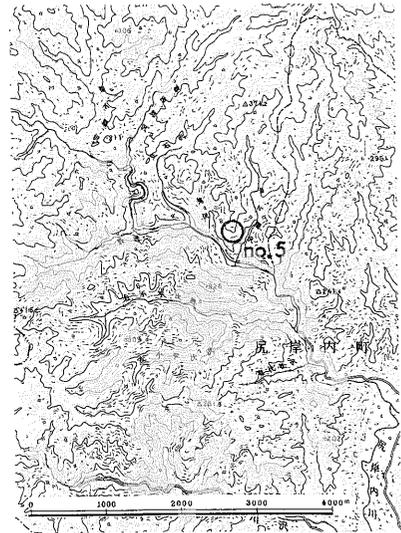
1/5万地形図上ノ国 (凡例, 第4図に同じ)
Fig. 6 Location map for fossils in the neighbourhood of Mt. Taiheizan, Katsuraoka, Kaminokuni Town

は *Gondolella* が圧倒的に多いのが特徴で、60%以上を占める。そのうちでも、*Gondolella clarki* がもっとも多い。一方、桂岡太平山のもの、*Gondolella* がまれで、*Gnathodus* cf. *roundyi*, *Idiognathodus delicatus* が多い。両者のコ



第7図 松前町二越川化石産地

1/5万地形図大千軒岳 (凡例, 第4図に同じ)
Fig. 7 Location map for fossils in the River Nikoshigawa, Matsumae Town



第8図 尻岸内町中小屋沢化石産地

1/5万地形図恵山 (凡例, 第4図に同じ)
Fig. 8 Location map for fossils in Nakagoya-zawa, Shirikishinai Town

ノドント群集の相違は、第5図の柱状図に示されるように、桂岡層中の太平山および住川流域にみられる偽礫状石灰岩と大千軒岳東方のコノドントを産出する淡緑色凝灰岩層中の石灰岩との層準の相違に由来していることも考えられる。

まえにのべたように、コノドントを産出した桂岡太平山の石灰岩からは、*Fusulinella*, *Chaetetes* が産出している。また、二越川のコノドントはきわめて貧しいものであるが、ここからも *Chaetetes*, *Pseudopavona* が産出し、含まれる紡錘虫の不完全断面も、おそらく *Fusulinella* であろう。したがって、これらの地点の石灰岩の地質時代は、後期石炭紀 *Fusulinella* 帯に属するものと考えられる。

ところで、これらのコノドントフォーナを、KOIKE (1967) の阿哲石灰岩のコノドント、野上 (1970) による秋吉石灰岩のコノドントと比較すると、共通する種属がいくつか認められる。たとえば、*Gnathodus cf. roundyi*, *Idiognathodus delicatus*, *Gondolella clarki* がそれである。*Idiognathodus delicatus* は阿哲石灰岩層の小谷層から産出し、KOIKE (1967) による *Idiognathodus delicatus-Gnathodus atetsuensis* 帯の構成要素であり、小谷層の最上部の化石帯、*Fusulinella* 帯に属するものと考えられている。つまり、地質時代からいえば、後期石炭紀の Moscovian、あるいは Desmoinesian に所属する。また、秋吉石灰岩からも *Idiognathodus delicatus*, *Gnathodus roundyi* が産出している。そして、その産出層準は、*Fusulinella biconica* 帯に属することが、野上 (1970) により明らかにされている。

産出する紡錘虫化石から、桂岡太平山および大千軒岳東方の含コノドント石灰岩は *Fusulinella* 帯のものであることが確かめられているから、あきらかに秋吉・阿哲石灰岩と同一層準を示すものであるが、以上のコノドントからみても同じ結論に達する。

また、*Gondolella clarki* についても、*Idiognathodus delicatus* とほぼ同じ生存期間をもつことが阿哲石灰岩の場合に知られている。秋吉石灰岩でも *Fusulinella biconica* 帯に属す層準から産出している。桂岡太平山の場合もまたこの点で共通した出現を示している。

