

553.981/.982(084.32)(521.418) [1:50,000]

所 長 小 林 勇

日 本 油 田 ・ ガ ス 田 図

11

佐 渡
地 質 説 明 書

島津光夫・外山哲英・皆川 潤・高浜信行・若林茂敬・

齊藤良二郎・金井克明・市橋紘一・佐々木 正…………… (新第三系)

歌代 勤・高野武男・長谷川 正・小林忠夫…………… (第四系)

| | |
|-------------------------------------|-----|
| IV.3.10 小木玄武岩 | 59 |
| IV.4 火成活動 | 62 |
| IV.5 地質構造 | 62 |
| 参考文献 | 64 |
| Abstract | 66 |
| V. 佐渡島の第四系……………歌代 勤・高野武男・長谷川 正・小林忠夫 | |
| V.1 要 旨 | 69 |
| V.2 まえがき | 69 |
| V.3 研究史 | 70 |
| V.4 地 形 | 70 |
| V.4.1 概 観 | 70 |
| V.4.2 投影断面図について | 71 |
| V.4.3 起伏量図からみた地形区分 | 71 |
| V.4.4 傾斜区分からみた地形 | 73 |
| V.5 第四系の基盤 | 74 |
| V.5.1 概 説 | 74 |
| V.5.2 中山層 | 75 |
| V.5.3 沢根層 | 75 |
| V.6 第四系 | 76 |
| V.6.1 層序区分 | 76 |
| V.6.2 赤坂層 | 77 |
| V.6.3 国中層 | 77 |
| V.6.4 国中層の化石と堆積環境 | 83 |
| V.6.5 住吉野城面 | 90 |
| V.6.6 海岸地域との対比 | 91 |
| V.6.7 赤色粘土層および褐色粘土層の問題 | 91 |
| V.6.8 金丸層(沖積層) | 94 |
| V.7 各地域との対比 | 103 |
| V.7.1 赤坂層 | 105 |
| V.7.2 国中層 | 105 |
| V.7.3 住吉野城面 | 105 |
| V.7.4 金丸層 | 105 |
| V.8 段丘の高度分布からみた佐渡島の地殻運動 | 105 |
| V.9 国中平野の形成過程 | 106 |
| V.9.1 前期洪積世の時代 | 106 |
| V.9.2 中期洪積世の時代 | 107 |
| V.9.3 後期洪積世の時代 | 107 |
| V.9.4 沖積世—国中平野の完成期— | 107 |
| V.10 ま と め | 108 |
| 参考文献 | 109 |
| Abstract | 111 |
| 補 足 | 113 |
| 図 版 | |

佐 渡
地 質 説 明 書

I. 緒 言

グリーンタフ地域において佐渡島が地質学的に重要な位置を占めていることは、ことさら述べるまでもないことと思う。佐渡島はまた日本海の問題にとっても重要である。また、鉱産資源の面でも古くから日本有数の金山である佐渡（相川）鉱山の存在からも重要である。近年、大陸棚の資源、とくに石油、天然ガスの探鉱、開発がさげばれ、一部ではすでに開発が現実の問題になっている。大陸棚については最近の探鉱技術の進歩により、空中重力、磁気探査、海上地震、サイスミックプロファイラー（ソノプローブ、エアガン）探査などにより海底地質、地質構造の調査が進められているが、それらの間接的調査の結果を陸上の地質と関連させて考察することが必要である。そのような意味から新潟周辺海域の大陸棚、堆礁の地質を調べる上で佐渡島の地質の全貌を知ることが重要で、日本油田・ガス田図 11「佐渡」の出版の運びとなった。

II. 佐渡島の地質の概要

島津光夫*

II.1 研究史と地質図完成までの経過

佐渡島の地質層序は相川付近を中心にしてたてられ、古くから相川層という地層名が用いられてきた(中島謙造, 1889; 小沢儀明, 1924).これは相川鉦山の開発と深く関連し, 坂市太郎(1886)を初めとし, 中島謙造・坪谷幸六(1937)の報告となっている.

佐渡の新第三系の層序については多くの変遷があり, 初期には中島・小沢らは相川層と沢根層に大きく区分したが, その後沢根層が細分され, 渡辺久吉(1932)はほぼ現在の区分に近い層序をたてている.しかし, その後も種々の変遷があり, 現在用いられている相川層以上の地層区分は, 歌代 勤(1950)によるもので, 下位から, 下戸層・鶴子層・中山層・沢根層にわけられている.なお, 参考までに地層名の変遷を第1表に示す(地層名辞典, p. 1061-1062による¹⁾).

一方, 相川層あるいは下戸層以下の地層は長いこと一括して扱われてきたが, 1950年以降, 杉山隆二らによる佐渡全島にわたる調査が進められ, 杉山隆二(1953)により, 下戸層以下の地層は, 下位から, 相川層・杉野浦層・笠取山層に区分された.なお, 相川層の下部に片辺火成岩類がもうけられている.杉山による地層区分は小佐渡を中心にしたもので, 下戸層以上の地層名も, 羽茂層(鶴子層), 素浜層(中山層)が提唱されている.

相川層は, また, 相川鉦山付近では, 市村賢一(1950)により, 詳しく区分された(III.の第1表参照).

以上のように佐渡全域の層序区分ができ上り, 1950年以降の全島の調査が進み, 1955年に作られた, 20万分の1新潟県地質図は上の区分で塗色されている.残念ながら, より詳しい地質図は公表されていないが, 火山層序について筆者らの区分と見解の相異があり, 断層が多く読みとりにくい点があるが, 現在でも参考になる点が多い.佐渡の第三紀火成活動と地殻運動の関係を論じた杉山(1956)の報文にも傾聴すべき点が多く, 佐渡の地質研究史の上で大きな礎石となっている.

その後, 西田彰一(1958)は片辺火成岩類と相川層を相川層群として一括し, また, 津田禾粒(1962)は笠取山層を下戸層下部としている.なお, 津田(1956)はおもに下戸層堆積以後の佐渡の古地理の変遷を論じている.

新潟県地質図は1962年に改訂されたが, 西田らの上記の区分で塗色されている.この地質図は佐渡に関する限り, 整理はされてはいるが, 進歩は認められない.

佐渡の第四系については, 地形学者により古くから海岸段丘に興味をもたれてきたが, 第四紀地質学の立場からの調査研究はなく, 段丘堆積物も一括して国中累層としてとりあつかわれてきた(IV章参照).

国中平野団体研究グループは, 1960年から国中平野を中心とした第四系の研究にとりくみ, 野外調査とともに, 貝化石・微化石の研究もあわせ行い, 層序区分と堆積環境の推定, それをもとにした第四紀地史の編年について詳しい報告を発表した(佐渡国中平野団体研究グループ, 1966, 1969).

大佐渡研究グループは従来の佐渡の地質の全面的な再検討を企て, 1965年から1969年までの5年間にわたり, 延90名の参加者による大佐渡地域の調査を行い, その結果を1970年に報告した.大佐渡研究グループはとくに下戸層以下の火山層序の確立に重点をおき, 次のような層序をくみたてた.すなわち, 下位から, 入川層(大立凝灰岩)²⁾, 石花川層(相川層), 真更川層(ニツ岩層), 下戸層の順である.

* 新潟大学理学部

1) 地層名辞典, 日本新生界の部, part III, O-S, 1959. 2) 括弧内は相川鉦山付近の地層名
日本油田・ガス田図11「佐渡」地質説明書. 地質調査所, 昭和52年.

第1表 佐渡における地層名の変遷

| 中 島 (1889) | 小 沢 (1924) | 横 山 (1926) | 楨 山 (1932c) | 渡 辺 (1932) | 坪 谷 (1934) | 坪 谷 (1937) | 歌 代 (1950) | | | |
|---------------|---------------|---------------|----------------|---------------|------------------|---------------|---------------|------|----------|-----|
| | | 礫 岩 層 | | | | | | | | |
| 沢根第三紀層 | 沢 根 層 | 沢 | 含化石砂層 | 青イクヂ層 | 沢 根 層 | 沢 根 層 | 沢 根 層 | | | |
| | | 根 層 | 珪藻土層 | ミソイクヂ層 | 第 三 紀 層 | 鶴 子 層 | 中山珪藻頁岩 | 中山層 | 中山統(中山層) | 中山層 |
| | | | 白色層灰岩層 | | | | 中山白色頁岩 | 中山層 | 中山統(中山層) | 中山層 |
| | | | 砂 岩 層 | | | | 石灰質砂岩 | 鶴子層 | 鶴子統(鶴子層) | 鶴子層 |
| | | | 礫 岩 層 | | | | 基底砂岩 | 基底礫岩 | 鶴子統(鶴子層) | 下戸層 |
| 相川第三紀層 | 相 川 層 | 相川第三紀層 | | 相川第三紀層 | 相川層 | 相川層(相川統) | 相川層 | | | |

小佐渡地域の地質については、佐々木正（1970）・金井克明（1971）が卒業論文研究として、杉野浦一西三川地域、多田一真野地域をそれぞれ調査した。その後、島津らは前の2地域をチェックすると共に、調査地域を拡げ、1971年秋、小佐渡地域の調査を完了した。

小佐渡地域の新第三系下部の層序については、杉山（1956）により、下位から相川層・杉野浦層・笠取山層・下戸層、津田（1962）により、杉野浦層・下戸層下部層・下戸層上部層とされているが、その後の調査で杉野浦層・笠取山層の模式地が不適當であり、また、下戸層下部層の取扱いに問題があるので、佐々木・金井・島津らの調査結果をもとにして、下位から、相川層・三瀬層・豊岡層・経塚山層・下戸層の順に層序を改めた。これらの層序と大佐渡地域の層序の関係を第2表に示した。

なお、小佐渡の西三川地域の下戸層の堆積環境については、小佐渡団研グループにより、1970・1971年調査が行われ、その結果は近く発表される予定である。

今回の佐渡島の地質図は、大佐渡地域は大佐渡研究グループによる調査をもとにしたが、一部、岩谷口一石名川地域は外山哲英（1971）の調査結果により修正した。

小佐渡地域は上記の佐々木正（1970）、金井克明（1971）および島津ら（未発表）の調査結果によった。なお、西三川地域の下戸層は小佐渡団研グループの資料によった。沢根層については新潟有孔虫研究グループの資料を参照した。小木半島の地質は茅原一也（1958）の資料によった。

また、第四系については、国中平野団研グループ（1966）の資料をもとにしたが、その後の高野武男らによる補足調査により一部修正されている。

以上のように、1965年以前の資料も参考にしたが、ほとんどが、1965年以降の多くの調査資料をもとにして編集されたものである。まだ、不十分な点が多く残されているが、現段階のまとめとして作成した次第である。

調査に参加された多くの方々、とくに資料を提供された大佐渡・小佐渡・国中平野研究グループの方々に厚く感謝する次第である。

なお、重力調査の結果を使用させて頂いたが、これは新潟県の好意による。三菱金属佐渡鉱山からは5千分の1、1万分の1の地形図を利用させて頂いた。相川町役場、相川町教育委員会、両津市教育委員会からは宿舎の便宜その他で御協力を頂いた。相川高校高千分校、相川町立戸地小学校、両津市立北中学校、同北小浦小学校、新潟大学理学部附属臨海実験所、農学部附属演習林などからは宿舎の便宜その他で御協力を頂いた。

さらに、10年余にわたる地質調査の期間、種々便宜を与えて頂いた佐渡島の地元の多くの方々に厚く感謝する次第である。

付 記

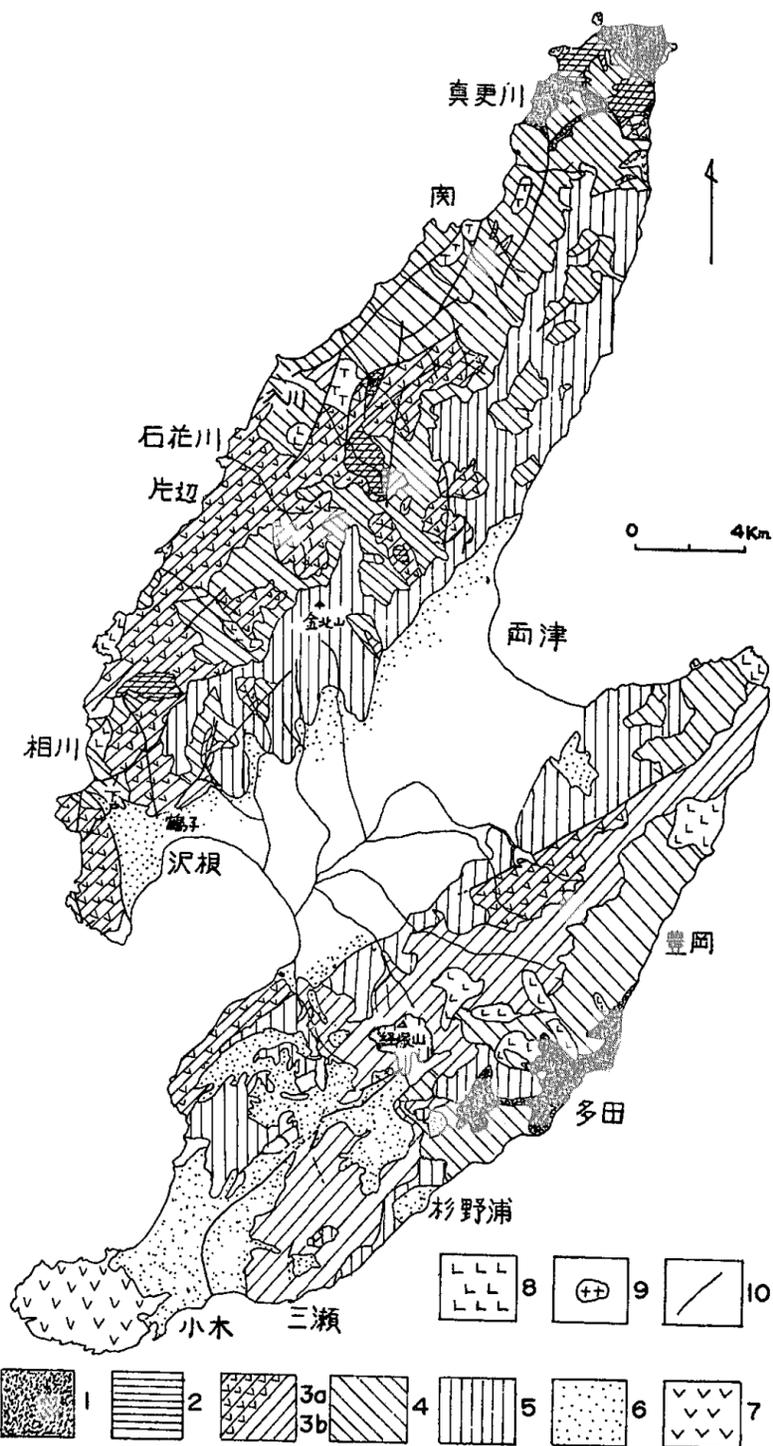
この報告書は、1973年に脱稿した。したがって、その後発表された、火砕流研究グループ（1976）の成果は含まれていない。また、小木半島の火砕岩、枕状熔岩については小木団研グループにより4年にわたり研究が進められ、現在報告が準備されていることを付記する。

II.2 地 質 概 説

佐渡島は東北グリーンタフ地域の西縁部に位置し、大佐渡・小佐渡の山稜とそれを結ぶ国中平野からなっている。佐渡島の骨格をなす2つの山稜は、NE-SW方向にほぼ平行にのび、主として新第三紀中新世初期の活発な火山活動の産物である各種火山岩類からなっている。

ただし、小佐渡の南半部には中新世中期の堆積物が、それら火山岩類を覆って分布している。中新世中期および後期の堆積物は国中平野のへりに大佐渡・小佐渡の山稜をふちどって分布している。小木半島には広く中新世中期に活動した玄武岩類が分布している。また、中新世後期～鮮新世の浅海性堆積物が沢根付近を始め平野のへりに発達している。

佐渡島の周りおよび国中平野には高位・中位・低位の3段の洪積世の海岸段丘と1段の沖積段丘が発達し、国中平野の中央は沖積層により埋積されている。



1. 基盤岩類 2. 入川層 3a. 相川層 3b. 三瀬層 4. 真更川層, 豊岡層 5. 金北山層, 経塚山層
 6. 下戸層以上 7. 玄武岩, 粗粒玄武岩 8. 流紋岩 (貫入岩) 9. 石英閃緑岩, はんれい岩, 玢岩
 10. 断層

第1図 佐渡島地質概図

佐渡島の新第三系の基盤は、古生層とそれを貫く輝緑岩・斑れい岩・蛇紋岩、およびそれらを貫く古第三紀の花崗岩である。古生層および塩基性～超塩基性岩類は、大佐渡の北端と小佐渡中部の東海岸に分布が限られるが、地質構造上は上越変成帯の延長と考えられる。

新第三系は下位から入川層・相川層（三瀬層）・真更川層（豊岡層）・金北山層（経塚山層）・下戸層・鶴子層・中山層・沢根層の順に重なっている。入川層から金北山層にわたる地層はいわゆる下部グリーンタフに相当するもので、ほとんどが、陸上あるいはそれに近い環境で噴出した火山岩類である。下戸層は海成の粗粒堆積物、鶴子層・中山層は海成の細粒堆積物を主とし、海底噴出の玄武岩累層を伴っている。沢根層は海成の粗粒堆積物である。

新第三系最下部の入川層は大佐渡にのみ分布し、硬いひん岩様の石英安山岩質火砕岩で、基盤岩塊に生じた最初の断裂にそって噴出したもので、熔結している部分もあり、陸上の火山活動と考えられる。男鹿半島の入道崎火成岩に近いもので、東北日本グリーンタフ地域では他に余り例をみないものである。

相川層は佐渡島では最も広く分布するもので、大佐渡の中部以南、小佐渡西縁に分布している。入川層を整合に覆っているが、片辺礫岩は大量の花崗岩礫を含み、一部では直接基盤を覆ったものと推定される。

相川層は灰緑色の変質した安山岩類よりなり、男鹿半島の赤島層、東北脊梁の大荒沢層などを構成するプロピライトに相当するものである。相川層を堆積した火山活動の中心の石花川付近では熔岩・火砕岩を主とするが、中心から離れるにしたがい、細粒火山物質が多くなり、珪質頁岩も挟まれる。とくに北狄以南では泥質岩を挟在している。戸地・橋では珪質頁岩中に植物化石を産している。熔結凝灰岩も各所に分布するが、佐渡鉦山付近、二見半島によく分布する。相川層の上部にはガラス質安山岩熔岩が挟まれ、入川・石名川や佐渡鉦山東部に分布しているほか、小佐渡の国府川中流にも分布している。

三瀬層は小佐渡に広く分布し、相川層とともに小佐渡の骨格をつくっている。国府川中流付近で相川層に整合に重なっているが、相川層の上半部と同時異相の関係に当るものと思われる。安山岩熔岩が大部分を占め、その火砕岩を伴っている。とくに粗面岩質安山岩、玄武岩質安山岩が特徴的で、小佐渡の南半部に広く分布している。火砕岩は灰緑色で、比較的細粒のものが多く、猿八付近ではその中に植物化石を含んでいる。相川層・三瀬層を通してみると、相川層の下半部は大佐渡に、三瀬層は小佐渡に分布し、火山活動の場が次第に南側に移動したこと、それに伴い、カルクアルカリ岩質から亜アルカリ岩質に変化したことを示している。

三瀬層の岩石は男鹿半島の門前層の潜岩熔岩類、温海層群五十川夾炭層下部の火山岩類（西田彰一・茅原一也，1966）と類似している。

真更川層は相川層分布地域をとりまいて、その南側に分布し、大佐渡に広く分布する。これに相当する豊岡層は小佐渡においては、三瀬層の上にやはり南側に分布している。

大佐渡の石名川付近では相川層に整合に、また、小佐渡の国見山付近では三瀬層に整合に重なるが、その他の大部分の地域では下位層を不整合に覆っている。とくに、大佐渡の真更川、小佐渡の多田周辺では基盤の古生層、または輝緑岩類の上に直接重なっている。

真更川層・豊岡層は石英安山岩質の火砕流堆積物が主体で、各所に熔結凝灰岩が分布している。大佐渡北部の大倉川、関川付近ではガラス質輝石安山岩から酸性安山岩まで各種の熔岩を挟在している。また、小佐渡の豊岡付近でもガラス質安山岩熔岩を挟在している。

大佐渡北部の関付近には石英安山岩質火砕岩と指交して珪藻質泥岩・玄武岩熔岩・集塊岩・凝灰岩が分布し、珪藻質泥岩中には植物化石を多産する。植物化石は関植物化石群として知られ、阿仁合植物群に相当するものである。すなわち真更川層の下部は男鹿半島の門前階に相当することを示す。

金北山層・経塚山層は主として大佐渡では東斜面に、小佐渡では北部の北西側、および南半部に分布している。大佐渡では一見、真更川層に調和的に分布しているが、相川層・真更川層の上に重なり、不整合の関係である。

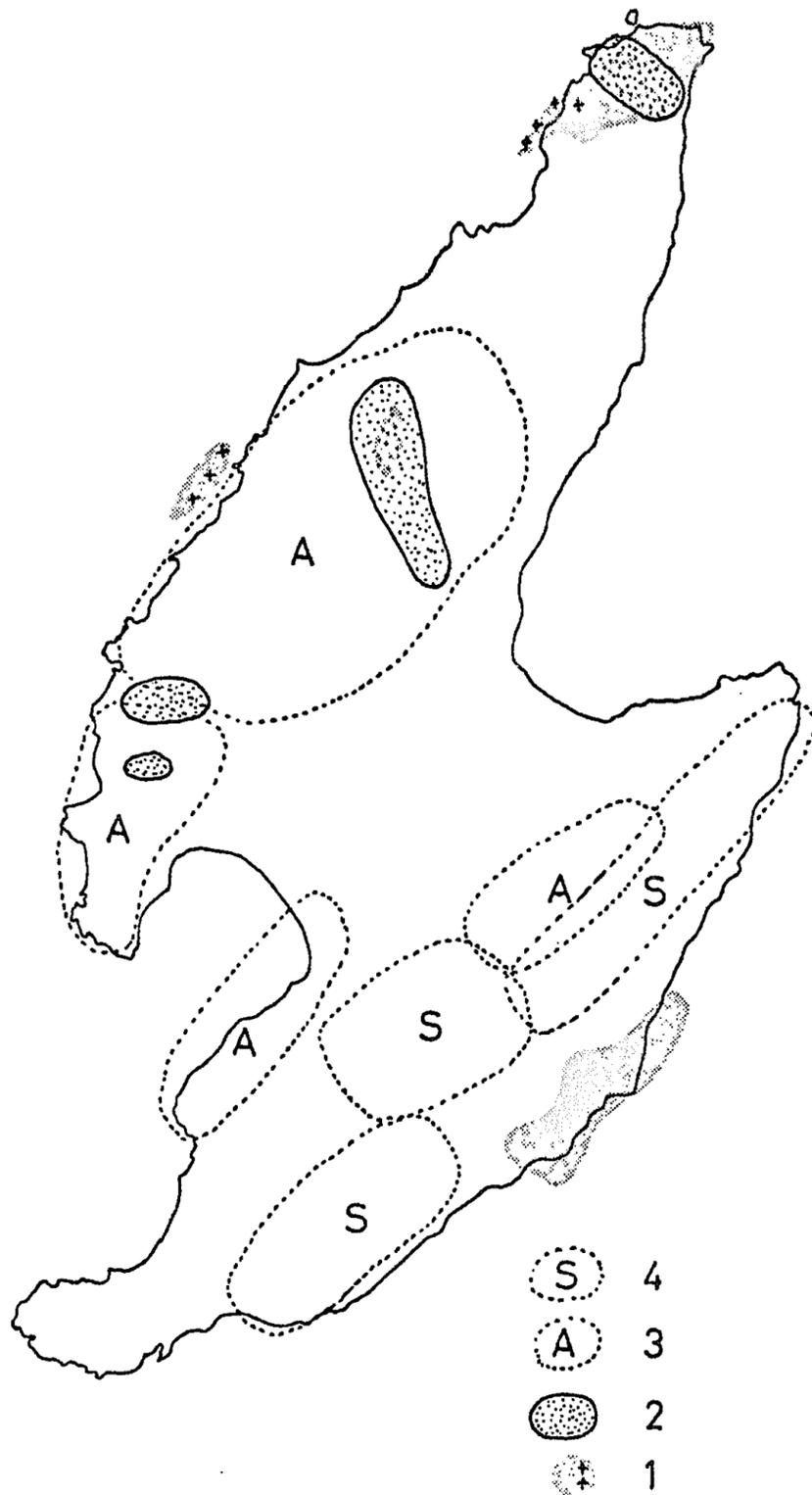
小佐渡では古生層、相川層、三瀬層の上に重なり、完全に不整合である。石英安山岩熔岩を主とし、その火砕岩を伴っている。金北山付近および小佐渡北部には安山岩熔岩が分布している。小佐渡北部の海岸には、熔結凝灰岩が発達している。大佐渡東斜面の堂林山付近には、金北山層最上部の真珠岩～流紋岩質火砕岩、熔岩が分布している。金北山層・経塚山層は台島階に相当するかも知れないが、時代を決める証拠がない。なお、金北山層の黒雲母石英安山岩の黒雲母による絶対年代は 2×10^6 年である³⁾。

下戸層は下位の地層を不整合に覆い、大佐渡、小佐渡の山裾に、国中平野側に分布する他に、大佐渡では離れて平根崎に露出している。しかし、下戸層の最も広く分布しているのは小佐渡南半部で、羽茂川の北側ではほぼ水平に下位層の上に重なり、羽茂川の南側では背斜をなして、三瀬層を覆っている。礫岩・砂岩を主とし、部分的にシルト岩・石灰岩と岩相が変化する。灰黒色のシルト岩中には *Vicarya*, *Vicaryella* などの貝化石を産し、植物化石の破片を含み、内湾性嫌気性環境に堆積したものである。また、*Ostrea* を各所に産し、半淡半かんの環境を示している。西三川の海岸、平根崎、久知川などには基底礫岩の上に砂岩・石灰岩が重なるが、石灰岩は貝化石あるいは *Operculina*, *Miogyopsina* などの有孔虫、石灰藻、サンゴなどよりなり、礫性堆積物に近く、外湾性浅海性環境に堆積したことを示す。上記の海生化石は中期中新世を示し、西黒沢階に相当している。

3) 柴田賢により測定された（未発表）。

第2表 地 質 層 序 表

| | | 大 佐 渡 地 域 | | 小 佐 渡 地 域 | |
|----------|------------------|--------------------------|--|--|--|
| | | 層 序 | 岩 相 | 層 序 | 岩 相 |
| 沖 積 世 | | 沖 積 層 | 礫, 砂 | 沖 積 層 | 礫, 砂 |
| 洪 積 世 | | —不 整 合— | | —不 整 合— | |
| | | 国 中 層 | 礫, 砂, シルト, 粘土 | 国 中 層 | 礫, 砂, シルト, 粘土 |
| | | —不 整 合— | | —不 整 合— | |
| 鮮新世 | 脇本~北浦階 | 赤 坂 層 | 礫, 粘土 | 赤 坂 層 | 礫, 粘土 |
| | | —不 整 合— | | —不 整 合— | |
| 中 新 世 | 船川階 | 沢 根 層 | シルト岩, 砂岩, 礫岩 (貝化石) | 沢 根 層 | |
| | | —不 整 合— | | —不 整 合— | |
| | | 中 山 層 (320m) | 珪藻質泥岩, 凝灰岩 (貝化石) | 中 山 層 (200m) | 珪藻質泥岩, 玄武岩熔岩, 火砕岩 (貝化石) |
| | | —整 合— | | —整 合— | |
| | 女川階 | 鶴 子 層 (80m) | 頁岩 (魚化石) 海緑石砂岩, 苦灰岩 | 鶴 子 層 (700m+) | 玄武岩熔岩, 火砕岩 泥岩, 頁岩 (魚化石) 苦灰岩 (哺乳動物化石) 海緑石砂岩 |
| | | —整 合— | | —整 合— | |
| | 西 黒 沢 階 | 下 戸 層 (100m) | 貝殻石灰岩 (貝化石) シルト岩, 砂岩, 礫岩, 凝灰岩 | 下 戸 層 (150m) | 石灰岩 (有孔虫, 貝化石) 頁岩 (貝化石) 礫岩, 砂岩, シルト岩, 凝灰岩 |
| | | —不 整 合— | | —不 整 合— | |
| | | 金北山層 (300m+) | 真珠岩質石英安山岩熔岩, 凝灰岩 礫岩, 凝灰岩, シルト岩 安山岩熔岩 石英安山岩熔岩, 凝灰角礫岩 | 経塚山層 (400m) | 安山岩熔岩, 火砕岩 真珠岩質石英安山岩熔岩 石英安山岩熔岩, 凝灰角礫岩, 熔結凝灰岩, 凝灰岩, 火山円礫岩, 頁岩 |
| | | —不 整 合— | | —不 整 合— | |
| 新 世 | 台 島 階 | 真更川層 (500m) | 赤色安山岩熔岩, 火山角礫岩 ガラス質安山岩熔岩, 集塊岩 淡緑色石英安山岩質凝灰角礫岩, 火山角礫岩, 熔結凝灰岩, 火山円礫岩, シルト岩 (植物化石) 玄武岩熔岩 (破碎状), 火砕岩 | 豊岡層 (300m) | 安山岩熔岩, 凝灰角礫岩 流紋岩熔岩, 凝灰岩 淡緑色石英安山岩質凝灰角礫岩, 熔結凝灰岩, 細粒凝灰岩, 頁岩 |
| | | —一 部 不 整 合— | | —一 部 不 整 合— | |
| | 鹿 階 | 相 川 層 (1400m-) | ガラス質輝石安山岩熔岩 雑色安山岩質集塊岩 変質安山岩質火山角礫岩, 凝灰角礫岩, 熔岩, 凝灰岩, 細粒凝灰岩 (植物化石), 熔結凝灰岩 含花崗岩礫岩, 砂岩, 頁岩 | 三瀬層 (800m) | 角閃石安山岩熔岩 安山岩質凝灰角礫岩, 凝灰岩, 凝灰質砂岩 (植物化石), 熔結凝灰岩, ガラス質安山岩熔岩, 集塊岩 粗面岩質安山岩熔岩, 集塊岩 玄武岩質安山岩熔岩 安山岩熔岩, 集塊岩, 凝灰角礫岩 |
| | —整 合— | | —整 合— | | |
| | 入 川 階 (500m-) | ひん岩様石英安山岩質凝灰角礫岩 熔結凝灰岩 | 相 川 層 (500m+) | 変質安山岩質凝灰角礫岩, 凝灰岩 (炭化木片), 熔結凝灰岩 変質安山岩熔岩 | |
| | —不 整 合— | | —不 整 合— | | |
| 先新第三紀基盤岩 | | | 花崗岩, 輝緑岩, はんれい岩, 蛇紋岩, 粘板岩 (千枚岩), 砂岩, 石灰岩 | 先新第三紀基盤岩 | 花崗岩, 輝緑岩, ホルンフェルス粘板岩, 砂岩, チャート |



1. 基盤岩類 (+花崗岩) 2. 入川期 3. 相川期 4. 三瀬期

第2図 入川・相川期の堆積盆地

下戸層は佐渡島での最初の海浸を示す堆積物であるが、当時すでに中新世初期に活動した入川層～金北山層よりなる大佐渡、小佐渡の脊梁部は隆起し、隆起した山地のへり、あるいは凹地に湾入して下戸層が堆積したことを示している。

鶴子層・中山層は下戸層の堆積にひきつづく沈降による海浸の進行を示す地層で、下戸層に整合に重なっている。鶴子層はおもに硬質頁岩・黒色頁岩よりなる地層で、羽茂川では深く湾入しているが、その他の地域では下戸層分布地域の外側に分布し、魚類化石・鯨・イルカなど海生哺乳動物の化石を含み、外洋性環境にあったことを示す。

中山層は珪藻質泥岩を主としている。鶴子層は大佐渡の東斜面の南側（石田川より西側）では良く発達するが、北側では発達が悪く、下戸層の上に直接中山層が重なっている。

鶴子層の最も良く分布するのは小木半島の頸部である。

鶴子層堆積の後半から中山層堆積時にかけて、小木半島には顕著な玄武岩の活動があった。小木玄武岩とよばれるもので、枕状熔岩・ハイアロクラスタイト・集塊岩・凝灰岩などよりなり、海底噴火の産物である。下部はかんらん石玄武岩、上部は石英玄武岩である。

沢根層は国中平野のへりに、とくに南部と北部にせまい分布を示すにすぎないが、国中平野の下には広く分布するものと思われる。下部は青灰色塊状シルト岩・砂岩よりなるが、中・上部は褐色の中粒砂・礫・シルトなどよりなり、とくに中・上部には貝化石・有孔虫化石を多産し、沿岸～内湾性の堆積物を示し、おそらく海退期の堆積物と思われる。従来、鮮新世中期（灰爪期）のものと考えられてきたが、沢根層の下部は新潟油田層序の西山層に相当するのではないかという問題が提起されている。

佐渡の第四系は、下位から赤坂層・国中層および金丸層に区分される。赤坂層は中期洪積世の堆積物で、赤坂段丘を形成している。堆積物は“くさり礫”によって特徴づけられる。

国中層は後期洪積世の堆積物で、国中段丘と住吉野城段丘を構成し、最も広く分布している。礫・砂およびシルトの不規則互層で、温暖な気候の下で、汽水性浅海域に堆積したものと推定される。

金丸層はウルム氷期最盛期から、縄文海進にわたる期間の堆積物を含み沖積面を形成している。真野湾沿いには砂丘が発達している。

II.3 地質構造とその発達

佐渡島の地質構造は、すでに下戸層堆積前に形成されたが、その後も地背的隆起を続け、それに伴い褶曲、断層が形成され、鶴子層・中山層堆積後にほぼ現在の構造となったものと考えられる。しかし、沢根層も下位の地層と調和的に20～30°の傾斜を示しており、隆起運動の影響を受けている。

洪積世以後、現在に至る地殻運動は段丘面の高度分布からうかがうことができる。大佐渡・小佐渡では国中面の高さは南部で高く、傾動していることを示す。

佐渡島の地質構造は、大きくは大佐渡・小佐渡の2つの地背斜と国中平野の向斜からなっている。上の2つの地背斜は共通した点も多いが、一応独自の構造発達を辿っている。

入川層は大佐渡の3つの地域にのみ分布し、基盤の構造を直接反映して、基盤のNE-SW、またはEWの方向の断裂にそって噴出したものと考えられる。入川層それ自身の構造はかならずしも明らかでない。

相川層は入川層および基盤に規制され、それらの間の沈降部に堆積したもので、入川層の堆積地域を隆起部として、入川一達者間に一つの大きな向斜盆をつくっている。入川の北部では東あるいは北に傾斜し、ドーム状の傾向を示す。達者の南方、相川鉾山付近では西に傾斜し、二見半島では北方に傾斜している。すなわち、ベースン構造の傾向を示す。

小佐渡の田切須、国府川上流ではともに南東傾斜で、別の構造単位を示し、大佐渡の相川層の堆積盆地と平行した独立の堆積盆地を作っていたものと考えられる。

三瀬層は竹田川から国府川上流にかけての南傾斜の単斜構造と、羽茂川以南の大石―無礼山背斜にわけられる。なお、備付山付近には半ドーム構造が認められる。

北側の三瀬層は相川層の構造に調和しているが、堆積盆地は南側を基盤に境されたNE-SW方向の30 km程度の細長い形をとっている。

南側の背斜を示す部分も、おそらく南側を基盤で限られた10数 km程度の規模の堆積盆地で、北側の堆積盆地と雁行していたものと推定される。

真更川層は大佐渡の石名川以北では、基盤と相川層堆積地域との沈降部に堆積したもので、とくに真更川付近では新たに生じた陥没構造のへりをうめている。石名川以南では相川層をとりまいて分布しているが、南東部により広く分布している。大佐渡の山稜より南東側は全体として南東へ単斜構造を示すが、北東側の大塚山・戸地・相川・長手岬では西に傾斜している場合が多い。

真更川層に相当する小佐渡の豊岡層は多田以北では三瀬層に調和し、南東傾斜を示すが、東南端では基盤の上に直接アバットしている。東縁は海底で明らかでないが、東海岸では北東傾斜、すなわち向斜構造を示す部分もある。多田以南では基盤および三瀬層を不整合に覆い構造が明らかでないが、南傾斜を示す場合が多い。北端に分布する豊岡層も東傾斜を示す部分が多い。

大佐渡の真更川層と小佐渡の豊岡層との関係は明らかでないが、おそらく相川層の堆積盆地に規制されながらも、新しく発生したNE-SW方向の平行した別々の堆積盆地をうめたものと思われる。火砕流

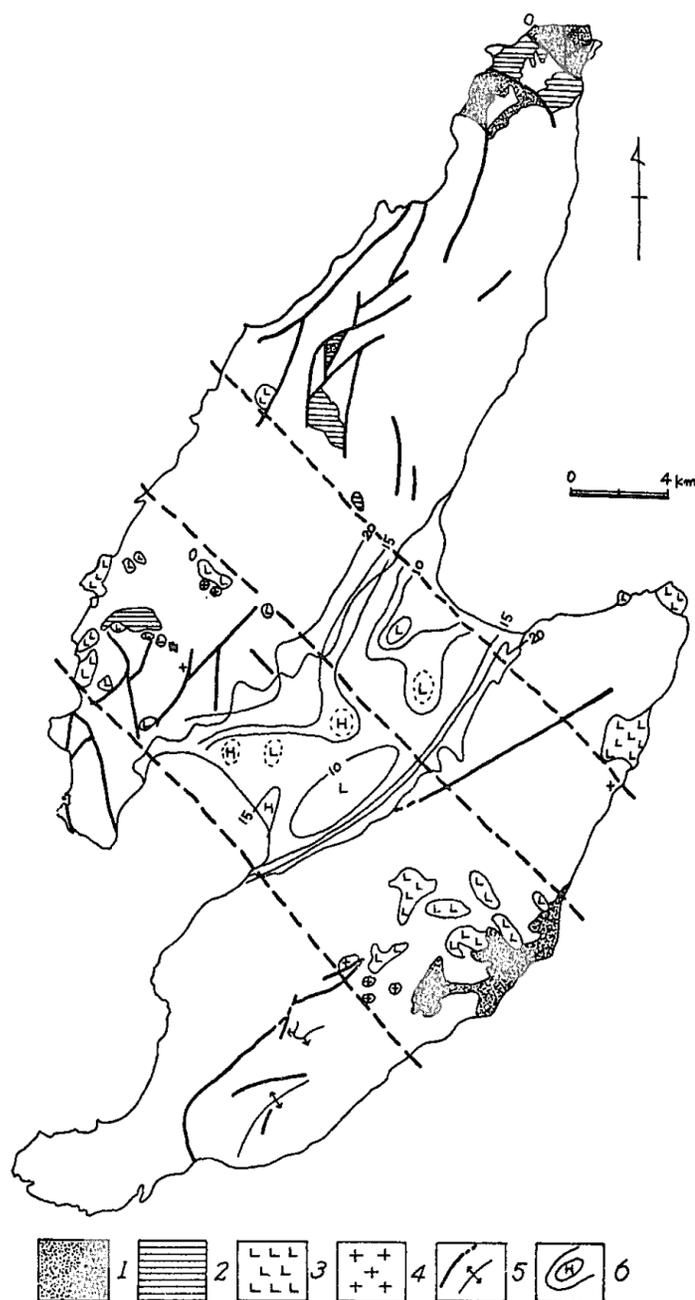
堆積物に富み、各所に熔結凝灰岩が発達しているが、それらが新しい時代（中新世後期以後）のもののように火山性陥没と関係があるものかは復元できず明らかでない。

大佐渡の金北山層は真更川層のさらに南東側に広く分布し、火山活動の場がその方向に移動したことを示す。小佐渡のこれに相当する経塚山層、とくに北部に分布するものは金北山層と一連のもので、国中平野をこえて連続しているものと考えられる。しかし、小佐渡南部では経塚山層は、基盤・相川層・三瀬層・豊岡層を不整合に覆い、現在の分布もいくつかに分かれている。経塚山層はおそらくいくつかの噴出の中心をもって堆積したものと考えられる。経塚山層の中で、羽茂川以南、とくに杉野浦―赤泊付近に分布するものは崖錐性の礫岩～火山円礫岩の堆積に始まり、火砕岩、細粒堆積岩に移りかわり鶴子層に移過するもので、他の地域とは堆積環境が異なっている。

なお、大佐渡北部の五十浦から入川にかけて、知行山・トド峰・岳山・葡萄峰などに石英安山岩の岩体（熔岩ドームまたは岩頸か）が線状に配列している。これらはおそらく金北山層の活動と密接な関係を示すものであろう。

金北山層・経塚山層は大部分石英安山岩～酸性安山岩で特徴づけられるが堂林山付近には最上部と思われる真珠岩～流紋岩類が分布している。これは後述の貫入構造帯とも関連があるかもしれない。

下戸層以上の地層の構造は、地質構造図に示したように、いくつかの背斜、向斜が認められるが、基本的なのは国中平野にみられる向斜構造である。



1. 基盤岩類 2. 入川層 3. 流紋岩体 4. 完晶質岩体 5. 断層, 褶曲軸 6. 等重力線
(単位は mgl)

第3図 佐渡島の地質構造

下戸層堆積時には小佐渡南部を除いては、すでに下位層は隆起し、NE-SW, すなわち、佐渡方向に延びた島列を作っていたものと考えられる。

鶴子層・中山層とさらに海浸は進んだが、その状況は下戸層堆積後期と大きく変わらない。

佐渡島の地質、とくに小佐渡における南北の対立、基盤岩および入川層の分布、流紋岩体および完晶質岩体の分布、さらに国中平野の重力異常の分布などは、佐渡島の地質構造、とくに基盤の骨組を暗示しているように思われる。第3図に主要な地質構造要素を示したが、それらは大佐渡・小佐渡にみられるNE-SW 方向の地質構造の内部にかくされた基盤構造を反映しているものと思われる。最も顕著なものは流紋岩体・完晶質岩体の貫入で、多田一戸地、赤泊一小川を結ぶ線に囲まれた地帯に集中している。流紋岩体はその他に野浦・姫崎・塚上山などに分布している。

上述の密集地帯を、多田一戸地構造帯とよぶことにするが、これは一つの貫入構造帯とみなされる。この構造帯はNW-SE方向を示し、この帯の中には国中平野でも重力異常 High の部分が入っている。大佐渡においてはこの帯を境にして、相川層の岩相が変化する程度であるが、小佐渡においては各層の岩相、構造が著しく変化している。

この構造帯はおそらく基盤構造（断裂帯）を反映しているもので、佐渡島の地質構造発達に一貫して影響を与えているもので、下戸層堆積前の隆起の段階に貫入岩体の活動帯として集中的にあらわれたものと考えられる。完晶質岩の貫入もみられるように深部までおよぶ断裂とみなされる。堂林山付近にみられる経塚山層の真珠岩～流紋岩類もこの帯の中に位置している。

これに平行したNW-SE方向のいくつかの構造線も推定される。入川一豊岡を結ぶ線もその一つで、入川層基盤の分布、塚上山一野浦の流紋岩体、赤玉の潜在する完晶質岩体などで特徴づけられる。大佐渡北縁の基盤、入川層の分布する地域、小木半島の頸部なども関連があるかもしれない。

なお、この構造帯は本土では弥彦一角田隆起帯と関連するものと考えられる。

参考文献は“IV. 小佐渡の新第三系”の参考文献 p. 64—66にまとめて記載してある。

Outline of Geology and Structural Development in the Sado Island, Niigata Prefecture

MITSUO SHIMAZU

Abstract

Since 1966, the writer and others including the Osado research group and the Kuninaka plain research group have engaged in stratigraphical study of the Cenozoic strata in the Sado Island. Results of the works are compiled and published as geological sheet map (scale 1: 50,000).

In this chapter, the writer tries historical review, and then summarizes the Cenozoic stratigraphy and geological structure, and discusses an outline of the structural development.

The geological succession and other matters are shown in Table 1. The Neogene Tertiary of the Osado and Kosado and the Quaternary of the Sado Island are described in chapters II, III, and IV respectively.

The main structural pattern of the Sado is the geanticlinal structure of the Osado and Kosado, and the synclinal basin beneath the Kuninaka Plain. These structures have the trend of NE-SW, which is called as "Sado direction" and had been formed before the deposition of the Orito formation in the Middle Miocene, which shows first transgression in the area, and upheaval continued after deposition of the Orito formation.

The Nakayama formation in the Upper Miocene and the Sawane formation in the Pliocene are affected by the same upheaval movement.

However, the structural elements of NW-SE direction are also significant. This structural pattern is manifested as the Toji-Ohota intrusive zone. This structural zone is characterized by intrusions of many rhyolite masses and small holocrystalline rock bodies such as quartz diorite and gabbro. Moreover, several assumed structural zones run parallel to the Toji-Ohota zone. These structural zones mentioned above may reflect deep structure of the basement.

The crustal movement in the Quaternary age is shown by change of the level of the marine terrace, especially the Kuninaka plain, and is tilting to northeast.

Ⅲ. 大佐渡の新第三系

島津光夫*・外山哲英**・皆川 潤***

高浜信行*・若林茂敬****・斉藤良二郎*****

Ⅲ.1 ま え が き

大佐渡の新第三系については、大佐渡研究グループ(1970 a, 1970 b)により最近の成果が詳しく報告されている。この報文は大部分、大佐渡研究グループの報文によるが、その後の調査の結果を加えた。また、小佐渡の地質との関連で再検討した部分もある。

研究史その他も前の報文に記述されているので省略する。

Ⅲ.2 地 質 概 説

大佐渡の基盤岩類はおもに北端の真更川から北鶴島にかけてと、三田川から鷺崎にかけて分布している。これらは古生層の粘板岩・砂岩・輝緑凝灰岩とそれを貫く輝緑岩・はんれい岩・蛇紋岩からなる。また、一部に石灰岩を挟んでいる。

古生層の粘板岩および輝緑岩、はんれい岩は小規模ではあるが小野見川中流にも露出している。

これらの古期岩類は北鶴島付近で広く接触変成を受けているが、花崗岩の露出は一部に認められるだけである。

なお、基盤岩類は新第三紀層の礫岩の礫、あるいは火砕岩中の角礫としても認められるが、粘板岩・花崗岩が大部分である。

新第三紀層は中新世前期の入川層・相川層・真更川層と、中新世中～後期の下戸層・鶴子層・中山層に区分される。また鮮新世の沢根層も分布している。

入川層は黒色～緑色の堅い石英安山岩質凝灰角礫岩で、流紋岩や粘板岩の角礫が多く、また熔結している部分もみられる。一見、ひん岩様の外観を呈し、新第三紀層としてはしまりすぎているので、古くとりあつかわれたこともある。しかし、小野見川中流で粘板岩の上に重なっている関係がみられ、佐渡鉾山の坑内では相川層が整合に重なっている関係がみられる。

小野見川中流、入川上流に広く分布し、東斜面の椿川・梅津川でも窓状に分布している。北部の願から大栗の高瀬にかけても広く分布している。その他、佐渡鉾山の坑内、達者の東方に分布している。

相川層という地層名は、従来いろいろな内容をもつものに対して使われてきたが、ここでは入川層に重なり、真更川層に覆われている地層に限定して用いる。灰緑色～緑色の安山岩熔岩、安山岩質火山角礫岩～凝灰角礫岩で、東北日本のグリーンタフ地域でプロピライトとよばれる変質し、緑泥石・曹長石・方解石・緑れん石などを生じている岩石に類似したものである。その他片辺付近の花崗岩礫を多量に含む礫岩や、その上部に重なる細粒凝灰岩、凝灰質頁岩も含まれる。佐渡鉾山付近や二見半島には熔結凝灰岩も分布している。

戸地川付近で細粒凝灰岩中に、*Alnus*, *Betula*などの植物化石が含まれるが、その他の地域でも植物化石の破片がみいだされる。全体として浅い水域か陸上の火山噴出の産物と考えられる。

真更川層は真更川付近では基盤を直接覆っているが、戸地川付近などでは相川層を不整合に覆っている。しかし、入川から石名川にかけては相川層との関係は整合である。

* 新潟大学理学部 ** 出光石油開発 *** ダイヤコンサルタント **** 新潟県教育センター ***** 新潟県立相川高校
日本油田・ガス田図11「佐渡」地質説明書。地質調査所、昭和52年。

真更川層は前の報告(1970)では下部層と上部層にわけたが、小佐渡の層序との関係で、真更川層を下部層に限定し、この報文では上部層を金北山層として区別した。

真更川層は相川層と異なり火砕岩はほとんど石英安山岩質である。熔岩は大部分安山岩で、下部から上部にむかってしだいに酸性になる。

淡緑色石英安山岩質火砕岩を主とし、とくに凝灰角礫岩が多く、各所で熔結凝灰岩となっている。とくに岩谷口・戸地付近に熔結凝灰岩が良く発達している。禿高付近には玄武岩熔岩・集塊岩が分布し、植物化石(関植物化石群)を含む珪藻質シルト岩と指交している。なお、関植物化石群は阿仁合植物群に相当し、西男鹿階に相当することを示す。

安山岩類は関川一石名川地域に多く分布し、石英安山岩質火砕岩に挟在し、熔岩を主とするが、集塊岩・火山角礫岩を伴っている。

安山岩熔岩は相川一小川付近の海岸、二見半島春日岬付近にも分布している。

金北山層は真更川層を不整合に覆い、おもに大佐渡の山稜から東斜面に広く分布している。石英安山岩熔岩を主とし、その火砕岩を伴うが、火砕岩は緑色化がほとんどみられず、灰黄色を示している。金北山付近にはしそ輝石安山岩熔岩が分布している。また、堂林山南端には、真珠岩熔岩および火砕岩が分布しているが、これは金北山層最上部のものである。石英安山岩熔岩は灰白色・灰褐色・灰紫色で、角閃石黒雲母石英安山岩、黒雲母石英安山岩が大部分である。

下戸層は相川層・真更川層・金北山層を不整合に覆い、下戸から国中平野のへりを梅津付近まで断続して分布している。基底の礫岩・砂岩とシルト岩からなり、海生動物化石を多産し、新第三紀における佐渡での最初の海浸による地層である。貝殻石灰岩を伴うが、平根崎ではとくに顕著である。

海生動物化石は、*Vicarya yokoyamai*, *Vicaryella notoensis*, *Pecten kimurai*, *Ostrea gravitesta* などの貝化石、ウニなどで、中山峠からは *Palaeoparadoxia tabatai* が発見されている。以上の化石から下戸層は中新世中期の西黒沢階に相当する。

鶴子層は下戸層に整合に重なるが、境界部にドロマイトレンズを挟み、しばしば海緑石を生じている。暗灰色頁岩・硬質頁岩を主とし、ドロマイトノジュールをしばしば含んでいる。鶴子および中山峠付近によく分布し、国中平野のへりに岩野付近まで分布が確かめられるが、東部では中山層と側方変化の関係になる。魚類化石および魚鱗を産する。

中山層は鶴子層の上に整合に重なり、また側方変化の関係にある。下部は層理の発達した暗灰色泥岩、中部は塊状またはラミナの発達した珪藻質泥岩である。中山峠付近から平野のへりに白瀬付近まで分布する。東部ではところによりスコリア凝灰岩を不規則レンズ状に挟んでいる。

沢根層については第V章で記述される。

III.3 地質各説

III.3.1 基盤岩類

本地域の新第三系の基盤は古生層とそれを貫く火成岩類である。基盤はブロック化され、この地域の北端の真更川から北鶴島にかけてと、三田川・藻浦から鷲崎にかけて分布している。なお、小野見川中流にも分布している。

古生層は粘板岩・砂岩・輝緑凝灰岩を主とし、石灰岩を一部に挟在し、変輝緑岩・変斑れい岩・蛇紋岩に貫かれている。古生層の走向は三田川でNEE-SWW、鷲崎でNE-SWである。なお輝緑岩の貫入方向はNE-SWとNW-SEの2方向が認められる。

古生層は大部分破碎されており、一部では千枚岩状を呈している。しかし、結晶片岩とよぶほどのものではなく、剪裂帯にそって形成されたものと考えられる。

石灰岩はほとんど再結晶し、化石は認められない。分布は北鶴島に限られ、輝緑凝灰岩の中に3mほどのレンズとして挟在されている。輝緑岩類の分布は弾崎付近、大津川・大野川・浄蓮坊川～北鶴島海岸、大栗の高瀬などに分布している。輝石は完全に緑閃石質角閃石に変化し、斜長石はソーシュライト化している。斑れい岩は大津川および小野見川中流にも分布し、大部分細粒斑れい岩で、いわゆるソー

シュライトウラライト斑れい岩となり、一部で脈状にぶどう石を生じている。優白質粗粒斑れい岩、曹長石岩を伴っている。

蛇紋岩は大野川の上流、温石石および真更川の大川河口付近に露出しているにすぎない。大川河口では蛇紋岩中に石綿脈を生じている。

花崗岩類の露出はきわめて少なく、北鶴島付近に小岩体が露出する程度である。しかし、接触変成を与えている範囲は広く、輝緑岩中には黒雲母・角閃石などを生じ、また、透輝石一ざくろ石スカルンもみいだされる。したがって付近の地下にかなり大きな花崗岩体の存在が推定される。花崗岩類は実川型に相当する閃雲花崗閃緑岩である。

賽の河原付近の相川層中の火山円礫岩および大ザレ川付近の真更川層の基底礫岩中には、小川型の黒雲母花崗岩が含まれている。

なお、粘板岩は入川層中の火砕岩中に角礫として含まれている。

これらの基盤岩類は小林貞一 (1941), MIYAKAWA (1961) により三群帯の延長と考えられ、服部 仁 (1966) も同じ見解を報告している。このような古生層は結晶片岩とはみなされないが、輝緑岩・斑れい岩・蛇紋岩の進入帯としての構造的位相は注目すべきで、最近の上越変成帯 (HAYAMA *et al.*, 1969) の延長部として位置づけられるかもしれない。

III. 3. 2 入川層 (Nyukawa Formation)

模式地：相川町入川および小野見川上流

分布：入川上流に最も広く分布するが、これと連続するものは小野見川中流、東斜面の椿川、梅津川中流にも分布する。また、大佐渡北端に近い生藤沢上流から、大栗の高瀬にかけても分布する。その他、南部の達者東方、佐渡鉾山大立立坑内にも分布している。これは地表には全然露出していないが、坑内で良く観察され、しかも従来、貫入岩体と考えられていたものに相当するので、別に項を設けて記述する。

基盤との関係：直接基盤との関係が認められるのは小野見川中流だけである。そこでは古生層の粘板岩の上に凝灰質砂岩が重なり、さらにその上に灰緑色堅硬な石英安山岩質凝灰角礫岩が重なっている。

層厚：小野見川で200~300m、入川で500m前後、生藤沢で300m前後、達者東方で500m前後である。

岩相：きわめて堅い灰緑色~緑黒色の石英安山岩質凝灰角礫岩を主とし、一見ひん岩様である。節理の発達が著しく、とくに柱状節理が顕著で、ガレ場を多くつくり、火成岩体のような外観を示す。

入川、小野見川などでは粘板岩の礫を多く含んでいるが、ところによっては、粘板岩の他にチャート・安山岩・流紋岩の角礫を含んでいる。熔結している部分もあるが、ち密であるため、風化面で注意してみないと判別し難い。ところにより凝灰質砂岩、頁岩の薄層を挟むことがある。

鏡下では石英・斜長石の他にカリ長石も認められる。有色鉱物は大部分、緑泥石・緑れん石に交代されているが、輝石の仮象を示している。

まれには普通輝石・角閃石・黒雲母を含むものもある。斜長石は緑れん石・絹雲母・方解石などにより交代されている場合が多い。基質は細片状の緑泥石・絹雲母および粒状の石英よりなる。熔結凝灰岩はやはりひん岩様で硬いが、3~4 mmの扁平な本質岩片のレンズがならんでいる。

III. 3. 3 大立凝灰岩層 (Odate Tuff Formation)

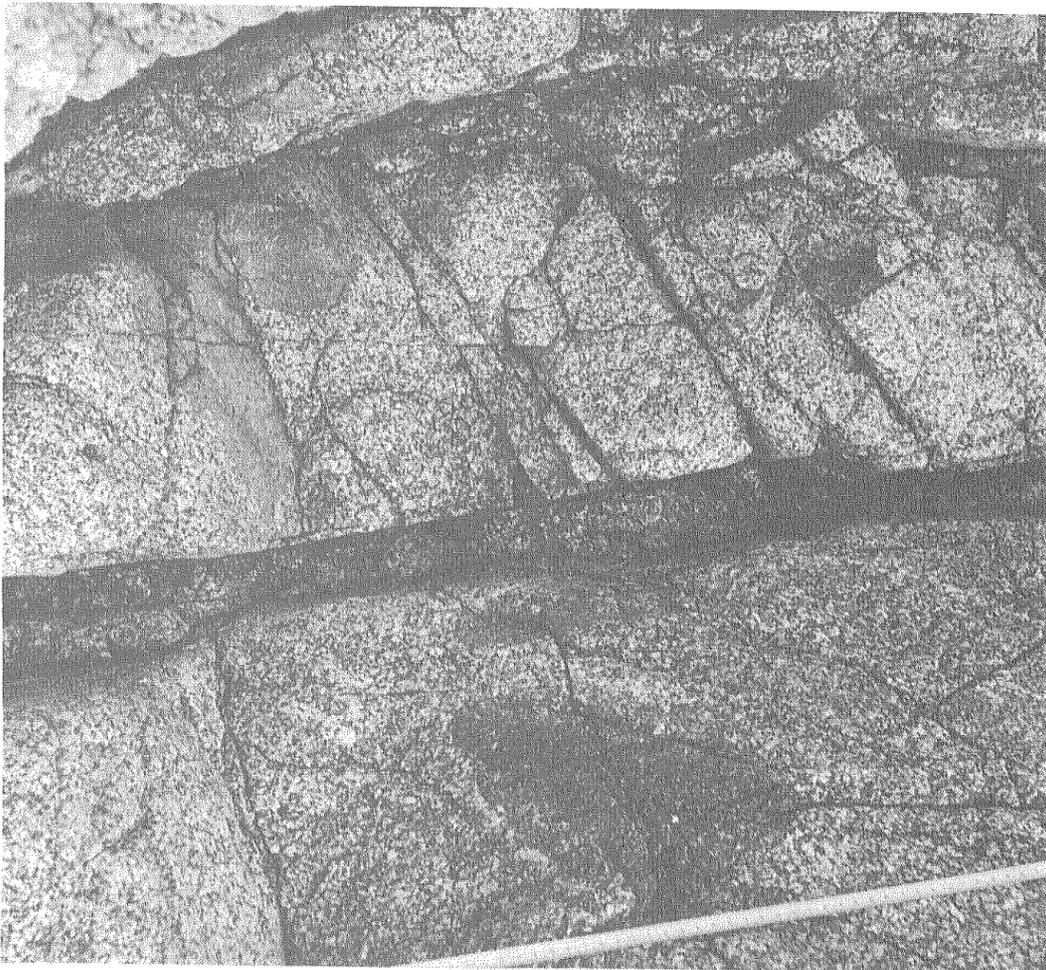
本層は佐渡鉾山大立立坑坑内を模式地とする。従来、市村 (1950) により大切凝灰岩とされたものの一部、およびそれを貫く大立流紋岩とされたものが本層に相当する。大立流紋岩は貫入岩とされてきたが、大部分は大切凝灰岩の一部と同質の石英安山岩~流紋岩質火砕岩で、大切凝灰岩を貫くものではない。したがってこれらを新たに大立凝灰岩層と呼称した。

基盤岩類との直接の関係は見られないが、火砕岩中には粘板岩、チャートなどの古生層の岩片が多く含まれ、基盤岩の上に直接重なっているものと推定される。

層厚は坑内で300m以上である。

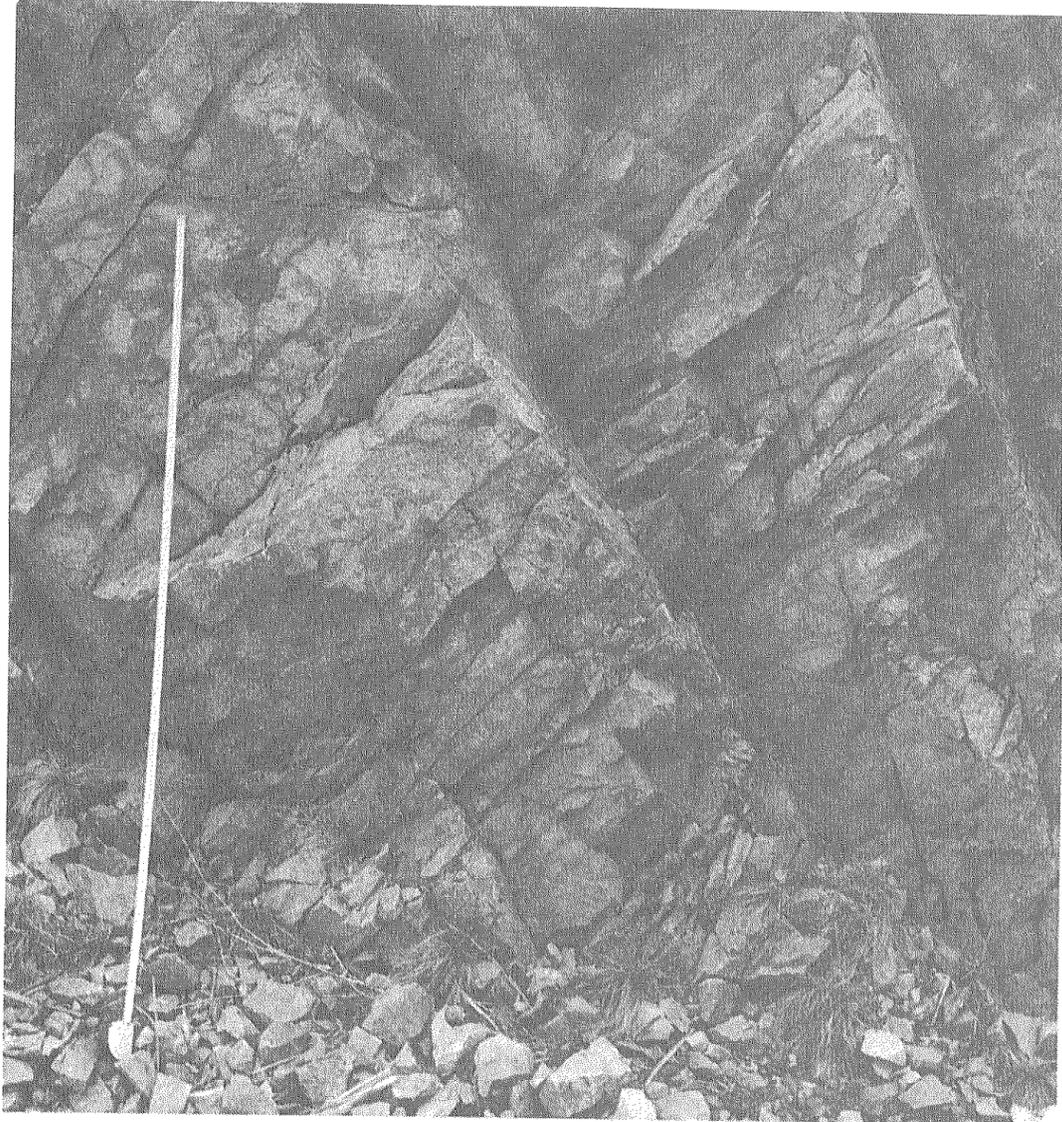


A



B

第1図 A: 古生層の圧砕粘板岩 藻浦
B: 閃雲花崗閃緑岩 北鶺島



第2図 入川層の石英安山岩質火砕岩 入川中流

本層の岩石は石英安山岩～流紋岩質凝灰角礫岩～凝灰岩を主としている。入川層の岩石と全く同様に、淡緑色～灰緑黒色、堅くて緻密で、ひん岩様の外観を呈する。全体として塊状無層理であるが、まれに礫の配列が認められる。大部分が角礫であるが、上部では円礫となる。流紋岩・粘板岩・チャートの細～中礫が主であるが、場所により大礫となる。他に細粒凝灰岩・安山岩・花崗岩の礫も認められる。

凝灰岩の一部は濃緑色の扁平なパッチが葉層状に配列した熔結凝灰岩である。

本層には灰色～淡灰緑色の珪質細粒凝灰岩がまれに挟在するが、葉理の発達している場合があり、しばしば砂質となる。

Ⅲ.3.4 相川層 (Aikawa Formation) (再定義)

相川層という地層名は、古く桐谷文雄 (1931 MS) により、相川町を模式地として命名され、長尾巧・佐々保雄 (1934) により紹介されたもので、その後、坪谷幸六 (1937) によっても記載されている。坪谷の記載によると、佐渡島の第三紀層の最下部層で古生層を不整合に覆い、鶴子統に傾斜不整合に覆われるものとされている。その後、相川層という地層名は佐渡を研究した多くの人々により踏襲され、新第三紀最下部層の呼称とされている。その後、杉山隆二・西田彰一らの調査が佐渡全域に及ぶにしたがい、下部層は相川層と杉野浦層に二分され、両者を一括して相川層群とよばれるようになり、相川層をその下部層に限定するようになった。しかし、相川層と杉野浦層が厳密に定義されているとはいえず、混乱を生じている点も多い。最近の調査では相川層という地層名が必ずしも適当でないという点も生じたが、従来、佐渡島だけでなく、新潟県下の標準層序としても用いられてきた相川層を抹消することは、却って混乱を生ずると思われるので、再定義して用いることにする。

ここで用いる相川層は、桐谷文雄・坪谷幸六による相川層から、佐渡鉦山大立立坑坑内に分布する凝灰角礫岩、“流紋岩” (上述の大立凝灰岩層) を除き、さらにニッ岩付近に分布する凝灰角礫岩および相川海岸に分布する安山岩類を除いたものである。なお、後者は市村 (1950) により小佛凝灰岩・海岸安山岩と呼ばれたものに相当する。

上述のように再定義した相川層に連続する地層は大佐渡地域には広く分布している。変質安山岩類を主とする地層で、最も広く分布するのは石花川付近であるため前の報告（1970）では石花川層という地層名を用いた。この石花川層の模式地の石花川付近と相川付近ではかなり岩層が異なっているが、佐渡島全域の調査が完了した現段階では全島にわたり相川層（再定義した）という地層名で統一することにする。

なお、以下で岩相の異なる次の3つの地域において記述するが、これらの地域は堆積盆地の違いをあらわしているものと思われる。3つの地域とは、1)相川—二見半島、2)石花川—戸地川、3)入川—大倉川の各地域である。なお、大佐渡北部の見立付近にも本層に相当するものがわずかに分布している。

模式地：相川町佐渡鉾山付近、戸地川～石花川付近、小野見川～石名川付近。

分布：上述の模式地の他に、二見半島、石田川上流、長江川上流、梅津川上流、椿川および白瀬川上流、二見付近に分布する。

1) 相川—二見半島地域

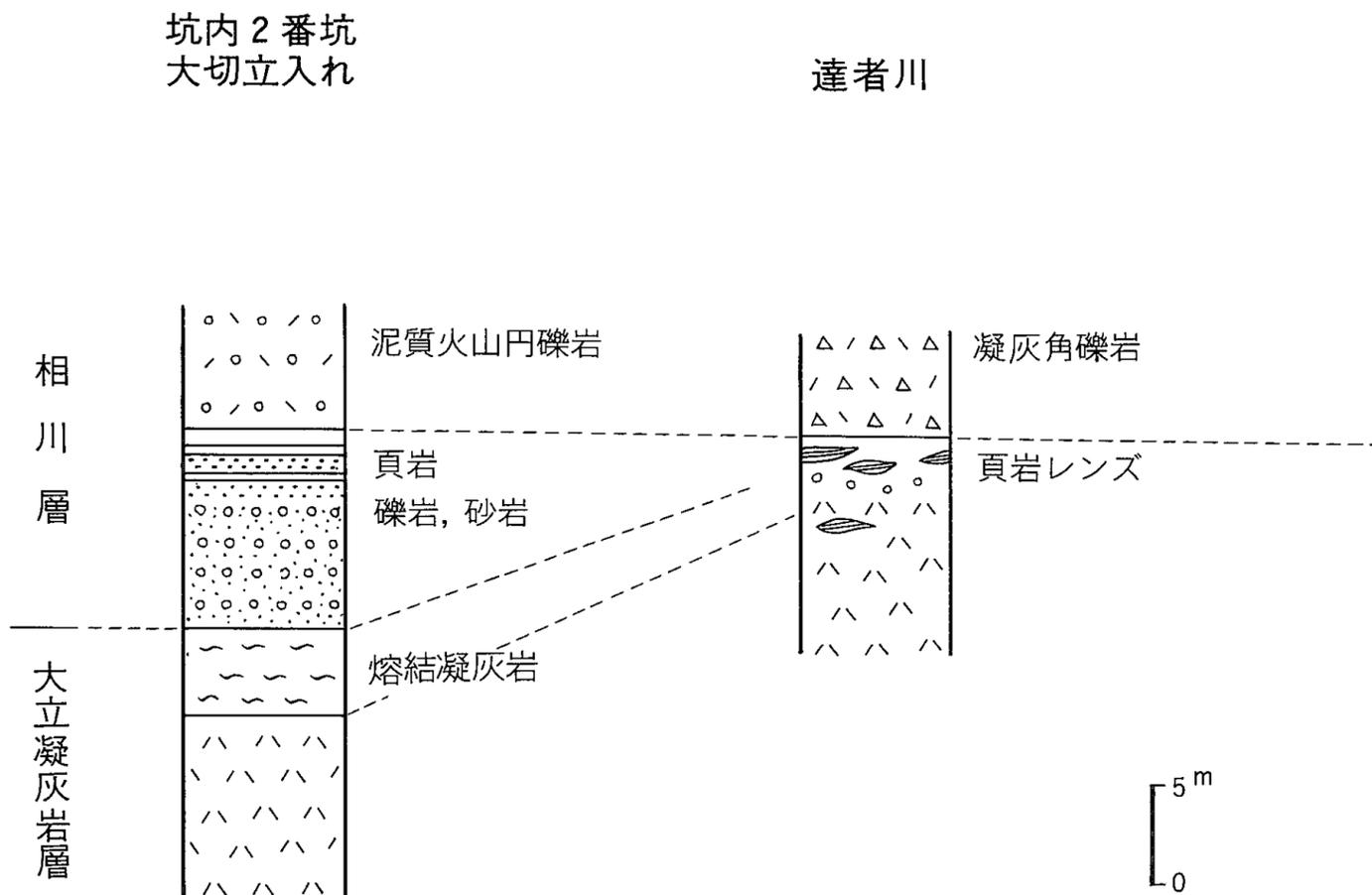
層序関係：佐渡鉾山付近では大立凝灰岩層の上に整合に重なっている。この関係は達者の東方でも認められる。

層厚：鉾山付近では800m以上で、二見半島では550m以上である。

岩相：緑色～灰緑色の変質安山岩類（熔岩および火砕岩）を主体とする。熔岩～火山角礫岩はプロピライトの様相を示す。模式地の相川付近では従来から鉾山によって層序が組み立てられているので、一部修正し、ほぼそれに従って述べる。本層は岩相上、下部より左沢凝灰岩頁岩互層、庚申塚熔結凝灰岩層、さらに水金沢凝灰角礫岩層の3つの部層に分けることができる。それぞれの関係は整合である。断層で地層が著しくブロック化しているが、庚申塚熔結凝灰岩層が有効な鍵層となるために地層の対比が比較的容易である。

i) 左沢凝灰岩頁岩互層

達者川流域では下位層に直接重なり、達者から小川にかけての海岸に沿って分布し、また鉾山付近および鶴子坑に露出する。二見半島では大浦から高瀬にかけての海岸沿いの島々、高瀬および橘付近、さらに米郷付近に分布する。とくに鉾山付近および坑内に著しく発達している。本部層は断層でブロック



第3図 大立凝灰岩層と相川層の関係

第1表 相川付近の地質層序

| | | | |
|------|-----------|--------------------------|-------------------------|
| 下戸層 | | | 鶴子層 |
| 金山北層 | 二ツ岩層 | 上部層 | 鳥越安山岩 海岸安山岩 小仏凝灰岩 |
| 真川更層 | | 下部層 | |
| 相川層 | 水金沢凝灰角礫岩層 | 青野峠安山岩 福田安山岩 右沢安山岩 | 相川層群 |
| | | 上部水金沢凝灰岩 | |
| | | 下部水金沢凝灰岩 | |
| | | 庚申塚熔結凝灰岩層 | |
| | 左沢凝灰岩頁岩互層 | 左沢砂岩頁岩互層 | |
| 入川層 | 大立凝灰岩層 | 大切凝灰岩 大立石英粗面岩 | |

(大佐渡グループ, 1970)

(市村賢一, 1950)

化されているため、連続的に地層を追跡することができないが大体、下部層と上部層にわけることができる。下部層は最下部が泥質凝灰質礫岩で、その上に下部層の主体をなす石英安山岩質～安山岩質凝灰角礫岩、さらに上部には火山礫凝灰岩が重なっている。

最下部の泥質凝灰質礫岩は、坑内および小川の濡仏付近に分布する。坑内では鉱床を胚胎する母岩の一つである。黒色～暗緑色で、しばしば砂質となる。礫は中礫が主で、淘汰度、円磨度はかなり良好である。

石英安山岩質～安山岩質凝灰角礫岩も鉱床母岩となっている。この岩石は市村(1950)による大切凝灰岩にほぼ相当している。淡青色～灰緑色を呈し、塊状であるが、しばしば層理が発達し、級化が認められることもある。坑内の他に二見半島の大浦から高瀬にかけての海岸沿いの島々にも露出している。

凝灰角礫岩には石英、斜長石の碎晶が認められるが、まれに花崗岩起源のものと思われる黒雲母が含まれる。全体として変質し、絹雲母・緑泥石・方解石を生じ、ときには緑れん石も生じている。

上部層の黒色頁岩～細粒凝灰岩、凝灰質砂岩もほぼ全域にわたって分布するが、とくに濡仏から小川にかけての海岸沿い、鉱山付近によく発達している。達者から小川にかけての海岸沿いにもこの岩石が分布し、層理の発達したものや、塊状のものがあるが、ところにより層内褶曲が認められる。

凝灰質砂岩は二見半島に比較的よく発達する。橋では凝灰質砂岩は細礫～中礫の凝灰質礫岩と互層しているが、その中に挟まれる珪質な黒色頁岩の薄層中には植物化石を産する。

層厚は鉱山付近、二見半島で 360m 土である。

ii) 庚申塚熔結凝灰岩層

鉱山付近の庚申塚を中心として分布し、顕著な熔結凝灰岩を主とする。小岩付近、二見半島の春日崎・大浦・高瀬付近にも分布する。本部層は本地域では良好な鍵層として、地層の追跡、地質構造の解明などに役立っている。

熔結凝灰岩は灰色・緑色・青色・赤褐色を呈し、白色または濃緑色の扁平なパッチを含み、その長さは通常1～2 cm で10～20 cm 位に延びることがある。風化面では褐色～肌色を呈し、細長く延びたパッチの部分がへこんで、一見して他の地層と区別できる。ち密で硬く、不規則板状に割れることもある。

柱状節理が著しく発達し、急峻な地形や滝をしばしば形成する。本部層の最上部には厚さ10~20 cm 程の赤褐色の酸化帯と思われるものが存在している。下位の左沢凝灰岩頁岩互層との関係は坑内で確認できるが、整合で下位層の層理面と熔結面もほぼ一致している。熔結凝灰岩は鏡下では基質は熔結した軽石片とそれをうめる絹雲母・緑泥石の細片、方解石および脱ハリ化して生じた微粒の石英の集合からなる。斜長石および少量の石英が斑状に認められるが、緑泥石に交代された輝石の結晶らしきものも含まれる。層厚は鉦山付近で150m、二見半島で100m以下である。

iii) 水金沢凝灰角礫岩層

相川鉦山付近の水金沢を始め広く分布し、青野峠西斜面一帯、石田川の中~上流、乙和池の東南では窓状に分布している。二見半島の春日岬付近、大浦から橋にかけての海岸沿いにも分布している。庚申塚熔結凝灰岩層に整合に重なっている。

層厚は鉦山付近で400m、二見半島では500m以上である。

下部には部分的に葉層状凝灰角礫岩、凝灰質頁岩、および細粒凝灰岩が発達するが、その上位に凝灰角礫岩・安山岩熔岩・火山角礫岩および集塊岩が厚く発達する。上部の火砕岩の一部は熔結し、また一部には、葉層状凝灰角礫岩および細粒凝灰岩を挟在する。

葉層状凝灰角礫岩は下部の主体をなすもので鉦山付近では、淡緑色~灰緑色の石英安山岩質凝灰角礫岩であるが、ところにより灰赤緑色を呈することがある。濃緑色の扁平な1 cm 前後(最大6 cm) のパッチ(軽石片)を含み、それが葉層状に配列している。一般に不規則板状に割れることが多く、もろい。

二見半島には安山岩質火砕岩も分布する。この岩石は絹雲母・方解石・石英に交代されている。斜長石・石英(黒雲母)の斑晶が含まれるが、斜長石は2 mm 以下で、方解石・絹雲母に交代されているものもある。石英は融食された形を示す。

礫は亜角礫で、安山岩・流紋岩・頁岩がおもなものである。流紋岩礫は鉦山付近に多く白色~赤褐色を呈する。

凝灰質頁岩~細粒凝灰岩は大浦、高瀬付近に著しく、他の地域では黒色頁岩と有律互層をなすことが多い。全体として層理が発達しているが、塊状をなす場合もある。下位の左沢凝灰岩頁岩互層と較べて、一般に多少粗しょうで軟らかく、ところにより層間褶曲がみられる。

凝灰角礫岩はこの部層の最も代表的な岩相で本地域全体に広く分布する。灰緑色~青緑色で、ところにより赤褐色~灰赤色を呈する安山岩質のものである。葉層状凝灰角礫岩~凝灰質頁岩に漸移し、しばしば熔結し、柱状節理が発達することがある。基質は緑泥石または粒状の石英に交代され、その他方解石、絹雲母を生じている。斑晶状の結晶は斜長石・石英・角閃石・輝石で、春日岬付近のものには折れ曲った黒雲母を含んでいる。斜長石は曹長石・方解石・絹雲母・緑泥石に交代され、角閃石は大部分緑泥石、または微粒の磁鉄鉦に交代されている。輝石も緑泥石に交代されている。集塊岩~火山角礫岩は、高瀬から大浦にかけて顕著に発達し、下部の凝灰質頁岩に直接重なっている。安山岩質で、淡緑色~灰緑色を呈し、しばしば熔岩に移化する。

安山岩熔岩は火砕岩と区別しがたいものも多いが、鉦山付近のいわゆる右沢安山岩のようなものもある。これに類似したものは北狄付近、二見半島の稲鯨付近にも分布する。

灰緑色の変質した安山岩であるが、比較的新鮮にみえるものもある。

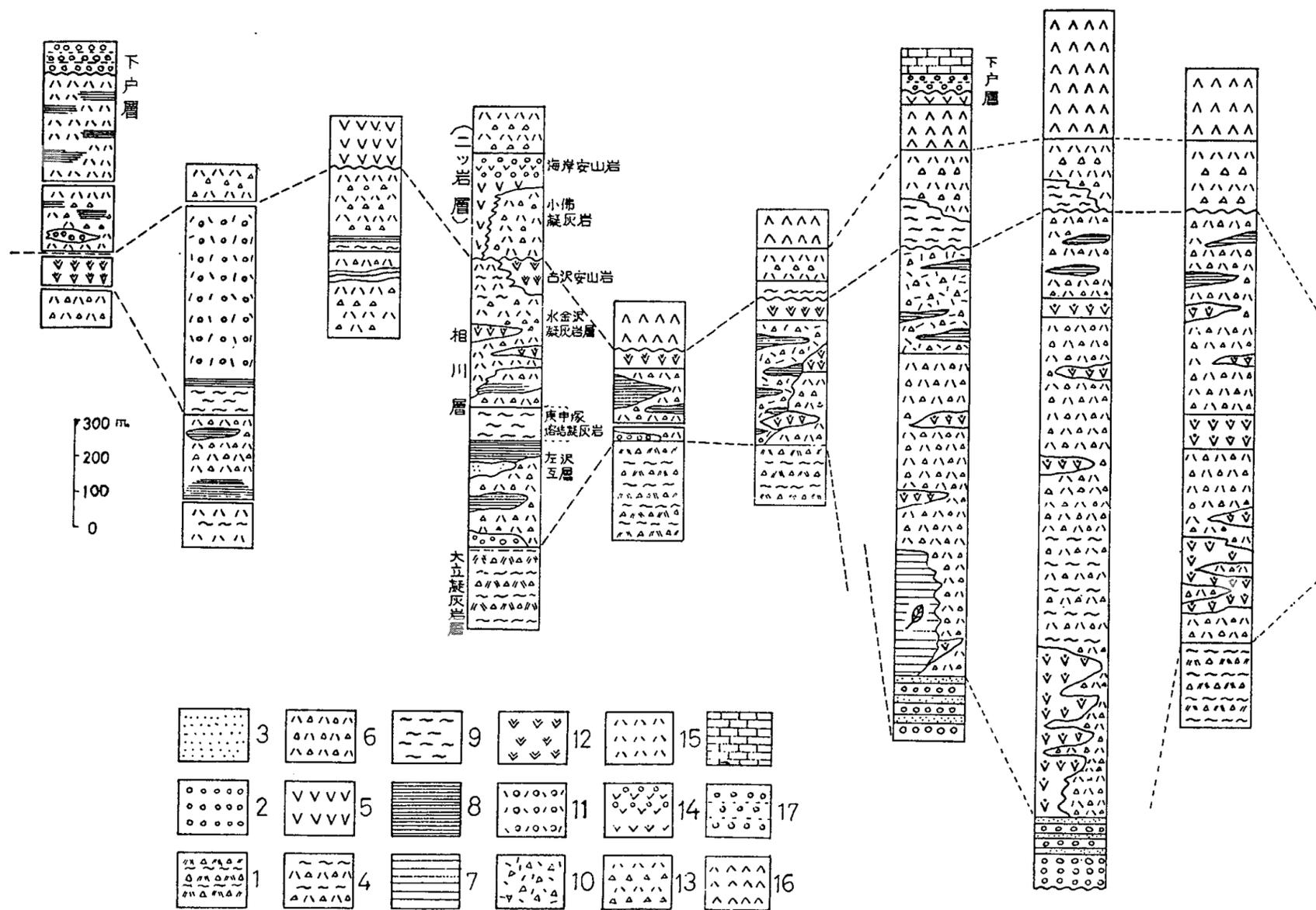
斑晶の斜長石は方解石・絹雲母・緑泥石に交代されているものが多く、また曹長石化されている。有色鉦物は緑泥石に完全に交代されているが、短柱~長柱状を示し、大部分輝石と思われる。大浦から高瀬に分布するものには普通輝石の斑晶が認められる。角閃石は緑泥石・磁鉄鉦に交代されている。

石基は柏子木状の斜長石と輝石の仮像をなす緑泥石とガラスを交代した緑泥石・方解石・絹雲母・石英の集合からなる。一部に粗面岩質組織を示すものがある。

2) 石花川~戸地川地域

本地域の北部に位置する片辺は、従来片辺火成岩類とよばれていたものの模式地である。杉山(1956)によれば、大佐渡ではこの岩石は戸地川から石花川・入川さらに小野見川にかけて顕著に発達するもの

橋一元村 高瀬一橋 春日崎 相川 達者川 北狄 平根崎 戸地川 片辺一鹿浦 石花川



- 1: 石英安山岩質凝灰角礫岩 (一部熔結) 2: 含花崗岩礫礫岩 3: 砂岩 4: 安山岩質凝灰角礫岩 5: 安山岩熔岩 (プロピライト質)
 6: 安山岩質凝灰角礫岩 7: 珪質細粒凝灰岩 8: 黒色頁岩 9: 熔結凝灰岩 10: 安山岩質火山礫凝灰岩 11: 安山岩質集塊岩・火山角礫岩
 12: 含石英輝石安山岩 13: 淡綠色石英安山岩質凝灰角礫岩 14: 玄武岩質安山岩熔岩・集塊岩 15: 眞珠岩質凝灰岩 16: 石英安山岩
 17: 礫岩・砂岩 18: 石灰岩

第4図 柱状図

で、輝緑ひん岩～石英斑岩（プロピライト質）からなるとされている。しかし、以下に述べるようにそれらの大部分は火砕岩および熔岩で、また入川および小野見川に発達するひん岩様の外観を呈する岩石は前述のように、新第三紀最下部の石英安山岩質の火砕岩（入川層）であることが明らかになった。これを除いた『片辺火成岩類』は火山礫岩、および安山岩質火山角礫岩～凝灰角礫岩および熔岩を主とするものである。

『片辺火成岩類』の模式地とされた片辺から鹿ノ浦に至る海岸には、花崗岩礫を多量に含む礫岩が分布している。この特殊な礫岩を片辺礫岩とよぶが、この礫岩はこの地域の相川層の最下部のもので、その上部には礫岩、凝灰質砂岩互層、安山岩質火砕岩、熔岩、珪質細粒凝灰岩が重なっている。

片辺礫岩には片辺～鹿ノ浦に分布する塊状、無層理のものと、平根崎・戸中付近に分布する層理が発達し、砂岩・珪質細粒凝灰岩と互層するものがある。

前者は特に問題で、分布は海岸沿いに限られ、花崗岩の礫が80～90%を占める礫岩で、基質は花崗岩の細かい破片および安山岩質の凝灰岩で、灰緑色を呈し、黄色の緑れん石を点々と生じている場合がある。礫は最大2 mにも達し、大部分が閃雲花崗閃緑岩で、円礫もあるが、亜角礫が多い。まれに緑色の熔結凝灰岩の礫が認められるが、先第三系のものとは考えられず、相川層中のものに類似している。このような礫岩の形成～堆積の機構は必ずしも明らかでない。亜角礫の巨礫が多く、礫と基質が分離せず、全体として硬く、垂直に柱状節理の発達している部分をみると、一種の火道角礫岩のようにもみられるが、南片辺の海岸でゆるい傾斜を示す凝灰質砂岩が挟まれ、また、鹿ノ浦南方に砂岩が2～3枚挟まれることから、やはり堆積性のものと考えられる。しかし、このような礫岩が、どのような堆積環境に、どのような堆積の形態を示したかは問題である。おそらく、崖錐状に、あるいは地溝状の凹地をうめて、急激に堆積したもので、堆積の過程に何らかの火山活動（爆発性のもので、基盤の花崗岩を破壊した）が関与しているかも知れない。

しかし、鹿ノ浦南方から平根崎、戸中にかけて、また、鹿ノ浦東方では次第に挟在する砂岩の量が多くなり、砂岩と礫岩の互層となり、円礫が多くなり、礫と基質の分離も容易になる。すなわち、急激な礫の堆積の後には、普通の状態の礫岩の堆積にうつりかわったことと思われる。

戸中付近ではさらに珪質細粒凝灰岩～凝灰質頁岩を挟在するようになる。

砂岩は凝灰質で、細粒～粗粒であるが淘汰もよく級化も発達している。戸中付近では礫岩砂岩互層中に安山岩熔岩（プロピライト）を挟在し、細粒凝灰岩中には植物化石の破片を含んでいる。

一方、片辺～鹿ノ浦の海岸の東方の沢では礫岩は急激に礫岩砂岩互層となり、ついでその上に安山岩熔岩（プロピライト）、および同質の火砕岩が重なり、その中に礫岩を挟在している。

戸地川下流一帯には珪質細粒凝灰岩が広く分布しているが、これは上下および側方に岩相が変化し、凝灰角礫岩、火山角礫岩に移化する。灰白色～帯緑灰色で黒色頁岩を挟み葉理が発達し、つぎの植物化石を産出する。

Alnus sp.

Betula sp.

Ericaceae

戸地川中流（発電所より上流）には安山岩質凝灰角礫岩が分布するが、さらに上流では安山岩質火山礫凝灰岩が多くなる。

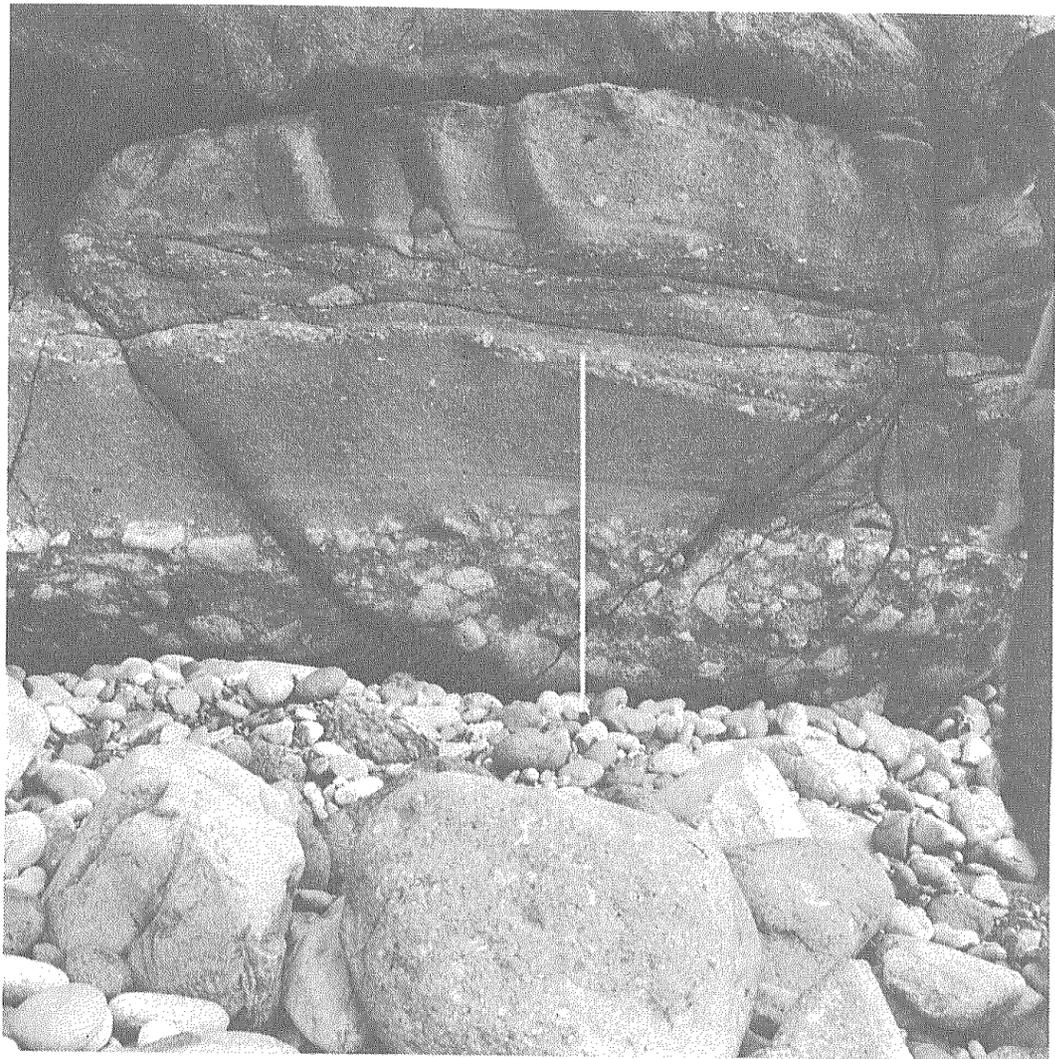
戸地川以南、北狄の沢付近にかけては安山岩質火山角礫岩～凝灰角礫岩も分布するが、大部分火山礫凝灰岩である。

片辺礫岩の礫は大部分実川型および小川型花崗岩の中～巨礫の亜角礫であるが、なかでも実川型の花崗閃緑岩が圧倒的に多い。他に石英斑岩・安山岩（プロピライト）・流紋岩および一部熔結凝灰岩を含んでいる。基質は灰緑色～帯黄灰緑色で、ときに暗緑色を呈する。花崗岩の破片が多く、とくに片辺付近では基質の大部分を占める。

鏡下では基質は凝灰質で変質して緑泥石・絹雲母・方解石を生じ、ところによっては多量の緑れん石を生じている。また、しばしば緑れん石脈・方解石脈を生じている。花崗岩から由来した石英・斜長石

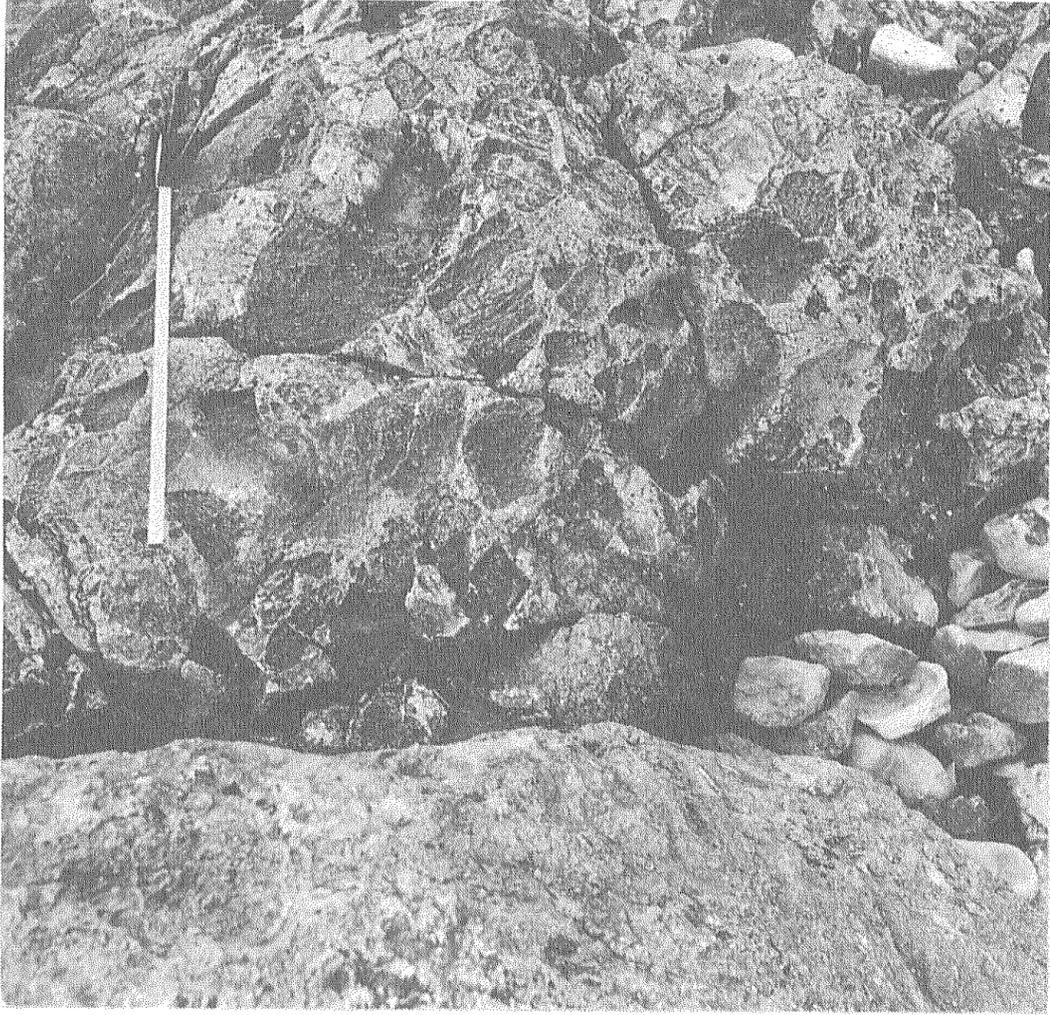


A

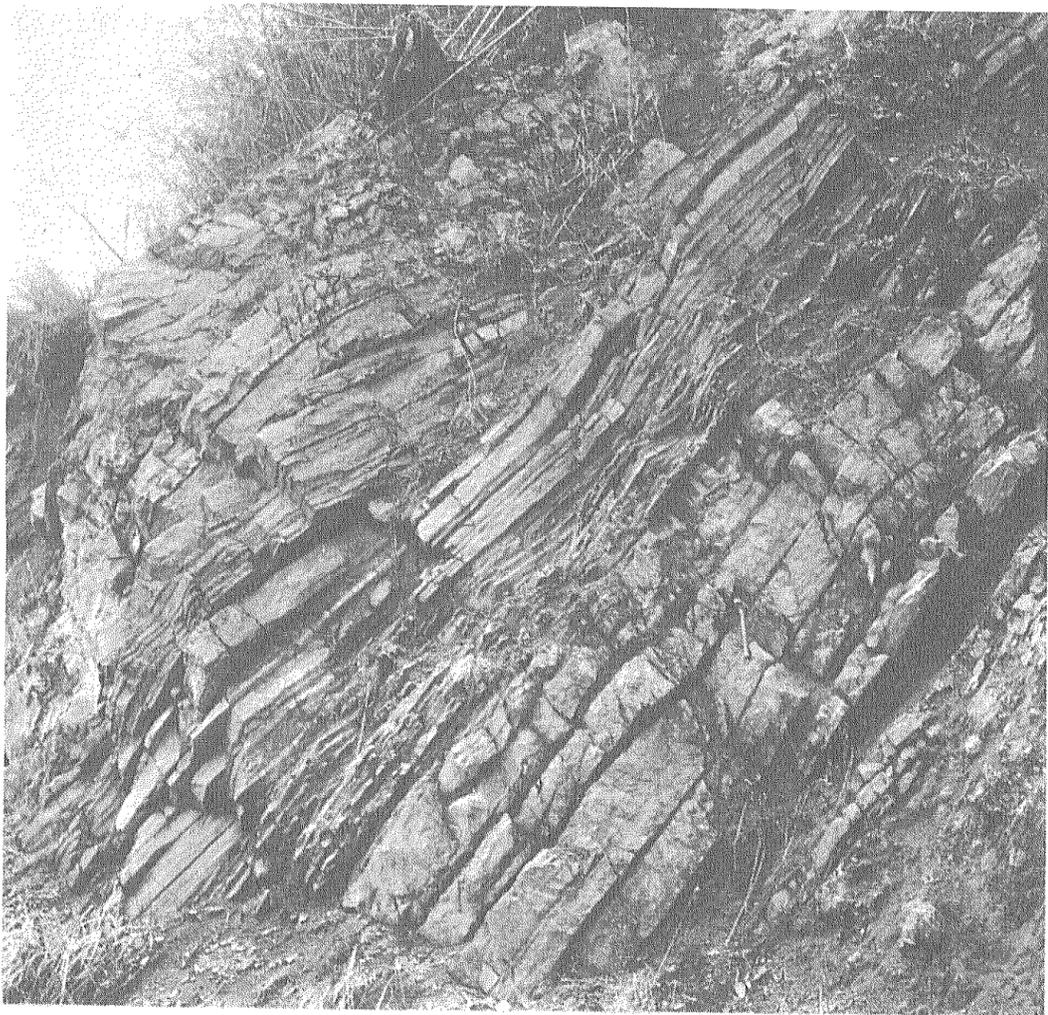


B

第5図 A：片辺礫岩 南片辺
B：礫岩・砂岩互層 戸中

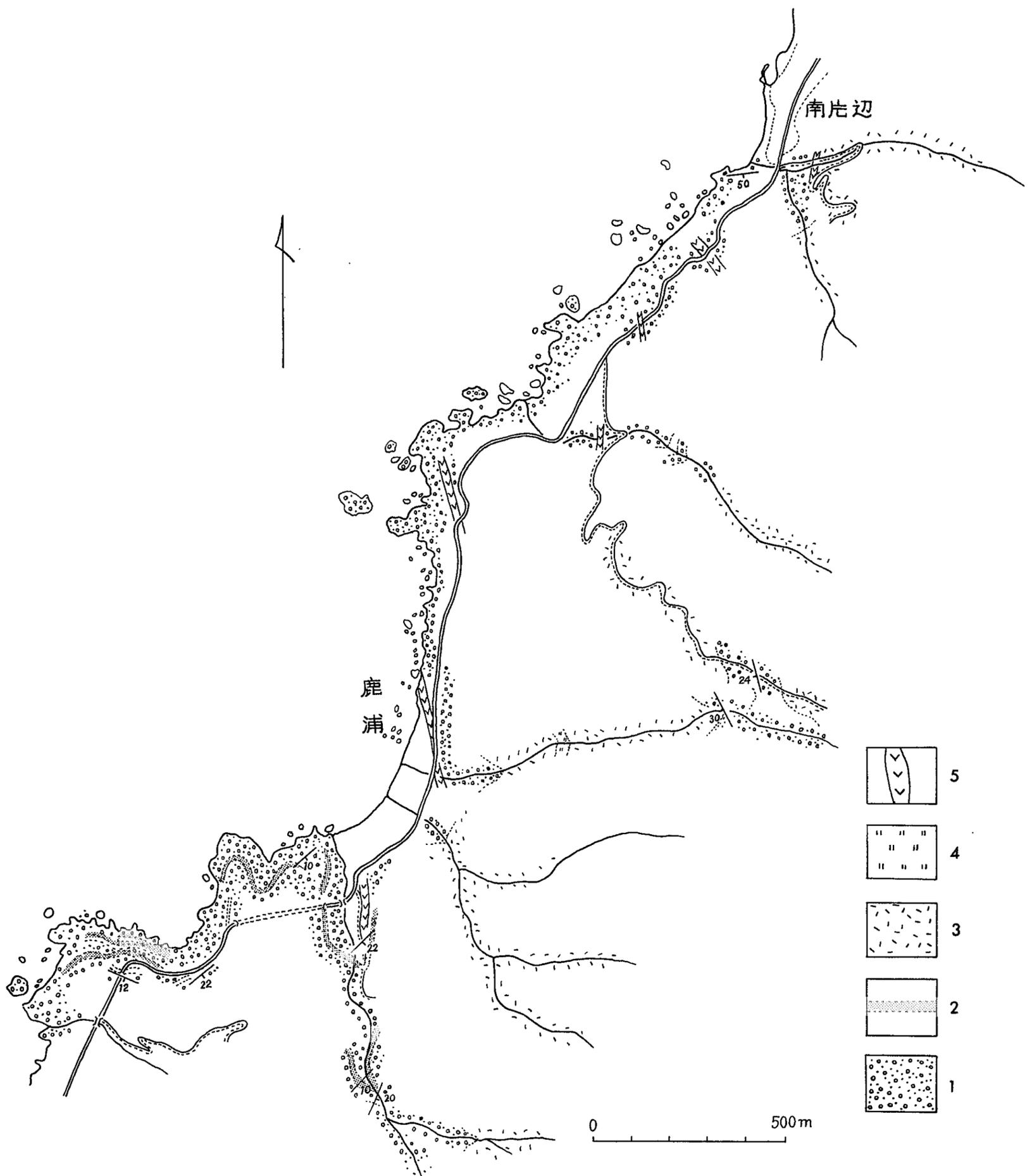


A



B

第6図 A：相川層の安山岩質凝灰角礫岩 石花川
B：相川層の細粒凝灰岩 見立



1: 含花崗岩礫岩 (片辺礫岩) 2: 凝灰質砂岩 3: 安山岩質火砕岩 4: 流紋岩質凝灰岩 5: 安山岩 (プロピライト) 脈

第7図 片辺—鹿ノ浦付近ルートマップ

・カリ長石の他に安山岩から由来した0.2 mm 程度の柏子木状斜長石を含んでいる。一部絹雲母化し、おれまがった黒雲母以外には、はっきりした有色鉱物は認められない。