このように、松前層群から産出したコノドントは、共存する紡錘虫化石からも裏づけられるとおり、国内的にも国際的にも、後期石炭紀モスコビアン世のものとして認められる。しかし、一種だけ疑問のある種がみだされる。それは、大千軒岳東方と、桂岡太平山の石灰岩からえられたもので、*Gondolella planata* によく似た種があることである。この種は、*Gondolella* のほかの種に比べて、ずんぐりと短かく、幅が相対的に広く、後部がまる

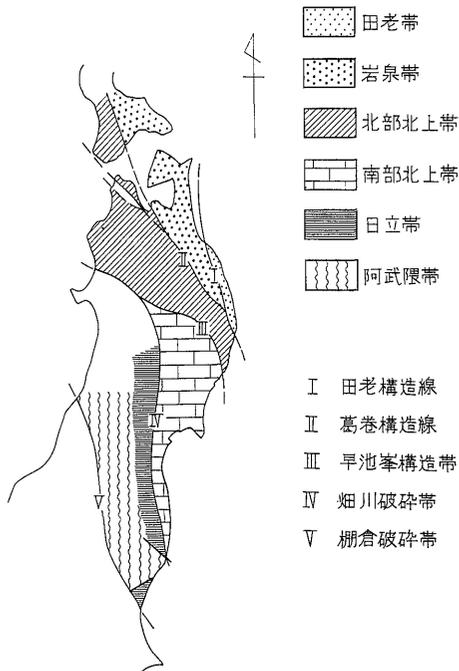
まり、前方に向かって細まっていく特徴をもつものである。これはアメリカ西部では三疊紀スキチック階に産出するとされている。この種の形態的な特徴は、松前層群から産出した *Gondolella* の一つによく合っていて、それだけをみれば、同じものとみてさし支えがないほどである。しかしながら下面の keel の中央部の幅が広く、また keel の中央部が凹んで、下面の面とほとんど同じくらい低くなっているという、*Gondolella planata* の特徴は備えていない。この重要な種の特徴を欠いているから、松前層群産のこの種はおそらく別種でしかも新種であろう。しかし、どちらかといえば、keel の高さは低い方であるから、*Gondolella* の進化を論じた CLARK and MOSHER (1966) にしたがって、かれらの進化の特徴要素のなかで keel 以外のものをとりあげてみるならば、松前層群産の *Gondolella* n. sp. indet. は進化的には三疊紀型ということになるのであろう。しかし、コノドントの生存期間の問題については、さきに、林 (1970) が葛生の鍋山石灰岩のコノドントの研究で明らかにしたように、一部のコノドントの生層序確立にはなお深い検討の余地がある。

いずれにせよ、この *Gondolella planata* にやや似ている *Gondolella* n. sp. をのぞけば、松前半島のコノドントは、秋吉・阿哲石灰岩の石炭紀 *Fusulinella* 帯のコノドントフォーナによく一致している。

保存状況からいえば、松前層群の後期石炭紀のコノドントは、秋吉・阿哲石灰岩のそれに比べ、種属数においてはるかに少なく、保存も良好でない。それは、秋吉・阿哲石灰岩のように、長い地質時代にわたって安定した環境のもとで、石灰礁形成がおこなわれたところと、松前半島のようにチャート・粘板岩を主とする厚い地向斜性堆積がおこなわれたところとの、堆積環境の相違にもとづくものであろう。松前半島のコノドントは、全体的にもろく、顕微鏡下で拾いあげるとき、壊れることがしばしばである。それは、松前半島の古生層全体が、一部千枚岩化するほど、構造変形をうけていることに関係しているのであろう。

6. 亀田半島から産出するコノドント

亀田半島に分布する先新第三紀層、戸井層中の石灰岩から発見されたコノドントは、*Epigondolella cf. bidentata* と *Hindeodella* である。えられたコノドントはあわせてわずか3個にすぎないが、前者はヨーロッパ・アメリカでは、三疊紀ノーリック世のものとしてされていたもので、坂上ら (1969) の上礫石灰岩のコノドントとほとんど同一時代を示すものである。