安山岩熔岩は淡緑～灰緑色、ときに青緑色を呈するもの (プロピライト) と灰色、青黒色、赤褐色を呈するものにわけられる。

前者は塊状であるが破碎状を呈し、火山角礫岩～凝灰角礫岩と漸移していることもある。斑晶は斜長石で、ときに石英が認められる。変質して緑泥石・絹雲母・方解石を生じ、ところにより緑れん石を生じている。有色鉱物はほとんど変質しているが、まれに形態から輝石が推定される。石基には柏子木状

の斜長石が認められるが、全体として変質を著しくうけている。

後者は北狄の海岸付近および乙和池付近に分布するだけであるが、佐渡鉱山付近の右沢安山岩に極めて良く類似している。

安山岩熔岩の一部にはかなり酸性で石英安山岩に近いものもある。

火山角礫岩～集塊岩は淡緑～灰緑色で、一般に塊状で風化面では礫の部分がへこみ、礫と基質の区別ができるが、新鮮な面では区別しがたい場合が多い。礫は大部分同質の安山岩の中～大礫の亜角礫～角礫であるが、異質の安山岩・流紋岩を含むこともある。

凝灰角礫岩は一般には淡緑～灰緑色で、安山岩質（プロピライト質）であるが、ところにより石英安山岩質となることがある。塊状で硬く、まれに礫の配列がみられる。礫は亜角礫～円礫である。

斑晶状の結晶は斜長石で、ときに石英も認められる。斜長石は変質して方解石・曹長石・絹雲母・緑泥石に交代されている。有色鉱物はほとんど判別できないが、形態から輝石と推定されるものもある。基質は全体として凝灰質で、やはり変質して緑泥石・方解石・絹雲母および微細な石英粒の集合を生じている。

礫は安山岩の他に流紋岩・粘板岩を含み、細礫～中礫であるが大礫の場合もある。安山岩礫は灰緑色のものが多いが、赤褐色または青黒色を呈するものもある。流紋岩は白色のものが多く、しばしば流理構造を示している。

火山礫凝灰岩は灰緑～淡緑色の基質に2～5 mm、ときに1 cm程の白い軽石片が一様に入ったものである。全体として塊状であるが、しばしば層理の発達した黒色頁岩、灰白色凝灰質頁岩の薄層を挟んでいる。またラミナの発達するところもある。石花川から戸地川に至る地域の山側のものは熔結し、2 cm程度の暗灰緑色の扁平なパッチが葉層状にならんでいる。

以上述べてきた安山岩熔岩、同火砕岩は東北日本の脊梁に分布するもの（大荒沢層の岩石）とよく類似している。

3) 入川～大倉川地域

層序関係：下位の入川層とは整合で、小野見川中流でその関係が明瞭である。すなわち、入川層の石英安山岩質凝灰角礫岩の上に整合に、相川層の流紋岩礫を含む安山岩質凝灰角礫岩が重なっている。また、入川上流では入川層の上に相川層の安山岩質凝灰岩が整合に重なるが、この凝灰岩の一部は熔結している。

岩相：入川最上流では安山岩質火山礫凝灰岩、細粒凝灰岩を主とし、一部に熔結凝灰岩を挟み、その中には植物化石の破片が認められる。入川の中流には入川層と断層で接して緑色の安山岩質凝灰角礫岩～火山角礫岩が分布するが、高ズコウ山付近には安山岩熔岩も分布している。さらに入川の下流には断層を境して緑色の安山岩質凝灰角礫岩が分布し、その上部に雑色安山岩質凝灰角礫岩・緑黒色ガラス質安山岩熔岩が重なっている。

小野見川中流では下位より灰緑色の流紋岩の角礫を含む安山岩質凝灰角礫岩、同質の凝灰角礫岩～火山角礫岩が重なり、安山岩熔岩（プロピライト質）を挟んでいる。入川の下流と同様に断層の西側には雑色でやや軟らかい火山角礫岩～凝灰角礫岩が分布しているが、これらは礫と基質が分離できず、また礫の部分は基質より凹んでいるものが多い。これら火砕岩の上部には黒色のガラス質安山岩熔岩が重なっている。

石名川中、上流にも灰緑色の安山岩質火砕岩が分布しているが、一部に火山礫～粗粒凝灰岩を挟在している。その走向傾斜はN 45° W, 40° Nである。大倉川には凝灰角礫岩およびガラス質安山岩が分布するが、著しく鉱化変質をうけている。

梅津川・椿川・白瀬川に分布するものは主に灰緑色の安山岩質凝灰角礫岩～火山角礫岩である。

賽の河原および大栗の高瀬付近では含花崗岩礫火山礫岩が露出する。賽の河原では断層で入川層の石英安山岩質火砕岩に接している。含花崗岩礫火山礫岩中に含まれる礫は花崗岩（実川型閃雲花崗閃緑岩・小川型花崗岩）・粘板岩・流紋岩・変質安山岩であるが、賽の河原では流理構造の発達した流紋岩が

多く安山岩は少ない。大栗の高瀬付近では流紋岩が少なく変質安山岩が多い。基質は黄緑色～緑色の安山岩質凝灰岩で礫を取り出すのが困難なほどしまっている。

灰緑色の安山岩・火砕岩は変質が著しく、斜長石は曹長石・緑れん石・方解石に交代され、有色鉱物も完全に緑泥石に交代されている。石基あるいは基質も緑泥石・曹長石・方解石の集合に変化している。

雑色の岩石は緑泥石・絹雲母・方解石の集合に変化し、また微粒の赤鉄鉱が散在している。

小野見川下流や賽の河原の火砕岩には石英の斑状結晶を含むものがある。黒色ガラス質安山岩も斑晶として少量の石英を含んでいる。斜長石は方解石・曹長石・絹雲母・緑れん石に交代されている。普通輝石は残存しているものもあるが、緑泥石・サポーナイト・石英の集合に変化しているものも多い。オパサイト化した角閃石を捕獲結晶として含むものもある。

相川層の噴出岩と関連のある貫入岩体としてはプロピライト・黒色ガラス質安山岩の岩脈がある。

III. 3.5 真更川層

模式地：両津市真更川，相川町関川，戸地川上流，ニッ岩。

分布：浄蓮坊川～見立を結ぶ線から南，石名川付近までに最も良く分布している。その他，西海岸の小野見・北立島付近，また東斜面にも広く分布している。

また，これに相当するものは戸地川一大塚山付近，相川付近，二見半島南部にも分布する。それらは前の報文（1970）ではニッ岩層として記述したが，ここでは一括して真更川層として記述する。

層序関係：真更川の北，浄蓮坊川の河口には古生層の粘板岩，輝緑凝灰岩を不整合におおう基底礫岩が発達している。同様の礫岩は大ザレ川，押出崎付近の海水面近くにも露出している。

一方，石名川・小野見川などでは相川層の安山岩質凝灰岩の上に真更川層のガラス質安山岩，または淡緑色の石英安山岩質凝灰角礫岩がほぼ整合に重なっている。

戸地川一大塚山地域，相川付近では下位層との直接の関係は明らかでないが，分布，構造の上からは不整合関係と考えられる。

二見半島では相川層とは断層で接している。前の報文では真更川層を下部層と上部層にわけて記述したが，両者の関係は不整合であり，小佐渡でも同様の関係が認められるので，この報文では真更川層を下部層だけに限定し，前の報文の上部層を金北山層として別に記載する。

真更川層は分布が大きく4つの地域にわかれ，岩層もやや異なるので，以下地域をわけて記述する。

1) 北部地域

淡緑色～淡青緑色の石英安山岩質火砕岩を主体とし，一部に玄武岩類・安山岩類・シルト岩を挟んでいる。

本層が最も広く分布する岩谷口～大倉川地域の火砕岩は大部分が火砕流堆積物で特徴づけられ，顕著な熔結凝灰岩が3～4枚発達している。

安山岩類は五十浦川より南部の西斜面に特徴的に分布している。また，玄武岩類は関～大倉の海岸に分布している。岩相変化が著しく，また断層でブロック化しているので，以下では五十浦～烏帽子形山を結ぶ断層の東部と西部の2つの地域にわけて記述する。

i) 東部地域

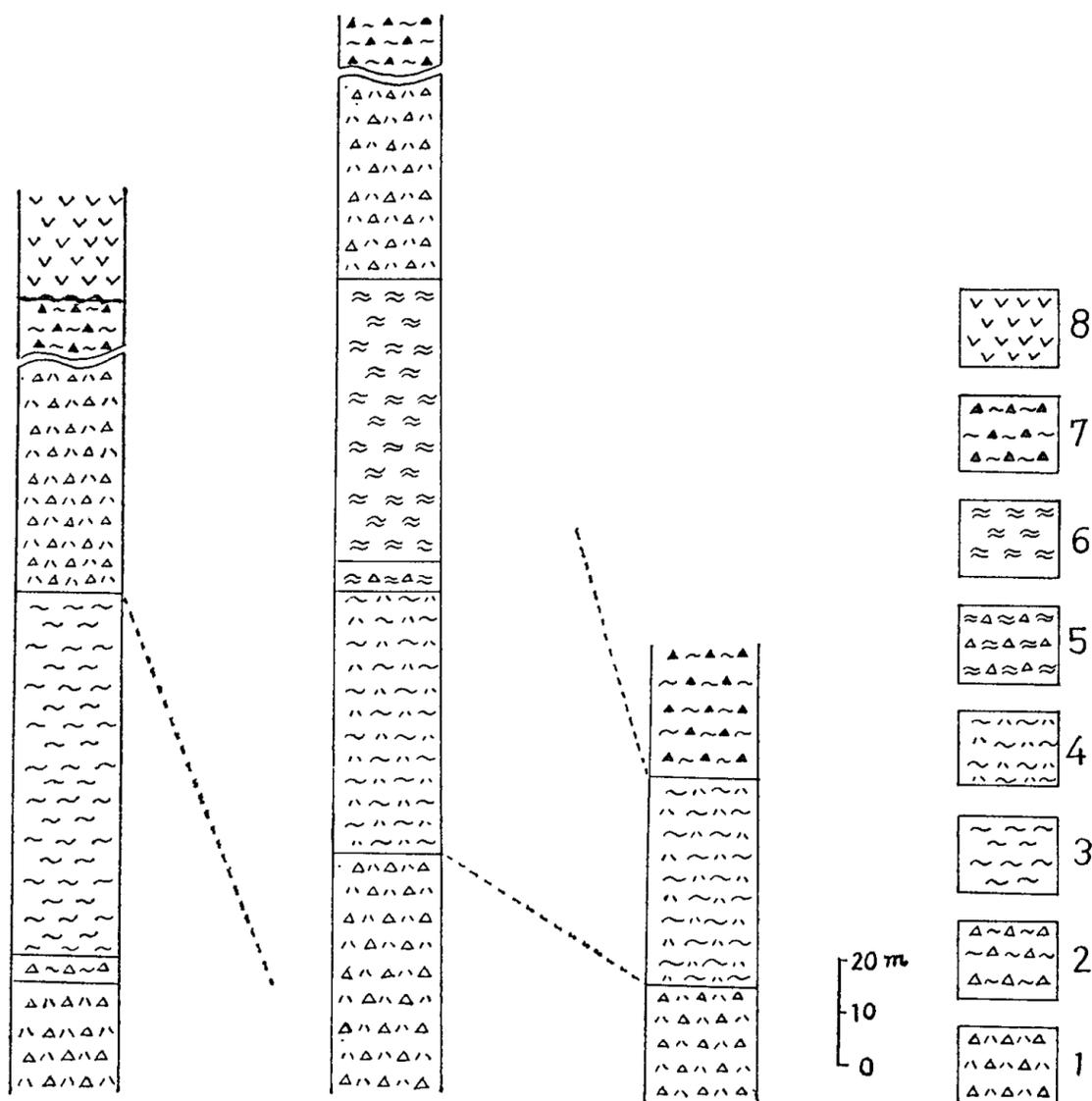
真更川の大川河口に発達する基底礫岩は火山円礫岩で，花崗岩・粘板岩の円礫を含み，基質は粘板岩の破片も多いが凝灰質である。この礫岩の上部には淡緑色の石英安山岩質凝灰角礫岩が重なり，大川ではさらに上部に細粒凝灰岩（一部シルト岩）が重なっている。真更川中流ではとくにこの細粒凝灰岩がよく発達し，植物化石の破片を含む灰黒色の葉理の発達したシルト岩を伴っている。

大ザレ川・岩谷口付近の押出崎の波打際に基底礫岩と思われる火山円礫岩が発達し，その上部に淡緑色の凝灰角礫岩が厚く重なっている。この火砕岩の上部には3～4枚の熔結凝灰岩が発達している。最下位のものは，ち密な淡赤褐色の熔結凝灰岩で，大ザレ川の河口で滝を形成している。2～3 mmの石英の斑状結晶を大量に含んでいる。この上位には淡緑色熔結凝灰岩・緑黒色熔結凝灰岩・緑褐色熔結凝灰

大ザレ川

跳坂～泊川

岩谷口



1: 淡緑色石英安山岩質凝灰角礫岩 2: 淡緑色熔結凝灰岩 3: 淡赤褐色熔結凝灰岩 4: 淡緑色熔結凝灰岩
5: 緑黒色黒よう岩質熔結凝灰岩 6: 緑褐色熔結凝灰岩 7: 黒よう岩質熔結凝灰岩 8: 石英安山岩

第8図 大ザレ川—岩谷口付近に分布する熔結凝灰岩の柱状図

岩が重なっている。とくに緑褐色熔結凝灰岩は熔結が著しく、軽石のパッチが10 cm ほどの長さに伸びている。柱状節理が発達し、遠望すると火成岩体の様相を呈している。これらの上位には淡緑色石英安山岩質凝灰角礫岩が重なっている。

岩谷口～大倉川地域では真更川層は大きく下位層と上位層に分けられる。下位層は前述の熔結凝灰岩を特徴的に挟む石英安山岩質火砕岩よりなっている。上位層も全体に石英安山岩質火砕岩よりなるが、大河内沢・小河内沢・五十浦川の中～上流付近では泥質～砂質の火砕岩となり、一部では泥流状の岩相を呈している。また、大河内沢・小河内沢の中流ではこの泥流状凝灰岩中に特徴的な黄白色～黄褐色の石英安山岩質熔結凝灰岩が挟まれている。これは2～4 mmの石英を多量に含む非常に密な熔結凝灰岩であり、異質岩片をほとんど含まない。

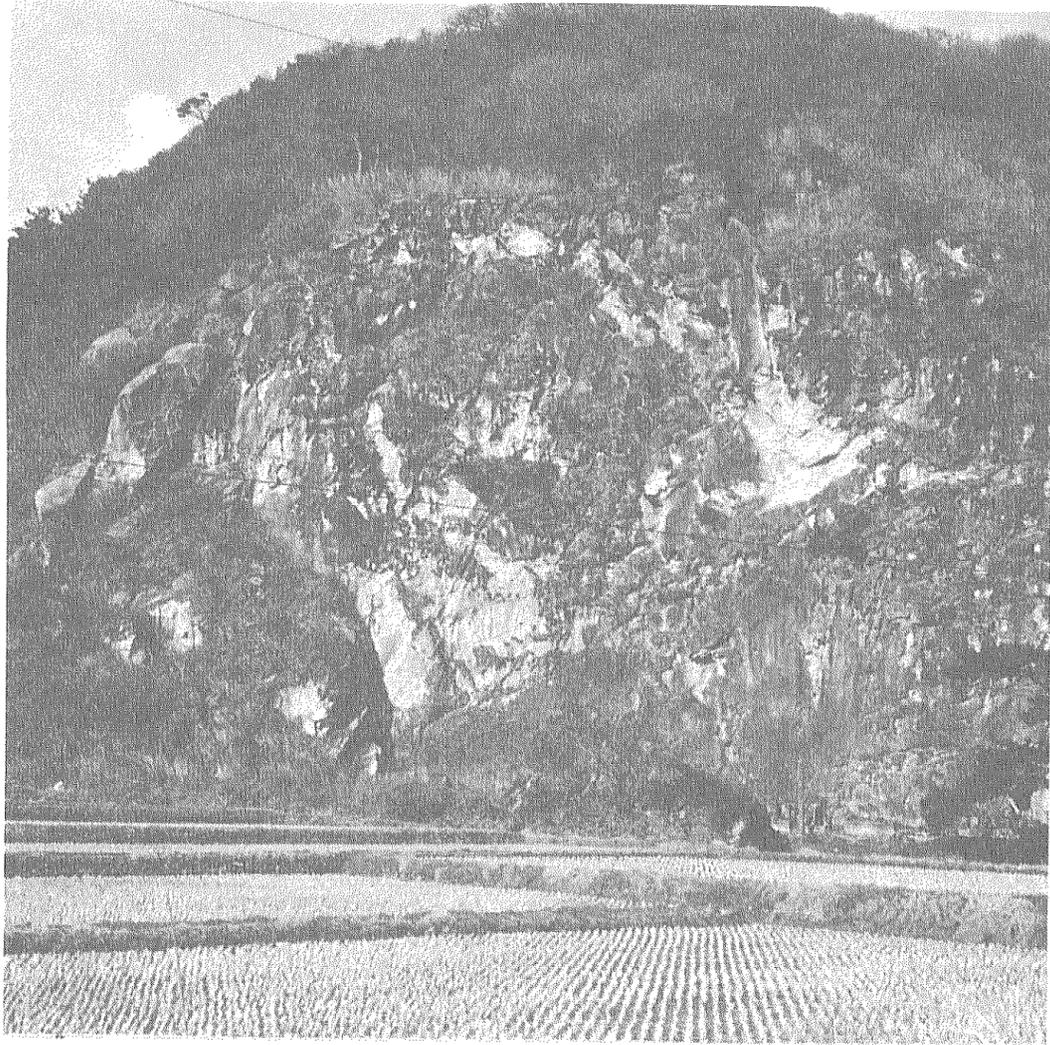
また上位層中には特徴的な黒よう岩質熔結凝灰岩が認められ、泊川から小河内沢・大河内・五十浦川・関川まで追跡され良好な鍵層になっている。この鍵層は大河内沢では中流および上流に断層を境して2回くり返して認められる。

熔結凝灰岩はその他に東斜面の北小浦、馬首川などにも分布している。

また、下位層中には関川・矢柄川・大倉川・石名川および東斜面の馬首川・白瀬川などで安山岩類を挟んでいる。大部分は黒色ガラス質安山岩であるが、斑晶に石英を含むものが多い。関川・矢柄川では安山岩熔岩に集塊岩や火山角礫岩が伴っている。

ii) 西部地域

この地域は断層が多く、層序関係を明らかにするのが困難である。五十浦一烏帽子形山を結ぶ断層と、関一大倉を結ぶ断層（鏡岩断層）に囲まれた地域は赤褐色石英安山岩質火山角礫岩よりなり、その



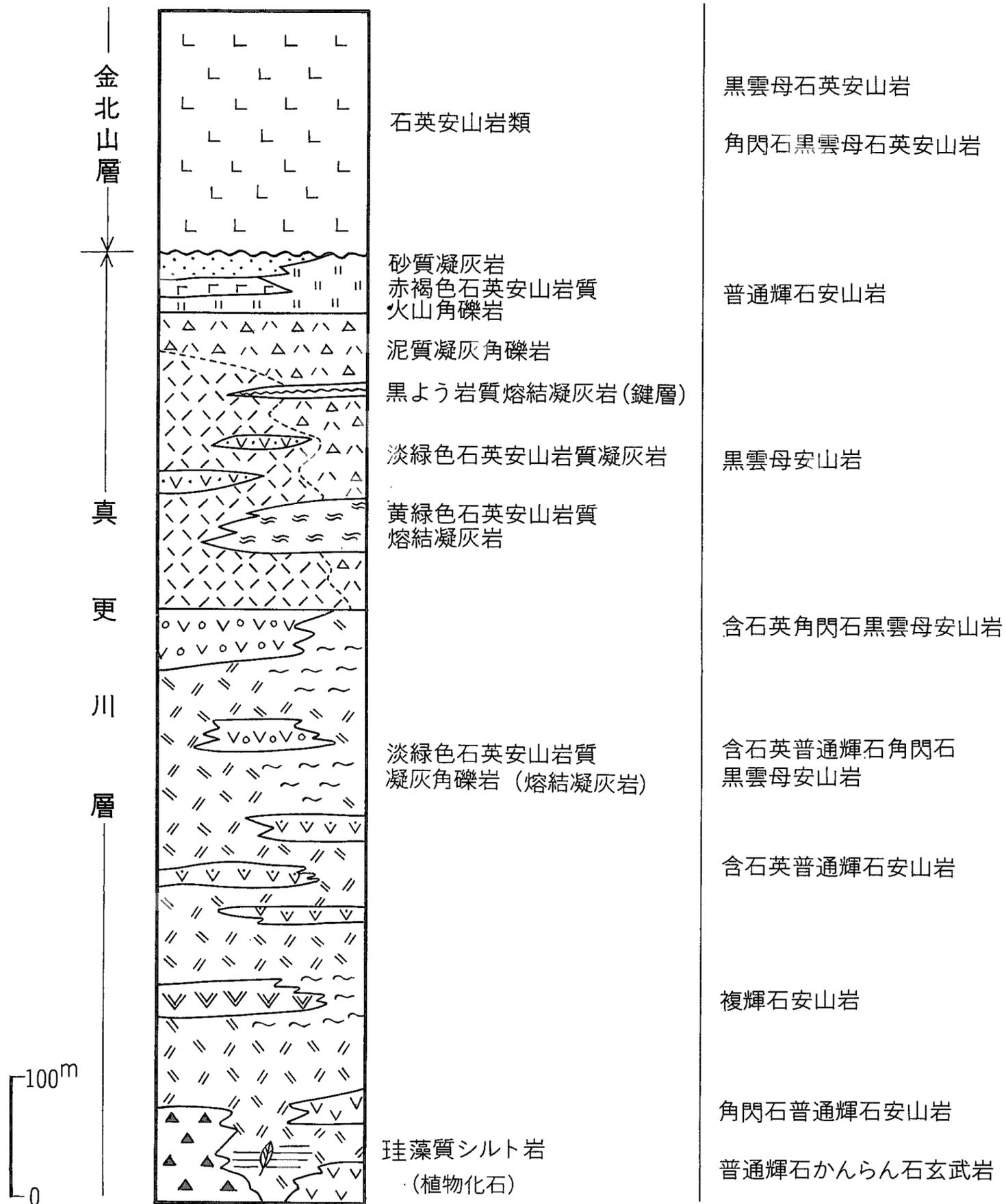
第9図 真更川層の石英安山岩質凝灰岩 岩谷口



第10図 真更川層の熔結凝灰岩 岩谷口

(火砕岩, 堆積岩)

(熔岩)



第11図 岩谷口-関川付近地質層序

岩相は五十浦川・関川・矢柄川上流にみられる真更川層上位層の火山角礫岩層とよく似ており、おそらくこの地域のものも上位層に対比されるものと推定される。

鏡岩断層の西側の地域の禪棚岩から矢柄にかけては、玄武岩質火砕岩が多い。禪棚岩の海岸には淡緑色の石英安山岩質凝灰角礫岩～火山角礫岩および熔岩が分布し、その上に葉理の発達したシルト岩と淡緑色凝灰岩、ガラス質安山岩熔岩の互層が重なり、さらに植物化石を多産する含珪藻質シルト岩、玄武岩質自破碎状熔岩が重なっている。それらと矢柄付近の玄武岩質自破碎状熔岩(一部 pillow breccia)・集塊岩・火山角礫岩よりなる火山累層との直接の関係は不明であるが、玄武岩質集塊岩中に葉理の発達し

た植物化石を含むシルト岩が不規則に挟在することなどから禪棚岩付近と一連のものであることはまちがいない。

禪棚岩付近のシルト岩は灰色で植物化石を多産するが、魚類化石の産出も知られている。また、珪藻に富み次の珪藻化石が識別される。(西片 武の鑑定による。)

Melosira granulata (EHRENBERG) PALFS

Melosira granulata var. *angustissima*

Melosira islandica O. MÜLLER

Melosira italica (EHRENBERG) KÜTGING

Eunotia sp.

これらはすべて淡水性のものである。

なお、植物化石については関植物化石群として古くから知られ、藤岡一男・西田彰一(1960)による詳しい報告がある。それによると優勢属は *Picea*, *Betula*, *Carpinus*, *Fagus*, *Acer*, *Tilia* などで、さらに *Fagus antipofi* HEER, *Acer ezoanum* OISHI et HUZIOKA など阿仁合植物群に普通に産するものが見られ、植物化石は西男鹿階を指示している。

玄武岩の自破碎状熔岩は黒色で、石基にはサポーナイトを生じているが、斜長石 (An 60) 輝石は比較的新鮮で、普通輝石かんらん石玄武岩・両輝石玄武岩などがある。集塊岩・火山角礫岩に移化しているが、集塊岩中には枕状熔岩の破片 (pillow breccia) を含んでいる。火山礫凝灰岩・粗粒凝灰岩は成層し、シルト岩をレンズ状に挟むことがあり、自破碎状熔岩が多いこととあいまって、水底で噴出したものと推定される。集塊岩・火山礫凝灰岩の基質は黄褐色でパラゴナイト化している。

大倉から小野見にかけての断層の海岸側には黒色または灰赤色の安山岩熔岩・集塊岩・火山角礫岩が分布している。これらの安山岩は含石英しそ輝石角閃石黒雲母安山岩・角閃石黒雲母安山岩などである。このような安山岩類は高千付近(入川の下流から北河内)にも広く分布している。

北立島の沢では安山岩類の下位に淡灰緑色の石英安山岩質凝灰岩が分布しているが、その一部は熔結している。河内付近では安山岩類は熱水変質をうけ白色粘土化している。

2) 戸地川一大塚山地域

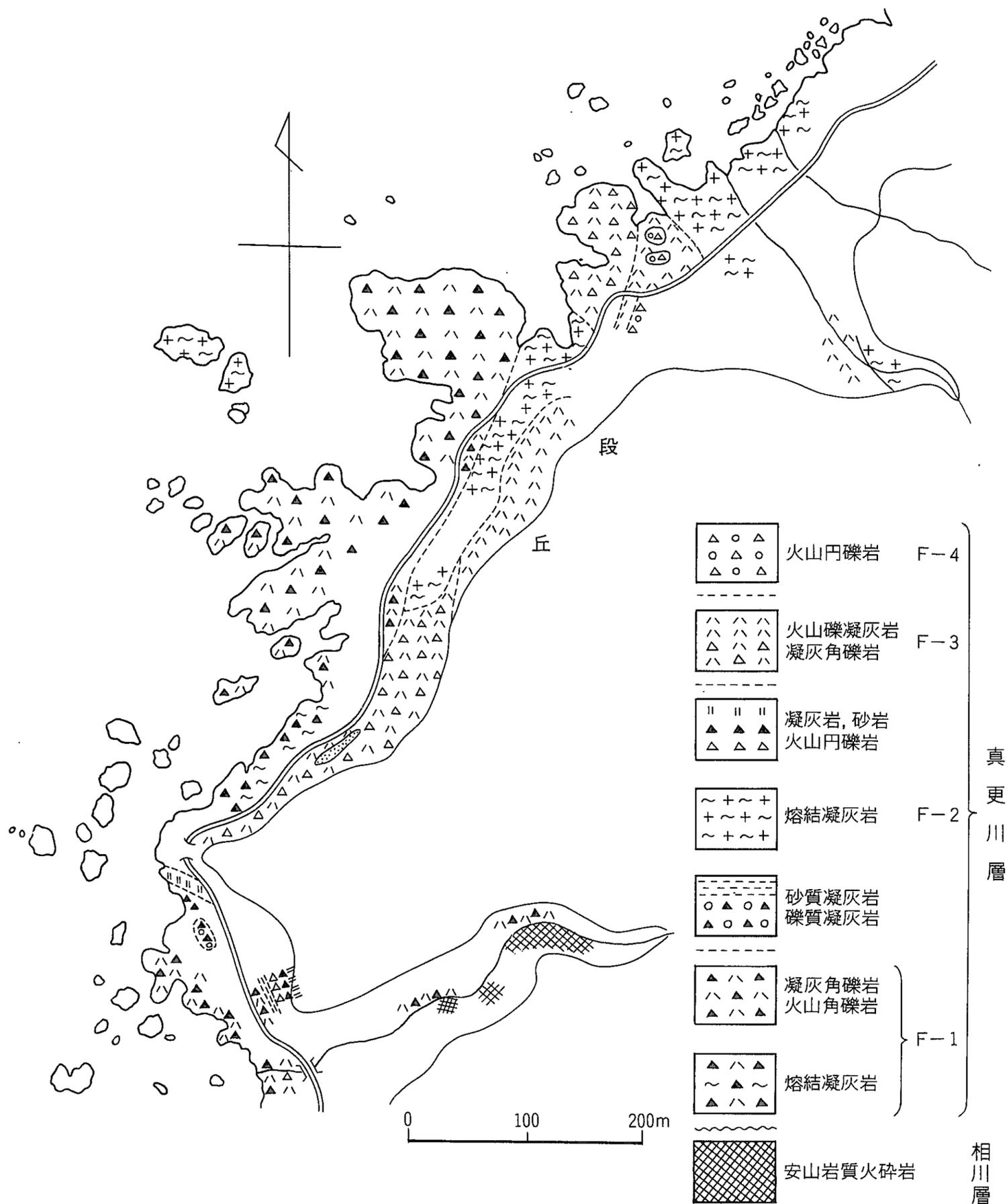
この地域の真更川層は石英安山岩質凝灰岩・凝灰角礫岩・火山角礫岩～円礫岩を主としているが、熔結凝灰岩となっているものが多く大部分が火砕流堆積物である。

熔結凝灰岩は北狄から戸地に至る海岸と戸地川中流から大塚山に至る地域にとくによく露出している。

前者では北狄から戸地に、走向 N 20° E で 20° W の傾斜で順次上部の地層が重なっているが、火砕流としては4つの flow unit が区別される。最下位の flow unit にあたる火砕岩は、部分的に強く熔結し、黒よう岩質になっている。これは熔結部と非熔結部の境界が観察できる。二番目の flow unit にあたる火砕岩は暗灰色の石英安山岩質熔結凝灰岩で柱状節理が良く発達している。流紋岩・花崗岩礫を多く含んでいる。三番目の flow unit は灰褐色の凝灰角礫岩で灰色の石英安山岩の礫を多量に含んでいる。また木片を含むことが多い。最上部の flow unit は極めて淘汰度の悪い火山円礫岩である(火砕流グループ, 1971)。

戸地川中流の発電所付近から大塚山にかけて分布する石英安山岩質火砕岩は層序(または火砕流としての単位)は明らかでない。発電所付近には著しく熔結した火砕岩が発達しているが、熔結凝灰岩としては大きく2つにわけられる。川底から発電所の水路付近までに分布するものは、チョコレート色の塊状結晶質の岩石で、新鮮な面では熔結構造が認めにくい。有色鉱物として輝石を含んでいる。そのまわりに分布するものは灰褐色～灰紫色を示している。前のものと較べてやや粗しょうで、扁平におしつぶされた軽石片がよく認められる。

熔結凝灰岩は発電所付近では熔結面が NS から N60°W または N45°E の走向で、東あるいは西に 60°の傾斜を示し、そのまわりの、北側では N50°W, 10°NE, 南側では N70°E, 10°S, N10°E, 10°W



第12図 戸地海岸における火砕流堆積物 (火砕流グループ, 1971) F-1, ……F-4 は flow units

と、発電所付近を中心に朝顔状の構造を示している。ただし、熔結面の急傾斜した部分と、緩傾斜の部分とが連続しているかどうか、同時期に噴出した火砕岩かどうかは必ずしも明らかでない。急傾斜の部分は輝石を含み変質もやや進んでいる。しかし、観察される限りの露頭では境は見られないので、一連の噴出物を考えている。また、急傾斜を示す大部分の熔結凝灰岩は火道 (Vent) を埋めたものではないかと考えられる。

熔結凝灰岩は斜長石・石英・黒雲母・角閃石を含み、一部に単斜輝石を含むが、角閃石、輝石にはサポーナイトに変化しているものがある。また、安山岩・流紋岩・花崗岩の礫をとりこんでいる。

緩傾斜を示す熔結凝灰岩は同質の凝灰岩角礫岩に移化している。この凝灰岩角礫岩は灰褐色～灰紫色、一部淡緑色～淡黄緑色を示し、黒雲母がめだち、一般に塊状粗しょうであるが、凝灰岩・凝灰質砂岩を薄く挟在することがある。流紋岩・安山岩・花崗岩の礫を含んでいる。

妙見山の西方，スカイライン沿いにも淡灰緑色の凝灰角礫岩が露出しているが，一部は熔結している。花崗岩の他に粘板岩の礫を含んでいる。

この地域の火砕岩は緑色化が一般に弱く，大佐渡北部の真更川層のどの層準に相当するかは明らかでない。また，戸地川中流のものが北狄～戸地海岸の前述のどの flow unit に相当するかも必ずしも明らかでない。

東斜面の梅津川上流，長江川上流に分布するものは緑色～淡緑色の安山岩～石英安山岩質凝灰角礫岩で，全体として塊状を呈するが，ところによりラミナが発達している。これは相川層の水金沢凝灰岩に類似し，相川層に属するかもしれない。

3) 相川付近

この付近では分布がせまく，相川付近の凝灰角礫岩（市村，1950の小仏凝灰岩に相当）と海岸の安山岩類（海岸安山岩）が主なものである。その他，岩野付近にも分布する。

凝灰角礫岩は灰黄色または淡青灰色の石英安山岩質凝灰角礫岩で，塊状であるが弱く熔結し，扁平なパッチが並ぶことがある。灰白色あるいは緑色の1 cm以下の軽石（ミソ）が多い。

斜長石・石英・黒雲母・角閃石を含み，基質はガラス片からなるが，変質してモンモリロナイトを生じ，また斜プチロル沸石を生じている。礫は細～中礫で，黒色の安山岩・石英安山岩を主とするが，流紋岩・頁岩・石英斑岩も認められる。岩野付近のものには層理の発達した細粒凝灰岩・黒色頁岩の薄層が挟まれている。

安山岩類は相川の海岸（千畳敷など）および小川付近，二見半島の春日岬，鹿伏付近にも分布している。黒色または赤褐色の安山岩熔岩および集塊岩よりなるが，熔岩には自破砕状を示す部分がある。ところにより凝灰質砂岩～頁岩を薄く挟むことがある。集塊岩の一部は青緑色に変化（セラドナイト化）している。吹上流紋岩の貫入をうけている部分などは緑色粘土化している。

海岸付近の安山岩は玄武岩質安山岩で斜長石，普通輝石の斑晶を主とし，まれに石英・ざくろ石の捕獲結晶を含んでおり，しそ輝石質岩系に属する。変質してサポーナイト・方解石・玉ずいを生じる他に孔隙をうめてモルデン沸石・輝沸石・方沸石などを生じている。

岩野付近のものは普通輝石・しそ輝石を斑晶とし，石英・黒雲母の捕獲結晶を含んでいる。なお，この付近では，延長2 km，幅400mの範囲の岩石中に細かい黒雲母を生じている。これはホルンフェルス化によるものと考えられ，露出は認められないが付近に第三紀花崗岩の存在が推定される。

4) 二見半島

西海岸の橘，長手岬，白島などに分布している。石英安山岩質凝灰角礫岩を主としているが，長手岬付近には顕著な灰褐色の火山円礫岩が発達している。また，灰黄色，淡緑色の細～粗粒凝灰岩を挟在している。

相川層とは断層で接している。凝灰角礫岩は淡灰緑色～灰黄色で，ところにより青緑色を呈している。角閃石・黒雲母・斜長石・石英が肉眼で認められるが，基質はモンモリロナイト・セラドナイト化している。

III. 3. 6 金北山層

模式地：金井町金北山～妙見山，両津市金剛山～井坪山

分布：金北山～妙見山～大佐渡スカイラインから東斜面一帯，金剛山～井坪山～立ガ平山を結ぶ山稜部から内海府海岸までの東斜面一帯・笠取峠東方・知行山・海駒の峰・岳山・葡萄峰・二見半島南端など最も広く分布している。

層序関係：相川層・真更川層の上に重なり不整合の関係である。例えば椿川では相川層の安山岩質凝灰角礫岩を，本層の石英安山岩質凝灰質砂岩が不整合に覆っている。この凝灰質砂岩は植物化石の破片を含んでいる。そしてその上位には石英安山岩熔岩が重なっている。

岩相：数種の石英安山岩熔岩，酸性安山岩熔岩およびそれらの火砕岩からなるが，貫入岩（岩頸）も認められる。しかし地質図上で区分しにくいので大きく4つに区分するに止めた。

大佐渡北部の金剛山から井坪山にかけて分布するのは，灰白色の角閃石黒雲母石英安山岩で，東斜面の海岸寄りに分布するのは灰褐色の石英の斑晶のめだつ角閃石黒雲母石英安山岩，虫崎付近のものは斑晶の少ない角閃石石英安山岩である。大佐渡南部に分布するものも石英安山岩熔岩を主とし，同質の凝灰角礫岩・火山角礫岩を伴っている。また，安山岩熔岩も多い。堂林山には真珠岩・流紋岩・熔岩およびその凝灰角礫岩が発達している。

石英安山岩類は赤紫色，灰色，灰紫色，黒色など種々の色を示すが，ところによっては緑色化している。一般に斑晶の大きな粗しょうな岩石である。

大部分が普通輝石・しそ輝石・黒雲母の斑晶を含むが，角閃石を含むものもある。角閃石はオパサイト化しているものもある。新保川・石田川には石英の斑晶が数mmに達するネバダイド質の熔岩が認められる。

安山岩熔岩は金北山・妙見山などに分布する。黒色ガラス質の岩石で斜長石・しそ輝石を斑晶として含み，粗面岩質組織を示す。石基は脱ハリ化し，モンモリロナイト，石英を生じている。

真珠岩質凝灰角礫岩～火山角礫岩は金北山層最上部の火砕岩と考えられるもので，ほとんど緑色化をうけず，灰白色，ときに灰黒色を呈する岩石で，粗しょうで軟かい。礫は大部分が灰色または黒色の真珠岩で，赤紫色の石英安山岩，灰色の角閃石黒雲母石英安山岩の礫も含まれる。亜角礫で細礫～中礫であるが，大礫～巨礫もある。塊状であるが上部になるにつれラミナが著しく発達し，しばしば砂質となる。黒雲母・軽石片が認められ，一部に木炭片を含んでいる。

二見半島米郷から元村にかけて分布するものもこれと類似のもので，白色～黄灰色の石英安山岩質凝灰角礫岩～火山角礫岩，あるいは火山円礫岩で，しばしば真珠岩質となり，真珠岩質石英安山岩熔岩（普通輝石角閃石黒雲母石英安山岩）が挟まれる。上部では層理の発達した凝灰質頁岩または凝灰質砂岩と互層している。

本層は岩相変化が著しく，層厚は地域により著しく異なっている。北部では約200m，相川東方では150m前後である。最も厚い金北山付近では300mを超えている。

Ⅲ.3.7 下戸層

下戸層は“相川層”を不整合に覆う地層に対して歌代（1950）によって命名された。なお本層に相当する地層は，それ以前は鶴子層の下部としてとりあつかわれてきた。

模式地：相川町下戸

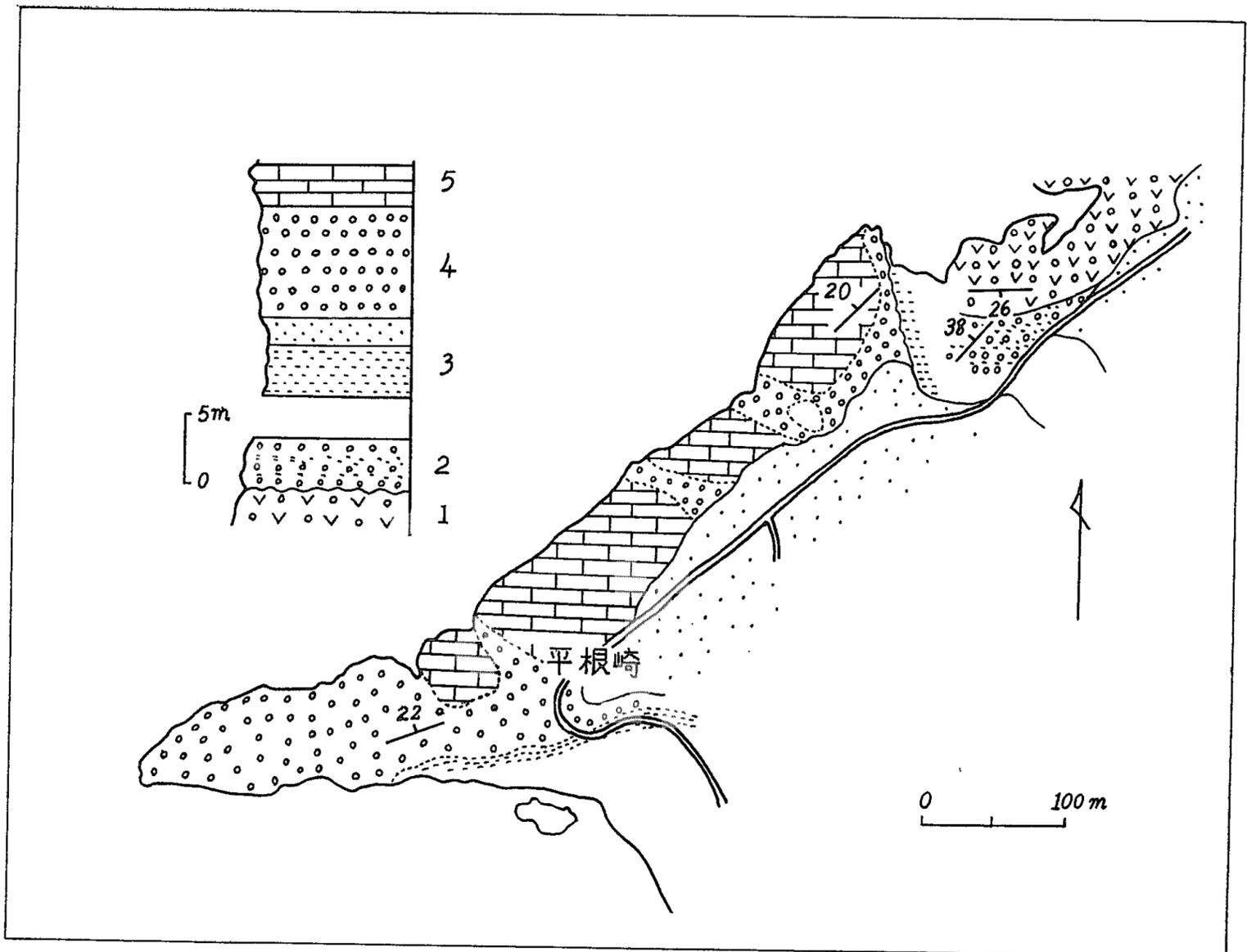
分布：下戸層は相川層または真更川層を傾斜不整合におおう地層で，模式地の下戸を初め，国中平野の周辺に大佐渡の山稜を縁どるように中山峠・藤津川・新保川・長江川・極楽寺・梅津川・椿川の中流に分布している。また，二見半島の元村から弁天岩にかけて分布している。さらに，西海岸の平根崎にも離れて分布している。

岩相：礫岩・シルト岩を主体とし，それらが互層するが，しばしば炭質頁岩を挟んでいる。

下戸付近などでは基底礫岩が発達するが，ニッ岩付近では凝灰質砂岩あるいはシルト岩が直接真更川層の凝灰角礫岩を覆っている。しかし，一般には基底に礫岩，その上部に砂岩・シルト岩が重なる。下部は全体として凝灰質で，ところにより凝灰岩が挟まれるが，全く緑色化をうけていないのが特徴である。全般に膠結も進んでいないが，一部には珪質な堅い礫岩がみいだされる。礫岩は淘汰が良く，円磨度も良好である。ときに貝化石によって貝殻石灰岩をつくりレンズ状に挟まるが，平根崎に分布するものは成層し，厚い。

平根崎に分布する下戸層は片辺礫岩を不整合に覆うが，西側で厚く，東側で薄く，アバットの関係にある。

下戸層は古く中山峠から *Paleoparadoxia tabatai* を産し有名であるが，その他多くの貝化石・ウニ・石灰藻・サンゴなどを産しているが，詳細は省略する。



1:片辺礫岩 2:砂礫岩 3:砂岩 4:礫岩 5:含化石石灰質砂礫岩(貝殻石灰岩)

第13図 平根崎付近の地質図

層序関係：下戸層は下位層とは傾斜不整合の関係にある。下戸付近では真更川層の海岸安山岩の上に基底礫岩が重なり、ニッ岩付近では真更川層の凝灰角礫岩を覆い、また平根崎では上述のように相川層の片辺礫岩の上に基底礫岩が重なるなど、異なった層準の下位層に重なっている。

下戸層と上部の鶴子層の関係は整合で、中山峠では苦灰岩レンズの上の海緑石砂岩より上部を鶴子層としている。このように境界部に海緑石砂岩の発達することが多い。

層厚：不明

III.3.8 鶴子層

鶴子層という地層名は従来いろいろ使われてきたが、現在、歌代(1950)の命名したものに限定されて用いられている。

模式地：佐和田町鶴子

分布：鶴子および中山峠付近によく分布するが、国中平野のへりに岩野付近まで分布が確かめられる。

岩相：暗灰色頁岩および珪質頁岩からなり、ドロマイトノジュールをしばしば含んでいる。化石は下戸層より少ないが、中山峠からは魚の化石の産出が知られている。

層序関係：下戸層とは漸移することは上に述べたが、上位の中山層とも漸移する。

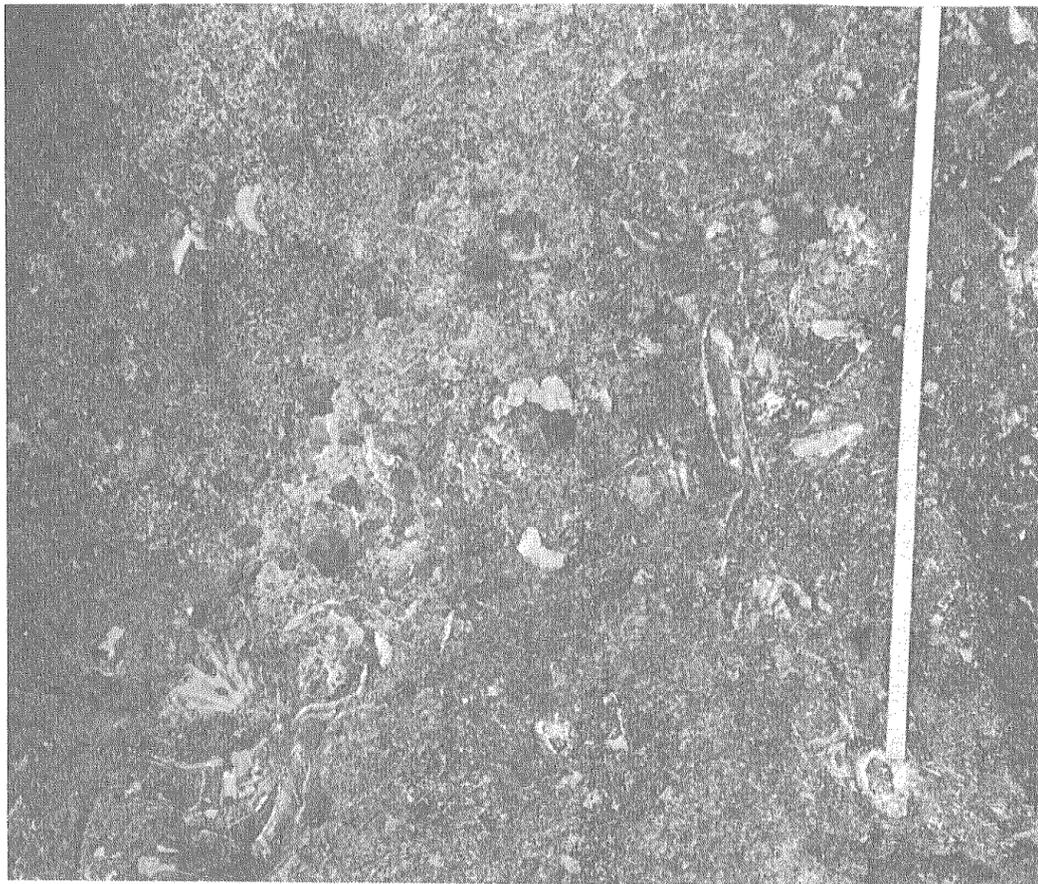
層厚：200m±

III.3.9 中山層

中山層という地層名は古くから用いられてきたが、内容も現在用いられているものと大差がない。

模式地：佐和田町中山

岩相：下部は細かい節理の発達した暗灰色泥岩で、中部は塊状またはラミナの発達した暗灰色泥岩で珪藻質である。ところにより凝灰質砂岩やベントナイトの薄層を挟んでいる。泥岩は風化すると灰褐色となり、表面に鉄明ばん石を生じて黄色となる。上部は灰褐色の珪藻質泥岩で、ところによっては軽石片を斑点状に含んでいる。しかし、岩相の横の変化が著しく、上述の中山峠付近の岩相も側方には連続