第9図 東北日本地質構造区分図 (先白亜紀宮古世)
Fig. 9 Tectonic sketch map in Northeast Japan

7. 松前層群および戸井層の地質時代と構造区分上の位置

すでに、松前層群からは第1図に示されるように、3カ所の地点から後期石炭紀の紡錘虫・珊瑚化石の産出が知られている。しかし、いずれも化石の産出した石灰岩は、桂岡層および江良北東方の松前層群の礫状石灰岩、あるいは石灰岩礫岩であって、これらの化石が二次化石ではないかという疑いも残された。けれども、四国の休場式礫岩のように、いくつかの地質時代を指示する化石が混在する産状とことなり、産出する紡錘虫珊瑚化石が後期石炭紀のものに限られること、石灰岩の微細なさげ目にドロマイトが2次の続成的沈殿をして礫岩状のみかけを作っている部分があり、石灰岩礫岩がしばしばそうであるように、この場合も偽礫あるいは偽角礫石灰岩とみるべきであることが明らかとなった。それらの結果はこれらの紡錘虫・珊瑚化石が二次化石ではなく、そのままその指示する地質時代を示すものであろう。さらに、こんどのコノドント抽出の結果、産出するコノドントが秋吉・阿哲石灰岩の *Fusulinella* 帯のコノドントフォーナによく一致し、しかもより若い時代のコノドントがまったく含まれていないこと、および、大千軒岳東方の、細かな凝灰岩中には含まれた非碎屑性の塊状石灰岩から、*Fusulinella* 帯を指示するコノドントを産出したことによ

り、松前層群の大半の部分が、後期石炭紀のものであることが明らかになったものと考えられる。

地質時代の明らかとなった段階でこれまで松前層群について、分布など明らかでないままに使われていたが、上礫石灰岩とその周縁層および戸井層と区別して、松前半島に分布するものだけに限り用いた方がよいであろう。その分布は第1図に示される。

各地域の松前層群全体の層序を組み立てることは難しいが、桂岡層が江差東方の松前層群の上部に相当し、さらに住川流域の桂岡層が、江良北東から小砂子にわたり分布する玄武岩熔岩・石灰岩(一部礫状)・チャートの地層に当たるとすれば、松前半島における松前層群は全体として8,000mに及ぶと推定される。このように後期石炭紀の厚い地向斜堆積物の存在については、MINATO et al.(1965)によって、*Fusulinella* 帯の岩相分布図が示されているし、長谷川・高野(1969)も新潟県において、後期石炭紀 *Fusulinella* 帯の地向斜性堆積層を明らかにしている。秩父(本州)地向斜には、二疊紀の部分が圧倒的に多いとされていたが、渡島半島におけるこの事実から、秩父(本州)地向斜内に後期石炭紀に属する部分が地域的にかなり厚く発達することが確かめられた。

一方、亀田半島の戸井層の地質時代については、上礫石灰岩のコノドントと共通種が産出することによって、それと同一地質時代、すなわち三疊紀とほぼ考えられる。藤原・国府谷(1969)は、下北半島の中生層の延長という可能性を指摘しているが、コノドントの抽出数がいずれにも少なすぎるとはいえ、それを裏づける一つのデータといえるだろう。吉田ら(1970)は、松前層群を古生層を主とする北部北上帯の延長に属するものとし、上礫石灰岩をふくむ渡島半島南東部の先新第三紀層を岩泉帯の延長部に所属させた。その後、岩泉帯から、村田・杉本(1971)、MURATA and NAGAI(1972)により、*Epigondolella abneptis* をふくむ後期三疊紀のコノドントの産出が報告された。これらのコノドント群集は、上礫石灰岩・戸井層産出のものと同一群集である。また加藤(1972)によれば津軽半島にジュラ系が発見された。これらの事実にもとづき、東北日本から北海道南西部の地体構造区分を示せば第9図のとおりである。神戸・青木(1971)によれば、岩泉帯を特徴づける三疊紀コノドント群集は、西南日本外帯の三宝山帯にも知られている。島津・田中・吉田(1970)は、地体構造区分から岩泉帯を西南日本の三宝山帯と比較したが、その推定の確度が高められたといえよう。

8. おわりに

松前層群の地質時代については、後期石炭紀の紡錘虫・珊瑚化石が発見されているが、その産出地層が、礫状石灰岩であって、二次化石という疑いが残されていた。そこで、松前層群にはさまれる石灰岩および含化石礫状石灰岩の地質時代を明らかにする目的で、コノドントの抽出を試みた結果、4カ所の石灰岩から後期石炭紀コノドントが抽出された。このコノドント群集は、阿哲および秋吉石灰岩の後期石炭紀 *Fusulinella* 帯の群集とよく一致する。この結果、松前層群の大半が後期石炭紀の地向斜堆積物であることが明らかになったと考えられる。