第14図 下戸層の貝殻石灰岩 平根崎

しない。

極楽寺・長江川・新保川では赤褐色～黒色のスコリア質凝灰岩が不規則レンズ状に挟在している。これは小木の玄武岩の活動との関連を示しているものと思われる。

層序関係：鶴子層とは整合で，沢根層に不整合に覆われる。

層厚：中山峠付近で320m

中山層中の貝化石・珪藻群集・有孔虫化石については，V.5に記載されている。

沢根層についての詳しい記載も，V.5にゆずる。

Ⅲ.4 火成活動

大佐渡の新第三系は下戸層以上の地層を除いては，ほとんど火山噴出物により構成されている。貫入岩についてはその活動時期が必ずしも明らかでないものもあるが，火山活動を総括すると第2表のよう



第15図 沢根層上部 質場

になる。矢柄付近の玄武岩類の中に一部ソレイト質のものがみいだされる他は大部分がカルクアルカリ岩質である。なお一部に亜アルカリ質の火山岩が認められる。

新第三紀最初の火山活動の産物は入川層を構成する火砕岩である。熔結している部分があることから、陸域に近い環境で噴出したものと考えられる。含普通輝石角閃石黒雲母石英安山岩・角閃石黒雲母石英安山岩を主としている。

それに引き続く火山活動の産物は相川層を構成している。この期の活動は石花川―戸地川地域において最も激しく、また北部の大倉川―入川地域と南部の相川―二見地域にも活動している。

石花川―戸地川地域では初期は片辺礫岩を堆積するような浅い水域の環境で、火山活動はそれほど著しくなかったが、中期以降激しくなり、熔岩および火砕岩を噴出した。初めは水域でおこり、次第に水域をうめつくして陸域で火砕流として噴出したことは熔結凝灰岩が発達することからうかがい知ることができる。変質が著しく、いわゆるプロピライトとなっているが、後期のものには輝石が残存している。粗面岩質組織を示すものもある。

大倉川―入川地域では、緑色のプロピライト質の火山活動に引き続き、ガラス質安山岩（含石英普通輝石安山岩、両輝石安山岩）熔岩および雑色の安山岩質集塊岩～火山角礫岩が噴出している。そのような噴出物は入川層の分布地域の西側、入川の下流から小野見川、夏雪山、石名川下流付近にみられる。これに対し、これらの川の上流には酸性安山岩～石英安山岩の灰緑色火砕岩がプロピライト質火砕岩の上に堆積している。このような火砕岩は真更川層の火砕岩と区別しがたい。後述するように、相川層堆積盆の南側では、火山活動が漸移したことを示している。

相川―二見地域では相川付近および二見半島南部に噴出の中心が推定される。石花川・戸地川地域よりやや酸性の石英安山岩～安山岩の噴出で始まり、石英安山岩の火砕流を広域に流し出した。これが庚申塚熔結凝灰岩で、相川および二見半島に分布している。それに引きつづき、酸性安山岩が活動し、熔岩および火砕岩を噴出した。この安山岩は普通輝石・しそ輝石・角閃石を斑晶とし、石英もときには含んでいる。熔結している部分もあり、この地域においても浅い水域から陸域に近い環境で噴出したもの

第2表 大佐渡地域の火成活動

| | 噴 出 岩 | 貫 入 岩 | 噴 出 岩 |
|---------|---|--|--|
| | 北 部 地 域 | | 南 部 地 域 |
| 中山層～鶴子層 | | かんらん石-チタン普通輝石-粗粒玄武岩 普通輝石-粗粒玄武岩 | 玄武岩 |
| 金北山層 | 角閃石-黒雲母-石英安山岩 黒雲母-石英安山岩 角閃石-石英安山岩 | 黒雲母-流紋岩 | 黒雲母-真珠岩 しそ輝石-安山岩 角閃石-黒雲母-石英安山岩 普通輝石-角閃石-黒雲母-石英安山岩 両輝石-黒雲母-石英安山岩 黒雲母-石英安山岩 しそ輝石-黒雲母-石英安山岩 |
| 真更川層 | 黒雲母-石英安山岩 黒雲母-安山岩 角閃石-黒雲母-安山岩 角閃石-安山岩 ----- 含石英-しそ輝石-角閃石-黒雲母-安山岩 含石英-普通輝石-安山岩 両輝石-安山岩 普通輝石-安山岩 両輝石-玄武岩質安山岩 かんらん石-普通輝石-玄武岩 | 黒雲母-石英安山岩 角閃石-黒雲母-安山岩 角閃石-安山岩 斜長流紋岩 石英斑岩 角閃石-はんれい岩 石英閃緑岩 玄武岩質安山岩 粗粒玄武岩 | 角閃石-安山岩 含石英-普通輝石-安山岩 しそ輝石-安山岩 普通輝石-安山岩 |
| 相川層 | 角閃石-普通輝石-安山岩 両輝石-安山岩 含石英-普通輝石-安山岩 流紋岩 変質安山岩 (プロピライト) | 含石英-輝石-安山岩 含石英-角閃石-輝石-安山岩 | 含石英-輝石-安山岩 輝石-安山岩 角閃石-輝石-安山岩 粗面岩質安山岩 変質安山岩 (プロピライト) |
| 入川層 | 変質石英安山岩 | | 角閃石-黒雲母-石英安山岩 変質石英安山岩 |

と推定される。この期の安山岩熔岩は佐渡鉾山東方（右沢，青野峠），小川などに分布し，また安山岩（プロピライト質）の貫入岩は北狄の沢，鉾山付近に多い。

大佐渡で最も顕著な火山活動期は真更川層・金北山層堆積期である。真更川期の活動は主に火砕岩の堆積，金北山期には主に熔岩の噴出で特徴づけられる。

真更川期の活動はとくに北部で著しく，数度におよぶ火砕流の噴出，熔結凝灰岩の形成で示される。このような活動はおそらく基盤地域に新たに生じた陥没に伴って生じた爆発性の活動で，火砕流の堆積による湖沼の形成などの事件を生じたものと推定される。戸地川地域では火砕流は黒雲母角閃石石英安山岩を主とする激しいもので，戸地川中流に火口が推定され，それを中心に西方および北方に流れ出した。北狄―戸地の海岸では4回の噴出が認められる。

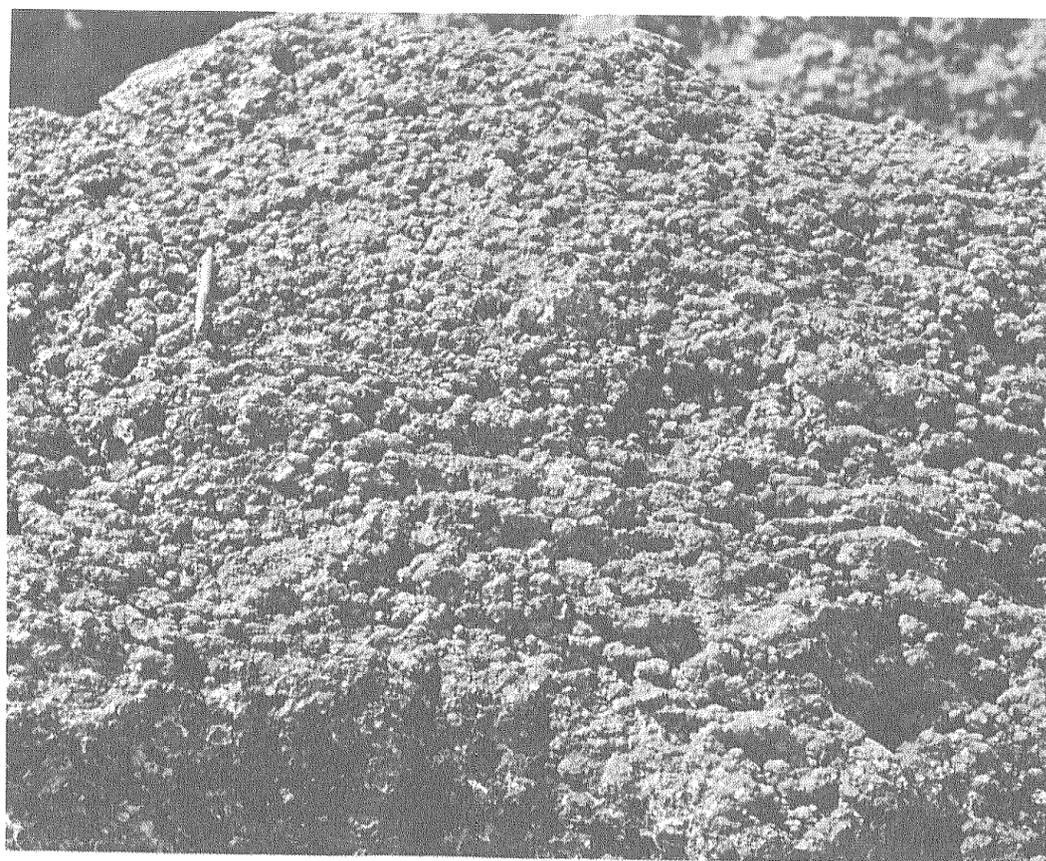
なお，この時期に矢柄付近に玄武岩の活動が生じた。普通輝石かんらん石玄武岩が主であり，シルト岩を不規則にとりこんでおり，一部は pillow breccia となり，浅い湖底で噴出したものと考えられる。

真更川期の活動のもう一つの特徴は，五十浦川から石名川にみられるような安山岩の噴出である。石英安山岩の活動が火砕流であるのに対し，安山岩の活動は熔岩流を主としている。両輝石安山岩・含石英輝石安山岩・含石英普通輝石角閃石黒雲母安山岩などのガラス質安山岩である。安山岩の活動はさらに大倉から小野見にかけての海岸側にみとめられる。この活動は熔岩よりは集塊岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩が多く爆発性のものである。矢柄川・大倉川入口の安山岩岩頸は，これらの活動に関係あるものと考えられるが，角閃石黒雲母安山岩・黒雲母安山岩である。

また，相川から小川および二見半島北部にかけての海岸にも安山岩の活動が著しい。海岸安山岩とよばれるもので，熔岩・集塊岩・火山角礫岩からなる。普通輝石玄武岩質安山岩・しそ輝石安山岩・角閃石安山岩などで石英を含むものがある。

金北山期の酸性安山岩・石英安山岩はおもに山稜から東斜面一帯に広く活動している。両輝石黒雲母石英安山岩・角閃石黒雲母石英安山岩・黒雲母石英安山岩などの各種熔岩である。真更川期の活動が陥没性の構造運動に関連し，火砕流で特徴づけられるのに対し，金北山期の活動は全般的な隆起に関連しているように思われる。戸地一堂林山を結ぶ線以南で，おもに真更川層以下の地層を貫いている斜長流紋岩の活動は，やはり隆起運動に関連したものと考えられる。大佐渡では金北山層を貫くものは少ないが，小佐渡では顕著である。小岩体ではあるが斑れい岩・石英斑岩・ひん岩の貫入もみのがせない。

斜長流紋岩は，吹上・小川・尖閣湾・戸地川上流の岩体が代表的である。斑れい岩は戸地川上流の流



第16図 球顆流紋岩 相川

紋岩体を貫いている。

なお、真更川期～金北山期にわたる火山活動は、玄武岩—安山岩—石英安山岩という一つのサイクルをなしているとみることができる。なお、粗粒玄武岩の活動は、大野亀・二ツ亀付近と北小浦にみられる。

大野亀・二ツ亀の岩床は、真更川層と思われる植物化石の破片を含むシルト岩を貫き、変質も著しいことから、真更川期の岩床と考えられる。おそらく矢柄付近の玄武岩の活動と関連があるものかもしれない。

一方、北小浦の岩体は真更川層を貫いているが、新鮮で、岩質もチタン普通輝石を含むかんらん石玄武岩である。おそらく、弥彦・温海・粟島などのアルカリかんらん石玄武岩と同様に、いわゆる七谷～寺泊期（女川期）のものと考えられる。

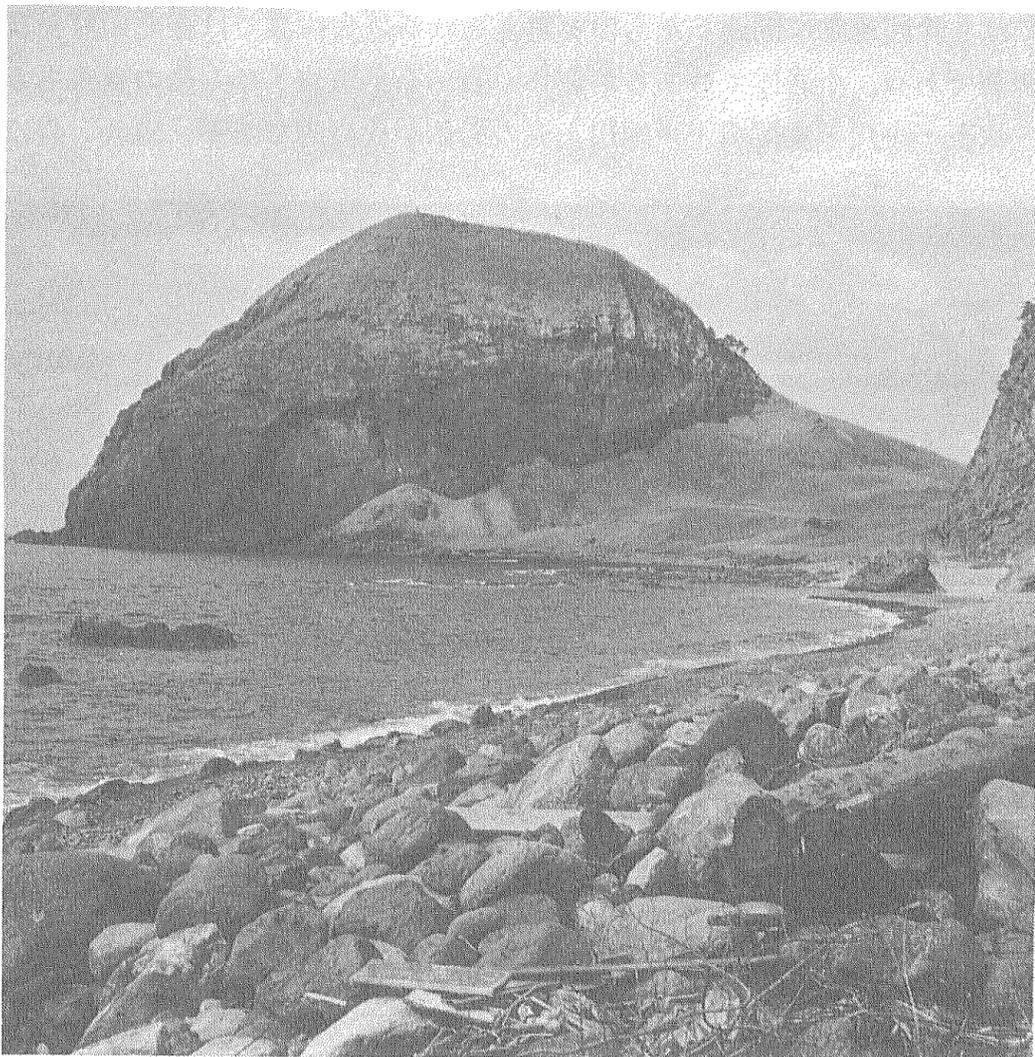
III.5 地質構造

大佐渡の地質構造は、基盤、入川層を除いて、相川層以上の地層についてみると、大きくは南東に傾斜した単斜構造とみなされる。この傾向は多田—畑野を結ぶ線より北部の小佐渡にも認められる。ただし、下戸層以上の地層についてみると、大佐渡・小佐渡を両翼として、国中平野に大きな向斜が形成されている。

基盤の構造は、ブロック化されてはいるが、古生層は NE-SW と NW-SE の走向が認められる。千枚岩の片理も $N45^{\circ}E$ 、または $N60^{\circ}E$ で古生層の走向と一致し、また古生層と新第三紀層を境する断層の方向も NW-SE に近い。古生層を貫く輝緑岩・斑れい岩の貫入方向も $N45^{\circ}E$ および $N50^{\circ}W$ で古生層の走向とほぼ一致している。

これら基盤の構造は新第三系の構造形成に、大きく影響している。とくに入川層を構成する火山岩類の噴出を規制した断裂の方向、さらに、相川層の堆積盆の形成に関連があるように思われる。

断層は下戸層以下の地層がほとんど火山岩類よりなるため、かならずしも明らかでないが、NE-SW またはそれに近いものと、NS またはそれに近いものが発達している。



第17図 粗粒玄武岩 大野亀

NE-SW 方向のものは鏡岩断層で代表されるように、小野見から岩谷口にかけてみとめられ、また南部の地域にもみとめられ、いわゆる佐渡方向のもので、金北山層堆積後の隆起に関係したもので、その後も運動を続けたものと考えられる。

NS またはそれに近いものは、基盤（潜在している基盤も含めて）および入川層の分布地域に発達する場合が多く、それらと、それらより上位の地層の運動のずれを示しているように思われる。佐渡鉾山付近の NS からやや西にふれた断層も基盤の構造を反映している可能性があるが、これと平行するものは下戸一元村を結ぶ断層で、この断層は沢根層まで切っている。

なお、前述のように北端には基盤と入川層・相川層・真更川層を境する NW-SE 方向の断層が発達している。

入川層の構造はほとんど明らかでない。分布の方向は、北端では NW-SE、入川上流付近でも NW-SE、達者東方では EW である。

相川層の構造も大部分火山岩類のため明らかでないが、入川より東では北東側に傾き、入川と戸地川との間では南東傾斜の傾向を示す。東斜面の白瀬川ではややドーム状の構造がみとめられる。戸地川以南では、達者東方の入川層分布地域を境して、北側では NEE-SWW の走向で北東に傾斜（この付近は細粒凝灰岩多く層理が測定しやすい）、南側の佐渡鉾山付近では NS-NNE-SSW の走向で西に傾斜しているが、南北性の断層の東側（石田川上流など）では NE-SW の走向で南東に傾斜している。すなわちその間に一つの背斜が推定される。一方、二見半島では NEE-SWW の走向で北に傾斜している。

以上のように相川層の構造は複雑であるが、入川上流、達者東方の入川層の岩体に規制されながらも、戸地川以北では南東傾斜の単斜構造、戸地川以南では NS から NE 方向にふれる背斜（一部向斜）構造を示している。すなわち全体としてはおおよそ佐渡方向の構造を示している。

真更川層の構造は、戸地付近の海岸、相川町付近、長手岬付近の海岸が西傾斜を示す他は、全体として NE-SW 方向の走向で、南東に傾斜する単斜構造を示している。

金北山層も NE-SW 方向で、南東に傾斜している。

下戸層はそれより下位の地層のへりに分布し、下戸付近ではゆるく下位の地層の上に重なるが、新保川以北では鶴子層と同様の急傾斜の構造を示している。下戸層・鶴子層・中山層はその堆積以前にはほぼでき上った佐渡方向を示す隆起地塊をとりかこみ、凹所に湾入して堆積したもので、とくに湾入部では下位層の分布に支配されて走向・傾斜が変わっている。一般に 30° 以下の傾斜を示すが、長江川以北のように 50° 以上となり、逆転している部分もある。

沢根層も沢根付近では 20° 以下の傾斜であるが、北部では 40° 以上の傾斜を示す。

このような鶴子層・中山層、さらに沢根層にみられる急傾斜、逆転などは佐渡方向の隆起が、それらの堆積後もひきつづいておこっていたことを示している。

参考文献は“IV. 小佐渡の新第三系”の参考文献 p. 64-66 にまとめて記載してある。

The Neogene Tertiary in the Osado Area, Sado Island, Niigata Prefecture

Mitsuo SHIMAZU, Tetsuei TOYAMA, Jun Minakawa, Nobuyuki TAKAHAMA,
Shigeyuki WAKABAYASHI and Ryojiro SAITO

Abstract

The stratigraphic sequence and lithofacies of the Neogene formation of the Osado area is revised as follows:

| | | |
|----------------------|-----------------------|--|
| Sawane formation | | alternation of sandstone and siltstone, sandstone and conglomerate |
| Nakayama formation | (unconformity) | mudstone and diatomaceous mudstone |
| Tsurushi formation | | hard shale and black shale |
| Orito formation | (unconformity) | conglomerate, sandstone and limestone |
| Kimpokusan formation | (unconformity) | dacite lava and its pyroclastics, andesite lava and its pyroclastics |
| Masaragawa formation | (unconformity) | pale green pyroclastics including welded tuff, andesite lavas and basaltic rocks |
| Aikawa formation | (partly unconformity) | altered andesite lava (propylite) and andesitic pyroclastics including dacitic pyroclastics, glassy andesite lava and conglomerate |
| Nyukawa formation | | altered dacitic pyroclastics |

The Nyukawa formation covers the Paleozoic formation at Onomi-gawa and also the Masaragawa formation covers slate and meta-diorite, which intrudes the Paleozoic formation. Hornblende-biotite granodiorite intrudes the Paleozoic formation and meta-diorite.

The Nyukawa formation is locally distributed around the basement. The Aikawa formation is redefined as the formation which covers the Nyukawa formation and is overlain by the Masaragawa formation. It includes the Ishigegawa formation reported in the previous paper (1970). The sedimentary basins of the Aikawa formation are divided into two units, namely the northern area extending from Ishigegawa to Ishinagawa and the southern area from Aikawa to Futami.

“Katabe conglomerate” is basal part of the Aikawa formation and occurs on the seaside from Katabe to Tochu. Siliceous shales of the formation contain a small amount of plant fossils.

The Masaragawa formation reported in the previous paper was revised and was divided into two formations. The upper formation of the previous report was newly named as the Kimpokusan formation, and the name of the Masaragawa formation is used only for the lower formation. The Masaragawa formation redefined is composed of dacitic pyroclastic flow deposits, which had been partly welded. The pyroclastic flow deposits are alternated with andesite lavas. Basaltic rocks occurred at the Yagara and Seki areas are intercalated with diatomaceous shales, which contain the Seki flora.

The Kimpokusan formation is mainly composed of dacite-andesite lavas and pyroclastics, and is partly composed of perlite lavas.

The Orito formation is distributed in the margin of the Kuninaka plain fringing the lower formations, which had upheaved before the deposition of the Orito formation. This formation is products of the first transgression of the Miocene age in the Sado area, and contains marine fossils such as *Vicarya*, *Vicaryella* and *Paeoparadoxia*, showing the Nishikurosawa stage. The Tsurushi and Nakayama formations are composed of marine clastic sediments.

Volcanic rocks, which are basaltic, andesitic and dacitic composition of the Nyukawa, Aikawa, Masaragawa and Kimpokusan formations, are mostly calcalkal rock series, but alkaline dolerites occur at Kitakoura.

The Lower Miocene formations are intruded by large rhyolite bodies and small bodies of quartz diorite, quartz porphyry and gabbro.

IV. 小佐渡の新第三系

島津光夫* ・金井克明**
市橋紘一*** ・佐々木 正****

IV.1 ま え が き

小佐渡の新第三系は、杉山隆二・津田禾粒により研究され、火山層序の総括は、杉山隆二により1956年になされた。また、下戸層堆積以後の古地理の変遷は、津田禾粒により1956年に報告されている。一方、小木半島に広く分布する玄武岩類、とくに枕状熔岩については古く、徳重英助(1935)により報告されたが、その後、茅原一也(1958)、山川 稔・茅原一也(1968)が、地質学的、岩石学的に詳しい研究を報告している。なお、茅原(1958)の報告には新第三系下部層の火山岩類の層序、岩石学的性質についてもふれられている。

小木半島の玄武岩類の岩石学については今さら研究を進める必要がないが、小佐渡全域に広く分布する新第三系下部層の層序、とくに火山層序には多くの問題が残されており、地質図も新潟県の20万分の1地質図以外には公表されていない。

筆者らは大佐渡の1965年調査終了後、小佐渡の調査に着手し、筆者らの一人、佐々木正は赤泊—西三川地域を1969年に、また、金井克明は1970年多田—真野地域をそれぞれ卒業論文の課題として調査した。その後筆者ら(金井克明・市橋紘一・島津光夫)は前述の地域をチェックすると共に、さらに調査地域を北方に拡げ、1971年一応全域の調査を終了した。現在ひきつづき岩石学的研究を進めているが、層序について報告する。

西三川地域の下戸層については小佐渡団研グループにより、1970~1971年に調査がなされ、近く発表される予定である。

小佐渡地域の調査に当っては、高浜信行・若林茂敬・春山宣義・楠田 隆・外山哲英・斉藤良二郎氏らの協力を頂いた。

IV.2 地 質 概 説

小佐渡地域の大部分は中新世前期の火山岩類からなり、南部および国中平野側に中新世中期から後期の碎屑岩が分布している。

中新世前期の地層は従来、杉山(1956)により杉野浦層・笠取山層とよばれていたが、今回再検討し、また、大佐渡地域の層序との関連で、下位から相川層(再定義した)・三瀬層・豊岡層・経塚山層と区分した。

中新世中~後期の地層は、大佐渡地域と同様に、従来の地層名を用い、下戸層・鶴子層・中山層として記述する。

なお、先新第三紀の基盤岩類は、小佐渡東岸の多田、岩首付近に分布するだけである。

基盤岩類は古生層(時代未詳)の粘板岩・砂岩、およびそれらを貫く輝緑岩、および、白亜紀後期~古第三紀に侵入したと考えられる黒雲母花崗岩である。

相川層は真野湾に面する田切須から越の長浜にかけての海岸と、北部の国府川・大野川流域に分布している。変質安山岩類を主とし、プロピライトの様相を呈する。

三瀬層は小佐渡のほぼ全域に分布しているが、南半部と北半部で、岩相、構造ともに著しく異なっ

* 新潟大学理学部 ** 東京都立日野高校 *** 新潟県立村上高校 **** 新潟県農地部
日本油田・ガス田図11「佐渡」地質説明書、地質調査所、昭和52年。

いる。安山岩類で特徴づけられ、南半部、とくに三瀬から羽茂川にかけての地域には各種安山岩熔岩が分布するが、ガラス質安山岩・玄武岩質安山岩・粗面岩質安山岩などを主とし、とくに粗面岩質安山岩で特徴づけられる。同様の安山岩類は下戸層の基盤をなして西三川地域にも分布し、また、小川内川・竹田川などにも分布している。笠取山から備付山にかけての地域、および猿八付近には安山岩質火砕岩が分布するが、これらは上記安山岩類と指交関係をなしている。

北半部の三瀬層は相川層と整合に重なり、小倉付近から大隅山をへて水津付近まで帯状に分布する。ほとんど大部分がガラス質安山岩・玄武岩質安山岩で、一部に粗面岩質安山岩を伴っている。

豊岡層は小佐渡の北東部におもに分布しているが、徳和一庭場付近にも分布している。三瀬層と異なり、石英安山岩質火砕岩で特徴づけられるが、豊岡付近では多量の安山岩熔岩を挟在している。石英安山岩質火砕岩は淡緑色で熔結している部分もあり、ところにより流紋岩熔岩・凝灰質シルト岩を挟む。安山岩熔岩はガラス質のものが多く、三瀬層のものに類似しているが粗面岩質のものはない。北東部では三瀬層と整合に重なるが、東鶴島・多田・庭場では古生層の上に直接重なっている。徳和付近では三瀬層を不整合に覆っている。大佐渡の真更川層下部層に相当するものと考えられる。

経塚山層は小佐渡南部では羽茂川の北におもに分布するが、南のソリバ峠付近にも分布している。また、岩相は異なるが、大杉一新保付近にも分布する。小佐渡北部では古峰山一新穂ダムを結ぶ断層の北側に分布している。

羽茂川の北およびソリバ峠付近のものは大部分、灰白色・赤褐色・淡青緑色の石英安山岩熔岩を主としている。大杉一新保付近では、三瀬層の粗面岩質安山岩を不整合に覆う。火山円礫岩～礫岩が基底部で、その上に細粒凝灰岩・砂岩・泥岩互層・石英安山岩質熔結凝灰岩などからなる。古峰山断層の北では安山岩熔岩（角閃石安山岩・ガラス質安山岩）と石英安山岩熔岩・同火砕岩よりなる。下位層との関係の明らかなのは大杉付近で、ソリバ峠付近では古生層を直接覆い、その他の地域では相川層・三瀬層・豊岡層の上に重なっている。大佐渡の金北山層に相当する。

下戸層は西三川地域・羽茂川流域・赤泊付近・小佐渡北部の久知川下流地域に分布している。礫岩・砂岩・シルト岩・石灰岩よりなる。礫岩・砂岩が最も多く、各地域に広く分布している。シルト岩はそれらと指交して、上黒山一碑^{がためき}付近におもに分布し、その中の石灰質ノジュール中に *Vicarya*, *Vicaryella* などの貝化石を多産する。石灰岩は西三川の海岸、赤泊などに分布するが、有孔虫石灰岩と貝殻石灰岩がある。*Operculina*, *Miogypsina* などを含む。佐渡における新第三紀の最初の海浸を示す地層で、西黒沢階にあたる。下位層との関係は不整合である。

鶴子層は羽茂川流域と小木一素浜にかけて広く分布し、その他赤泊、国中平野のへりに分布している。下戸層に整合に重なり、硬質頁岩・灰色頁岩からなり、魚類化石、鯨の化石などを産する。ドロマイトノジュールが発達する部分がある。

中山層は羽茂川下流に分布する。鶴子層と整合で、黒色頁岩よりなるが、一部に白色浮石質凝灰岩を挟む。小木玄武岩は鶴子層から中山層にわたる地層と指交関係にある。玄武岩熔岩（枕状熔岩）・集塊岩・凝灰角礫岩および凝灰岩（大部分ハイアロクラスタイト）からなる。岩質の上からは下部はかんらん石玄武岩、上部は石英玄武岩に大きくわけられる。

IV.3 地質各説

IV.3.1 基盤岩類

多田から東鶴島にかけて、東海岸にだけ分布している。化石の産出がなく時代未詳であるが、古生層と思われる粘板岩・砂岩が大部分で、輝緑岩の岩脈、また一部、岩首付近には花崗岩が分布している。

粘板岩は片理は発達せず、全体に塊状であるが、破碎されている場合が多く、構造は必ずしも明らかでない。砂岩は灰黒色で、岩首付近、浦ノ河内川上流、河内付近に分布している。粘板岩と互層している。一般に細粒であるが岩首の南のものは粗粒である。チャートは岩首以北に少量分布するだけである。輝緑凝灰岩もわずかに分布するだけである。

古生層の構造は単調で、多田以北では走向はN80~50°W, 50~75°Wの単斜構造を示す。ただし、多

田の南では N30°W, 20°W, N80°E, 30°N の走向傾斜を示している。

輝緑岩類は多田の南，腰細川の上流にみられ，NW-SE 方向の貫入方向を示すものが多い。灰緑色を呈し，古生層に接している部分は剪断され片状を呈し，蛇紋岩様の外観を示す。とくに腰細川上流のものには一見，蛇紋岩と区別しにくいものがある。鏡下では輝緑岩質組織を示し，周りが緑泥石化した普通輝石と曹長石化した斜長石を主とし，緑閃石・スフェンなどを生じている。

花崗岩は岩首付近に小規模に露出しているだけであるが，ホルンフェルス化の範囲はやや広い。粗粒，やや斑状の黒雲母花崗岩で，新潟県下の小川型に類似し，白亜紀末～古第三紀に侵入したものと考えられる。

なお，古生層は各所で新第三紀の安山岩・流紋岩に貫かれている。

IV.3.2 相川層 (Aikawa Formation)

大佐渡研究グループ (1970) が再定義し，前章で記載した相川層と岩相が類似しているため，その名称を用いる。

分布：西三川から越の長浜にかけて，おもに海岸に分布するが，三貫目沢その他の沢沿いにも分布している。

北部では国府川，大野川中流に分布している。

層序関係：小佐渡地域には大佐渡地域の最下部層である入川層に相当するものは認められないので，本層が新第三系の最下部層にあたる。基盤岩類との直接の関係はみられない。

岩相：相川層は灰緑色～緑色の変質安山岩熔岩（プロピライト質）と，同質火砕岩を主とする。一部に流紋岩質火山礫凝灰岩が分布する。

西三川～越の長浜にかけて分布する相川層は，灰緑色～緑色の変質安山岩熔岩（プロピライト質）と同質の凝灰角礫岩である。断層によりブロック化されているが，入道崎付近にこの地域で最下部にあたる淡緑～緑色の流紋岩質火山礫凝灰岩が露出している。

変質安山岩熔岩・凝灰角礫岩は変質著しく緑泥石・緑れん石・絹雲母・曹長石などを生じている。



第1図 古生層の粘板岩 松ヶ崎



第2図 相川層の変質安山岩 田切須

凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩中には一部で珪化木を含み、熔結している部分もある。N40-50°E, 30-50°NWの走向傾斜を示している。三貫目沢にはEW方向の含金石英脈があるが、同様の石英脈は田切須付近にも発達し、かって稼行された。

大野川・国府川中流地域に分布する相川層は下部層と上部層に分けられる。

下部層は変質安山岩熔岩を主とし、同質の火砕岩を挟んでいる。変質安山岩は暗緑灰色～灰緑色で、有色鉱物は緑泥石化しているが、仮像から輝石安山岩と思われる。その他方解石も生じている。天神股川下流には自破碎状熔岩がみられる。火砕岩は淡緑色～緑色の火山礫凝灰岩と凝灰角礫岩である。

熔岩・火砕岩ともに熱水変質をうけている部分が多く、とくに大野川流域のものは著しく、粘土化・黄鉄鉱化のため、灰緑色～灰白色を示す。

上部層は安山岩熔岩からなり、火砕岩をほとんど伴っていない。安山岩は灰褐色・灰緑色を示す輝石安山岩で、流理構造の発達するもの、自破碎状を呈するもの、斜長石斑晶のめだつものなどがある。輝石はほとんど緑泥石に変化し、斜長石は曹長石化・方解石化をうけている。

本地域の相川層は走向傾斜が、十分測れないため構造は明らかでないが、わずかに挟在する火山礫凝灰岩の層理、熔岩の流理構造から推定すると走向はほぼN40-50°E, 10-30°SEの傾斜の単斜構造を示している。なお、相川層は新穂ダム付近を通る断層で、西北側の経塚山層の安山岩と接している。

なお、岩質の上からは本地域の相川層は西三川一越の長浜地域のものより上位と思われ、また大佐渡地域と比較すると、相川層の上部で、小野見川・石名川付近に分布するものに類似している。

IV. 3. 3 三 瀬 層 (Sanze Formation) 新称

杉山隆二(1956)により杉野浦層と命名されたものにほぼ相当する。しかし、杉野浦層の定義が必ずしも明確でなく、模式地と考えられる杉野浦付近には、より上位の経塚山層が分布しているので、混乱をさけるために、新たに三瀬層という地層名を提案する。

模式地：佐渡郡羽茂町三瀬付近の海岸，羽茂川右岸，竹田川・小倉川上流。

分布：南半部では三瀬海岸から羽茂川右岸までの山地一帯，小川内川・竹田川・小倉川上流にかけて分布し，北半部では小倉川から大野川，国府川上流，大隅山をへて水津まで細長く分布している。

上記の3地域では岩相，構造が異なっているので，以下では別々に記述する。

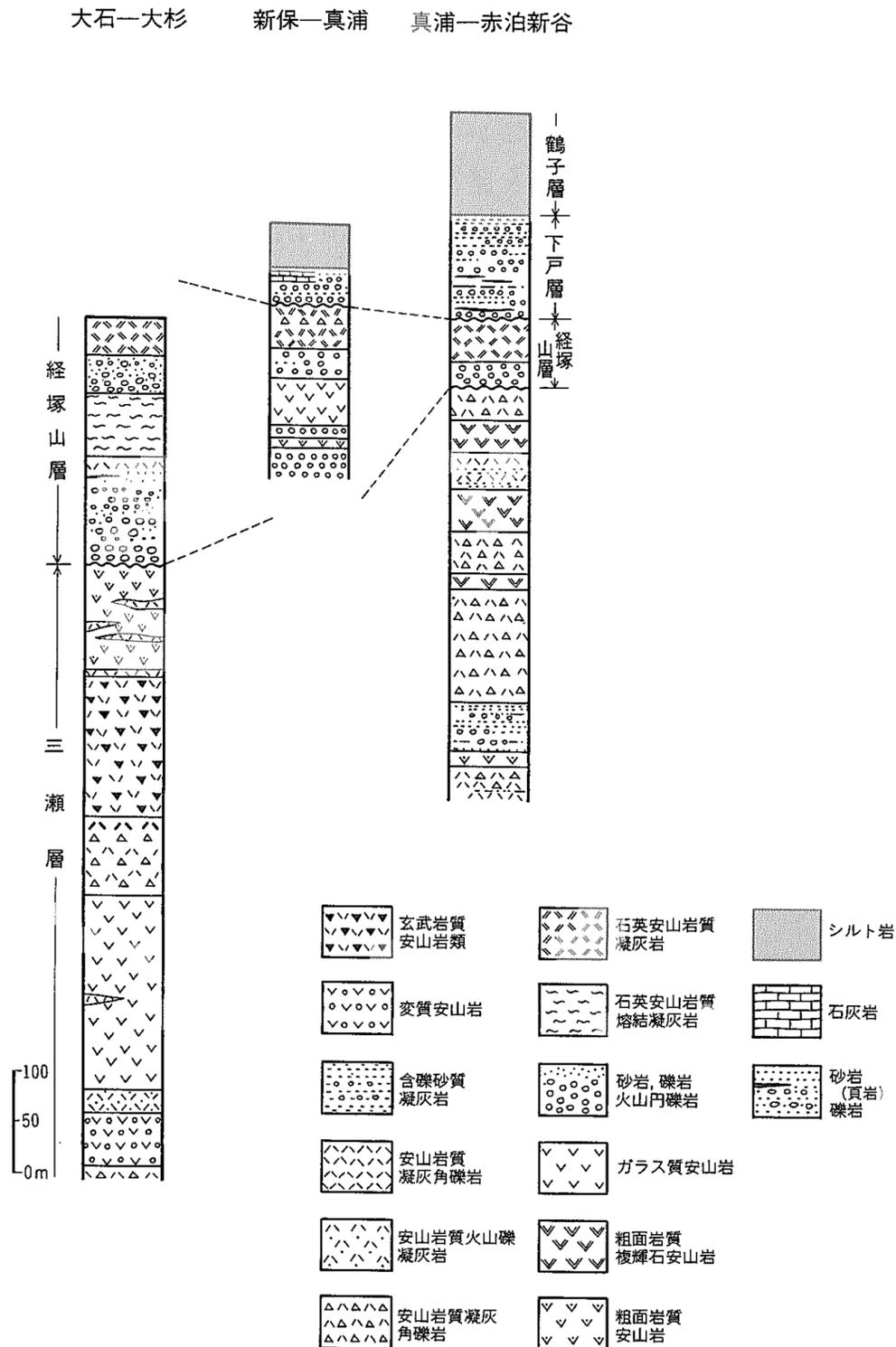
1) 三瀬—羽茂川右岸地域

各種安山岩熔岩を主とする三瀬—無礼山付近と安山岩質火砕岩を主とする備付山—犬落—笠取山付近に大きく分けられる。熔岩類が比較的下部に多く，火砕岩類は上部に多い傾向があるが，両者は複雑な指交関係となっている。

三瀬海岸では下位から，変質輝石安山岩熔岩・緑色安山岩質凝灰角礫岩・灰黒色斑状安山岩・黒色ガラス質複輝石安山岩・緑色安山岩質凝灰角礫岩～凝灰岩，玄武岩質安山岩熔岩・粗面岩質普通輝石安山岩熔岩・集塊岩・安山岩質火砕岩の順に重なっている。羽茂川度津神社付近では，黒色ガラス質安山岩の下位に粗面岩質安山岩熔岩が露出している。

無礼山以北でもほぼ同様な火山層序がみられるが，玄武岩質安山岩を欠き，粗面岩質安山岩が多くなっている。

備付山—犬落にかけては緑色安山岩質火山礫凝灰岩の上に，粗面岩質安山岩～玄武岩質安山岩が重な



第3図 赤泊付近柱状図

っている。

なお、三瀬海岸にみられる下位の変質輝石安山岩・緑色安山岩質凝灰角礫岩は岩質からは相川層の岩石に類似しているが、ここでは三瀬層に含めた。

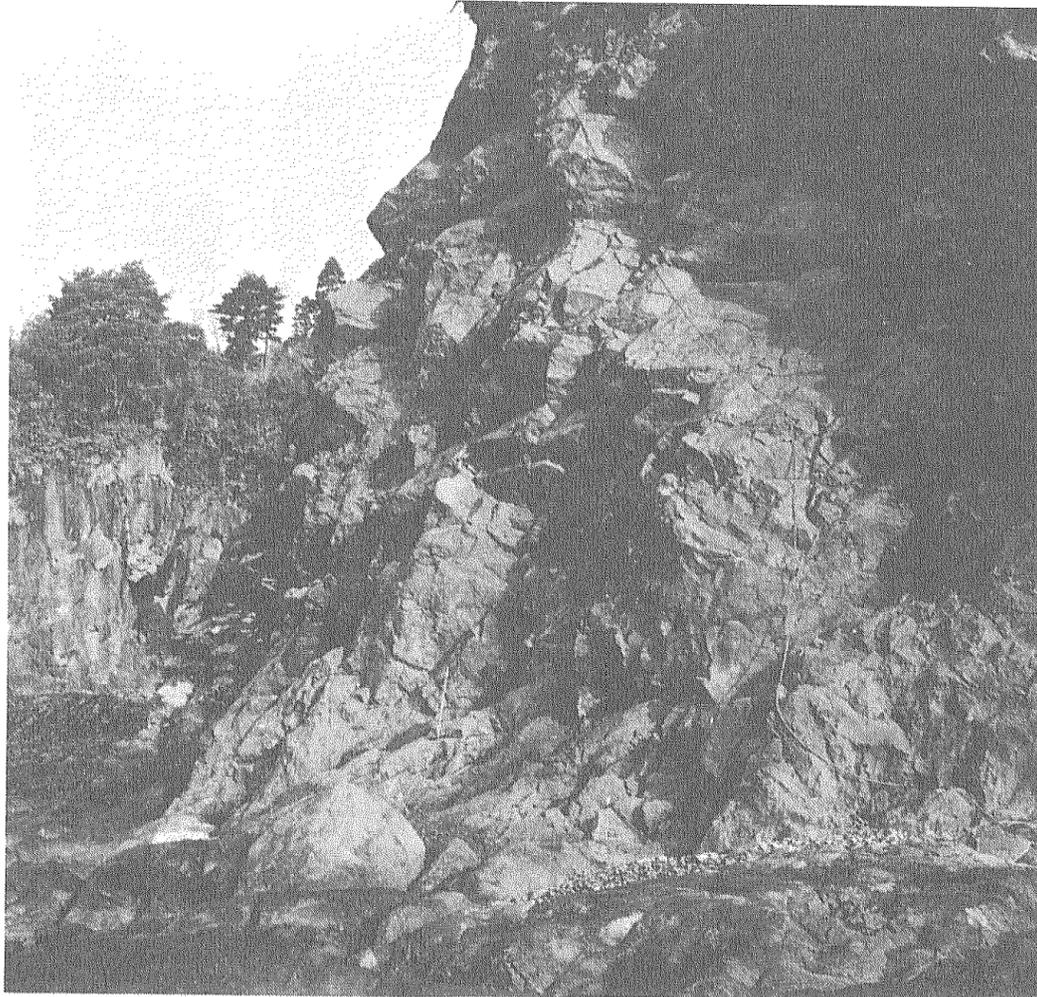
上述のように、三瀬層の著しい特徴は粗面岩質安山岩を顕著に含むことである。粗面岩質安山岩には板状節理が発達している。また、ガラス質安山岩も柱状節理が発達し、また亀甲状を示す自破碎状熔岩が顕著である。柱状節理はとくに野崎鼻で著しい。

三瀬層の比較的下部の安山岩質火砕岩は、備付山付近では淡緑色～緑色の火山礫凝灰岩で、玄武岩質安山岩の下位にくる。上部の凝灰岩は砂質で、とくに犬落付近ではその中に砂質頁岩・凝灰質粗粒砂岩・凝灰質泥岩などを挟んでいる。凝灰質泥岩は紫色を呈し、粗粒砂岩には葉理が発達している。犬落南方ではこれらの火砕岩の上に火山礫凝灰岩・淡緑色珪質細粒凝灰岩・頁岩が重なっているが、これと同層準と思われるものは備付山東方に分布し、そこでは細粒凝灰岩と安山岩熔岩とが互層している。なお、同様のものは川茂から真野にむかう県道沿いでもみられる。

笠取山付近には凝灰角礫岩が分布しているが、火山弾を含み集塊岩状の部分もある。笠取山南東部には数枚の安山岩熔岩が挟まれるが、連続性がない。大杉北方には粗粒凝灰岩と頁岩の有律互層がみられ、その上部にはこの付近の最上部の火山角礫岩が重なるが、この火山角礫岩は赤紫色～褐色を呈し、赤泊新谷付近まで追跡される。

なお、三瀬層の最上部と考えられる角閃石輝石安山岩は大草の南側、大滝一滝平付近に広く分布する。

この地域の三瀬層の地質構造は大部分火山岩類からなるためよみとり難い。大きくは犬落以南と以北で異なり、犬落以南は、大泊一石山田一無礼山を通り、NNE-SSW から NE-SW 方向にのびる背斜が認められ、その背斜の南東側では波うちながらも、25～50°で SE 方向に傾斜している。しかし、北西側は複雑である。紋張一素蒔を結ぶ断層の北側にも背斜、向斜が認められるが、軸の方向は EW に近い。一方、犬落の北の備付山付近ではドーム状構造が認められる。



第4図 粗面岩質安山岩 大杉

2) 小川内川—竹田川地域

安山岩熔岩を主とする小川内川～竹田川流域と、火砕岩類を主とする猿八付近にわかれるが、両者の関係は側方変化である。比較的層序の明らかな竹田川では、N60～70°E, 20～30°Sで、下位から黒色～暗緑色の角閃石安山岩・玄武岩質複輝石安山岩・灰緑色の安山岩質火砕岩、普通輝石安山岩の順に重なっている。その上位に重なると考えられる粗面岩質複輝石安山岩、粗面岩質しそ輝石安山岩は外山の北東に分布している。玄武岩質安山岩は、黒色ち密で、板状節理が発達している。粗面岩質安山岩は黒色～青灰色を呈する。

小川内川・真野川には暗灰色～暗褐色安山岩がおもに分布し、一部角閃石安山岩も分布している。

火砕岩は猿八付近に良く分布し、外山東方にも分布する。猿八付近では、上述の玄武岩質安山岩の上に、細粒凝灰岩・火山礫凝灰岩が重なる。一部に白色珪藻質で、植物化石を含む葉理の発達した泥岩が分布している。その上部には緑色～暗緑色の凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩が重なっている。

なお、羽茂川の北方の経塚山層、下戸層の分布地域にもそれらの基盤として三瀬層の分布がみられる。荒磯山の東方には角閃石安山岩が分布し、大崎の北方には角閃石安山岩・粗面岩質安山岩などが分布している。また、上黒山付近には下戸層の基盤をなして粗面岩質安山岩が分布し、また、西三川海岸の弁天岩・河ヶ瀬崎などにも粗面岩質安山岩が下戸層の基底礫岩に直接覆われて分布している。

3) 小倉川以北

本地域に分布する三瀬層は大野川流域から久知川流域にかけて、相川層の変質安山岩類を整合に覆っている。両者は連続的に重なり、境をひきがたい。大野川・国府川・天神股川では相川層の変質安山岩の上に安山岩質火山礫凝灰岩、または粗粒～細粒凝灰岩（天神股川では植物破片を含む）が重なり、その上に黒色ガラス質安山岩が重なっている。このガラス質安山岩は相川層の変質安山岩と違って変質が著しくなく、三瀬地域の三瀬層の安山岩類に類似している。このような関係から上述の火山礫凝灰岩、粗粒～細粒凝灰岩から上の地層を三瀬層として区分した。

本地域の三瀬層は安山岩熔岩を主とし、同質の火砕岩を伴う。安山岩類は黒色ガラス質安山岩・粗面岩質安山岩・黒色ち密な安山岩、斑晶のめだつ安山岩などで、粗面岩質安山岩が最も特徴的なものであるが、他の地域と較べて量は少ない。ガラス質安山岩も他の地域に較べて量は少なく、小倉川流域に認められるだけである。黒色細粒ち密な安山岩は天神股川～国府川流域および水津付近に分布する。斜長石斑晶の大きな安山岩が、大野川～天神股川流域および片野尾一月布施付近に分布している。灰褐色～褐色の安山岩は三瀬層の中～上部に多く、最も広く分布している国府川・諏訪川などに玄武岩質安山岩が少量分布している。以上の各種安山岩は熔岩であるが、自破碎状を示すものも多く、集塊岩に移化するものもある。

火砕岩類は小倉川上流を除いてはわずかに挟在するにすぎない。小倉川上流のものは、下部は緑色～淡緑色安山岩質火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩で、細粒凝灰岩を挟み、植物化石を含むことがある。中～上部は緑色あるいは雑色の安山岩質凝灰角礫岩を主とし、淡緑色・白色の火山礫凝灰岩・細粒凝灰岩を伴い、安山岩熔岩と互層する場合がある。

本地域の三瀬層の構造は小倉川流域以外では火砕岩を挟在することが少なく、明らかでないが、大野川以北では一般にN20-30°E, 30-50°Sの単斜構造を示している。小倉川流域では走向が乱れ、西側ではN10-20°W, 30-45°Eで、東にゆくに従いN40°E, 15-40°Eとなる。層厚は800m前後である。

三瀬層の火山岩は一般に変質が進み、岩型の決定は難しいが、比較的新鮮な岩石の記載を以下に示す。

粗面岩質普通輝石安山岩，度津神社

斑晶：斜長石・普通輝石

斜長石は0.5 mm大で、自形、量は少ない。普通輝石は0.4 mm前後、少量

石基：斜長石・磁鉄鉱

斜長石は柏子木状, An 9-32%

粗面岩質組織を示す

2次鉱物: 緑泥石・絹雲母・石英・方解石

粗面岩質普通輝石安山岩, 大杉

斑晶: 斜長石・普通輝石

斜長石は 1 mm 以下, 比較的清楚であるが, An 32-45%. 普通輝石は 0.3-0.5 mm

石基: 斜長石は柏子木状, An 5-30%・鉄鉱・ガラス

粗面岩質組織~毛せん状組織

2次鉱物: 石英・サポーナイト・方解石

ガラス質普通輝石しそ輝石安山岩

斑晶: 斜長石・普通輝石・しそ輝石

斜長石は自形~半自形, An 45-60%, 1.5-2.5 mm, まれに 4 mm, 中心部は絹雲母化. 普通輝石は, しそ輝石より量多く自形~半自形, 1-2 mm, しそ輝石, 斜長石を包かす. しそ輝石は一般に自形, 0.8 mm で新鮮

石基: 斜長石 (An 40%)・鉄鉱・ガラス

ハイアロピリチック組織を示すが, やや粗面岩質な部分あり

2次鉱物: 方解石・絹雲母

しそ輝石普通輝石玄武岩質安山岩

斑晶: 斜長石・しそ輝石・普通輝石

斜長石は一般に自形, An 55-65%, 2.2 mm 大, 方解石を少量生じている. しそ輝石はサポーナイトに変質, 量は少ない. 普通輝石は一般に自形, 0.2-0.4 mm, 新鮮

石基: 斜長石・しそ輝石・鉄鉱・燐灰石・ガラス

填間組織

2次鉱物: 絹雲母・サポーナイト・方解石

IV. 3. 4 豊岡層 (Toyooka Formation) 新称

模式地: 両津市豊岡付近

分布: 畑野町小倉峠から両津市野浦付近までの小佐渡山稜の東斜面に主に分布している. また, 赤泊村徳和から菟場にかけて分布し, さらに両津市大川から両尾川流域にかけても分布している.

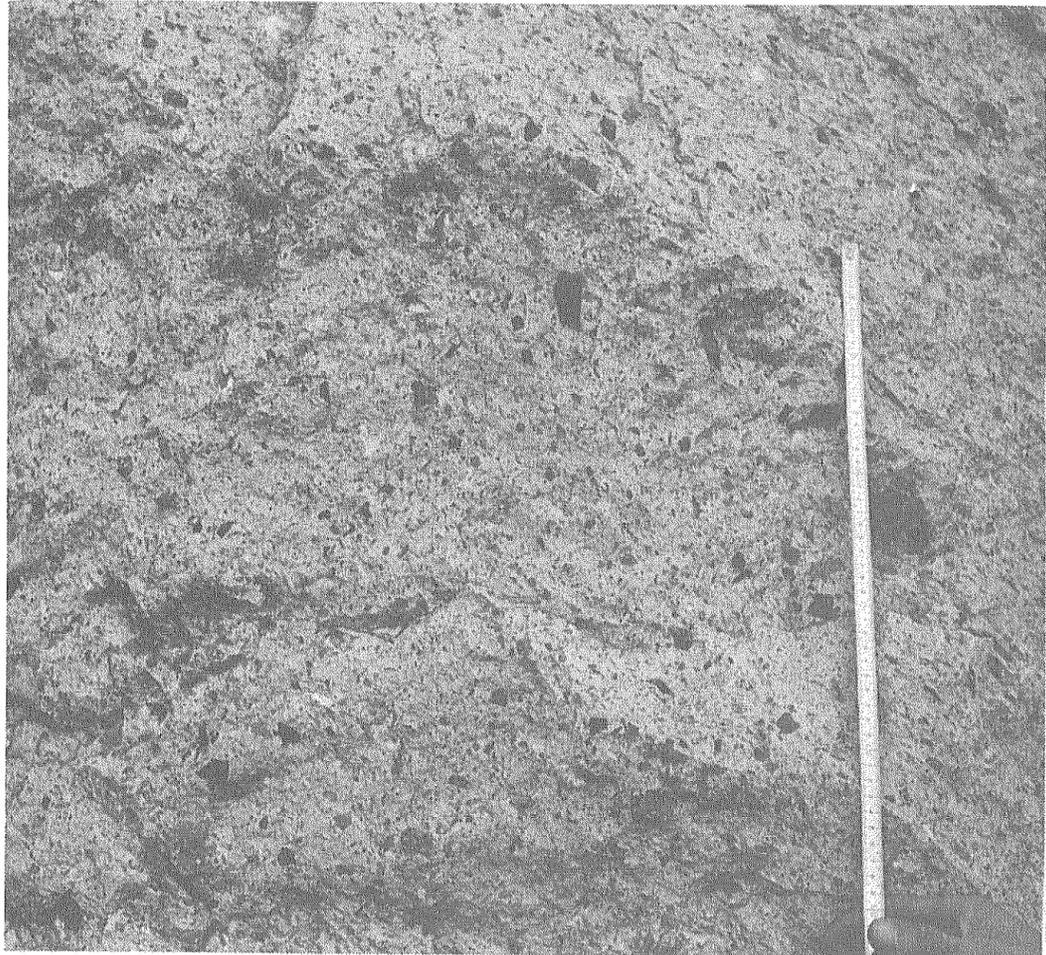
層序関係: 大地山から国見山にかけての山稜部では, 三瀬層と整合に重なるが, 東鶴島・岩首・多田の北・菟場・腰細川上流などでは古生層の上に直接重なっている. その他の地域では三瀬層を不整合に覆っているように思われる. 豊岡層と古生層あるいは三瀬層との直接の関係は観察できないが, 豊岡層の基底付近に礫岩などは認められず, アバットの関係にあると思われる. なお, 小倉峠一浦の河内川付近には基底に近い石英安山岩質凝灰角礫岩中に粘板岩の巨礫 (90 cm 大) を含むものがある.

岩相: 本層は石英安山岩~流紋岩質の火砕岩を主とし, 岩首・柿野浦・豊岡の西方では厚い安山岩熔岩, 同質火砕岩を伴っている. 少量の石英安山岩~流紋岩熔岩を数カ所で挟在し, また, 柿野浦・大地山付近ではシルト岩・細粒凝灰岩を挟在している.

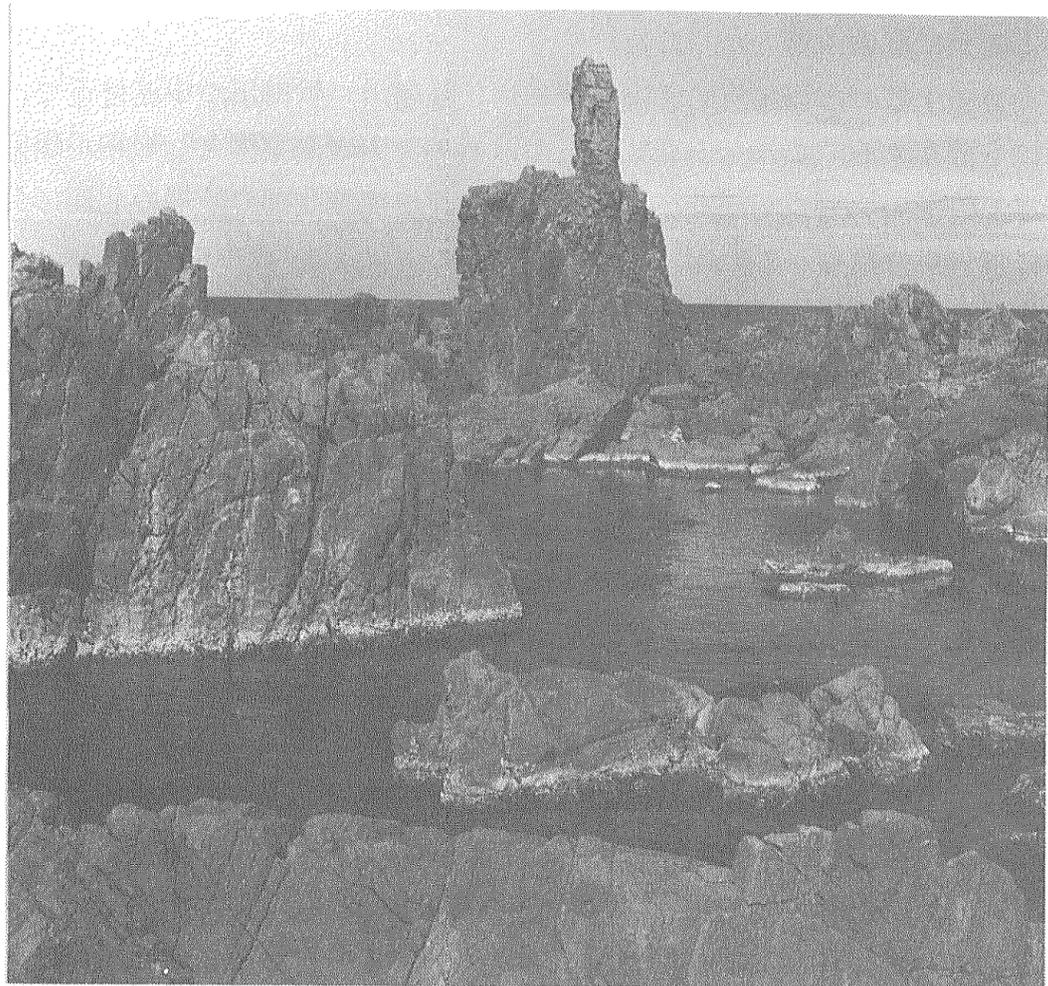
本層の層序が明らかなルートは, 大野川上流から柿野浦にかけて, および久知川上流から赤玉にかけてのルートである.

前者では酸性火砕岩 (一部にシルト岩を挟む)・安山岩熔岩・酸性火砕岩 (流紋岩熔岩を挟む)・安山岩熔岩・酸性火砕岩とシルト岩互層, 安山岩熔岩の順に重なっている. 後者のルートもほぼ同様の層序がみられるが, 安山岩熔岩の量が少なくなり, 酸性火砕岩の量が多くなっている.

その他の地域の豊岡層は, 大部分酸性火砕岩からなっている.



第5図 豊岡層の熔結凝灰岩 豊岡



第6図 豊岡層の安山岩 佛崎

酸性火砕岩は淡緑色～灰緑色，灰白色を示す．石英安山岩～流紋岩質の凝灰角礫岩，火山礫凝灰岩，細粒～粗粒凝灰岩で，細粒凝灰岩はシルト岩を伴うことがあり，一般に層理の発達するものが多い．凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩は火砕流堆積物で，多くの地域で熔結している．とくに熔結凝灰岩が発達するのは，北端の羽二生一大川の沢の流域で，数枚の熔結凝灰岩を数え，最も厚いものは100mに達してい

る。大川の沢の上流には黒色真珠岩様の強熔結部もみられ、それらの熔結凝灰岩の間には泥質の凝灰岩がはさまれているので、数枚の flow unit にわけられるものと思われる。佛崎—大川の海岸でも熔結凝灰岩が良く観察される。

安山岩熔岩は同質の火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、一部に火山円礫岩を伴っている。熔岩は暗灰色～黒色を示すガラス質安山岩と褐色～紫褐色を示す酸性安山岩とがあり、前者は三瀬層の安山岩と区別しにくい場合が多い。徳和—蕨場地域では古生層および三瀬層を覆って分布しているが、徳和付近は地回り地帯のため露出が悪い。石英安山岩～流紋岩質火砕岩が主体で、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩が多く熔結している部分もあるが、海岸部の小石—腰細付近には層理の発達した粗粒凝灰岩、うすい炭層を挟む細粒凝灰岩が分布し、一部は硬質頁岩状を示す。

小倉峠—岩首地域でも石英安山岩～流紋岩質火砕岩を主としている。岩首北方では層理が比較的良く発達しているのに対し、この地域のものは一般にほとんど無層理の凝灰角礫岩が主体で構造も明らかでない。小倉峠付近では熔結している部分もあり、EW, 15°S の走向傾斜が認められる。流紋岩の貫入岩体が多いためか、粘土化が進み、白色を示す部分が多い。豊岡層の構造は分布地域により異なり、徳和付近でも小倉峠と同様に EW, 20°S であるが、小石付近では N20°W, 10-20°E である。

安山岩熔岩に富む大地山—四十八カ所越では NE-SW, 35-40°SE で単斜構造を示すが、海岸近くでは 70°前後の傾斜を示す部分があり、逆の傾斜を示す場合もある。北端の大川付近でも、NE-SW, ないし NS の走向を示し、40-60°S の傾斜を示し、豊岡付近の構造と同様である。

IV.3.5 経塚山層 (Kyozukayama Formation) 新称

杉山隆二 (1956) による笠取山層にはほぼ相当するが、杉野浦層と同様に明確な定義がなく、模式地と考えられる笠取山には筆者らの三瀬層が露出しているので、混乱をさけるために、小佐渡中央部の経塚山を模式地として新たに経塚山層となづけた。

分布：最も広く分布するのは羽茂川の北側、西三川、経塚山、竹田川の中流付近で、その他、多田の西北、丸山付近にも分布する。これらの地域のものは石英安山岩を主体とし岩相が類似しているが、大杉、杉野浦の海岸部のものは岩相が異なっている。また、小佐渡北部の断層の北側に分布するものも、安山岩が圧倒的に多い点で異なっている。

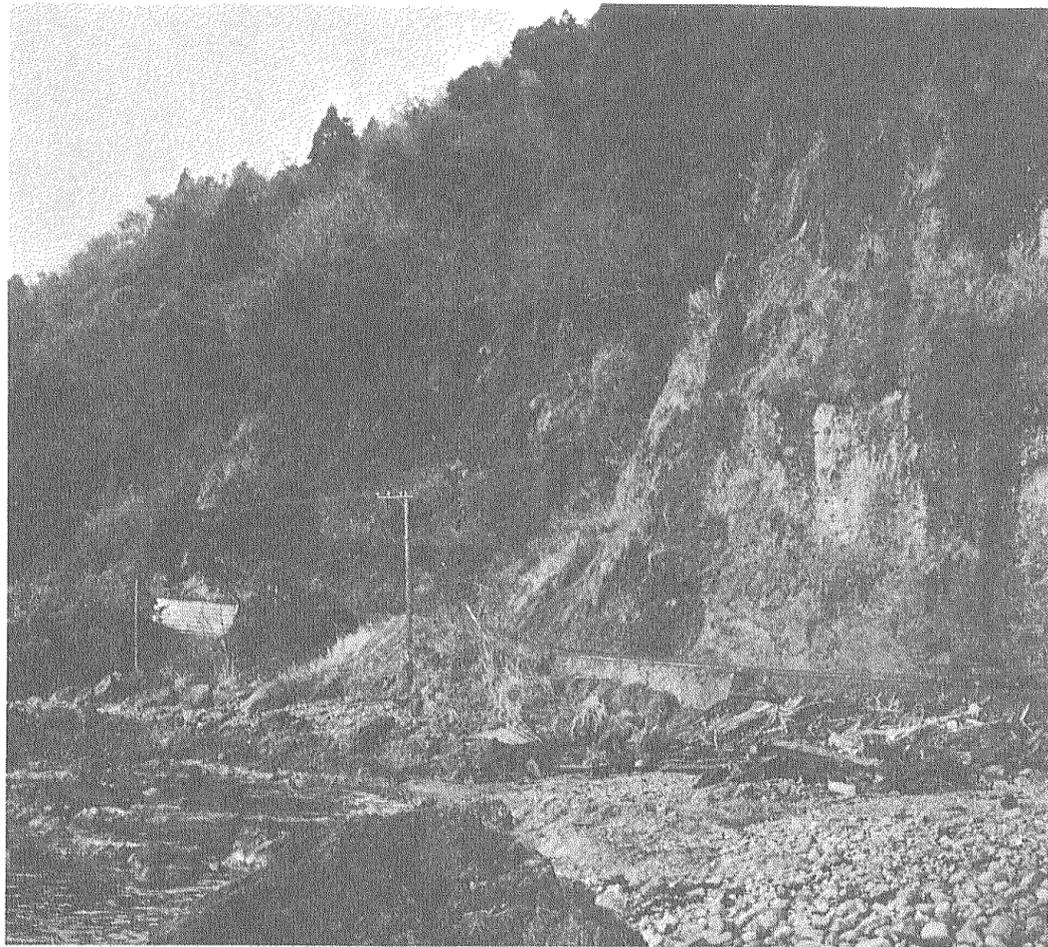
層序関係：三貫目沢では相川層を不整合に覆い、大杉では三瀬層の粗面岩質安山岩を本層の基底の火山円礫岩が不整合に覆っている。この火山円礫岩は側方に礫岩に移化する。経塚山、竹田川中流、小川内川でも三瀬層の安山岩類を覆っている。ソリバ峠・丸山付近では北側では豊岡層の上に重なっているが、南側では古生層を直接覆っている。なお、多田から竹ノ鼻に至る海岸沿いで2カ所、および新田付近に礫径 20 ~ 30 cm の礫岩が露出し、古生層を覆っている¹⁾。礫岩が単独に露出するだけで上位の地層との関係が明らかでないが、礫種は古生層の他に三瀬層を構成する安山岩類が多く、経塚山層の基底礫岩に当るものと考えられる。小佐渡北部では豊岡層を覆っているが、直接の関係は明らかでない。

以上のように直接の関係は観察できる場合が少ないが、下位の各層を被覆し、下位層とは不整合の関係にあると思われる。

岩相：上述の分布でも示されるように、本層は岩相の上で大きく3つの地域に分けられる。すなわち、石英安山岩を主とする羽茂川以北およびソリバ峠—丸山地域、安山岩類の多い小佐渡北部地域、および大杉—杉野浦地域の3地域である。以下、それぞれの地域において記述する。

羽茂川以北およびソリバ峠—丸山地域の石英安山岩類は種々の岩相を示し、灰白色～暗灰白色、緑色～淡青緑色、赤褐色など種々の色を示し、黒雲母複輝石石英安山岩・黒雲母角閃石石英安山岩・真珠岩質複輝石石英安山岩・真珠岩質黒雲母石英安山岩などからなるが、地質図上で区分することが困難なので一括して示した。これらの熔岩は流理構造が発達するものが多く、西三川沿い、小川内川沿い、外山付近、丸山付近のものが著しい。そのほとんどは南傾斜を示している。真珠岩質石英安山岩は鞍骨山南

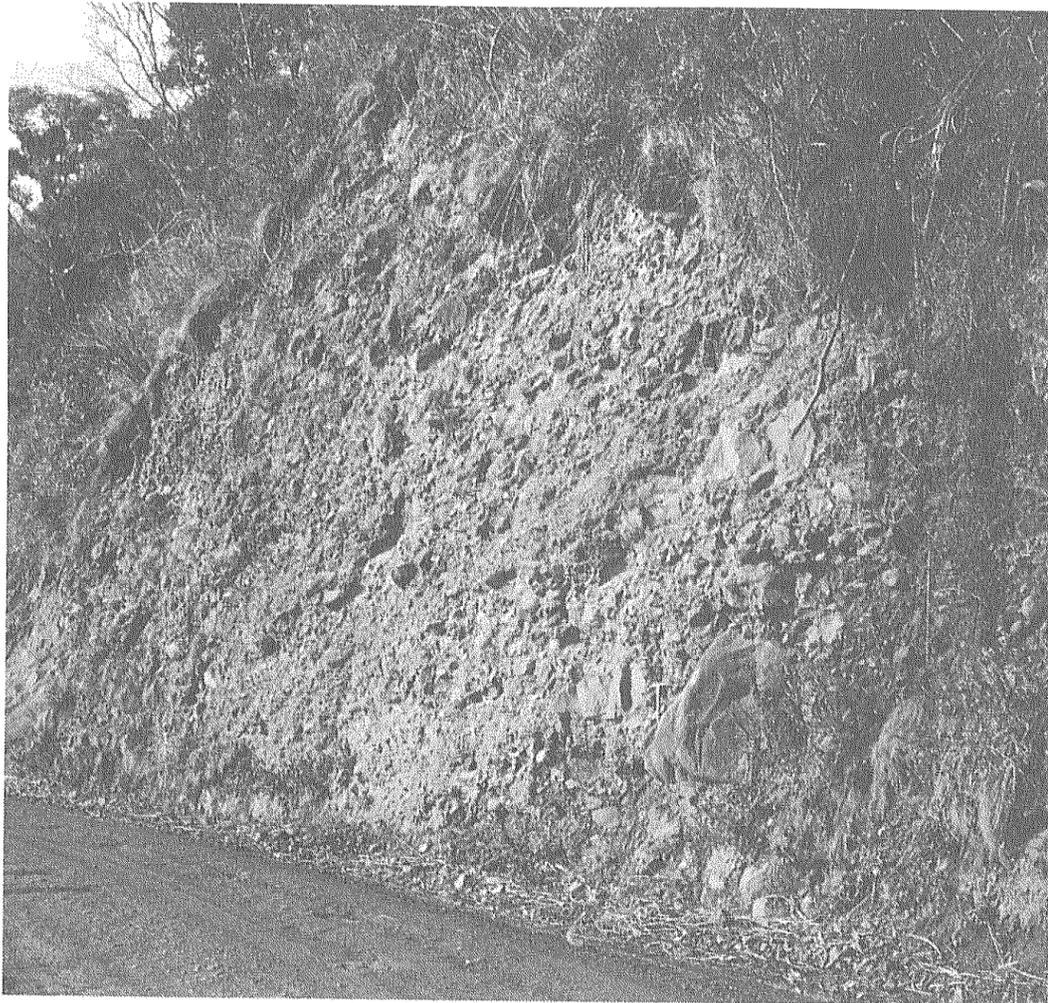
1) 地質図では未区分の礫岩として示した。



第7図 経塚山層の基底礫岩 大杉

側，小川内川沿い，吉岡から経塚山へ向う村道，竹田川の北側などに分布する。新鮮な部分は暗灰色ガラス質で，黒雲母の斑晶が認められる部分もあるが，風化が進むと灰白色を呈し，凝灰岩との区別が困難になる。これらの石英安山岩熔岩中には少量の凝灰岩が介在し，葉理の発達するもの，級化を示すものがある。上黒山東方には灰色～淡緑色を示し，0.5～1 cmの淡緑色扁平な軽石片のみられる熔結凝灰岩が発達する。

吉岡から経塚山に至る林道沿いには，石英安山岩熔岩中に粗粒凝灰岩を挟むが，EWの走向で，10-



第8図 礫岩（未区分，経塚山層の基底礫岩か） 竹鼻

20°の傾斜を示し，波曲している。

大杉—杉野浦地域では，下部は火山円礫岩～礫岩で，大杉，杉野浦をへて赤泊新谷付近まで連続している（第2図）。火山円礫岩は基質はチョコレート色で，礫種は安山岩および石英安山岩で，炭化木を含んでいる。新保の南方では石英安山岩の自破碎状熔岩の部分に移化する。杉野浦—新保間では礫岩と凝灰質砂岩の互層となる。礫岩の礫種は大部分粗面岩質安山岩の巨礫である。以上のようにこの地域の火山円礫岩は石英安山岩の活動に関連したもので，部分により自破碎状熔岩に移過し，また，礫岩に移過する。礫は下位の三瀬層の安山岩類および，噴出時の石英安山岩である。

杉野浦付近では礫岩の上に葉理の発達した粗粒凝灰岩，さらにその上に淡緑色の砂岩・泥岩の互層が重なり，泥岩中には植物化石の破片を産する。また，うすい炭層を数枚挟む。さらにその上位には粗面岩質岩片を含む石英安山岩質砂質凝灰岩が重なり，これと漸移して同質の淡緑色の熔結凝灰岩が重なる。

杉野浦から新保にかけては礫岩の上部に粗面岩質安山岩，安山岩の垂角礫～円礫を含む淡青緑色の凝灰岩が重なる。この上には青灰色の粗粒砂岩，細～中礫岩層が発達し，珪化木を含んでいる。さらに上部には淡青緑色軽石凝灰岩が重なっているが，これは特徴のある岩相を示すため鍵層として追跡できる。

構造は大杉付近で $N70^{\circ}E-EW$ ， $50^{\circ}S$ であるが，杉野浦では $NS-N10^{\circ}W$ の走向で， $10-20^{\circ}W$ の傾斜で小さな向斜が認められる。その東方では $N40^{\circ}E$ ， $30-40^{\circ}S$ の走向傾斜を示す。

小佐渡北部の大川—久知川付近に分布する本層は石英安山岩熔岩・同質火砕岩・安山岩熔岩などからなる。石英安山岩熔岩は灰白色～灰褐色を示す黒雲母あるいは角閃石，および両者を含む石英安山岩である。久知川中流から真木にかけて最も良く発達している。大部分塊状の熔岩であるが，久知川沿い，あるいはその支流には流理構造の発達するものがあり，北あるいは北西側に傾斜している。真木の海岸には自破碎状の熔岩もみられる。

石英安山岩質火砕岩は灰黄色～灰緑色の火山礫凝灰岩，あるいは灰色で淡緑色の角礫を含む凝灰角礫岩が主で，灰黄色の地に黄色の軽石片を含む凝灰岩，粗粒～細粒凝灰岩も挟在する。椎泊から才の神にかけて海岸一帯に分布する凝灰角礫岩はほとんど熔結しているが，間に数枚の粗粒凝灰岩や細粒凝灰岩

を挟むことから、いくつかの flow unit に分けることができる。なお風化が進むと、本層の熔結凝灰岩と豊岡層の熔結凝灰岩（大川付近に分布する）が区別できないこともあるが、前者は緑色化が進まず、また固結度が弱く、粗しょうな感じを与える。なお、田野沢付近では安山岩熔岩・石英安山岩熔岩を挟在する。

火砕岩と熔岩の上下関係の確かめられるのは真木海岸だけで、そこでは N50°W, 20°SW の走向傾斜を示す粗粒凝灰岩の上に、火山角礫岩が重なり、その上に熔岩が重なっている。

これら石英安山岩類の上部に広く安山岩類が覆っている。大部分熔岩で火砕岩は少ない。安山岩熔岩は暗褐色～紫褐色および灰色を示す角閃石安山岩と、黒色～緑黒色、灰黒色のガラス質安山岩が主なものである。角閃石安山岩は変質の程度は低く、酸化角閃石の他に黒雲母を含むことがある。流理構造の発達する場合が多い。ガラス質安山岩は板状節理が発達し、大部分輝石安山岩であるが、輝石は変質している場合が多い。一部に含石英黒雲母しそ輝石安山岩が産している。安山岩質火砕岩は灰褐色～緑灰褐色の凝灰角礫岩が主で、火山礫凝灰岩、粗粒凝灰岩を伴っている。全体の構造は必ずしも明らかでないが、真木一両尾付近では N40-50°W, 15-20°SW, 田野沢一中村付近では N10-30°W, 20-40°E, 長谷寺付近では N60-80°E, 30°S の走向傾斜を示している。

本層の層厚は明らかでないが、最大 400m と推定される。

経塚山層の火山岩

しそ輝石黒雲母角閃石石英安山岩

斑晶：斜長石・石英・しそ輝石・黒雲母・角閃石

斜長石は一般に自形，1-2 mm 大，An 25-35%，もやもやと消光する。石英は溶蝕しているがごく少量。

黒雲母は一般に自形，0.7-2.3 mm，X=褐，Y≒Z=暗褐。角閃石は自形，1 mm 大で褐色を示す。しそ輝石は自形，0.2-0.4 mm で量は少ない

石基：斜長石・しそ輝石・普通輝石・燐灰石・鉄鉍・ガラス
真珠岩質組織を示す

真珠岩質普通輝石しそ輝石角閃石石英安山岩

斑晶：斜長石・普通輝石・しそ輝石・角閃石

斜長石は自形，An 25-32%。普通輝石はまれ，しそ輝石は自形，0.8 mm 大。角閃石は自形，0.2-1.4 mm，緑色を示す

石基：斜長石・緑色角閃石・しそ輝石・磁鉄鉍・燐灰石・ジルコン・真珠岩組織を示す

北部の経塚山層の安山岩，石英安山岩の性質を次に示す。

含石英黒雲母角閃石両輝石安山岩

斑晶：斜長石・黒雲母・角閃石・しそ輝石・普通輝石

斜長石は自形。黒雲母は褐色，角閃石は赤褐～褐色，オパサイト著しい。しそ輝石は長柱状で，多くの場合，伸びの方向に平行にへりに普通輝石を伴う。石英は捕獲結晶と思われ，まわりは微粒の普通輝石の集合にとりかこまれる

石基：斜長石・普通輝石・しそ輝石・鉄鉍

角閃石石英安山岩，久知川中流

斑晶：斜長石・石英・角閃石

斜長石は自形，石英は他形，溶蝕されている。角閃石は濃赤褐色，オパサイト化，完全に磁鉄鉍粒に交代されているものもある

石基：ガラス・沸石・モンモリロナイトを生ず

IV.3.6 貫入岩類

小佐渡には各種の貫入岩が分布している。相川層を貫く変質安山岩、三瀬層を貫く各種安山岩類はそれらの地層を構成する熔岩類と同時期のものと考えられる。経塚山層中にも同時期の石英安山岩・安山岩の岩脈がみられる。

貫入岩の中で特に注目すべきは、流紋岩岩体と、小規模ではあるが数カ所でみられる石英閃緑岩体である。

流紋岩は畑野一多田を結ぶ地帯に特に多く、東境山・飯出山・男神山・猿八・外山などに大きな岩体として産する他、小岩体もみられる。また、北部の野浦、姫崎にも分布している。経塚山層までを貫いているが、下戸層を貫くところはみられない。斜長流紋岩で、灰色・淡紅灰色・暗灰色を呈し、流理構造の顕著な場合が多いが、変質し白色を呈し、凝灰岩と区別できない場合もある。また珪化し、“青玉”となっている場合もある。鏡下でも斑晶の斜長石（ときに石英）の他は変質して、脱ハリ化し、二次石英・絹雲母などの集合となっている。ときに黒雲母の認められることがある。

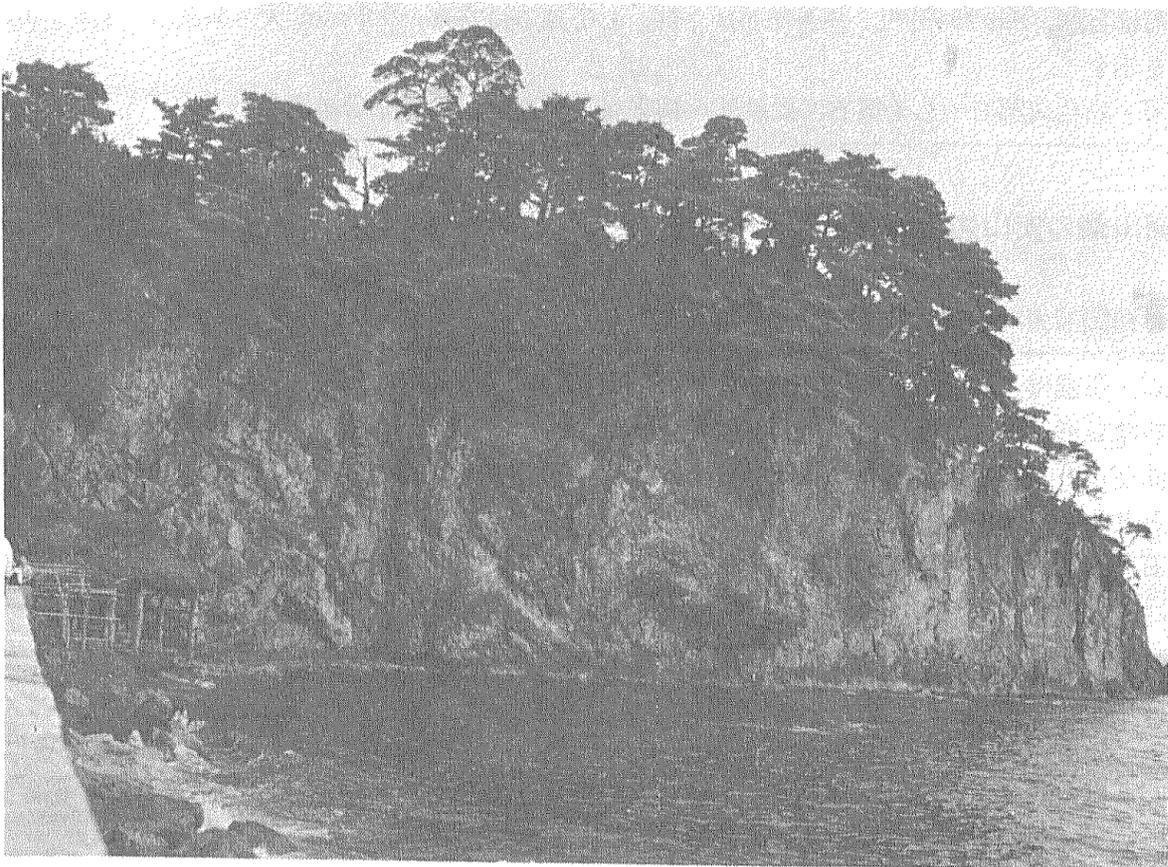
石英閃緑岩は小泊新谷、川茂付近、三貫目沢に小岩体として露出している。三瀬層までを貫いているが、北部の赤玉付近で豊岡層の安山岩がホルンフェルス化しているのがみられるので、貫入時期は豊岡層堆積以後と思われる。淡赤褐色・暗青灰色を呈し、完晶質でかたい。鏡下では、斜長石は最大 3 mm で半自形、しそ輝石は半自形を呈し、変質しているものが多い。普通輝石、黒雲母を含むものもある。正長石はわずかで石英も少量である。赤玉付近には石英閃緑岩の露出は認められないが、ガラス質安山岩の一部がホルンフェルス化し、黒雲母・緑閃石を生じている。

IV.3.7 下戸層 (Orito Formation)

下戸層は相川層を不整合に覆う地層に対して歌代(1950)によって命名された。その後津田禾粒(1956)は下戸層を上部と下部に分け、石英安山岩類と上黒山・川茂付近のシルト岩・礫岩などを下部、西三川付近のシルト岩・砂岩・石灰質砂岩を上部とし、下部を杉山(1956)の笠取山層に対比した。

しかし、筆者らの調査、および小佐渡研究グループの詳細な調査の結果、石英安山岩類は、筆者らの経塚山層に相当し、津田の下戸層下部のシルト岩・礫岩と、彼の上部は側方変化の関係にあることが明らかになった。

したがって、ここで記載する下戸層は歌代(1950)による下戸層にほぼ相当するもので、経塚山層を



第9図 流紋岩 城ヶ鼻

覆い、鶴子層に覆われるシルト岩・砂岩・礫岩を主とするものである。

模式地：佐渡郡相川町下戸，真野町西三川。

分布：西三川海岸，西三川川上流，砂金山，^{がためき}碑，上黒山から下川茂にかけての地域に最も広く分布する。また羽茂川兩岸，上川茂付近，赤泊付近および北部の久知川下流部にも分布する。

層序関係：下位層との関係が明らかなのは，西三川海岸の弁天岩・河ヶ瀬崎・瓜生崎で，三瀬層の安山岩類を不整合に覆う礫岩が良く観察される。また，赤泊付近では経塚山層の火砕岩を不整合に覆う関係が認められる。しかし，碑付近ではシルト岩が経塚山層の石英安山岩にアバットしている。その他の地域では直接の関係は確かめられないが，小佐渡の各所で，相川層・三瀬層・経塚山層の各層を不整合に覆っている。

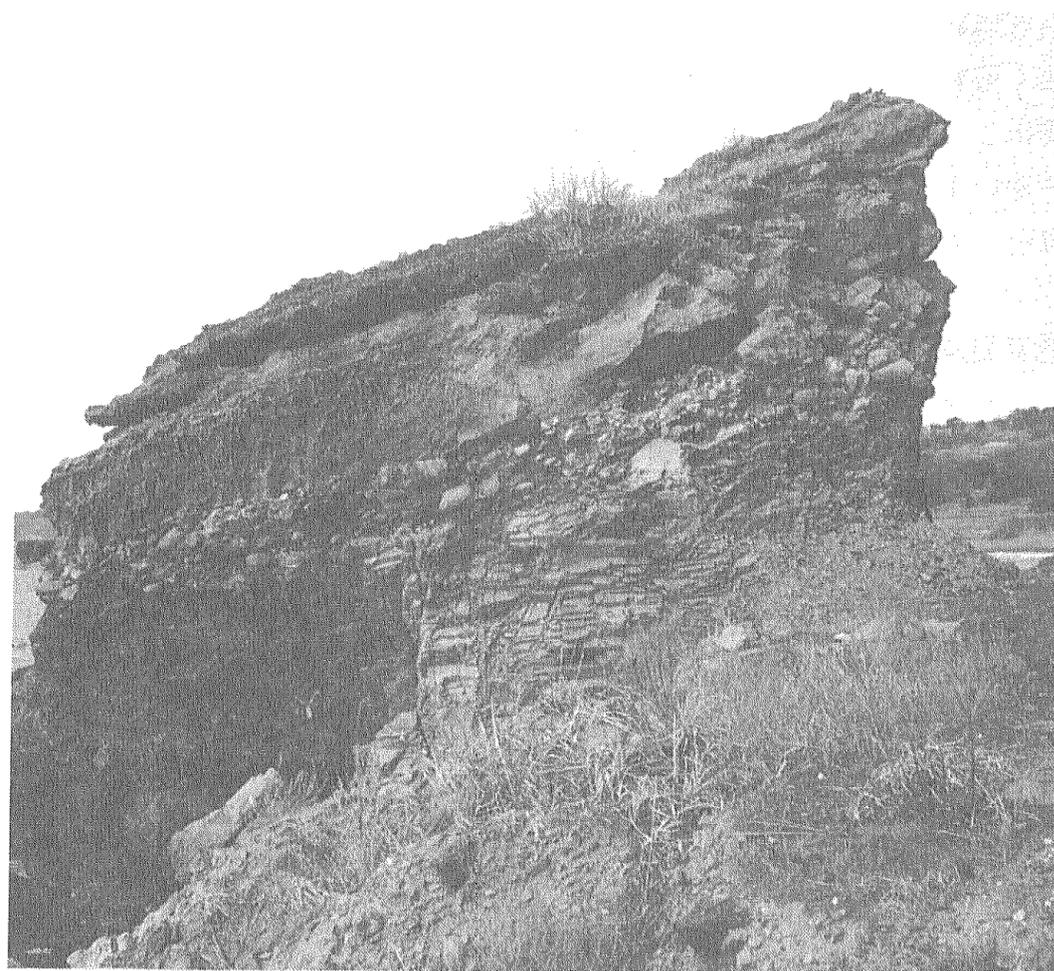
岩相：礫岩・砂岩・シルト岩・石灰岩および凝灰質礫岩からなる。また，貝化石および有孔虫を多産している。

礫岩は最も量が多く，砂金山付近に最も厚く発達し，100mに達する。礫岩は川茂峠付近，無礼山南方，草木付近にも大量に分布する。礫はほとんど10～30cm程度の円礫～亜円礫であるが，上川茂・真野宮付近などでは角礫～亜角礫を含んでいる。礫種は直接下位層を構成しているものが大部分で，安山岩・石英安山岩が圧倒的に多い。草木付近には礫岩中にうすい砂岩のレンズが介在し，植物化石を産する。

シルト岩は礫岩と指交関係を示し，上黒山一碑，上川茂付近に分布している。暗灰色～暗青灰色，塊状で，炭質物を多く含んでいる。上黒山一碑付近のものは石灰質の最大1mに達する団塊を含み，多量の内湾性の貝化石を含んでいる。おもなものは，*Vicarya yokoyamai*, *Vicaryella notoensis*, *Batillaria atukoe*, *Cultellus izumoensis* である。また，上川茂付近には *Ostrea gigas*, *Ostrea cf. gravitesta* の化石床がみられる。

砂岩は比較的上部を占めるもので，西三川の海岸，赤泊付近などに分布している。

中～粗粒で黄褐色を示すものが多い。潮掛鼻では有孔虫石灰岩～石灰質砂岩，河ヶ瀬崎では貝殻石灰岩がみられる。有孔虫を含む石灰質砂岩は西三川沿いにも点々と分布し，また久知川付近にも分布して



第10図 下戸層の基底礫岩（下位は三瀬層の安山岩）瓜生崎



第11図 下戸層の礫岩 砂金山

いる。有孔虫は大型有孔虫で、西黒沢階を特徴づける、*Operculina complanata japonica*, *Miogypsina kotoi*が多い。

なお、上黒山付近には白色・灰紫色の凝灰質砂岩・凝灰質礫岩が分布するが、量は多くない。

IV.3.8 鶴子層 (Tsurushi Formation)

大佐渡中山峠、鶴子付近を模式地として命名されたが、小佐渡においても共通した性質を示すので、鶴子層の名を用いる²⁾。

分布：小佐渡南部におもに露出している。真野付近では国中平野のへりにも分布している。おそらく国中平野の下に広く分布していると思われる。羽茂川沿い、素浜・堂釜・小木町・赤泊に分布し、一部、金山の北に露出している。

層序関係：下戸層の上位に整合に重なる。境界部付近に海緑石砂岩が発達することがある。

岩相：小木半島をのぞく他の地域では硬質頁岩～黒色頁岩を主とし、少量の凝灰岩、苦灰岩、泥岩を挟んでいる。

硬質頁岩～黒色頁岩は一般に層理や葉理が発達し、うすく剥れるものが多い。とくに上川茂付近のものは葉理が発達し、魚化石を多く産する。魚鱗も各所に産する。

凝灰岩は灰色～淡黄灰色を示す中粒～粗粒のスコリア凝灰岩で、小木半島の玄武岩の活動に関連するものと考えられる。淘汰がよく、ほとんど固結していないガラスの細片からできている。数 cm～数 10 cm程度のもものが大部分であるが、小木半島に近づくと厚くなり、3～5 mに達するものがある。

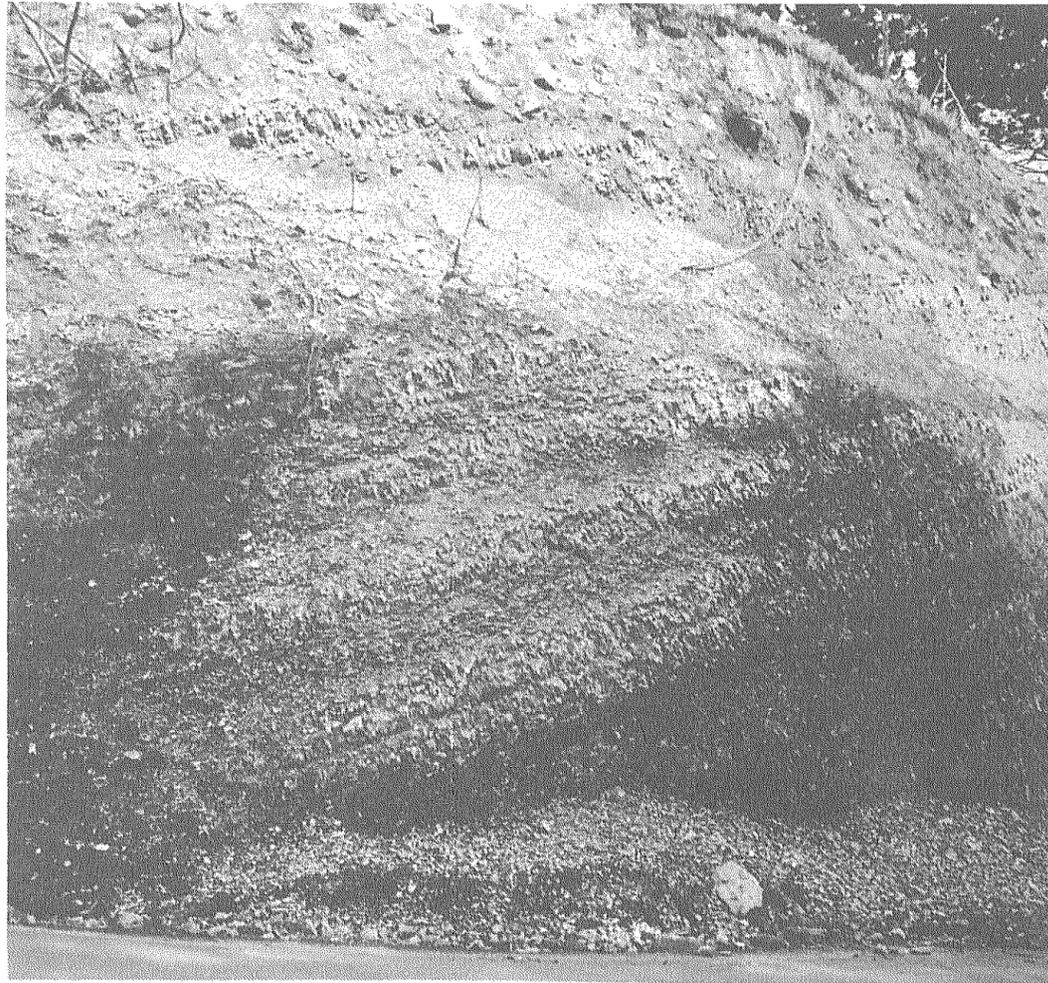
ドロマイトは黒色頁岩中にノジュールとして含まれている。最大長径 2 m、小さいものは長径 50 cm 程度である。小木半島堂釜付近には層状に発達したドロマイトが存在する。これらのドロマイトからはしばしば大形の動物化石が発見される。堂釜付近および上川茂付近に産出が多く、現在までに、イルカ類・鯨・アシカ類などがみいだされているが、他にも同定できないものが多数発見されている³⁾。

赤泊付近に分布する鶴子層は灰色塊状泥岩である。*Carcharodon megalodon* を産する。

鶴子層の層厚は700m前後である。

2) かつて杉山(1953)は羽茂層の名を提唱した。

3) 佐渡マンマル団研グループによる。



第12図 鶴子層の黒色頁岩 新町

IV.3.9 中山層 (Nakayama Formation)

大佐渡南部，佐和田町中山付近を模式地として命名されたが，小佐渡においても共通した性質をもっている⁴⁾。

分布：羽茂本郷の西部および小木町城山周辺に分布している。

層序関係：下位の鶴子層とは整合で，漸移する。

岩相：珪藻質泥岩を主体とし，玄武岩質火砕岩・玄武岩熔岩を挟み，また，一部に浮石質凝灰岩を挟んでいる。

珪藻質泥岩は灰黒色で軽く，風化すると淡灰褐色を示す。珪藻にとみ，*Makiyama chitani*，海綿などの化石を産する。玄武岩質岩石については後述する。

浮石質凝灰岩は本層の上部に発達し，シルト岩と互層している。白色でくずれやすく，最大15m程度の厚さである。

層厚は山田川流域で 200m前後である。

IV.3.10 小木玄武岩

小木玄武岩は小木半島に広く分布している。茅原一也（1958）による詳しい報告があるので，それによって簡単に述べる。

本層は鶴子層上部から中山層下部にわたる層準に発達している。堂釜一市振崎を結ぶ線を境にして泥質岩は急激に玄武岩類によっておきかえられる。そして両者，とくに上半部との関係は指交関係である。

本層は各種玄武岩熔岩・集塊岩・玄武岩質凝灰角礫岩および同質凝灰岩，およびこれらを通る玄武岩の岩脈，岩床よりなるが，茅原（1958）は熔岩の岩質，火砕岩の岩相，成層状態などにに基づき，5帯に

4) 杉山（1953）は素浜層の名を提唱した。



第13図 小木玄武岩と鶴子層 江積

分けている。次に各帯の玄武岩の岩質を示す。最近、小木団研グループは層序的な検討を加えたが、その結果の概略を併せて記す。

| | 茅原 (1958) | 小木団研グループ (1976) ⁵⁾ |
|----------|---------------------|--------------------------------|
| 城山帯 | 石英-かんらん石玄武岩 | ≡ 最上部層 (玄武岩熔岩および酸性凝灰岩) |
| 大浦-琴浦帯 | 石英-しそ輝石(±かんらん石)-玄武岩 | ≡ 上部層 (枕状熔岩) |
| 椽ノ下-田野浦帯 | 含灰長石・透輝石巨晶-かんらん石玄武岩 | ≡ 中部層 (玄武岩ハイアロクラスタイト・枕状熔岩・泥岩) |
| 沢崎帯 | かんらん石玄武岩 | ≡ 下部層 (玄武岩ハイアロクラスタイト・泥岩・酸性凝灰岩) |
| 白木帯 | かんらん石玄武岩 | ≡ 最下部層 (枕状熔岩・頁岩・ピクライト) |

小木玄武岩は岩質的に、かんらん石玄武岩と石英玄武岩に大別され、地質図上には2つに区分して塗色した。

小木玄武岩は枕状熔岩・塊状熔岩・集塊岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・粗粒凝灰岩などからなるが、熔岩以外の火砕岩は種々のハイアロクラスタイトである (小木団研, 1976)。

ピクライトのシルは白木部落西側の海岸に分布している。ピクライトは暗灰黒色で、多量のかんらん石を含む。

深浦南方の海岸ではハイアロクラスタイト中には透輝石の巨晶、ユークライトを含んでいる。透輝石・斜長石の巨晶は江積付近の海岸にも多い。城山・井坪の塊状熔岩は最上部のもので、城山付近では中山層の黒色頁岩の上に重なっている。熔岩はち密で、板状節理が発達し、直接する頁岩を燧石状に硬化させている。

城山南端には、玄武岩中に多数の炭酸塩鉱物脈が発達している。

5) 日本地質学会第83年学術大会講演要旨



第14図 枕状熔岩（小木玄武岩）三屋



第15図 小木玄武岩(上)と中山層の関係 小木町城山

IV.4 火成活動

小佐渡地域の火山活動を総括すると、第1表のようになる。中新世前期にサブアルカリ質のものが多く、中期に小木玄武岩で示されるようにアルカリ玄武岩の活動が顕著にみられるのが特徴で、大佐渡地域とは大きく異なっている。4～5の活動期が区別される。

小佐渡における最初（第1期）の火山活動の産物は、相川層を構成する変質安山岩類（プロピライト）で、国中平野側に分布している。

それに引続く第2期の火山活動の産物は三瀬層を構成している。安山岩の活動が主で、小佐渡における最も顕著な活動である。ほとんど小佐渡全域に起ったが、植物化石層や、頁岩層をうすく挟むことや、自破碎状熔岩が産することなどから、浅い水域で活動したものと考えられる。相川層と古生層の作るNE-SW方向の堆積盆地内で活動し、噴出の中心は南半部では三瀬—無礼山—大崎地域、小川内川—竹田川地域に推定されるが、北半部はほとんど熔岩からなり、噴出中心を推定できない。粗面岩質安山岩・玄武岩質安山岩の活動で特徴づけられるが、とくに南半部で著しい。

第3期の火山活動の産物は豊岡層を構成する。小佐渡中部以北にのみ認められ、第1、2期と異なり、石英安山岩の活動で特徴づけられるが、豊岡付近では安山岩の活動も著しい。

石英安山岩の活動は大部分火砕流の堆積で、小佐渡中部では基盤の古生層を直接覆い、その他の地域では三瀬層を覆っている。火砕岩には熔結している部分が多く、この期には古生層の地塊の隆起、前期の堆積盆地の火山岩類による埋積により、活動の場が陸域に変わっていったことが示される。安山岩熔岩は石英安山岩の活動と交互し、初期には粗面岩質安山岩の活動がみられるが、大部分はカルクアルカリ質のものである。

第4期の活動は南半部（とくに北西側）と北東部にみられ、南半部ではほとんどが石英安山岩の熔岩であるが、北東部では石英安山岩の活動にひきつづき、安山岩の活動も著しい。