さらに、渡島半島南東部の戸井層中の石灰岩から、上礫石灰岩と同じ三疊紀コノドントが少数ながら産出した。これらの渡島半島南東部のコノドントは、岩泉石灰岩や青森県夏泊半島の石灰岩のものと同じ群集であって、三疊紀を示すものである。したがって、渡島半島南部において、上礫石灰岩から東方の古期岩は、東北日本の岩泉帯の延長に、松前層群は北部北上帯の延長にあたりと考えられる。

引用文献

- 長谷川美行・高野 修 (1969) : 新潟県津川付近の古生層. 日本地質学会第76年学術大会「グリーンタフに関する諸問題」討論会資料, p. 73~76.
- 秦 光男・山口昇一 (1969) : 北海道西南部における *Operculina* の層位学的位置. 日本地質学会第76年学術大会「グリーンタフに関する諸問題」討論会資料, p. 131~135.
- 林 信悟 (1971) : 鍋山層から産したコノドントについて. 地球科学, vol. 25, no. 6, p. 251~257.
- 神戸信和・青木ちえ (1971) : 西南日本外帯におけるコノドント化石産地に関する新知見. 1971年地学連合学術大会講演要旨, p. 102.
- 加藤 誠 (1972) : 青森県津軽半島の“古生層”. 地質学雑誌, vol. 78, p. 515.
- KOIKE, Toshio (1967): A Carboniferous succession of conodont faunas from the Atetsu limestone in Southwest Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C*, vol. 9, no. 91~93, p. 279~318.
- MINATO, M., GORAI, M. and HUNAHASHI, M. (1965): *The geologic development of the Japanese Islands*, 442 p., Tsukiji-Shokan, Tokyo.
- 湊 正雄・国府谷盛明 (1963) : 上礫石灰岩から *Mesophyllum* の発見. 地質学雑誌, vol. 69, p. 161.
- MINATO, M. and ROWETT, L. L. (1967): New Paleozoic fossils from southern Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV*, vol. XIII, no. 4, p. 321~332.
- MURATA, M. and NAGAI, T. (1972) : *Discovery of conodonts from Sekkenai, Hiranai-cho, Higashitsugaru gun, Aomori Prefecture, Japan*. 岩井淳一教授記念論文集, p. 709~717.
- 村田正文・杉本幹博 (1971) : 北部北上山地よりトリアス紀後期コノドントの産出 (予報). 地質学雑誌, vol. 77, p. 393~394.
- 野上裕生 (1970) : 山口県秋吉石灰岩の石炭紀コノドント化石. 日本化石集, 7, 築地書館.
- 小貫義男・盛合禮夫・佐藤 浩 (1969) : 北海道桂岡鉱山の地質および地質構造. 鉱山地質, vol. 19, no. 98, p. 349~355.
- 坂上澄夫・南川純夫・川島幹雄 (1969) : 北海道渡島半島上礫石灰岩のコノドントとその地質時代の考察. 地学雑誌, vol. 78, no. 6, p. 37~43.
- 島津光夫・田中啓策・吉田 尚 (1970) : 田老地域の地質. 地質調査所地域地質研究報告.
- 角 靖夫・垣見俊弘・水野篤行 (1970) : 5万分の1地質図幅「江差」および説明書, 53 p., 北海道開発庁.
- 吉田 尚 (1971) : 東北日本古生層の岩相区分と地体構造. 地質学会等五学会連合学術大会講演要旨.
- 吉田 尚・垣見俊弘 (1970) : 北海道松前町からの石炭紀化石. 地質学雑誌, vol. 76, p. 413~414.
- 吉田尚・垣見俊弘・秦 光男・山口昇一・佐藤博之・青木ちえ (1970) : 北海道渡島半島南西部の古生層. 地質学会1970年総会講演要旨, p. 202.
- ・山口昇一 (1967) : 北海道松前郡大千軒岳付近の中部石炭紀化石. 地質学雑誌, vol. 73, p. 260.