南半部では石英安山岩（上部は真珠岩質）は大部分熔岩で現在は分布が連続していないが、これらの現在の分布は当時の噴出の中心を示すものかもしれない。ただし、杉野浦付近だけは他の地域と異なり、火山円礫岩の堆積、粗面岩質安山岩の熔岩、石英安山岩の火砕流の噴出の経過をたどるが、火砕流の堆積物は亜炭層をうすく挟み、また熔結している部分もあって、陸域の活動を示している。

北東部では、石英安山岩の活動は火砕流の噴出に始まり、熔岩の流出となり、さらに安山岩熔岩の噴出となっている。火砕流の堆積物は熔結している部分が多い。

第4期の活動後、北半部は隆起し、南半部には海浸がおこり、礫岩・砂岩などを堆積したが、一部で小規模に石英安山岩の活動が続いた。

第4期の活動後、おもに小佐渡中部では、NW-SE方向の限られた範囲に、著しい流紋岩の貫入がみられる。そしてまたこの貫入帯の西縁に石英閃緑岩の貫入が認められる。流紋岩はその他に北端の姫崎や野浦付近にもみられる。

第5期の活動は小木半島にみられる玄武岩の活動で、前期はアルカリ玄武岩の活動、後期は捕獲結晶を含む石英玄武岩（高アルミナ玄武岩）の活動で、いずれも海底火山活動である。

IV.5 地質構造

小佐渡地域の地質構造は下戸層～鶴子・中山層堆積後に形成されたが、相川層・三瀬層・経塚山層の堆積の過程にもそれぞれの構造を形成しつつしてきた。また、基盤の構造、運動も構造形成に大きく影響している。

まず、現象的に現在みられる地質構造（鶴子・中山層堆積後の）についてみる。

比較的顕著な断層は、北半部の古峰山断層と南半部の羽茂川沿いのいくつかの断層（羽茂川断層と一括する）である。前者は経塚山層と相川層を境するもので、後者は羽茂川沿いの向斜（羽茂川向斜）に平行で、それと関係がある。

下戸層に注目すると、南半部には大きくみて、東から笠取山背斜・羽茂川背斜があり、また、砂金山

第1表 小佐渡地域の火成活動

| | 噴 出 岩 | | | 貫 入 岩 |
|---------|--|---|--|------------------------------|
| | 南 部 | 中 部 | 北 部 | |
| 中山層～鶴子層 | 石英安山岩 石英玄武岩 かんらん石玄武岩 | | | ピクライト玄武岩 |
| 下 戸 層 | 石英安山岩 | | | |
| 経 塚 山 層 | 真珠岩質黒雲母-石英安山岩 真珠岩質両輝石-石英安山岩 黒雲母-角閃石-石英安山岩 しそ輝石-黒雲母-角閃石-石英安山岩 黒雲母-両輝石-石英安山岩 粗面岩質安山岩 | 角閃石-黒雲母-石英安山岩 真珠岩質黒雲母-両輝石-石英安山岩 両輝石-石英安山岩 | しそ輝石-安山岩 角閃石-安山岩 含石英-黒雲母-角閃石-両輝石-安山岩 角閃石-石英安山岩 角閃石-黒雲母-石英安山岩 | 流紋岩 石英閃緑岩 石英安山岩 安山岩 |
| 豊 岡 層 | | 石英安山岩 | 含石英-安山岩 流紋岩 輝石-安山岩 角閃石-安山岩 粗面岩質安山岩 | |
| 三 瀬 層 | 普通輝石-酸化角閃石-安山岩 粗面岩質普通輝石-安山岩 粗面岩質両輝石-安山岩 玄武岩質両輝石-安山岩 ガラス質両輝石-安山岩 粗面岩質安山岩 含石英-両輝石安山岩 しそ輝石-安山岩 | 粗面岩質しそ輝石-安山岩 粗面岩質両輝石-安山岩 両輝石-安山岩 普通輝石-安山岩 玄武岩質両輝石-安山岩 両輝石-安山岩 含石英-角閃石-黒雲母-安山岩 含石英-しそ輝石-安山岩 | 両輝石-安山岩 しそ輝石-安山岩 粗面岩質両輝石-安山岩 普通輝石-安山岩 しそ輝石-安山岩 変質安山岩 | 安山岩 粗面岩質安山岩 |
| 相 川 層 | 変質安山岩 (プロピライト) | 変質安山岩 (プロピライト) | 輝石-安山岩 変質安山岩 | 変質安山岩 |

水平部と真野の北西傾斜部を含めて一つの背斜とみなせば、ほぼ NE-SW 方向（佐渡方向）の 2 つの背斜が平行に走っている。背斜軸は南西に沈み、北方には下戸層が分布しない。羽茂川以東では鶴子層も下戸層と調和した構造を示している。下戸層より上部の鶴子・中山層だけの分布する小木半島の頸部では背斜、向斜のくりかえしがみられるが、その軸は NS から次第に西方にふれ、小木玄武岩中では EW に近くなる。これは金田背斜（茅原，1958）とよばれるものである。このような、とくに南半部の構造は下戸層以下の地層の堆積盆地のちがひ（その境は羽茂川）、佐渡方向の全般的隆起、泥質岩相のみからなる半島頸部の褶曲としてあらわれているものと思われる。

つぎに下戸層以下の地層の地質構造を中心にみえる。構造は、小佐渡北半部、南半部で大きく異なっている。南半部はまた、羽茂川の北西側、南東側、小木半島でちがっている。

北半部では古峰山断層が NEE-SWW 方向に走り、北側にはおもに経塚山層・下戸層が分布し、南側には相川層・三瀬層・豊岡層が分布している。北側の経塚山層は走向が変化するが、全体としてゆるく南東側に傾斜する単斜構造を示している。その上にある下戸層はゆるく北西に傾斜している。すなわち、経塚山層にみられる地質構造は、下戸層堆積以前の構造である。断層の南側では、上述の各層は整合的に重なり、全体的には NE-SW の走向で 20-40°SE の傾斜で、単斜構造を示しているが、海岸では傾斜が急になったり、逆の傾斜を示している部分がある。

南半部の羽茂川の北側には相川層・三瀬層・経塚山層・下戸層・鶴子層が分布している。相川層・三瀬層はかならずしも構造が明らかでないが、NE-SW の走向で、波うちながら南東に傾斜しているものと思われる。経塚山層の構造は明らかでない。下戸層はほぼ水平で、西三川の海岸付近ではゆるく南西に傾いている。すなわち、少なくとも三瀬層以下の構造と下戸層の構造とは不調和である。

羽茂川の南側には三瀬層が主に分布し、山地のへりや頂部に経塚山層・下戸層・鶴子層が分布している。

三瀬層の構造は、大石一無礼山背斜が基本的で、南では NS に近いが、無礼山以北では、NE-SW で、佐渡方向に一致し、下戸層以上の構造ともほぼ調和している。ただし、この背斜軸は一本の線でひけず、軸の両側もかならずしも対称的でない。

紋張と飯岡、紋張と滝平および羽茂川で囲まれた三角形のブロックは、断層も多く、複雑な構造を示している。

さらに北方の備付山付近は、大部分火砕岩で、北側が開いたドーム状構造をなしている。大石一無礼山背斜と備付山ドームの関係は下戸層に覆われており明らかでない。

経塚山層は大石一無礼山背斜の南側にのみ分布しているが、三瀬層の構造にやや調和している。下戸層・鶴子層の構造も大きくみれば、それ以下の地層の構造と調和しているとみなされる。

なお、羽茂川の北側と南側の構造を較べると、南側が背斜状の隆起が著しかったことを示す。そして、北東部がやや隆起量が大きかったと思われる。基盤が分布し、また流紋岩の貫入の著しい真野一小熊一岩首一長谷でとり囲まれる中央部で南半部の構造は消えるが、隆起の軸が北に移動し、北半部でも佐渡方向の隆起（北西部で隆起量大）があったとみなされる。南半部と北半部をつなぐ上述の中央部の構造は明らかでないが、流紋岩、石英閃緑岩の貫入で特徴づけられる、NW-SE 方向をもった一種の構造帯として特徴づけられる。この貫入帯の延長は大佐渡でも認められる。堂林山一戸地にわたる地域がそれで、流紋岩およびはんれい岩の貫入が著しいが、これは基盤の構造を反映しているものと思われる。

参 考 文 献（新第三系関係）

- 浅野 清(1950) 佐渡国中地溝帯の微古生物学的意義。地質雑, vol. 55, p. 175-176.
茅原 一也(1958) 佐渡島, 小木半島の地質と最近の地史。新潟県文化財年報, 第 2 集, p. 1-37.
橋本 克巳・河井興三(1953) 佐渡見学旅行記。石油技誌, vol. 18, p. 120-121.
服部 仁(1966) 佐渡島の変成岩と花崗岩-概報-。地球科学, no. 84, p. 26-31.
市村 賢一(1952) 佐渡鉱山。日本鉱業会技術双書, 第 8 号, p. 31-40.
今井直哉・杉山隆二(1958) 佐渡小木半島城山における苦灰岩脈について。地質雑, vol. 64, p.

- 伊藤 秀昭(1969) 佐渡郡佐和田町および金井町西部の地質について. 新潟大学教育学部地学教室卒業論文 (MS).
- 岩淵 義郎(1968) 日本海南東部の海底地質. 東北大理学部地質学古生物教室研究邦文報告, no. 66, p. 1-76.
- 藤岡 一男・西田彰一(1960) 佐渡島の関植物化石群. 佐渡博物館研究報告, 第3集.
- 金井 克明(1971) 小佐渡中央部の地質および岩石. 新潟大学理学部地質鉱物学教室卒業論文 (MS).
- 火砕流研究グループ(1971) 連絡紙, no. 4.
- 菊地勘左門(1959) 沢根の化石(その1~その3). 佐渡博物館館報, nos. 1, 2, 3.
- 榎山次郎(1924) 佐渡にデスモスチルス発見さる. 地球, vol. 4, p. 524-543.
- 牧山 鶴彦(1954) 佐渡における石油徴候の発見. 石油技誌, vol. 19, p. 101-102.
- 皆川 潤(1968) 佐渡相川鉱山の地質学的研究. 新潟大学理学部地質鉱物学教室卒業論文 (MS).
- 茂木 昭夫・佐藤 任弘(1958) 佐渡北方諸堆の海底地形と底質. 地理学評論, vol. 31, p. 127.
- MUKAIYAMA, H. (1950) On some gold-silver ores from the Sado Mine, Sado Island, Niigata Prefecture. 地質雑, vol. 56, p. 181-187.
- 中島 謙造(1889a) 20万分の1地質図幅「佐渡」同説明書, p. 1-183.
- (1889b) 佐渡相川鉱山四近地質図.
- (1892) 佐渡島の地勢. 地学雑誌, vol. 4, p. 61-65.
- 新潟 県(1955) 20万分の1新潟県地質図.
- 新潟県有孔虫研究グループ(1967) 佐渡沢根地域の有孔虫化石群集. 平松義尚先生退職記念論文集, p. 113-119.
- 西田 彰一(1953) 新潟県下, 特に佐渡島に於ける第三紀火成活動について. 日本地質学会総会, グリントフ討論会資料.
- ・津田 禾粒(1953) 佐渡島千種遺跡の最近の地史. 新潟県文化財年報, 第1集, p. 91-104.
- (1958) いわゆるグリントフ地域にまつわる諸問題. 新生代の研究, no. 27, p. 8-21.
- 大佐渡研究グループ(1970a) 大佐渡南半部の新第四系—佐渡の新第三系の研究(その1). 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 3, p. 1-24.
- (1970b) 大佐渡北半部の新第三系—佐渡の新第三系の研究(その2). 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 3, p. 25-43.
- 小沢 儀明(1924) デスモスチルスの新産地. 地質雑, vol. 31, p. 317.
- 佐渡国中平野団研グループ(1966) 佐渡国中平野の第三系. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 11, p. 147-205.
- 坂井 定倫・大場 実(1970) 佐渡鉱山の地質鉱床. 鉱山地質, vol. 20, p. 149-165.
- 坂 市太郎(1886) 佐渡鉱山地質報文. 地質要報, p. 33-52.
- 佐々木 正(1970) 小佐渡南西部の地質およびその火成活動. 新潟大学理学部地質鉱物学教室卒業論文 (MS).
- 島津 光夫(1966) 日本海沿岸北部の新生代火成活動—佐渡島を中心として—. 日本地質学会第73年総会討論会資料, p. 103-109.
- ・皆川 潤・小林巖雄(1969) 大佐渡の新第三系. 日本地質学会第76年総会, 地質見学案内書.
- ・皆川 潤・高浜 信行(1969) 大佐渡における中新世初期の堆積盆地の発達と変遷. 日本地質学会第76年総会討論会資料, p. 95-104.
- ・吉田 滋(1969) 大佐渡, 岩谷口よりエリオナイトの産出. 地質雑, vol. 75, p.

389-390.

- 島津 光夫・岩渕 義郎(1972) 東北日本沿岸沖の日本海底の岩石. 研究連絡紙「日本海」, no. 7, p. 57-62.
- ・金井 克明・外山 哲英・市橋 紘一・皆川 潤・高浜 信行(1973) 佐渡島の地質構造発達と火成活動. 地質学論集, no. 9, p. 147-157.
- 杉山 隆二(1956a) 第三紀火成活動と地殻運動との関係—新潟県下の第三紀火成活動の調査研究—. 地学雑, vol. 65, p. 8-14.
- 坪谷 幸六(1930) 佐渡高千鉱山の鉱脈. 地質雑, vol. 31, p. 541-547.
- (1934) 佐渡高千鉱山の鉱床について. 地質雑, vol. 41, p. 694.
- (1937) 佐渡相川鉱山の地質及び鉱床. 地質雑, vol. 44, p. 103-120.
- 津田 禾粒(1956a) 古地理より見た佐渡の地史……いわゆる Green Tuff 地域の中新統に関する堆積環境の研究……. 地質雑, vol. 62, p. 550-558.
- TsUDA, K. (1956 b) Fauna and facies of some middle Miocene deposits in Japan. *Jour. Paleon.*, vol. 30, p. 974-980.
- 津田 禾粒(1962) 佐渡の第三系. 新潟県地学見学案内, p. 18-22.
- 徳重 英助(1930) 佐渡小木の枕状熔岩. 新潟県史跡名勝天然記念物調査報告IV, p. 31-47.
- (1938) 佐渡における第三紀火山活動史研究資料. 地質雑, vol. 45, p. 532.
- 外山 哲英(1971) 大佐渡北部岩谷口—大倉地域の地質および岩石—特に火山岩類の岩石学的性質—. 新潟大学理学部地質鉱物学教室卒業論文 (MS).
- (1973) 佐渡島の中新世初期のカルクアルカリ岩類. 新潟大学理学部修士論文 (MS).
- 歌代 勤(1950) 佐渡ヶ島 (大佐渡) 西南部, 沢根, 相川地域の層序について. 地質雑, vol. 56, p. 302-303.
- (1957) 沢根層について. 教育科学, vol. 6, p. 1-8.
- ・黒田 一武(1963) 沢根層基底の不整合について. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, vol. 5, p. 67-76.
- ・大森 昌衛・黒田 一武(1964) 佐渡ヶ島の第三系の層序についての一考察. 地質雑, vol. 70, p. 402.
- 山川 稔・茅原 一也(1968) 佐渡島小木玄武岩の岩石学的研究 (その1, 岩石化学的性質). 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 2, p. 41-79.
- YOKOYAMA, M. (1926) Fossil shells from Sado. *Jour. Faculty Science Imp. Univ. Tokyo, Sec. III*, vol. 1, p. 249-312.

The Neogene Tertiary in the Kosado Area, Sado Island, Niigata Prefecture

Mitsuo SHIMAZU, Yoshiaki KANAI, Koichi ICHIHASHI
and Tadashi SASAKI

Abstract

The stratigraphic sequence and lithofacies of the Neogene formation of the Kosado area in descending order is as follows:

Nakayama formation

black shale and tuffaceous mudstone

| | |
|----------------------|--|
| Ogi basalts | quartz basalt lava and its pyroclastics olivine basalt lava and its pyroclastics |
| Tsurushi formation | hard shale and black shale |
| Orito formation | conglomerate, sandstone, siltstone and limestone |
| (unconformity) | |
| Kyozukasan formation | dacite lava and its pyroclastics including welded tuff. andesite lava, volcanic conglomerate, conglomerate and sandstone |
| (unconformity) | |
| Toyooka formation | pale green dacitic pyroclastics including welded tuff, andesite lava, rhyolite lava and shale |
| Sanze formation | glassy andesite, basaltic andesite and trachytic andesite lavas. andesitic pyroclastics and shale |
| Aikawa formation | altered andesite lava (propylite) and andesitic pyroclastics |

The basement rocks of the Neogene formations are slate and sandstone of the Paleozoic formation. The Paleozoic formation is intruded by meta-diabase and biotite granite.

From stratigraphy and geologic structure, the Kosado area is divided into three areas; the northern, central and southern parts respectively.

The Aikawa formation is locally distributed in the northern and southern parts. The Sanze formation is largely distributed in the Kosado area and conformably covers the Aikawa formation in the northern part and has structure of NE-SW trend and inclines to SW. On the other hand, in the southern part this formation shows anticlinal structure extending NE-SW and stratigraphical relation between this formation and the Aikawa formation is not found in the field.

The Sanze formation is characterized by so-called trachytic andesite and nearly corresponds to the Suginoura formation (Sugiyama, 1956). Plant fossils occur in the sandstones intercalated with andesite lavas of this formation.

The Toyooka formation is distributed in the northern and central parts. In the central part, this formation overlies unconformably the basement rocks, but in the northern part it overlies conformably the Sanze formation. The Toyooka formation is characterized by dacitic pyroclastic flow deposits partly showing welding, and is correlated with the Masaragawa formation of the Osado area. The Kyozukasan formation is largely distributed and it overlies unconformably the basement rocks at the west of Ohota, but it unconformably covers the lower formation, and especially at Suginoura, notable volcanic conglomerates or conglomerates of the basal part of the Kyozukasan formation overlie unconformably the Sanze formation. The Kyozukasan formation is correlated with the Kimpokusan formation of the Osado area. The Orito formation is distributed around Nishimikawa-gawa and Kuchi-gawa and in the margin of the Kuninaka plain. This formation nearly flat at Sakinyama, but is gently inclined toward the sea side at Takasaki. *Vicarya* and *Vicaryella* occur in black siltstone near Shimokurosawa and limestones occurred at Takasaki are formed by *Miogypsina* and *Operculina*, or molluskan fossils.

The Tsurushi and Nakayama formations are composed of marine sediments and contain fossils of marine fish and mammals. The Ogi basalts interfinger with these formations and are composed of pillow lavas, agglomerates, volcanic breccias, tuff breccias (mostly hyaloclastite) and shales, which show the products of submarine eruption.

The Lower Miocene formations are intruded by rhyolites and quartz diorites.

V. 佐渡島の第四系

歌代 勤*・高野武男**・長谷川 正***・小林忠夫**

V.1 要 旨

筆者らは、佐渡島の第四系について、1960年より1963年までと、1969年におこなわれた団体研究の成果（佐渡国中平野団体研究グループ、1966・1969）に加えて、その後の研究結果を総合し、つぎのような結論をえた。

- 1) 佐渡国中平野の第四系は、下位から上位に、赤坂層・国中層および金丸層に区分される。
- 2) 赤坂層は中期洪積世の堆積物で、赤坂段丘（赤坂面）を形成している。堆積物はくさり礫によって特徴づけられ、表面には古赤色土が存在する。
- 3) 国中層は後期洪積世の堆積物で、国中段丘（国中面）と住吉野城段丘（住吉野城面）とを構成している。堆積物は礫・砂およびシルトの不規則な互層である。堆積環境は温暖な気候下での汽水性浅海域を主とすると推定される。表面には褐色土が存在する。国中面は国中層の堆積面であるが、住吉野城面は独自の堆積物をもたず、国中層の浸食面である。
- 4) 金丸層は、ウルム氷期最盛期から縄文海進にいたる期間の堆積物を含み、沖積面を形成している。基底面の深度は真野湾岸で現海面下約 110m である。礫・砂・シルトおよび粘土の不規則な互層であり、とくに厚い礫層をはさんでいる。浅海の堆積物で気候変化と海面変化とを反映しているが、その対応関係はまだ解明されていない。
- 5) 国中平野の各地形面は、海岸地帯には段丘面として追跡される。
- 6) 大佐渡と小佐渡は南西から北東方向へ傾動運動をしており、国中平野は相対的な沈降運動をおこなっている。
- 7) 国中平野は、中期洪積世以後、赤坂面、国中面および沖積面を発達させた海進期（堆積期）と、その間にはさまれる海退期（浸食期）とがくりかえす過程で形成された。

V.2 ま え が き

佐渡島は、裏日本において、段丘地形がもっともよく発達している地域の一つである。

そのため後述するように、はやくから地形に関する研究がおこなわれてきた。しかしながら、従来の研究は、第四紀地質学の観点から欠けていたために、地形形成史を第四紀地史の中に、位置づけることはできなかった。

それで、1960年より1963年まで、4年間にわたって、佐渡国中平野団体研究グループによって、第四紀地質学的な研究が、裏日本における第四紀地史のスタンダードを確立することを目的としておこなわれた。またその後、同グループによって、国中平野のボーリングコアの微化石分析が実施され、沖積層の堆積環境の検討がおこなわれた（佐渡国中平野団体研究グループ、1966、1969）。

今回は、これまでの団体研究の成果と、その後に筆者らがおこなってきた研究の結果とを総括し、佐渡島の第四系の説明を試みる。説明に際しては、国中平野の第四系の層序区分をおこない、これを基準として海岸地域との対比を述べ、さらに新潟県の平野を構成する第四系との対比を試みる。そして、佐

* 新潟大学教育学部 ** 新潟県立高田高等学校 *** 新潟県立直江津高等学校
日本油田・ガス田図11「佐渡」地質説明書、地質調査所、昭和52年。

渡島の地殻運動を考察し、海面変動との関係において国中平野の形成史を編むことを考えている。

この説明書をまとめるにあたり、貴重な資料を提供していただいた、佐渡国中平野団体研究グループの方がたに厚くお礼申しあげる。また、研究に便宜を与えられ、援助を惜しまれなかった地学団体研究会高田支部第四紀研究グループの方がた、および高田平野団体研究グループの方がたに対し深く感謝申しあげる。

V.3 研究史

佐渡島の地質・地形についての研究は、はやくからおこなわれ、古くは中島謙造(1889, 1892)の報告がある。その後、とくに地形学関係では海岸段丘について興味をもたれ、下村彦一(1925), 上治寅次郎(1926), 外山四郎(1927), 徳重英助(1930, 1939), 坪谷幸六(1933)などの記載がある。このなかでも、外山は東北裏日本の地質構造と段丘の高さ、および段数の共通性から、ユースタテック運動による段丘の形成をすでに論じている。

佐渡島の大地形については、望月勝海(1932)の報告がある。この中で望月は、佐渡島東部の海岸の断層崖や能登半島の地形、地質構造との関係などを論じている。

以上が第二次世界大戦前の研究である。しかし、このころまでの研究の大部分は、概括的なものであったり、また局所的な現象の記載に終り、さらに単なる形態論的なもので、詳細な調査の結果にもとづくものでないために、かなり示唆的な内容をもちながらも、統一的な見解はえられなかった。

その後、佐渡島の地形についてはながく論じられなかったが、1950年代から平野の地形について興味をもたれ、式正英(1953, 1964), 西田彰一・津田禾粒(1953)らによって、国中平野の地形発達史が論じられた。またいっぽう、平野の発達史と同時に、海岸段丘についての研究もおこなわれた(吉川, 1953; 歌代, 1957; 茅原, 1958; 太田, 1964; 式, 1964)。

とくに、これらの段丘の研究のなかでは、歌代が段丘堆積物を層位学的な立場で説明し、その後の佐渡第四系の団体研究の基礎となった。また、太田は大佐渡全体の段丘を詳細に調査し報告した。そして、示差的な地殻運動、すなわち撓曲的な上昇運動に論及し、全域的な海面変化を論じた。

以上が第二次世界大戦後の研究であるが、前述したように、従来の研究は第四紀地質学的な観点でおこなわれなかったために、佐渡島の地形発達史を、第四紀地史の中に位置づけることはできなかった。このことは、従来の地形発達史の研究の最大の欠陥であると考えられる。また、生層序学的手法の欠如が、さらにこの欠陥を助長していたということができよう。

それで、このような反省の上にならば、第四紀地質学的な観点のもとに、1960年から1963年までの4年間と1969年の2期間にわたる団体研究が、佐渡国中平野団体研究グループによって実施された(佐渡国中平野団体研究グループ, 1966・1969)。この研究では、多数のメンバーによる詳細な野外観察とともに、貝化石・大型植物化石・花粉化石・珪藻化石・有孔虫化石・生痕化石などの分析と粘土鉱物の分析とおこない、層序区分と堆積環境の推定がなされている。さらに、絶対年代の測定もおこない、国中平野の第四紀地史の編年を試みている。

このような点で、この団体研究は従来とはまったく質の異なった研究ということができよう。すでに述べたように、今回の説明書は、筆者らも参加して推進した、この団体研究の成果と、その後の研究の結果を総括したものである。

V.4 地形

V.4.1 概観

佐渡島は3つの部分からなっている。北東-南西の方向に長軸をもつ大佐渡と小佐渡、その間に位置する国中平野とである。これらは、北から大佐渡、国中平野、小佐渡と雁行状に配列している。

大佐渡は全体に山地で、平地にとぼしい。山地の最高点は、ほぼ中央部に位置する金北山で、1,173mである。分水界もここを中心として、北東-南西にはしる。島の輪郭もこれにほぼ平行する。しかし、分水界の位置は島の中心軸よりやや東にかたよっている。したがって、島の西斜面を流れる大倉川・石名

川・小野見川・入川・石花川などにくらべて、東斜面を流れる馬首川・和木川・白瀬川・袴川などは、やや短く急流をなしている。海岸線は大きな出入りはすくない。しかし、全体に海食崖が発達する岩石海岸で、きわめて複雑な地形を呈している。

国中平野は、北西-南東の幅が約7 km、北東-南西の長さ約15 kmの小規模な平野である。北東には両津湾、南西には真野湾がある。また、北東の縁には汽水湖の加茂湖がある。国中平野の標高は、最高でおよそ150mあり、平野の中心にむかって傾斜している。平野の中心部は標高も低く平坦であるが、山麓は丘陵地帯をなしている。丘陵地帯は浸食がすすんで、奥ふかく谷が発達し、その谷底平野は中心部の平坦面に連続している。大佐渡と小佐渡の山地から、数本の川が流れだし、平野の地形を複雑にしている。大佐渡からは新保川・中津川・藤津川・石田川などが、小佐渡からは新穂川・大野川・小倉川などが流れだし、石田川をのぞいては、それぞれ合流して、国府川となり、真野湾にそそいでいる。

しかし、両津湾側では長江川と河崎川があるのみで、ほとんどみるべきものがない。また、真野湾の海岸には標高20mに達する砂丘が発達するが、両津湾の海岸では発達がわるい。このように、真野湾側と両津湾側とは、きわめて対照的である。

小佐渡も全体に山地で、平地はすくない。山地の最高点は中心部よりやや北東にかたよった大地山(645.8m)である。大佐渡にくらべて、全体に低平である。分水界は大佐渡よりもさらに東にかたよっているが、中心部の男神山より南西では2本に分かれ、その間に羽茂川が流れている。北側の分水界は経塚山をへて小木半島に達している。全体に分水界の北西側の斜面は、傾斜がゆるやかで長く、南東側の斜面は急でみじかい。したがって、南東側の斜面には河川が発達がきわめてわるい。このように、全体的には傾動地塊状の地形がよく発達している。

V.4.2 投影断面図について

第1図のような帯状投影断面についてみると、大佐渡では800~900m、500~600mおよび100~150mに平坦面がみとめられる。このうち、100~150mの面は、いわゆる海岸段丘の面である。また、500~600mの面は大佐渡の北端部によく発達し、ここでは谷の深さは200m前後である。おそらく、この面は、一つの小起伏浸食面ないしは浸食平坦面を表現しているものであろう。さらに、800~900mの面は、発達はわるいが、大佐渡山地の各地に小規模に残存しているので、これもおそらく古い小起伏浸食面ないし浸食平坦面の遺物であろう。

小佐渡でも大佐渡の場合と同様に400~500mと100~150mに平坦面が認められる。100~150mの面はやはり海岸段丘の面であり、400~500mの面も小起伏浸食面を表現しているものと推定される。小佐渡では谷の深さはほぼ全域にわたって、200m前後である。

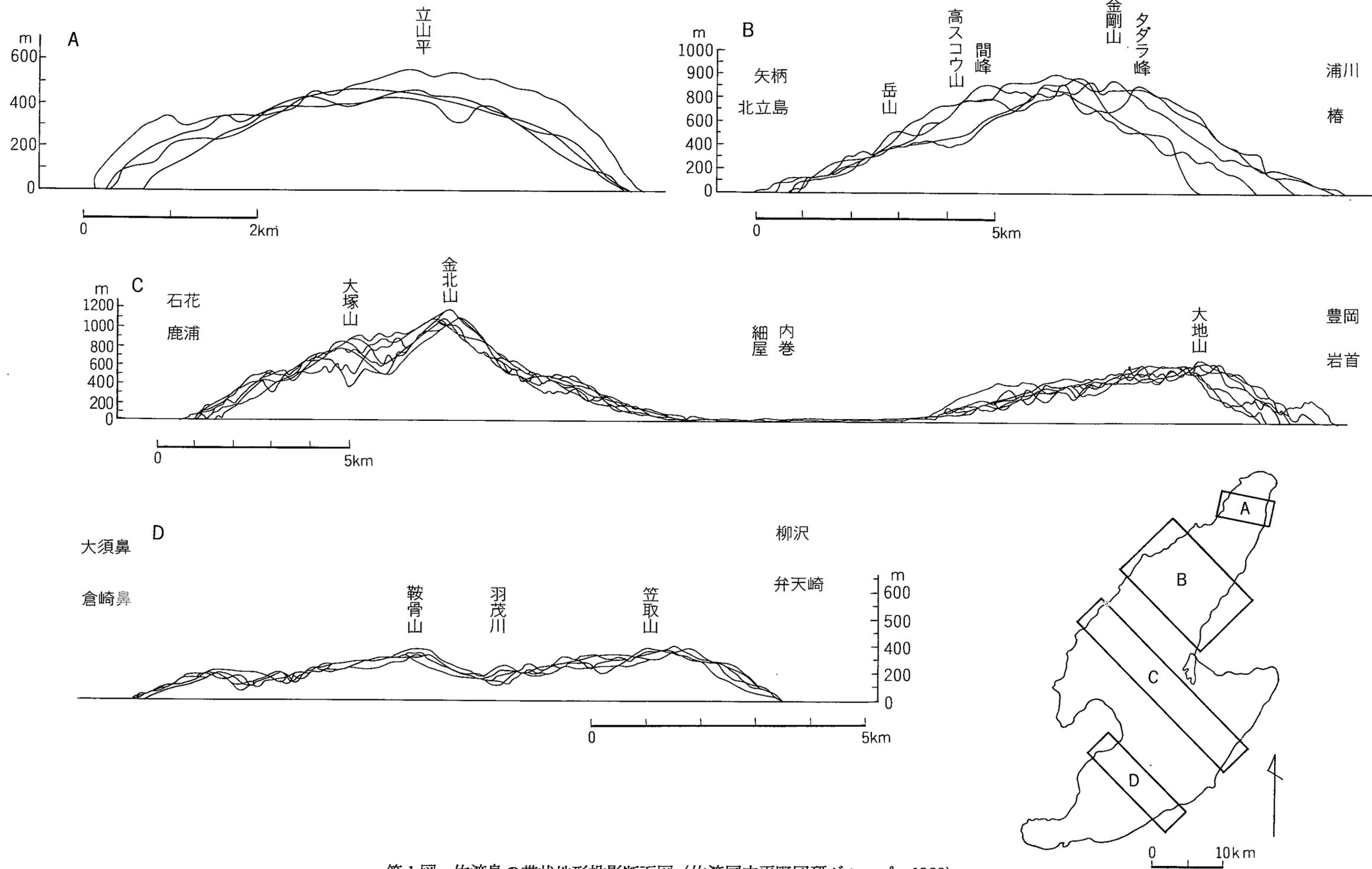
V.4.3 起伏量図からみた地形区分

第2図は、佐渡島の起伏量図である。

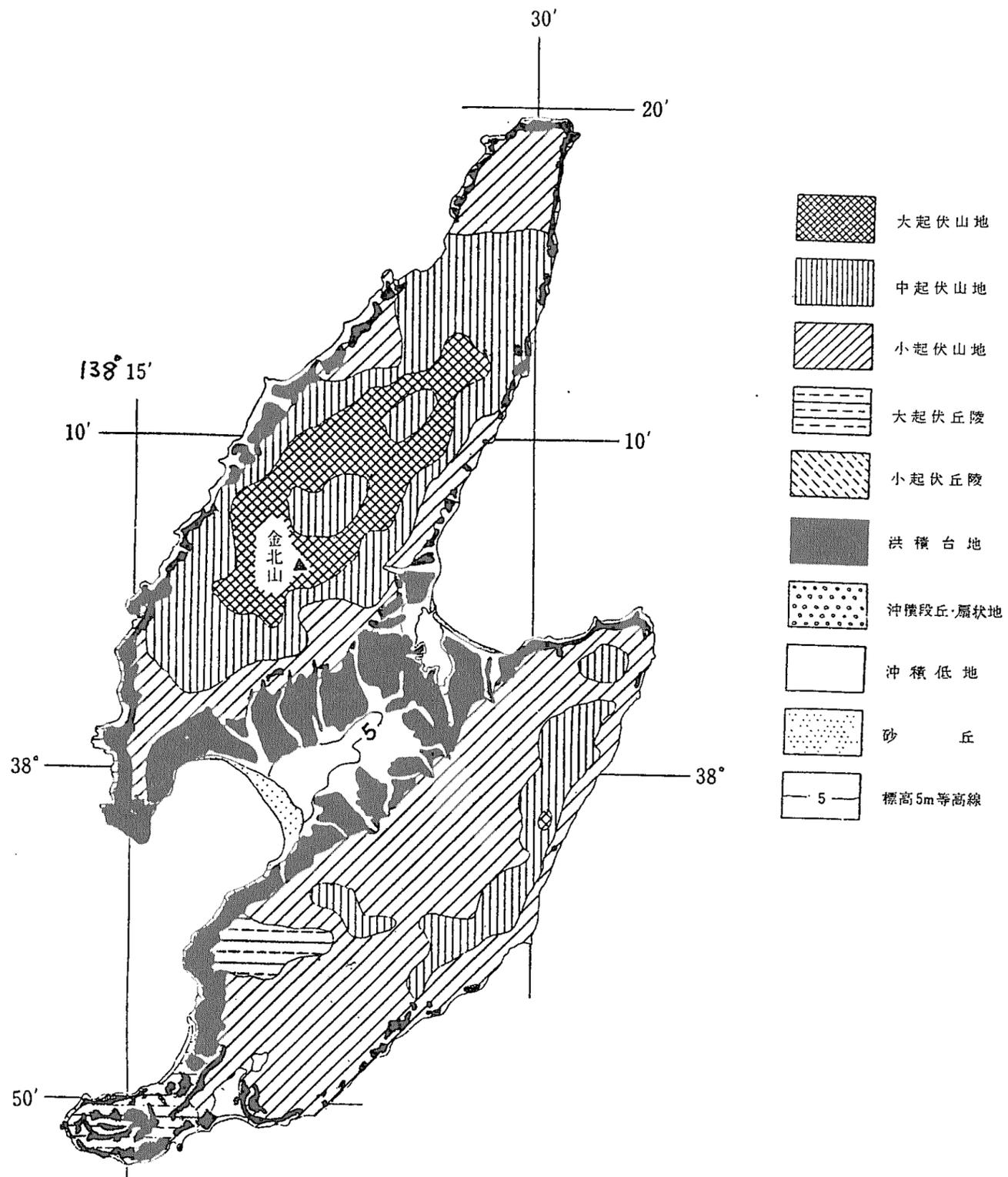
佐渡島の地形は、大起伏山地(起伏量600m以上)、中起伏山地(起伏量400~600m)、小起伏山地(起伏量200~400m)、大起伏丘陵地(起伏量100~200m)、洪積台地(いわゆる洪積段丘で、高位・中位・低位の各段丘を含む)、沖積低地(河川の上・中流部の氾濫原性沖積平野と、下流部の三角州性沖積平野)、砂丘(いわゆる海岸砂丘で新砂丘からなる)に区分される¹⁾。

大佐渡は大起伏山地が広く発達し、それをとりまいて中起伏山地と小起伏山地が発達するが、大起伏山地の中に小起伏山地が存在する点が特徴的である。これは、帯状投影断面図に表現された800~900mの平坦面に対応するものと推定される。また、北東と南西の端には小起伏山地が発達しているが、これも同じく帯状投影断面図の500~600mの平坦面で表現されるものに対応するものである。海岸地帯は洪積台地が断続的に発達しているが、とくに、西側の海岸に発達がよい。

1) 山地と丘陵地については、国土地理院発行の5万分の1地形図で、各辺を10等分してえられた各方眼内の最高点と最低点との比高をもって起伏量としている。作図にあたっては、各方眼の中心に読みとられた起伏量の値を記入し、等高線間隔の急変線が境界となるように考慮し、起伏量の各分級が团的にまとまりある広がりをもつような範囲をフリーハンドでくくった。



第1図 佐渡島の帯状地形投影断面図 (佐渡国中平野団研グループ, 1966)



第2図 佐渡島の起伏量図 (新潟第四紀研究グループ, 1971)

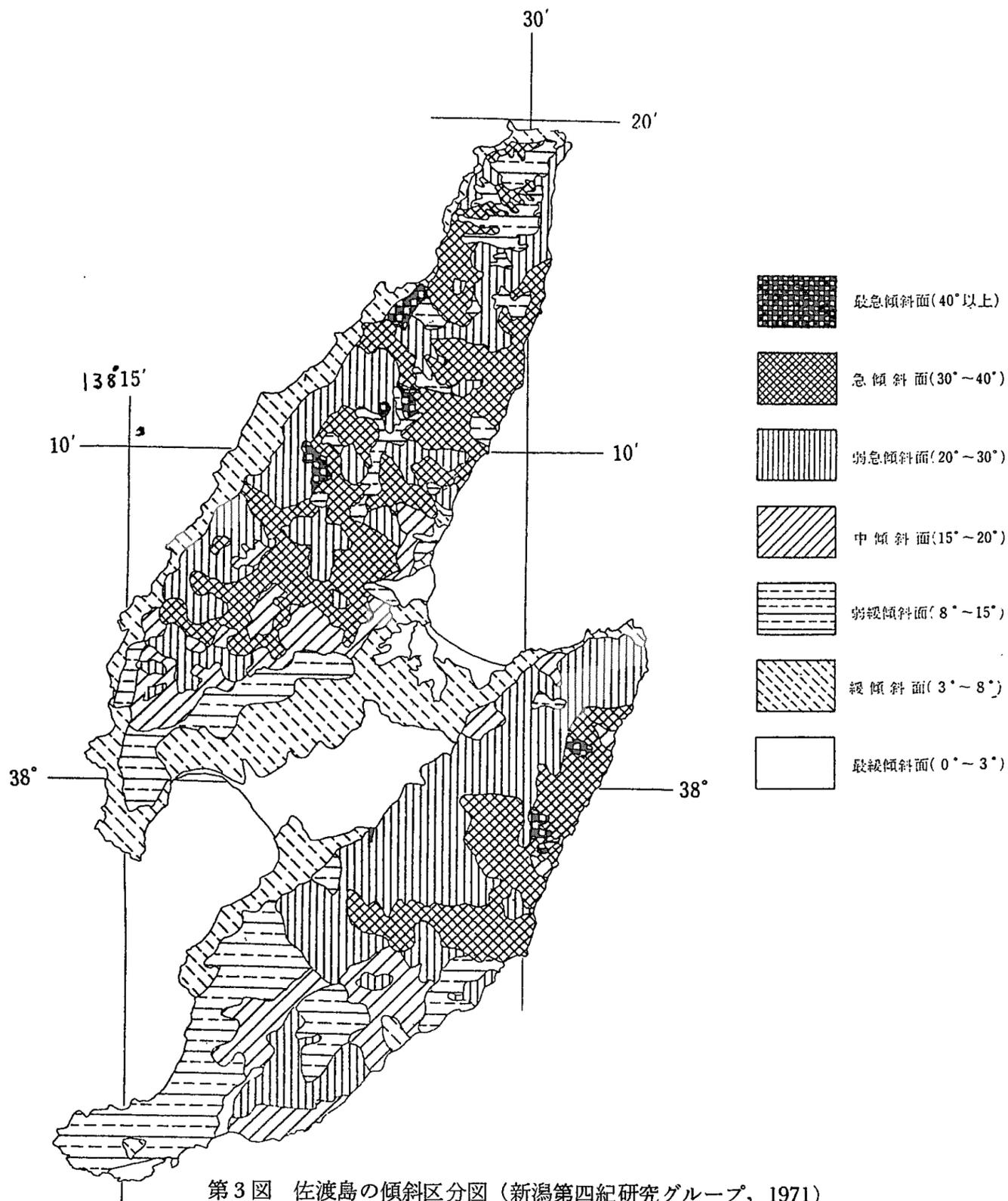
国中平野は洪積台地と沖積低地および砂丘から構成されている。洪積台地が広く発達するが、真野湾側では沖積低地が広い面積を占める。ここでは、標高5m以下の三角州性低地が内陸にふかく浸入しており、その出口を砂丘がふさいでいる。

小佐渡では、大起伏山地は局部的にしかみられず、小起伏山地が広く発達している。中起伏山地も存在するが、これは南東部の海岸側に、著しくかたよって、小規模にしかみられない。このことは、小佐渡が全体的には、傾動地塊状の形態を示すことと関係している。また、小起伏山地が広く発達することは、帯状投影断面図で表現された、小起伏浸食面ないしは浸食平坦面の存在を推定させるものである。その他、小木半島から真野湾沿岸には丘陵地と洪積台地の発達がよい。しかし、東側の海岸には洪積台地の発達がきわめてわるい。

V.4.4 傾斜区分図からみた地形

第3図は佐渡島の傾斜区分図である²⁾。大佐渡山地では、傾斜度の分布がきわめて複雑である。最急

2) 国土地理院発行の5万分の1地形図の各辺を20等分し、この結果できた各方眼の中において、地形傾斜の特性をもっともよく表現する地点を測点とし、この測点をはさむ2つの等高線間の距離と、その高度差から傾斜を計測したものである。そして、最緩傾斜面(0~3°)、緩傾斜面(3~8°)、弱緩傾斜面(8~15°)、中傾斜面(15~20°)、弱急傾斜面(20~30°)、急傾斜面(30~40°)、最急傾斜面(40°以上)の7階級の斜面の傾斜度を区分した。作図にあたっては、各傾斜度区分の角度と等高線間隔を考慮しつつ、団地的にまとまりのある広がりをも、フリーハンドでくくった。



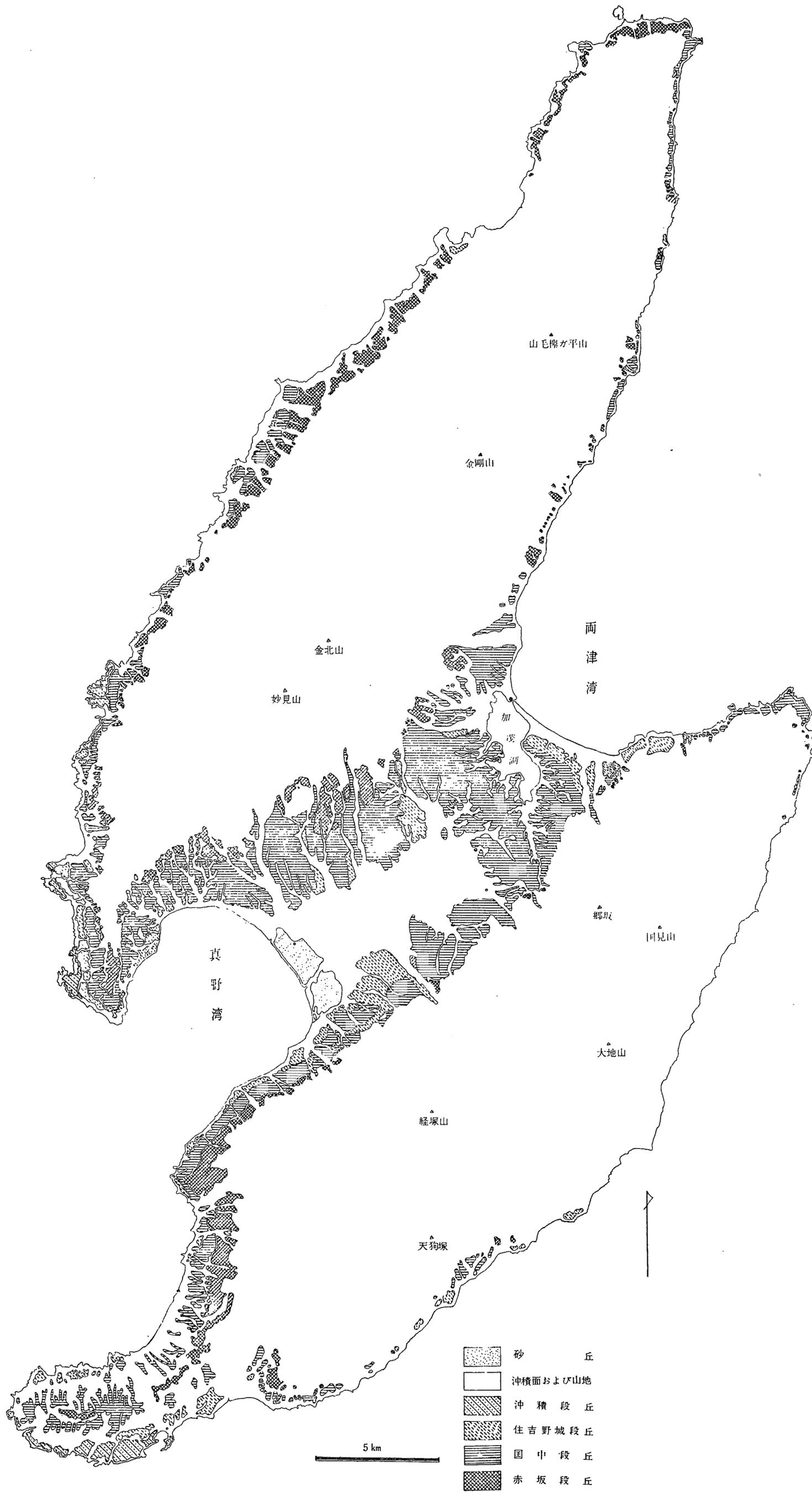
傾斜面から弱緩傾斜面までが、いくつで分布する。なかでも、弱緩傾斜面が、山地の中心部に点々と存在している。これは前述の小起伏浸食面の発達と関係するものであろう。同様に、小佐渡山地では最急傾斜面と急傾斜面が東側の海岸にそって分布しており、その他の地域が弱急傾斜面以下の傾斜度の分布地域になっている。このことも、小佐渡が前述の傾動地塊状の地形を呈しているという条件の表現と考えられる。

V.5 第四系の基盤

V.5.1 概 説

佐渡島の第四系の基盤の地質については、中島謙造 (1889) の報告以来、多くの研究が報告されている。しかし、最近では大佐渡研究グループ (1970a, 1970b) によって大佐渡の層序が確立された。この報告書にはその後の研究結果も総括し、佐渡全域の新第三系の層序 (とくに火山層序) が詳細に論じられている。

佐渡島の新第三系は、下戸層と金北山層 (または経塚山層との間を境として構成物質に著しい変化がみられる。すなわち、入川層・相川層・三瀬層・真更川層・豊岡層・金北山層・経塚山層は火山噴出物を主として陸成あるいはそれに近い環境で堆積したものであるのに対し、下戸層・鶴子層・中山層・沢



第4図 佐渡島の段丘分布図 (佐渡国中平野団研グループ, 1966)

根層は海成の堆積物を主としている。火山噴出物よりなる下位層および下戸層・鶴子層については別に記述されているので省略し、中山層以上の地層、および含有化石について以下に記す。

V.5.2 中山層

中山層は黒色頁岩ないしは珪藻質の頁岩である。下部は剝離性のつよい黒色硬質頁岩である。泥灰岩（亀甲石）が巨塊状ないしはレンズ状にはさまれる。この泥灰岩の中からは、小型の中新世型の *Palliolium* (*D.*) *peckhami* を産する。中部はラミナの発達した珪藻質泥岩で、暗灰色から黄褐色を呈する。風化すると、黄白色から黄褐色を呈し、硫黄臭のある粉末物質を晶出させる。乾燥すると鱗片状に破壊する。上部は珪藻質塊状泥岩で、軽石を点在させる。褐灰色から青灰色を呈する。珪藻群集のうえでは上部・中部・下部の各部分はずぎのような特徴がある³⁾。

中山層上部

Coscinodiscus marginatus, *Denticula kamtschatica*, *Hyalodiscus obsoletus*, *Thalassiosira antiqua* が優占する。

中山層中部

Denticula kamtschatica が消滅し *Coscinodiscus marginatus* が優占する。

中山層下部

Actinocyclus ingens, *Coscinodiscus elegans*, *Coscinodiscus endoi*, *Coscinodiscus hirosakiensis*, *Coscinodiscus plicatus*, *Denticula hustedtii*, *Denticula lauta*, *Rouxia peragalli*, *Stephanogonia hanzawae*, *Stephanopyxis schenckii* などの絶滅種によって特徴づけられ、この群集を基底として、下位の鶴子層（無化石）へと移り変わる。中山層は、有孔虫化石では *Martinottiella communis*, *Spilosigmoilinela compressa* を少量ではあるが産出し、新潟県の油田地域の寺泊層に対比されている⁴⁾。

V.5.3 沢根層

沢根層は全般的には暗青色の砂質泥岩で、従来は一括してよばれてきた。しかし、最近の有孔虫化石の分析の結果から、下位より河内層（西山層相当層）、貝立層・質場層（以上が狭義の沢根層で灰爪層相当層）に区分されている。そして、従来は佐渡島には、新潟県の油田地域の西山期とそれに対応する地層が欠けているとされてきたが、このことによって、佐渡島の地史にも西山期が存在し、さらに、中山層との間に椎谷期がかくされている、という非常に大きな問題が提起されている（新潟県有孔虫研究グループ、1967）。また、これより先に、歌代・黒田（1963）が、沢根層の基底部から石灰質の殻の保存のよい *Palliolium* (*D.*) *peckhami* を発見することによっても、この問題が提起されている。

新潟県有孔虫研究グループ（1967）によれば、河内層・貝立層および質場層の岩相と、多産する有孔虫化石とはつぎの通りである。

河内層 青灰色塊状シルト、暗青灰色シルト・砂互層

Uvigerina akitaensis, *Islandiella japonica*, *Cassidulina norhrosi*, *Cassidulina yabei*, *Cassidulina* cf. *yabei*, *Globocassidulina subglobosa*, *Trifarina kokozuraensis*, *Eponides umbonatus*, *Valvulinera sadonica*, *Globobulimina auriculata*

貝立層 褐色から橙褐色中粒砂および砂礫

Islandiella japonica, *Cassidulina sublimbata*, *Cassidulina yabei*, *Globocassidulina subglobosa*, *Cibicides* cf. *refulgens*, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium crispum*

質場層 シルト・砂・礫

Islandiella japonica, *Globocassidulina subglobosa*, *Cassidulina* cf. *yabei*, *Trifarina kokozuraensis*, *Cibicides lobatulus*, *Cibicides* cf. *refulgens*, *Elphidium crispum*, *Globocassidulina subglobosa depressa*, *Cassidulina norhrosi*, *Bolinina decussata*

3) 新潟県有孔虫グループによって採集された試料を検鏡した長谷川康雄氏の未公表資料を引用させていただいた。記して御礼申しあげる。

4) 新潟有孔虫研究グループの未公表資料を引用させていただいた。記してお礼申しあげる。

沢根層は珪藻化石では、*Melosira sulcata*—*Thalassionema nitzschioides* 群集によって特徴づけられる、沿岸～内湾性の堆積物からなる。沢根層下部（河内層）は、下位の中山層からの再堆積があったと推定され、*Denticula hustedtii*, *D. lauta* の絶滅種が検出される。

V.6 第四系

V.6.1 層序区分

佐渡島の第四系は国中平野にもっともよく発達し、広い面積をしめて分布している。ここでは、第四系は下位より上位に、赤坂層・国中層・金丸層（沖積層）に区分されている（佐渡国中平野団体研究グループ、1966）（第4・5図）。



1: 赤坂段丘 2: 国中段丘 3: 住吉野城段丘 4: 砂丘 5: 柱状断面をとった露頭の位置をしめす

第5図 国中平野の段丘分布図（佐渡国中平野団研グループ、1966）

V.6.2 赤坂層

赤坂層は赤坂段丘を構成し、その地形面は赤坂面とよばれている。これは、いわゆる高位段丘である。

赤坂面は、金井町の赤坂地域に典型的に発達している。全体に小規模であるが、分布地域は、大佐渡側では東から加茂新田、長江、安養寺、西方の北方、赤坂、平山および岩野である。小佐渡の山麓では真木の南方、中村、河内などにごく小規模に分布するにすぎない。

地形面は、開析がすすんでおり、断片的で平坦面がわずかに残る程度である。そのため、堆積面はほとんど残っていないものと考えられる。標高は、先端の90mから内縁部の150mにわたり、2段にわかれていることもある。面の起伏は全体に大きい。

堆積物は上部と下部とに分けられ、上部は褐色粘土で、層厚は最大3mにたつする。下部は礫層で、非常に風化がすすみ、いわゆる“くさり礫”とよばれるほどに変化している。礫とマトリックスの分離は困難で、スコップで削れる程度である。

この“くさり礫”の粘土鉱物は、加水ハロイサイト・ハロイサイト・石英・アルファークリストバライト・モンモリロナイトと加水ハロイサイトの混合層鉱物・加水ハロイサイトとハロイサイトの混合層鉱物の存在が確認された（林，1963）。これらの粘土鉱物の生成をみると、母岩と水が相互作用をおこない、母岩の長石が分解して加水ハロイサイトを生じ、石英を沈殿させ、CaとNaとが溶脱し移動したものであると考えられる。したがって、この“くさり礫”の生成は、特殊な条件下のものではなく、普通にみられる風化作用によるものと考えられている。

礫は円礫で、巨礫が多く、山地の近くでは最大径は1mにおよぶものも含まれている。しかし、おおむねCobbleサイズである。マトリックスは砂であるが、礫とおなじく風化がすすんでいる。礫種は石英安山岩と石英粗面岩が圧倒的に多い。石英粗面岩は新鮮で残っているものが多い（第5図）。

堆積環境は、化石がまったく発見されないので不明である。

赤坂層の全体の厚さは、山地側では10m前後であるが、山地をはなれるにしたがって層厚をまし、40m前後になると推定されている。

下位の沢根層・中山層および下戸層とは傾斜不整合の関係にある。また、赤坂面は国中層の堆積面である国中面とは、明らかな段丘崖によって区別される。そして、赤坂層は国中層の下位にもぐり、その基盤をなしている。それで、赤坂段丘はfill terraceであり、段丘面はfill topである（HOWARD, 1959）と考えられる。

V.6.3 国中層

国中層は、いわゆる中位段丘を構成し、その堆積面を国中面とよぶ。

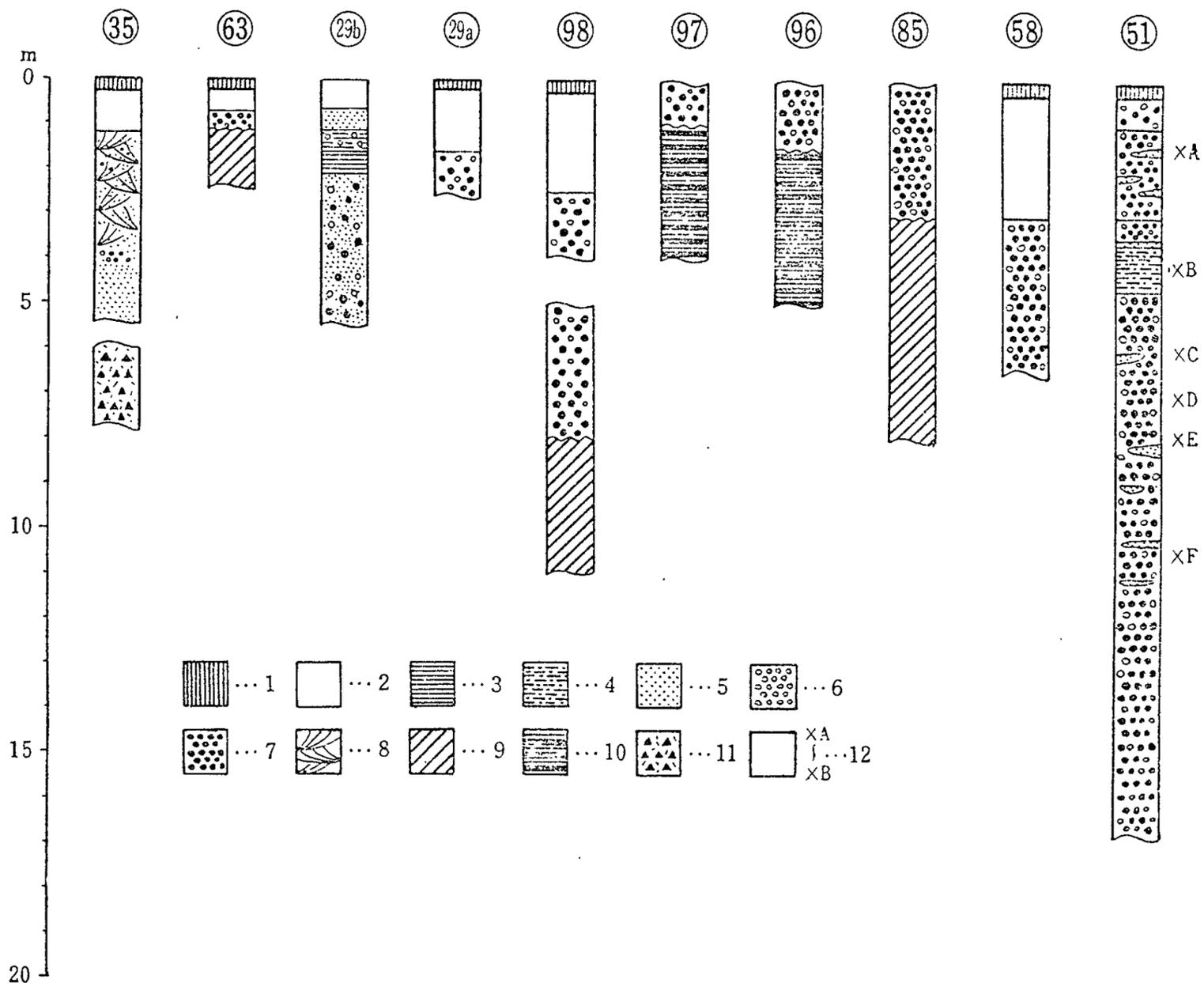
大佐渡の山麓と加茂湖の西方に広く分布し、国中平野に発達する3段の段丘のうち、もっとも広い面積を占め、面も平坦である。堆積面がよく保存されている。大佐渡の山麓に主として分布し、小佐渡側の面積はせまい。

標高は先端部の15~20mから内縁部の60~80mまで変化する。しかし、谷ぞいにはこれ以上に高いところまで発達している。平野での標高は、平均すると40~50mである。段丘面は平坦であるが、中央部に1~2段の低い段がみられるところもあり、また、大きな河川が山地から流れだしている地域では、扇状地的な特徴をあらわしている。

沖積面からの比高は、大佐渡の山麓ではおよそ20~25mである。段丘面は平野の中心にむかって傾斜し、加茂湖の周辺では20m前後の比高になっている。真野湾側では低くなり10m程度になる。とくに、真野湾側では、国中面が標高を減ずると同時に、沖積面が高さをまし、島や内巻付近では、国中面と沖積面とのあいだに明瞭な段丘崖を認めにくくなる。すなわち、国中面が沖積面に移化している。

国中面は平坦ではあるが、開析はかなりすすんでいる。樹枝状の谷が奥ふかく発達し、沖積面や低位段丘が、その谷の中にくいこんでいる。

国中層は上部と下部とに区分される。上部は褐色の粘土で、層厚は約2.3mである。中には風化した



1: 腐植土 2: 褐色粘土 3: 粘土 4: シルト 5: 砂 6: 礫 7: くさり礫 8: クロスラミナ 9: 沢根層
10: 中山層 11: 下戸層 12: 珪藻分析試料採集地点

第6図 赤坂層の露頭柱状断面図 (佐渡国中平野団研グループ, 1966)

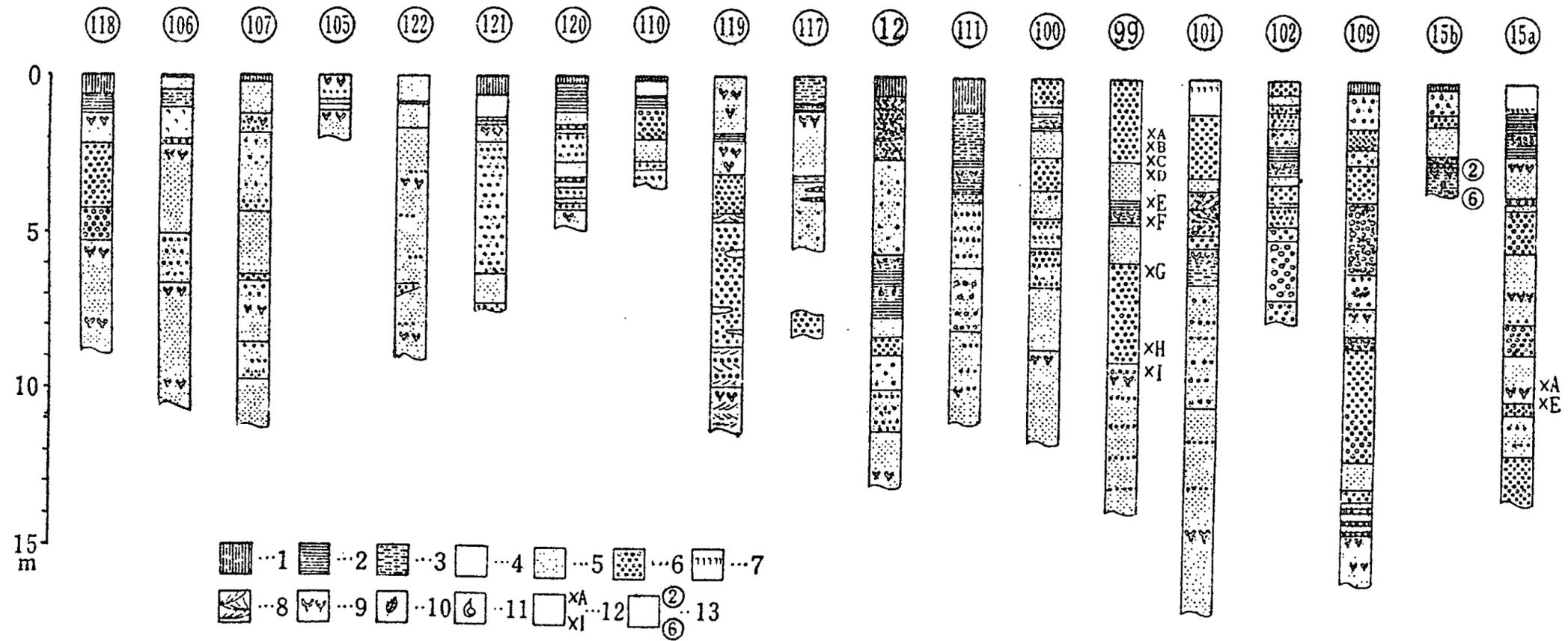
リパライトの小礫が含まれ、不規則な割目が発達している。下の部分にはパイプ状の褐鉄鉱の小塊（高師小僧）が入っているところもあり、層相や層厚の横の変化はかなりはげしい。

下部は 50 cm から 2 m の厚さをもつ砂層と礫層との互層が優位を示し、間にはシルト層もはさまれている。全体の厚さは数 10m に達すると推定されるが、平野の中心部での厚さは、下位の地層との境界が観察されないので不明である。

国中層の礫は円礫で、巨礫もあるがおおむね Cobble サイズのものである。Sorting はわるい。礫種はいわゆる安山岩が圧倒的に多く、約 60% を占める。その他に、粗面安山岩・石英安山岩などが 30% 前後で、残りの 10% 前後は砂岩・流紋岩・凝灰岩・凝灰角礫岩などで占められている。そのほとんどが背後の山地から供給されたものと考えられる。これらの礫はやや風化している。加茂湖の西岸の椎崎公園の付近では、表面に近い礫層に、大きなクロスラミナの発達が見られる。マトリックスは粗粒の砂で褐色を呈している。砂層もおおむね褐色ないし黄褐色を呈し、中粒から粗粒の砂からなっている。シルト層は、多くの場合、青灰色を呈し、植物化石や貝化石を含んでいる。貝化石はきわめて保存がわるい。

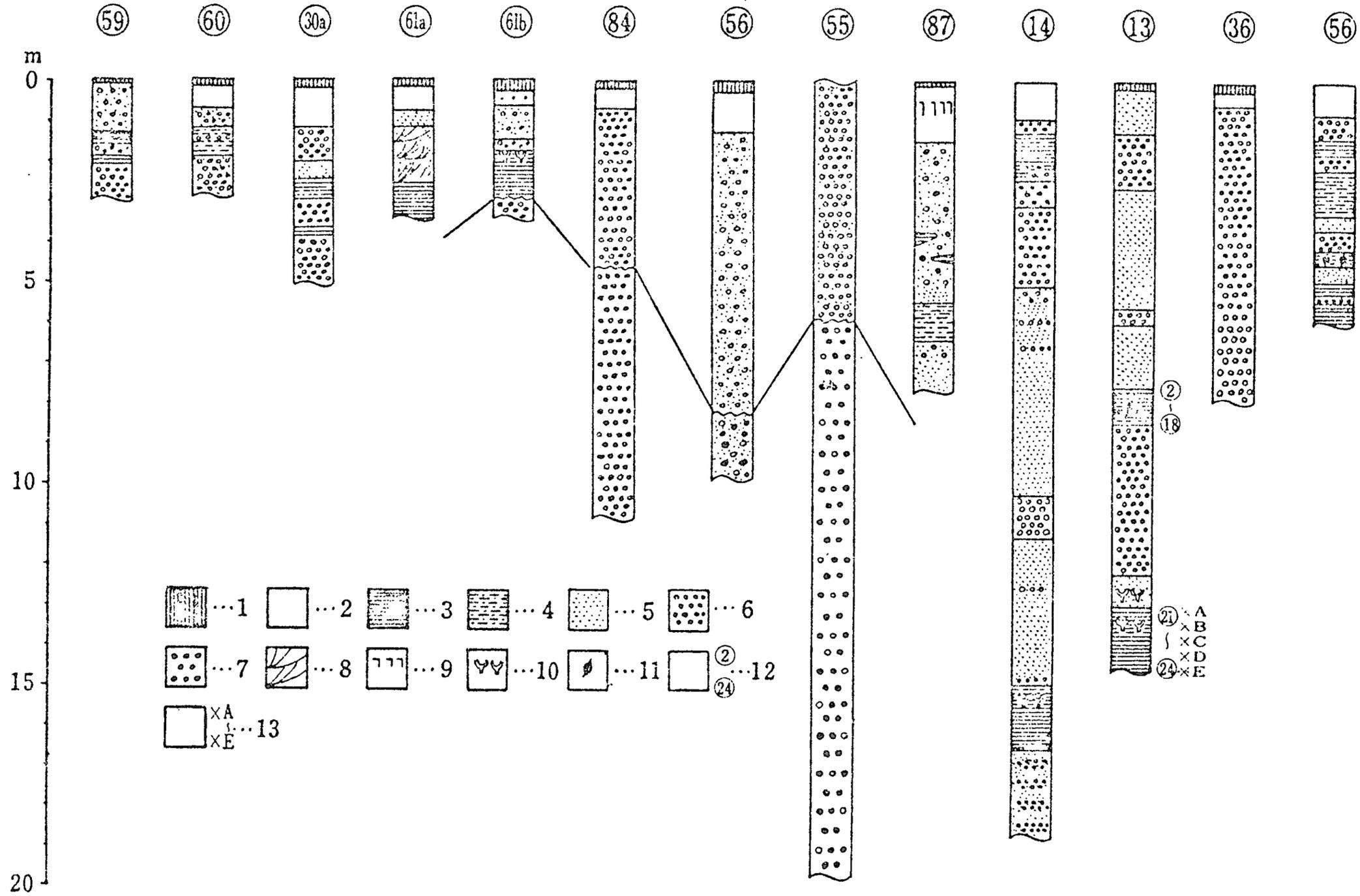
国中層には、非常におびただしい数の砂管を発達させた、青灰色の砂層ないしシルト層が 3 枚発達している。この砂管は、ある種の生物の生痕の化石と考えられている。この生痕の層は、加茂湖の周辺では水面からそれぞれ 6 ~ 7 m, 10m 前後, 14m+ の高さにある (第 7 ~ 10 図)。

国中層下部の砂礫層は、横の変化が非常にはげしい。層厚は平野の周辺部でうすくなり、基盤が露出するようになる。また、山地に近づくと砂層は消滅し礫層のみとなり、やや角ばった礫にかわってくる。場所によっては泥炭層をはさむ。



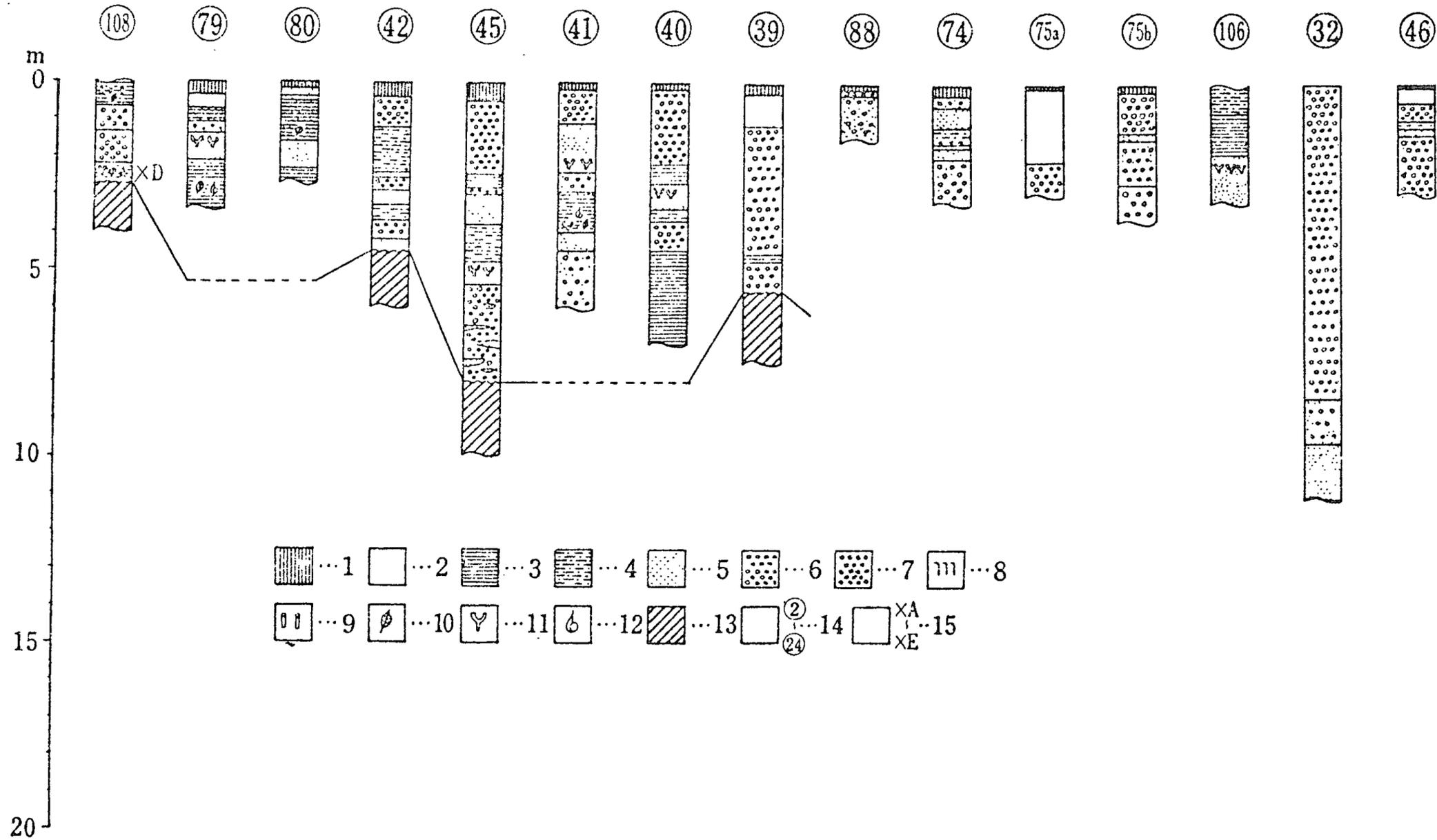
1:腐植土 2:粘土 3:シルト 4:褐色粘土 5:砂 6:礫(黒点はくさり礫) 7:亀裂帯 8:クロスラミナ 9:生痕化石 10:植物化石
11:貝化石 12:珪藻分析試料採集地点 13:花粉分析試料採集地点

第7図 加茂湖周辺の国中層の露頭柱状断面図(佐渡国中平野団研グループ, 1966)



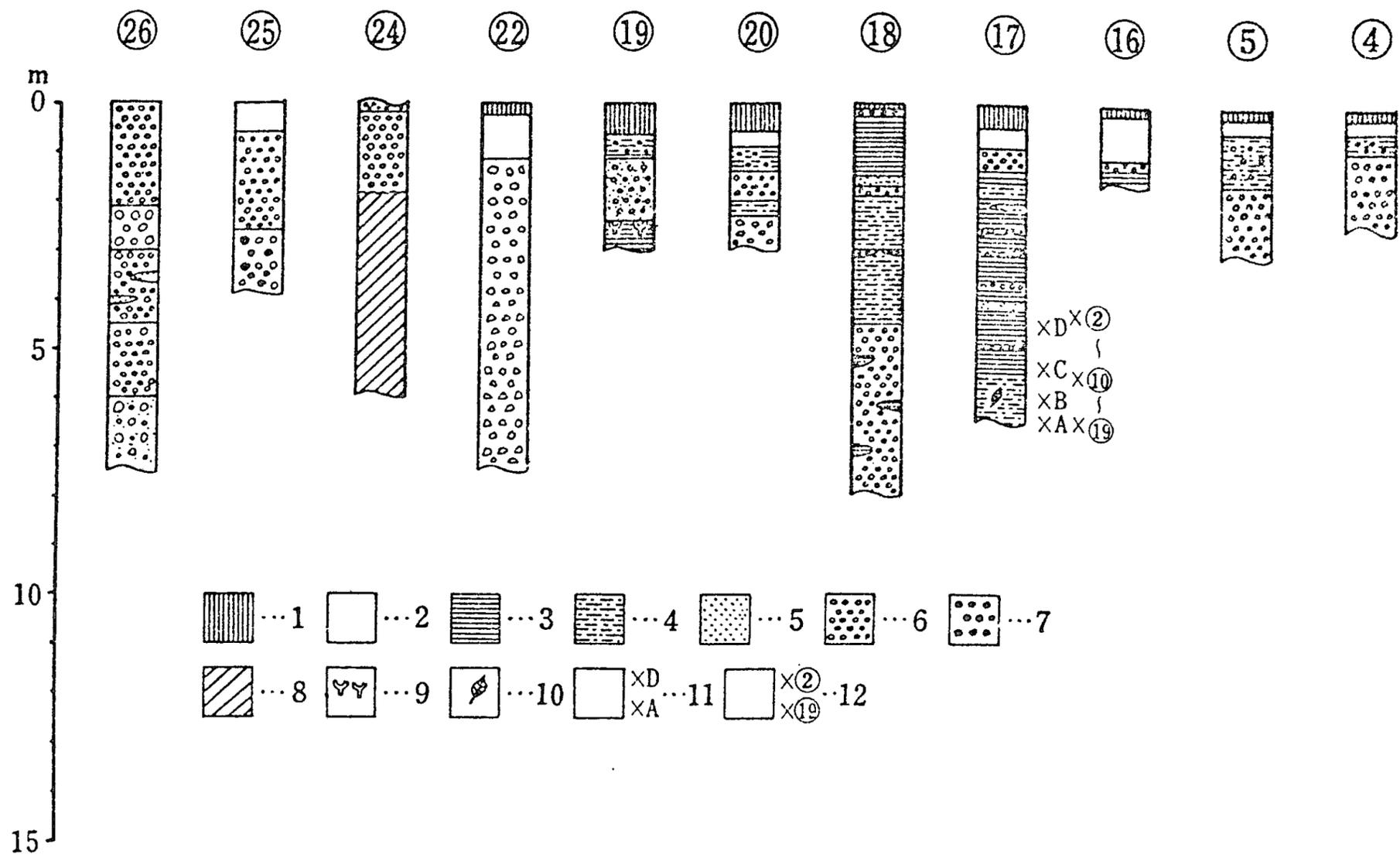
1: 腐植土 2: 褐色粘土 3: 粘土 4: シルト 5: 砂 6: 礫 7: くさり礫 8: クロラミナ 9: 亀裂帯 10: 生痕化石 11: 植物化石
 12: 花粉分析試料採集地点 13: 珪藻分析試料採集地点

第8図 大佐渡山麓東部の国中層の露頭柱状断面図 (佐渡国中平野団研グループ, 1966)



1: 腐植土 2: 褐色粘土 3: 粘土 4: シルト 5: 砂 6: 礫 7: くさり礫 8: 亀裂帯 9: 高師小僧 10: 植物化石 11: 生痕化石
 12: 貝化石 13: 沢根層 14: 花粉分析試料採集地点 15: 珪藻分析試料採集地点

第9図 大佐渡山麓西部の国中層の露頭柱状断面図 (佐渡国中平野団研グループ, 1966)



1: 腐植土 2: 褐色粘土 3: 粘土 4: シルト 5: 砂 6: 礫 7: くさり礫 8: 沢根層 9: 生痕化石 10: 植物化石
 11: 珪藻分析の試料採集地点 12: 花粉分析の試料採集地点

第10図 小佐渡山麓の国中層の露頭柱状断面図 (佐渡国中平野団研グループ, 1966)

国中層の基盤は、大佐渡の山麓では、多くの場合、赤坂層の“くさり礫”である。平野の北西部の、段丘の末端部では沢根層の青灰色シルト質砂岩層が露出している。小佐渡側では下戸層ないし鶴子層が基盤をなしている。しかし、平野中心部の加茂湖周辺では基盤は観察されない。

V.6.4 国中層の化石と堆積環境

A) 貝化石

加茂湖沿岸の吾瀉（第7図12）の泥炭質粘土層と、長木（第9図108）のシルト層とから、第1表に示される貝化石が産出した。その他の露頭でも産出するが、非常に保存がわるく、同定不能のものが多い。

これらの貝化石のうち、*Brachidontes senhousia*（ホトトギス）は本州・四国・九州・朝鮮・中国にわたって分布し、泥土の浅海を好み、干潮時に露出する泥土の中に多数みられるものである。また、*Trapezium japonicum*（ウネナシヤマトガイ）は本州・四国・九州・台湾に分布し、汀線付近の泥ふかい地方の岩礁のあいだに足糸をだして棲息するものである（内田清之助ほか、1949）。*Theora lubrica*（シヅクガイ）は現在の加茂湖のおくの鹹度のひくいところに棲息している⁵⁾。

これらの貝化石から推定される、国中層の堆積期の環境は、入江の奥の半鹹半淡の、現在の加茂湖程度の鹹度の海であり、現在と大差のない温帯の気候条件のもとにあったと推定される。

B) 植物化石

国中層からは約76個体の材化石がえられ、そのうちの50個体が同定されている。また、種子化石は70数個体がえられた。これらの同定の結果は第2表および第3表に示すとおりである。

両者を総合すると21科、25属、20種が同定されたが、材化石で個体数が多く、優占種と考えられる Cupressaceae は科までしかわかっていない。また、*Trapa* は *T. macropoda*（シリプトビシ）と考えられるが確定できない。種子化石のなかで、*Fagus microcarpa*（シキシマブナ）は絶滅種であって現存しない。

同定された種は、*Fagus microcarpa* と *Trapa macropoda* の2種をのぞいて、ほとんどが本邦の各地に現存するもので、第11図のような分布を示している。これらのうち、*T. cf. diversifolia*（コメツガ）、*T. sieboldii*（ツガ）、*S. monadelphica*（ヒメシヤラ）、*T. dolabrata*（アスナロ）、*D. teijsmanni*（ヒメユズリハ）の5種は現在の佐渡島には自生していない。これらの5種について現在の分布をみるとつぎのような特徴がみられる（林、1960；岩田・草下、1954；北村・岡本、1959；大井、1956；杉本、1961；石谷、1964）。

T. diversifolia（コメツガ）は青森県の岩木山・八甲田山以南の本州中部亜高山帯の代表樹で、四国、九州の高山にもわずかに分布する。海拔高度がおよそ1,700~2,000mの山地に生育し、中部山岳地域においては比較的広範囲にわたって純林を形成する。下部では *Abies homolepis*（ウラジロモミ）、上部では

第1表 国中層産の貝化石（佐渡国中平野団研グループ、1966）

| 学名 | 和名 | 採集地点 | |
|--|-----------|------|----|
| | | 吾瀉 | 長木 |
| <i>Brachidontes (Arcuatula) senhousia</i> (BENSON) | ホトトギス | ○ | |
| <i>Brachidontes</i> sp. ? | イガイ科 | ○ | |
| <i>Corbicula</i> sp. ? | シジミ科 | ○ | ○ |
| <i>Semele</i> sp. | アサジガイ科 | | ○ |
| <i>Tellina</i> sp. | ニッコウガイ科 | ○ | ○ |
| <i>Theora (Endopleura) lubrica</i> GOULD | シヅクガイ | ○ | |
| <i>Theora</i> sp. | アサジガイ科 | ○ | ○ |
| <i>Trapezium (Neotrapezium) japonicum</i> PILSHRY | ウネナシヤマトガイ | ○ | |
| <i>Trapezium</i> sp. | フナガタガイ科 | ○ | |

5) 佐渡博物館長 菊地勘左衛門氏の私信による。

第2表 国中層産の材化石（佐渡国中平野団研グループ，1966）

| 学名 | 和名 | 採集地 | | | | | 合計 |
|--|--------|---------|----------|---------|---------|---------|----|
| | | Loc. 13 | Loc. 15b | Loc. 17 | Loc. 41 | Loc. 50 | |
| <i>Cephalotaxus cf. harringtonia</i> K. KOCH | イヌガヤ | | 1 | | | | 1 |
| <i>Pinus</i> sp. | マツ属 | | 1 | | | | 1 |
| <i>Tsuga cf. diversifolia</i> MASTERS | コメツガ | | | 6 | | | 6 |
| <i>Tsuga</i> sp. | ツガ属 | | | 2 | | | 2 |
| <i>Cryptomeria japonica</i> D. DON. | スギ | | 2 | | | | 2 |
| <i>Chamaecyparis obtusa</i> ENDL. | ヒノキ | | | | | 3 | 3 |
| <i>Thuja standishii</i> CARR. | クロベ | | 3 | | | 1 | 4 |
| <i>Thujopsis dolabrata</i> SIEB. et ZUCC. | アスナロ | | 2 | | | | 2 |
| <i>Alnus</i> sp. | ハンノキ属 | | 1 | | | | 1 |
| <i>Quercus cf. crispula</i> BL. | ミズナラ | | 3 | | | | 3 |
| <i>Morus bombycis</i> KOIDZ. | ヤマグラ | | 2 | | | | 2 |
| <i>Prunus maximowiczii</i> RUPR. | ミヤマザクラ | | | 1 | | | 1 |
| <i>Daphniphyllum teijsmanni</i> ZOLL. | ヒメユズリハ | | 1 | | | | 1 |
| <i>Ilex macropoda</i> MIQ. | アオハダ | 2 | 2 | | | | 4 |
| <i>Fraxinus</i> sp. | トネリコ属 | 1 | | | | | 1 |
| Cupressaceae | ヒノキ科 | 1 | 12 | 1 | 2 | | 16 |
| 合計 | — | 4 | 30 | 10 | 2 | 4 | 50 |

表中の数字は個体数をしめす。また Loc. 番号は第5図の露頭番号に対応する。

第3表 国中層産の植物化石（佐渡国中平野団研グループ，1966）

| 学名 | 和名 | 採集地 | | | 摘要 |
|--|---------|---------|---------|---------|-----------------------------------|
| | | Loc. 79 | Loc. 80 | Loc. 17 | |
| <i>Pinus cf. densiflora</i> S. et Z. | アカマツ | ○ | | | Cone 1個 |
| <i>Tsuga sieboldii</i> CARR. | ツガ | | | ○ | Cone 1個 |
| <i>Tsuga</i> sp. | ツガ属 | | | ○ | Cone 2個, Cone-scale 3枚 |
| <i>Fagus microcarpa</i> MIKI | シキシマブナ | | | ○ | 殻斗1個, 種子3個 |
| <i>Styrax japonica</i> S. et Z. | エゴノキ | | | ○ | 内果皮2個 |
| <i>Styrax</i> sp. | エゴノキ属 | ○ | | ○ | Loc. 79 は内果皮の先端部 Loc. 17 は種子2個 |
| <i>Acer</i> sp. | カエデ属 | ○ | | | 種子1個 |
| <i>Corylus</i> sp. | ハシバミ属 | ○ | | | 種皮破片 |
| <i>Stewartia monadelphica</i> S. et Z. | ヒメシャラ | ○ | | | 果実断片2個, 種子2個 |
| <i>Juglans mandshurica</i> MAX var. <i>sachalinensis</i> (MIYABE et KUDO) KITAMURA | カラフトグルミ | | | ○ | 種子1個, ケツ歯類による歯型 |
| <i>Torreya nucifera</i> S. et Z. | カヤ | | | ○ | 種子1個 |
| <i>Ruppia rostellata</i> K. | カワツルモ | ○ | ○ | | Loc. 79 は種子1個 Loc. 80 は種子30個 |
| <i>Scirpus</i> sp. | カンガレイ属 | ○ | | | 瘦果2個 |
| <i>Trapa macropoda</i> ? | シリブトビシ | | | ○ | 破片10数個 |
| <i>Euryale cf. modulosa</i> REID. | — | | | ○ | オニバスの類, 種子5個 |

Loc. 番号は第5図の露頭番号に対応する。

Abies veitchii (シラベ) などと混生する。

T. sieboldii (ツガ) は関東地方以南の本州の各地、四国・九州の暖帯から温帯の 1,600m以下に分布する。南は屋久島に達し、朝鮮のウツリョウ島にも産する。上部は *T. diversifolia* (コメツガ) と接触し、普通は *Abies firma* (モミ) と混生する。また、落葉広葉樹、常緑広葉樹とも混交するが、単純林を形成することはない。

| 学名 | 和名 | 樺太 | | | 北海道 | | | 本州 | | | 四国 | | 九州 | | |
|--|---------|----|----|----|-----|----|----|-------|----|-----|----|--|----|----|----|
| | | 北部 | 中部 | 南部 | 東部 | 中部 | 西部 | 北部 | 中部 | 南西部 | | | 北部 | 中部 | 南部 |
| <i>Pinus cf. densiflora</i> SIEB. et ZUCC. | アカマツ | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Tsuga cf. diversifolia</i> MASTERS | コメツガ | | | | | | | ----- | | | | | | | |
| <i>Tsuga sieboldii</i> CARR. | ツガ | | | | | | | ----- | | | | | | | |
| <i>Cryptomeria japonica</i> D. DON | スギ | | | | | | | ----- | | | | | | | |
| <i>Chamaecyparis obtusa</i> ENDL. | ヒノキ | | | | | | | ----- | | | | | | | |
| <i>Styrax japonica</i> SIEB. et ZUCC. | エゴノキ | | | | | | | ----- | | | | | | | |
| <i>Thuja standishii</i> CARR. | クロベ | | | | | | | ----- | | | | | | | |
| <i>Thujopsis dolabrata</i> SIEB. et ZUCC. | アスナロ | | | | | | | ----- | | | | | | | |
| <i>Quercus cf. crispula</i> BLUME | ミズナラ | | | | | | | ----- | | | | | | | |
| <i>Stewartia monadelpha</i> SIEB. et ZUCC. | ヒメシャラ | | | | | | | ----- | | | | | | | |
| <i>Juglans mandshurica</i> MAX. var. <i>sachalinensis</i> (MIYABE et KUCDO) KITAMURA | カラフトグルミ | | | | | | | ----- | | | | | | | |
| <i>Torreya nucifera</i> SIEB. et ZUCC. | カヤ | | | | | | | ----- | | | | | | | |
| <i>Morus bombycis</i> KOIDZ. | ヤマグワ | | | | | | | ----- | | | | | | | |
| <i>Prunus maximowiczii</i> RUPR. | ミヤマザクラ | | | | | | | ----- | | | | | | | |
| <i>Daphniphyllum teijsmanni</i> ZOLL. | ヒメユズリハ | | | | | | | ----- | | | | | | | |
| <i>Ilex macropoda</i> MIQ. | アオハダ | | | | | | | ----- | | | | | | | |
| <i>Cephalotaxus cf. harringtonia</i> K. KOCH | イヌガヤ | | | | | | | ----- | | | | | | | |

第11図 国中層産化石植物の現生分布図（佐渡国中平野団研グループ，1966）

T. dolabrata (アスナロ) は本州・四国 (徳島県)・九州 (南は大隅半島の高隈山まで) の温帯から暖帯にかけて分布し、栃木県の日光地方、群馬県の利根川源流地帯、あるいは木曾地方などがその群生地として名高い。

S. monadelpha (ヒメシャラ) は本州 (神奈川県箱根山以西の東海地方および紀伊半島)・四国・九州 (南は屋久島) に分布する。とくに、これは西南日本外帯のブナ林を構成する代表的樹種である。

D. teijsmanni (ヒメユズリハ) は本州 (中南部)・四国・九州の温帯から暖帯の海岸付近に生ずる小高木である。とくに、本州中部では外帯に分布する。

以上のように、これらの5種は、*T. diversifolia* (コメツガ) と *T. dolabrata* (アスナロ) をのぞいては、ほとんどが本州の中部以南に分布するものである。とくに、*S. monadelpha* (ヒメシャラ) や *D. teijsmanni* (ヒメユズリハ) の存在からみて、外帯の要素がかなりつよかったものと推定される。おそらく、これらの5種も当時の佐渡島の平地や山地に自生していたものであろうが、その後の群落遷移の途中において、佐渡島からは絶滅してしまったものと考えられる。

また、絶滅種である *F. microcarpa* (シキシマブナ) は *F. japonica* (イヌブナ) などとともに *Metasequoia* と共存するといわれている (田井, 1964)。

すでに説明したように、国中層産の植物化石については、*T. sieboldii* (ツガ)、*S. monadelpha* (ヒメシャラ)、*D. teijsmanni* (ヒメユズリハ) などのように西南日本の、しかも外帯の要素がつよい。いっぽう、*T. cf. diversifolia* (コメツガ)、*Q. cf. crispula* (ミズナラ)、*J. mandshurica* var. *sachalinensis* (カラフトグルミ) などのように本邦の温帯から冷温帯ないしは亜高山帯の要素もみられる。したがって、これらの種が山地、平地および海岸と住みわけていたとしても、当時の佐渡島の地形的な環境が現在と大差のないものであったと仮定するがぎり、古気候の推定はきわめて困難である。

たとえば、正明寺の Loc. 17においては、*T. cf. diversifolia* (コメツガ) が産出しているが、これは露頭の位置からみて、おそらく小佐渡の山地から運搬され堆積したものと考えられる。もしこれが事実であるとするれば、現在の小佐渡の山地は500mから600m前後の海拔高度しか有していないので、ここに *T. diversifolia* (コメツガ) が生育するためには、年平均気温にして5℃程度の気温の低下を考えなければならない。これにはんして、*S. monadelpha* (ヒメシャラ) のような西南日本の外帯の要素についてみる

と、3℃前後の年平均気温の上昇を考慮する必要がある。

このように、国中層産の植物化石には、まったく矛盾する要素が含まれている。それにしても、これらの要素が同時に生育していた事実からすれば、当時の気候は現在よりかなり気温年較差の少ない、温和なものであったと推定するのが妥当なように考えられる（鈴木，1959）。しかしながら、化石種のほとんどが本邦における温帯の各地に生育しているものであることから、全体的には現在と大差のない気候であったと推定される。

また、種子化石のなかでは、*Ruppia rostellata*（カワツルモ）が特徴的である。これは、汽水域に現生し海成層によくともなう（牧野，1962）といわれている。

以上の事実を総合すると、国中層の堆積は海水の流入する汽水性の流域でおこなわれ、当時の古気候は現在と大差はないにしても、気温年較差のかなり少ない温和な気候であったと推定される。

C) 珪藻化石

長江（第8図13）、米籠（第7図15a）、正明寺（第10図17）および長木（第9図108）の露頭から採集された試料について分析をおこなった結果、第4表のような化石珪藻が検出された⁶⁾。

長江の7個の試料では、*Coscinodiscus* 属、*Actinocyclus* 属、*Campylodiscus* 属などの海棲種が優占しているが、前2者を精査したところ、*Coscinodiscus marginatus* form. *fossilis*、*Actinocyclus ingens*、*A. tsugaruensis* などの中新世に特徴的な化石種が検出された。これらの種は、おそらく後背山地に露出していた中新統（中山珪藻泥岩層）より再堆積したものであろう。

米籠でも長江とまったく同じ種が優占している。

正明寺の試料では、*Cocconeis placentula*、*Navicula peregrina* が優占種である。全体的に、腐植性止水域の富栄養湖沼に普通の種が多く、海棲種は認められない。

長木の試料の優占種は、*Coscinodiscus marginatus*、*Diploneis puella*、*Cocconeis scutellum*、*Navicula lacustris*、*N. peregrina*、*Pinnularia viridis* で、正明寺の場合とよく似た種の組成を示しているが、海棲種が20%も含まれている点が特徴的である。

以上の結果から、ただちに堆積環境を推定することは困難であるが、巨視的にはつぎのように結論づけることができるであろう。

一般的に垂直変化はみとめられず、わずかに水平的な変化がみとめられ、腐植性富栄養湖沼の止水域で、一部に海水の流入のあった水域が存在したと考えられる。柏崎平野で国中層と同時代に対比されている安田層の珪藻化石群集とよく類似しており、安田層と同様な環境のもとで堆積したものと推定される（柏崎平野第四紀団体研究グループ，1965）。

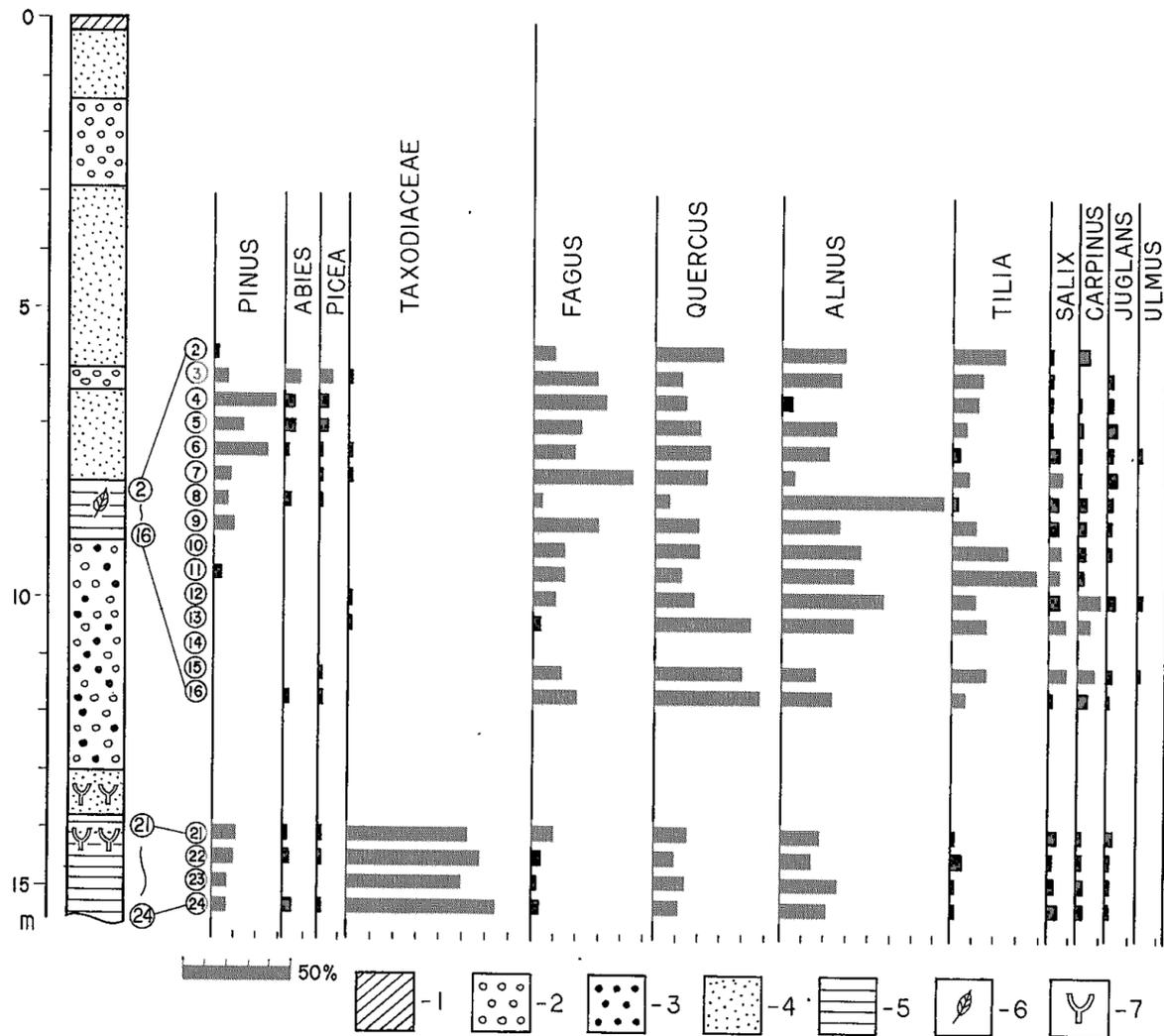
D) 花粉化石

長江（第8図13）、米籠（第7図15b）、正明寺（第10図17）および壇風城趾（第5図54）の露頭から採集した試料と、畑野町大字目黒（第25図、B-2）におけるボーリングコアの試料とについて、花粉分析をおこなった結果が、第12図から第16図に示されている。⁷⁾

長江では、下部の生痕の層で *Taxodiaceae* が圧倒的に優占しているのが特徴的である。それに *Alnus*、*Quercus*、*Pinus* などがつづいている。*Picea*、*Abies*、*Fagus* などの寒冷系ないし冷涼系の種は少ない。したがって、温暖な気候が想定される。しかし、その上の泥炭層では生痕の層とはまったく異なり、*Taxodiaceae* がほとんど姿をけしている。ここでは *Quercus*、*Alnus*、*Fagus* が優占し、*Tilia*、*Pinus* がこれにつづいている。とくにめだつのは、*Taxodiaceae* にかわって *Fagus* が上部へいくにしたがって増加の傾向を示すことである。したがって、ここでは上部へいくにしたがって、気候がやや冷温化していったものと考えられる。それで、生痕の層から泥炭層へと堆積がすすむあいだに、堆積環境の変化とともに気候条件もかなり変化していったものと推定される。

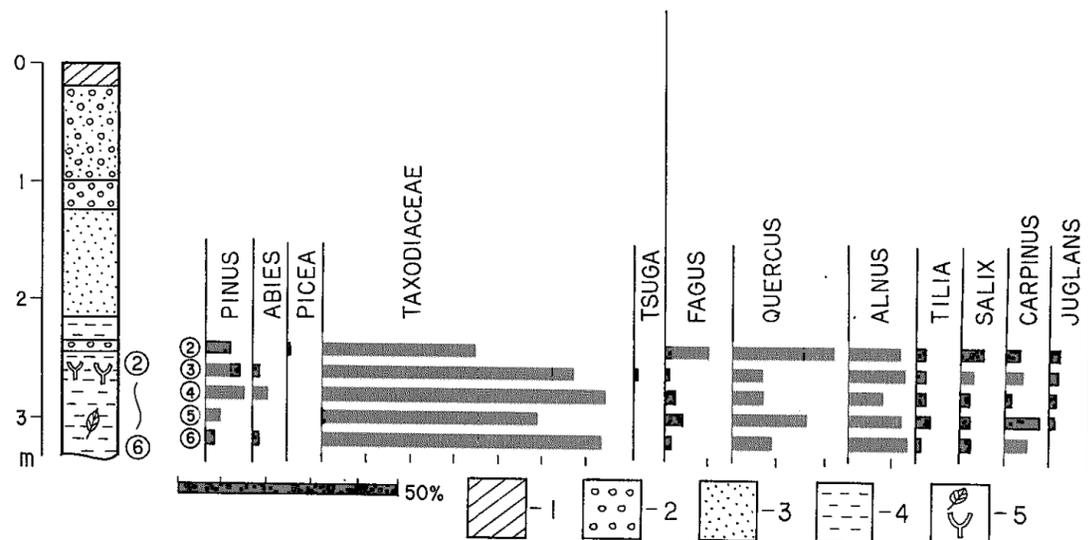
6) 試料約5gをとり、10gの希塩酸を加えて煮ふつし、よく水洗したのち、さらに10gの濃硫酸で処理した。各試料について20枚づつのプレパラートを作製した。それぞれについて全域検鏡をおこない出現する個体数を数え相対頻度を求めた。殻が1/4以上破損しているものは計数から除外した。

7) 試料→KOH(10%)処理→水洗→Acetolysis method→水洗→HF(54%)処理→水洗→封入という過程で処理されている。



1:表土 2:礫 3:くさり礫 4:砂 5:粘土 6:植物化石 7:生痕化石

第12図 長江の露頭(第8図13)の花粉分析図(佐渡国中平野団研グループ, 1966を改変)



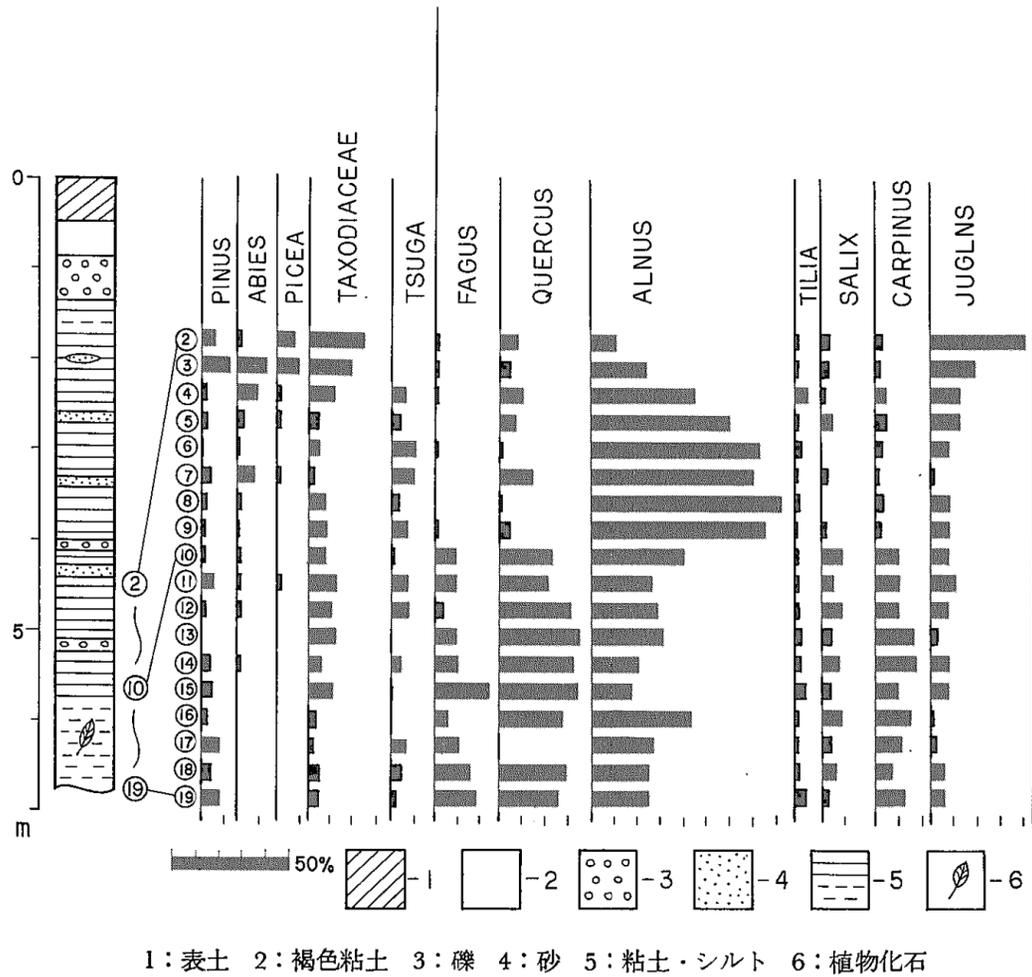
1:表土 2:礫 3:砂 4:シルト 5:植物化石・生痕化石

第13図 米籠の露頭(第7図15b)の花粉分析図

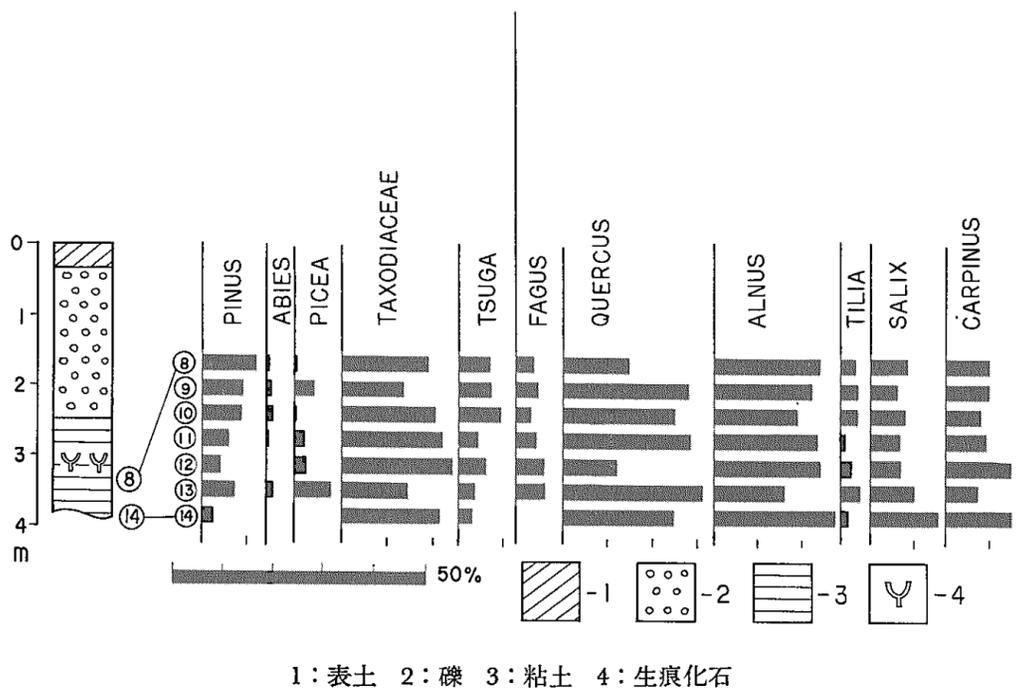
米籠では *Taxodiaceae* が圧倒的に多く出現し, *Quercus* と *Alnus*がこれについている。したがって, 長江の生痕の層と大差のない温暖な気候条件のもとにあったものと推定される。

正明寺では *Alnus* が優占し, *Quercus* がこれについている。 *Fagus*, *Carpinus*, *Juglans*, *Taxodiaceae* なども比較的によく出現している。古気候は米籠と大差のないものと推定される。しかし, 9と10との間を境にして, 花粉組成に変化がみられ, 堆積環境が若干変化したことが推定される。また, 最上部では, *Alnus* が減少し *Juglans* と *Taxodiaceae* がやや増加するので, 環境が次第に乾燥化していったことが推定される。

壇風城趾では *Quercus*, *Alnus* および *Taxodiaceae* が高率を占める。 *Abies* や *Picea* はきわめて低率な



第14図 正明寺の露頭（第10図17）の花粉分析図（佐渡国中平野団研グループ，1966改変）



第15図 壇風城趾の露頭（第5図54）の花粉分析図（佐渡国中平野団研グループ，1966改変）

ので，温暖な気候が推定される。

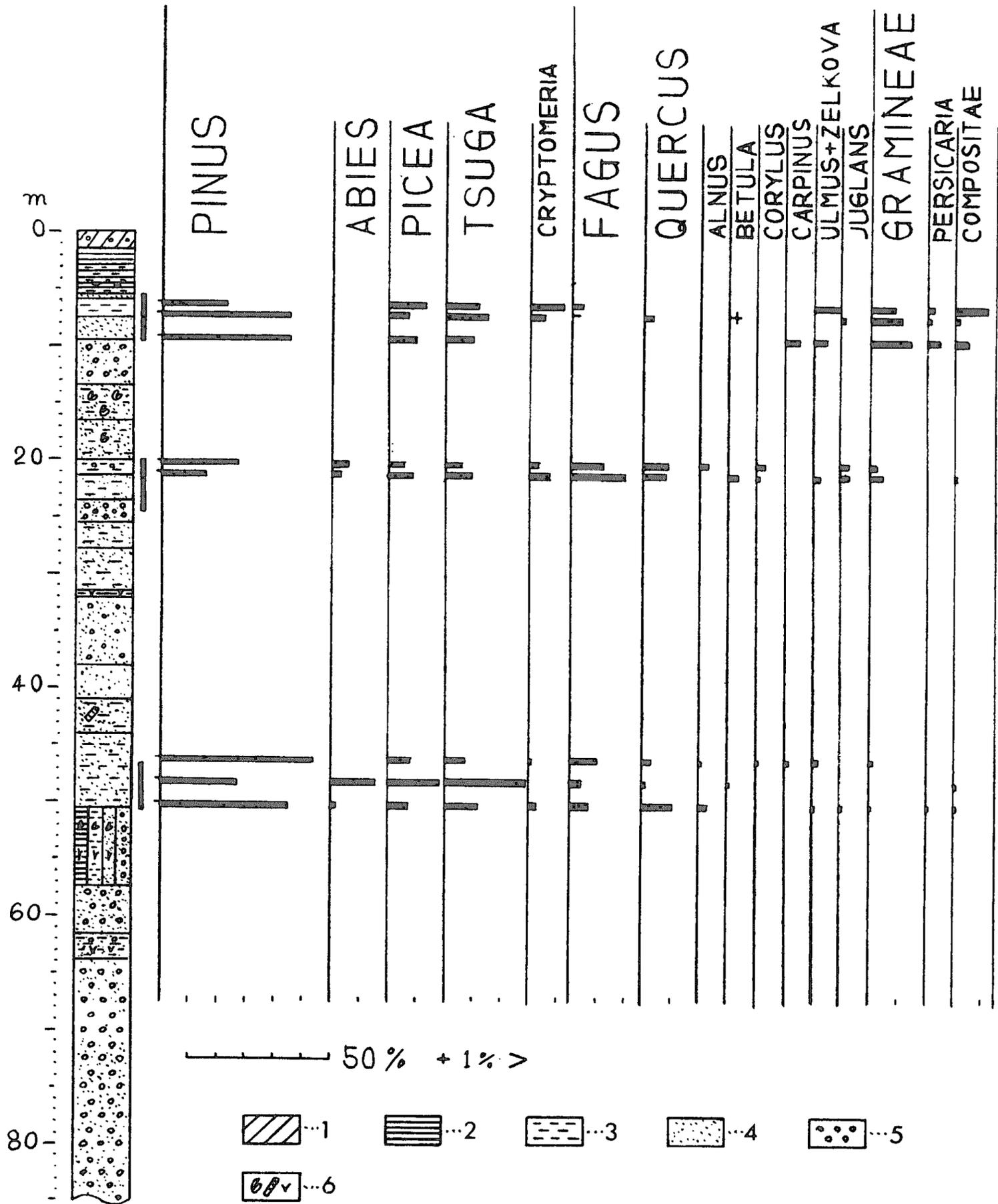
目黒では57m以浅が国中層と考えられ，その基底層は *Tsuga* が多産し，*Abies* と *Picea* もやや多いので，気候の冷温化が推定される。中部から上部では現在と大差のない気候が推定される。

以上の分析結果を総合すると，長江の生痕の層，米籠，正明寺，目黒の中・上部および壇風城趾では，現在と大差のない温暖な古気候が推定される。長江の上部の泥炭層では *Fagus* が，目黒の基底層では *Tsuga*，*Abies* および *Picea* が多産するので，気候は多少冷温化したことが予想される⁸⁾。すなわち，国中層の堆積が初期および中期から末期に近づくにしたがって，気候が次第に冷温から温暖，さらに冷温へと変化していったものと考えられる。

8) 大佐渡の乙和池 (580 m) では *Quercus mongolica* var. *grosseserrata*-*Fagus crenata* forest (ミズナラ・ブナ群落) が発達している (YOSHIOKA, 1964).

E) 生痕化石

加茂湖の周辺に分布する国中層に、もっともよく発達している。加茂湖の周辺では、生痕の発達するシルト層は、露頭から露頭へと追跡することが可能で、ほぼ連続し、高度の点で3~4枚の生痕化石の層が存在すると考えられる。加茂湖の周辺以外の地域では、国中層の基盤である第三紀層の泥岩やシルト岩に発達しているところもある。たとえば、加茂湖の南西部では中山層の珪藻泥岩に、長木方面では沢根層のシルト岩に発達している。しかし、この第三紀層に発達する生痕は、国中層のなかの3枚の層のどれに対応するものか、ということはまだ確認されていない。これらの生痕の発達した時期は、国中



1:表土 2:粘土 3:シルト 4:砂 5:礫 6:貝殻・木片・腐植

第16図 目黒におけるボーリングコアの花粉分析図 (ボーリングの位置は第25図, B-2, 佐渡国中平野団研グループ, 1969)

層の堆積の休止期を表現するものと考えられる。

生痕の形は多種多様で変化にとんでいる。1本の砂管状のもの、数本に枝分かれしたもの、まるいもの、サトイモ状のもの、アメーバ状のものといった具合である。この多様性は、たて、よこ、ななめの方向に、直線状にあるいは屈曲して、または分岐してうがたれたものを、いろんな角度から切るためにあらわれたものと考えられる。したがって、管の長さや直径もいろいろである。長さは数 cm から数10 cm にわたるが、地層の厚さには関係なく、50 cm 以上のものはまだ観察されていない。直径は数 mm から数 cm にわたるが、5 cm 以上のものはめずらしく、普通は1~3 cm 程度である。生痕をうめる砂とまわりの地層との境は、多くの場合に明瞭であるが、露頭の表面が乾燥しているときは、区別の困難なこともある。しかし、なかには境に褐色ないし白色の wall が形成されているものもあり、このような場合は、まわりの地層との境界はきわめて明瞭である。また、生痕は一つの帯をなして発達し、かなり密集しているが、上限が層理面までたっているものはまれで、ほとんどが適当に途中で尖滅している。

複雑な形をしたものを分類することは、きわめて困難であるが、いちおうつぎのように分類される。すなわち、Sand pipe 型、Clay-silt pipe 型、Monster 型の3つである。Sand pipe 型は、いわゆる砂層ないしシルト層にうがたれた穴に、異質の砂がはいったものである。Clay-silt pipe 型は砂層のなかに粘土ないしシルトのパイプが発達するものである。さらに、Monster 型は形がきわめて不規則なものをいっている。

この生痕をつくった生物の種については、現在のところ不明である。しかし、Sand pipe型のなかで、上諏訪から瀧端のあいだで観察されるもののなかには、1本のチューブ状で、白色の wall をもち、歌代・堀井(1965)の報告した現棲スナガニ(*Ocypoda stimpsoni* ORTMANN)の生痕(単穴)にきわめてよくにているものがある。

F) 国中層の堆積環境

以上のような化石の資料から、国中層の堆積環境は、つぎのように推定される。

すなわち、国中平野は、大佐渡と小佐渡とにはさまれた、せまい水域で、しかも浅く、両側の山地から河川の流入する汽水域であったと考えられる。そして、海底は多くの場合、河川によって運ばれた礫層が堆積していたが、ときには生痕を発達させた生物や貝類の生棲をゆるすような、シルト層の堆積する静かな海の状態が出現したものと推定される。しかも、その当時の気候は気温の年較差は少なく、現在と大差のない、類似の温暖な温帯の気候であったと考えられる。

このような堆積環境をしめす証拠として、つぎのような点があげられる。

- a) 堆積物は礫層と砂層との互層であるが、礫層が圧倒的に多いこと。
- b) 生痕の発達したシルト層をはさむこと。
- c) 珪藻化石と貝化石から推定される海の状態は、半鹹半淡の浅海性のものであること。
- d) 植物化石から推定される古気候は西南日本外帯の要素と、東北日本ないし亜高山帯の要素とを含む気候であること。
- e) 花粉化石からみた古気候も現在とほとんど変わらないか、または類似の温暖な気候であること。

しかし、当時の汽水域で地層が堆積した地域は、国中平野の中心部の、標高30m以上ないしは40m以下の地域と考えられる。このことは、標高40m以上の山麓地帯では、扇状地性の陸成層であること、標高30m前後で生痕の層がみられなくなること、そして淡水棲の珪藻化石のみを産する、正明寺の標高が、およそ40mであること、などから推定されることである。

V.6.5 住吉野城面

国中面より一段低い平坦面が発達しており、これは“住吉野城面”^{すみよしのじょう}と命名されている。いわゆる低位段丘である。両津湾沿岸の住吉野城地域に典型的に発達している。その他、大佐渡側では長江川下流、馬場・中興・泉・藤津川中流などに、小佐渡側では井内・宮浦・竹田などに発達している。しかし、そ

の分布は国中面に比較してはるかにせまく、国中面の縁辺部に発達しているという感じである。標高は先端部では5~10m、内縁部では10~15mであるが、中位段丘をきざむ谷にそって、かなり上流まで分布している。面の傾斜はかなり急で、一部は国中面に収れんする場合もある。

堆積物についてみると、表面には褐色粘土が発達している。厚さは数10 cm から1 m程度で、外観は国中面のものとほとんど変化はない。褐色粘土の下は礫層がおもな堆積物である。この礫層は、礫種、大きさ、しまり具合、風化の程度などの点では、国中層の礫とほとんど差がない。また、場合によっては、青灰色シルト層に生痕が発達している。したがって、住吉野城面は独自の堆積物をもたず、国中層によって構成された浸食面で、浸食段丘を形成しているものと考えられる(第17図)。

V.6.6 海岸地域との対比

海岸地域の段丘については、部分的なチェックサーベーターと、空中写真の判読とによって追跡がおこなわれ、つぎのような事実が明らかにされている(第4図)。

a) 大佐渡の東岸は、段丘の発達がきわめて悪い。また、小佐渡の東岸には、ほとんど段丘の発達が見られない。従来、ここが断層崖であると、一般に信じられていた理由は、このためと推定される。

b) 国中平野からつづく3段の段丘は、二見半島と小木半島にもっともよく発達している。そして、これらの地域では、段丘の標高が、他の地域よりも高くなっている。さらに、赤坂面の上には、段丘面に類似した平坦面が認められる。また、住吉野城面の下にはもう1段の段丘が発達している。この段丘の標高は20~25mないし30mである。とくに、小木半島において、この段丘は徳重(1936)によって琴浦段丘、茅原(1958)によってはL面とされたものである。二見半島の基部の羽生では、この段丘の堆積物の中から採集された木材によって、5,900±150年 B. P. という絶対年代がえられている。しかがって、この段丘は沖積世に形成された、沖積段丘である。

また、二見半島と小木半島の海岸には、隆起波食台が発達しているが、この成因についても徳重(1939)と茅原(1950)の報告がある。

c) 海岸段丘は、ほとんどが浸食段丘で、堆積物は1~2 mのところが多く、厚いところで5~6 mの程度である。

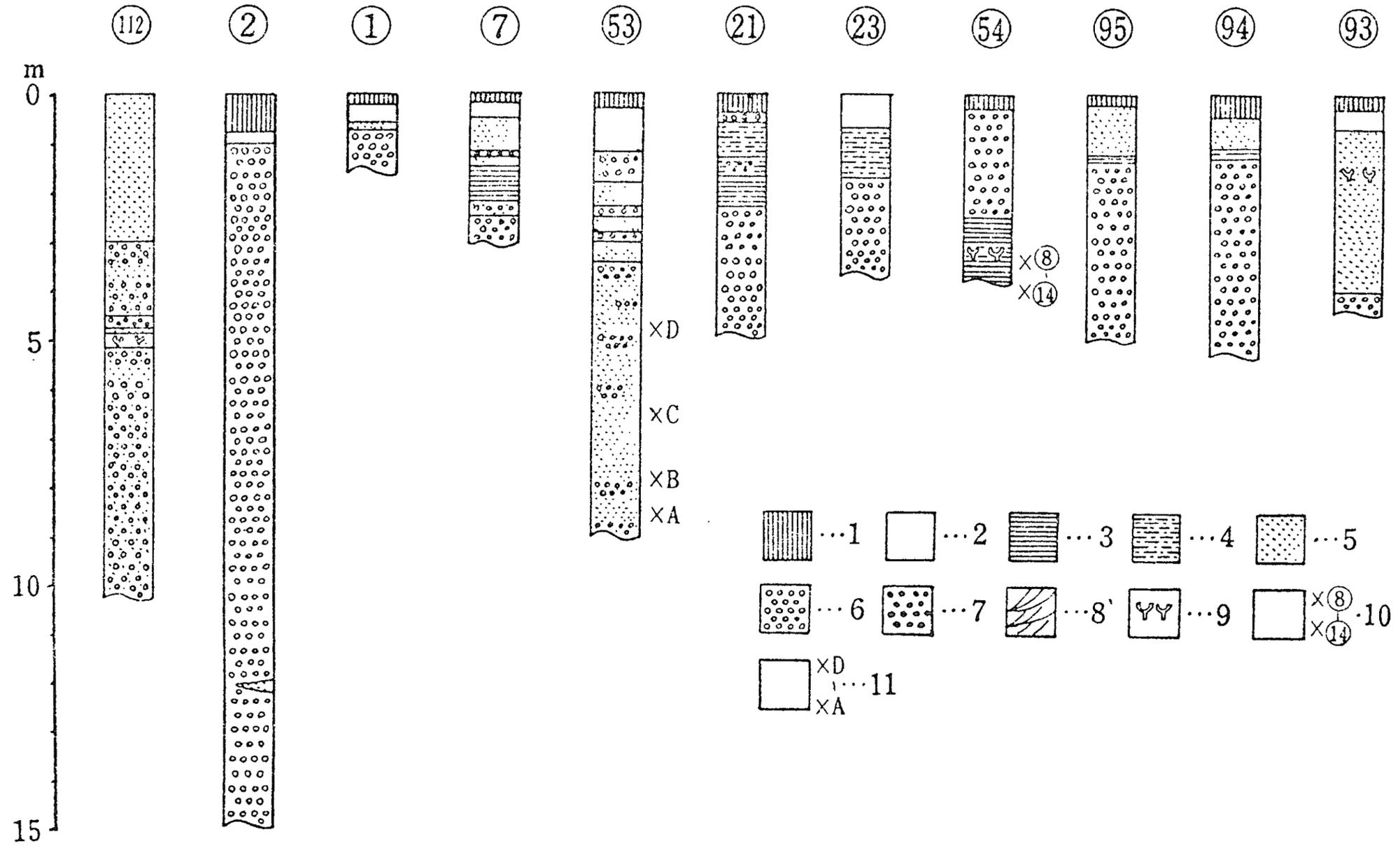
V.6.7 赤色粘土層および褐色粘土層の問題

赤坂段丘の表面には赤色粘土層が、国中面と住吉野城段丘の表面には褐色粘土層が、それぞれ形成されている。これらの粘土層についてはX線分析がおこなわれた。

試料は、赤坂段丘では第6図の露頭番号29b付近の防衛道路わきの地点、国中段丘では101付近の椎崎公園裏の地点、住吉野城段丘では53付近の地点からそれぞれ採集した。

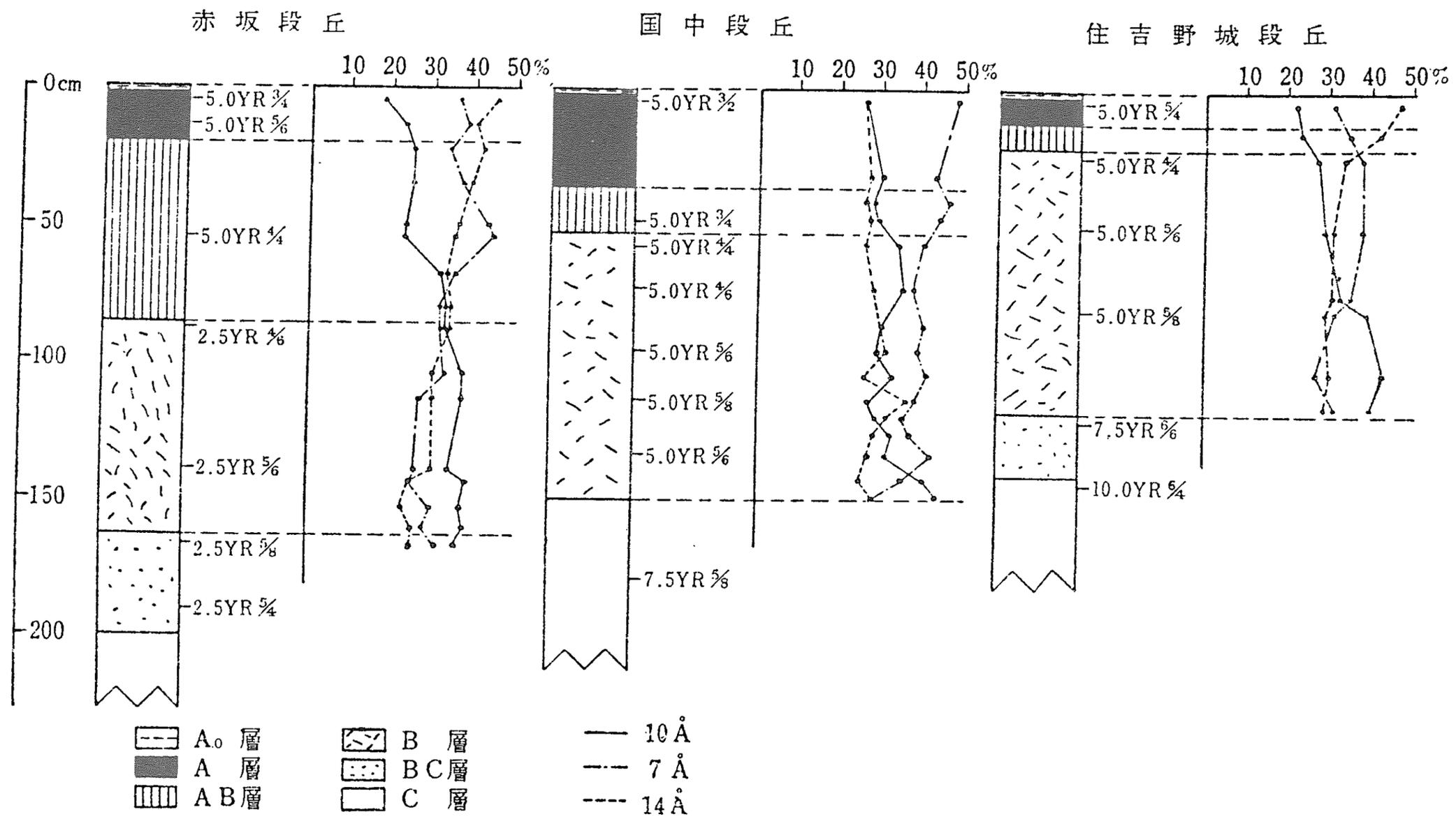
各露頭の土壌断面は第18図に示される。赤坂段丘の場合、BC層はわずかにくさり礫を含み、C層は安山岩や流紋岩などを多く含むくさり礫層である。国中段丘では、地表面は畑として利用されている。A層は、上部ほど黒色をまし、粒状構造がはっきりしている。B層は褐色粘土で、下部へいくほど砂質になっている。B層下部にはギブサイトが部分的に分布している。C層は、流紋岩や安山岩などの礫を含む砂礫層である。住吉野城段丘ではA₀層は落葉枯枝でうすく、A層も約11 cmでうすい。B層は褐色粘土で、A層に比較して硬くなり、割れ方はサイコロ状である。また、B層下部には小さいギブサイトの斑点を含んでいる。C層は砂層である。

X線分析の結果、14Å, 10Å, 7Å, 4.8Å, 4Å, 3.3Åに特徴ある底面反射があり、14Å/10Åの混合層鉱物と10Å/7Åの混合層鉱物が認められた。これらの試料をエチレングリコール、塩酸、硝酸アンモニウム、100°C, 300°C, 450°C, 800°C加熱などの各処理をおこなった。これと電子顕微鏡観察の結果から、14ÅはAl-パーミキュライト、10Åはイライトと加水ハロイサイト、7Åはハロイサイト、4.8Åはギブサイト、4Åはα-クリストバライト、3.3Åは石英であることが確認された。また、14Å/10Åの混合層鉱物はパーミキュライトの混合層鉱物で、10Å/7Åの混合層鉱物は加水ハロイサイトとハロイサイトの混合層鉱物である。



1: 腐植土 2: 褐色粘土 3: 粘土 4: シルト 5: 砂 6: 礫 7: くさり礫 8: クロスラミナ 9: 生痕化石 10: 花粉分析試料採集地点
 11: 珪藻分析試料採集地点

第17図 住吉野城段丘の露頭柱状断面図 (佐渡国中平野団研グループ, 1966)



第18図 土壤断面と14 Å, 10 Å, 7 Å の相対的量比 (佐渡国中平野団研グループ, 1966)

粘土鉱物の種類は前述したように、各段丘ともまったく同じである。14Å, 10Å, 7Å の相対的な量を底面反射の強さで求めた(第18図)。これによると、14Åは上部から下部になるにしたがって、減少している。10Åは14Åとは逆に下部ほど増加している。このような傾向は柏崎市小野立公園に分布する古赤色土や古砂丘砂層(林, 1966)および信濃川流域に分布するローム層(信濃川段丘グループ, 1968・1970)でも同様に認められている。このようなことを考えあわせると、イライトが変化して、パーミキュライトになったものと考えられる。しかし、このイライトは現地で生成されたのか、または段丘堆積物として、最初から含まれていたのかどうかということについては不明である。

以上の点をまとめるとつぎのようになる。

a) 各段丘の最上部に分布する褐色粘土層は土壌である。また、赤坂段丘に分布する赤色粘土は、いわゆる古赤色土である。

b) 各段丘の土壌に含まれている 2μ 粒子以下の鉱物は、いずれもAl-パーミキュライト・イライト・ハロイサイト・加水ハロイサイト・ギブサイト・ α -クリストパライト・石英・パーミキュライトとイライトの混合層鉱物、加水ハロイサイトとハロイサイトの混合層鉱物などである。

c) 粘土鉱物の点から、古赤色土と褐色土の生成条件についてみると、両者の間に違いはみとめられない。しかし、古赤色土は褐色土にくらべて、赤鉄鉱が多く含まれているという点で異なっている。

V.6.8 金丸層(沖積層)

A) 地形面の分布

国中平野の中央部から真野湾にかけて、平坦な低地が、低位段丘の下位に発達している。これは、いわゆる沖積層である金丸層の堆積面である。この金丸層の堆積面の分布地域を国中低地とよんでいる。

国中低地は、真野湾の沿岸からしだいに高さを増し、新穂付近では20m以上に達する。また、低位段丘である住吉野城面とは、連続的に移化する場合もあり、島や内巻付近では中位面である国中面とも、あまり明瞭な段丘崖をつくらない。しかし、大部分は第25図に示されるように、海拔10m以下である。表面はきわめて平坦であり、一面に水田化されているが、集落の発達はきわめてわるい。

真野湾の沿岸には砂丘が形成されている。高さは最高20mに達するが、おおむね10m以下である。北西部は列状をなし、5列(本間, 1960)ないし8列(式, 1964)がかぞえられている。中央部は国府川によって切られている。本間(1960)によれば、この砂丘の下位には古砂丘があり基盤をなすとされている。しかし、この古砂丘は高田平野第四紀団体研究グループ(1964)および郷原ほか(1964)のいうような、いわゆる古砂丘ではなく沖積世の砂丘(新砂丘)が古期と新期に分けられた古期の砂丘を指しているものである。

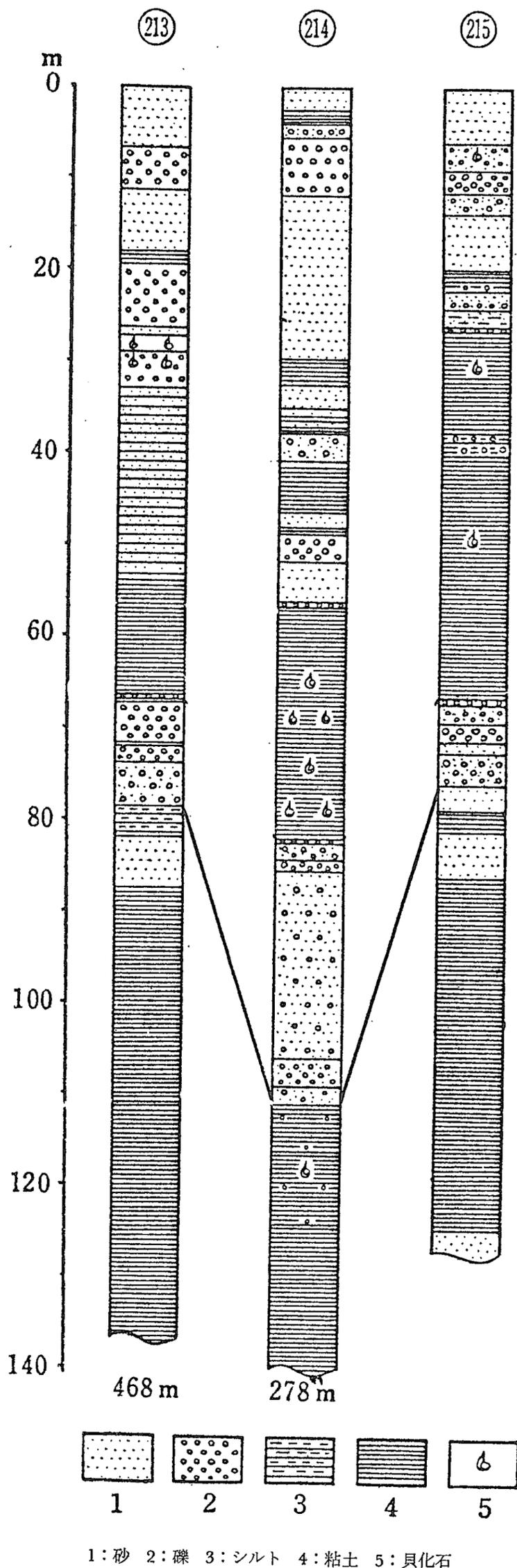
この国中低地の面に対比される地形面は、両津湾から加茂湖の沿岸にかけて、かなり広く分布している。その他は、大佐渡と小佐渡の海岸に点々と小規模なものが分布するが、その中でも比較的広い面積を占めるのは、^{はもち}羽茂川の下流地域である。とくに、二見半島と小木半島では、この面は著しく隆起し、沖積段丘を形成している。

B) 堆積物と基底面

金丸層は、ウルム氷期最盛期以後の堆積物を含んでいる。

堆積物は、露頭で直接観察することはできない。しかし、これまでに各地でおこなわれた、ボーリングの結果を総合すると、粘土・シルト・砂質シルト・砂および礫からなる不規則な互層である。粘土およびシルト層は下部に厚く、砂層と礫層とは上部によく発達している。また、基底面には砂礫層が存在する。この砂礫層の下底面の深さは、国府川の下流部では、海面約110mに達する(第19図 214)。おそらく、この砂礫層は、ウルム氷期最盛期の海面低下期に形成された、埋没扇状地層に相当するものである。しかし、この砂礫層の深さや厚さは、第19図にみられるように、きわめて接近した場所でも、著しく違っているので、東京低地の地下に発達している埋没段丘礫層(東京都土木技研, 1969)に相当するものの存在も推定される。

とくに、第19図 214では、基底面の砂礫層の上位には、海面下約38mと55mに下底面をもつ砂礫層が



第19図 国中平野沖積層の柱状図
(佐渡国中平野団研グループ, 1966を一部改変)

存在する。この2枚の砂礫層は、おそらく、晩氷期の海水面変動による、海面の低下期に対応して、堆積したものであろう。

C) 化石

金丸層の化石については、金井町大字中興^{なかおき}(標高7.5m)および真野町大字金丸(標高3.4m)(両地点の位置は第25図に示めされている)におけるボーリングコアによって、花粉、珪藻および有孔虫に関する微化石分析がおこなわれている(佐渡国中平野団研グループ, 1969)。そして、この分析によって、つぎのような結果が、それぞれの微化石について明らかにされている。

1) 花粉化石

第20図に示されるように、中興では、金丸層の基底は地表面下67mに求められる。その下位は、鮮新統の沢根層である。ここでは、金丸層の下半部と上半部の上部で花粉が検出されている。全体に *Pinus* が優占するが、これについて *Abies*, *Picea*, *Tsuga* が下半部の下部で多産している。これらは、上半部の上部では12m付近で再び多産している。広葉樹種では、*Fagus* と *Quercus* が下半部の上部でやや多産するほかは、きわめて低率である⁹⁾。

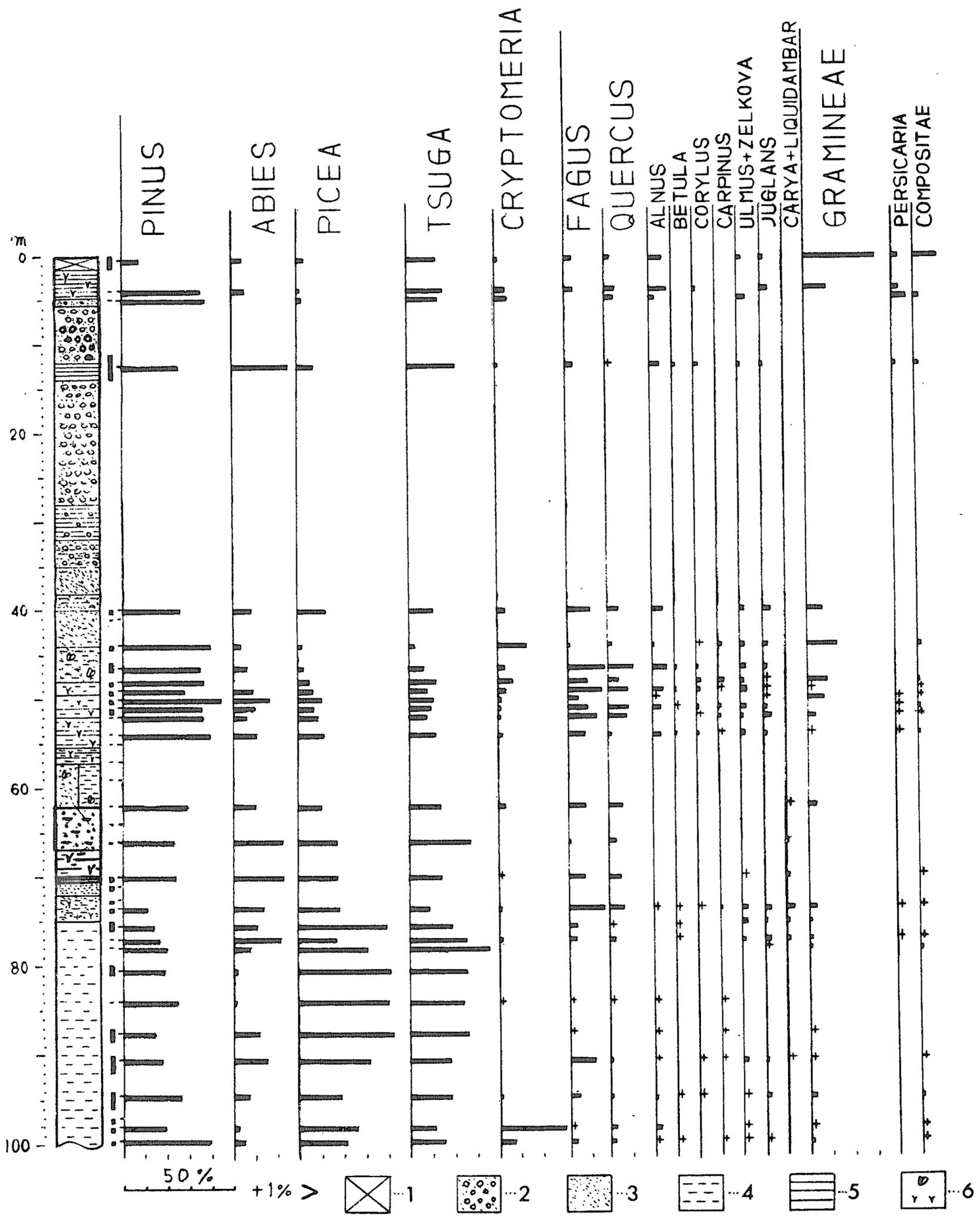
第21図には、金丸における分析結果が示されている。ここでは、金丸層の基底は地表面下57mにおかれている。やはり、*Pinus* が優占し、*Abies*, *Picea* および *Tsuga* がこれにつぐ。しかし、これらは下部から上部に次第に減少している。広葉樹種では、*Fagus* と *Quercus* が多産するが、これらは下部で低率であり、上部ほど高率になっている。

以上の結果を総合すると、金丸層の基底部の、現在より冷涼ないし寒冷な古気から、中興の深さ12m付近の冷涼な気候の時期をはさんで、最上部の現在と大差のない気候へと変化してきたことが推定される。

2) 化石珪藻群集

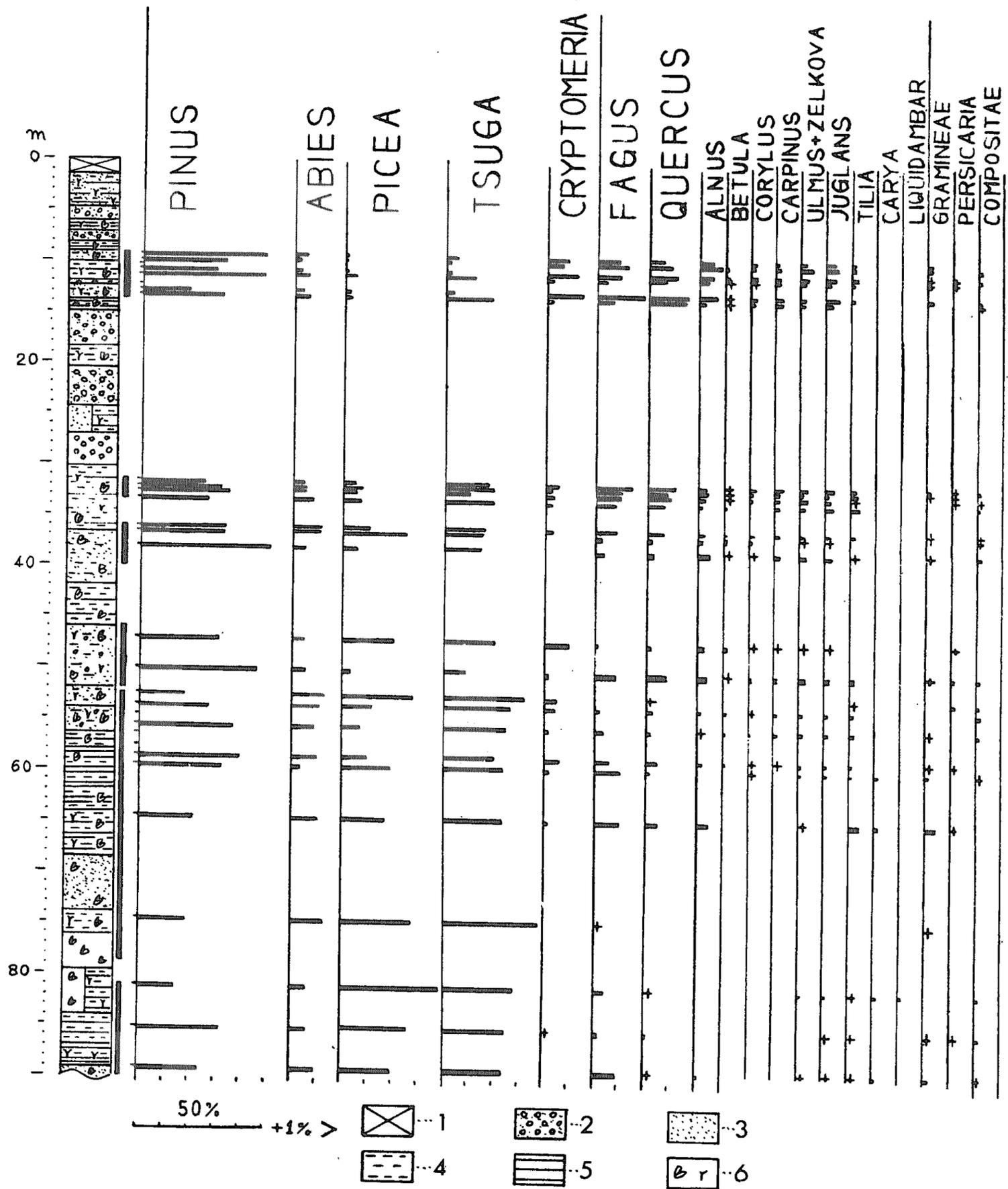
中興では、地表面下5mまでが、いわゆる沖積層であり、0からおよそ8~10%の塩分濃度に耐える *Fragilaria construens*, 0から17~20%までに分布する海~汽水棲種の *Rhopalodia gibberula*

9) 金丸層の基底部に第三紀の要素である *Carya* と *Liquidambar* が出現しているが、これは沢根層からの再堆積とされている。



1: 表土 2: 礫 3: 砂 4: シルト 5: 粘土 6: 貝殻・腐植

第20図 中興のボーリングコアの花粉分析図 (佐渡国中平野団研グループ, 1969)

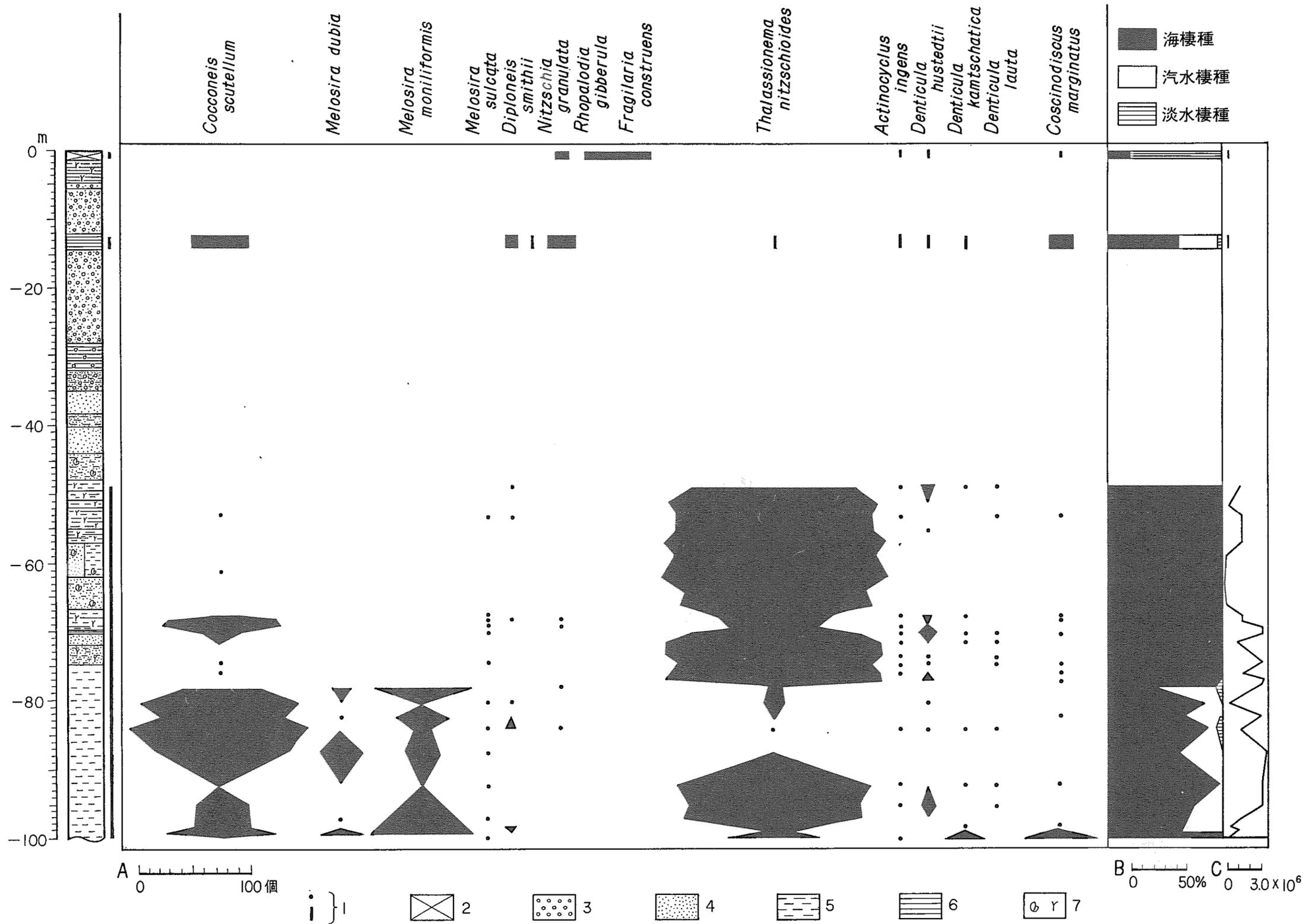


1:表土 2:礫 3:砂 4:シルト 5:粘土 6:貝殻・腐植

第21図 金丸のボーリングコアの花粉分析図 (佐渡国中平野団研グループ, 1969)

が多産している。金丸層の基底の深さ67mから、いわゆる沖積層の基底の深さ5mまでは、下半部で狭塩性浅海浮遊種の *Thalassionema nitzschioides* が圧倒的に優占し、*Cocconeis scutellum* と *Denticula hustedtii* がこれについでいる。その他、*Melosira sulcata*, *Diploneis smithii*, *Rhopalodia gibberula*, *Actinocyclus ingens*, *Denticula kamtschatica*, *D. lauta*などを若干産する。この上半部の深さ12m付近では、35からおよそ3~5%の低い塩分濃度まで分布する広塩性海棲種の *Cocconeis scutellum* が優占し、*Diploneis smithii*, *Rhopalodia gibberula* がこれにつぐ。その他、*Nitzschia granulata*, *Thalassionema nitzschioides*, *Actinocyclus ingens*, *Denticula hustedtii*, *D. kamtschatica*などをともなっている。この下位の67m以深は沢根層である (第22図)。

金丸では、地表面下15mまでが、いわゆる沖積層で、海水棲沿岸底棲種の *Cocconeis scutellum*, *Diploneis smithii* and var. *pumila*, *Nitzschia granulata* によって代表され、*Melosira moniliformis*, *M. sulcata* を伴



A: 優占種および特徴種の出現頻度 B: 海棲種・汽水棲種・淡水棲種の百分率 C: 試料1g中の殻数 1: 10個体以下 2: 表土 3: 礫 4: 砂 5: シルト 6: 粘土 7: 貝殻・腐植

第22図 中興ボーリングコアの珪藻分析図 (佐渡国中平野団研グループ, 1969)

う海成堆積物が存在する。金丸層の基底は、地表面下 57 m で、50 m 以深で *Thalassionema nitzschioides*, *Actinocyclus ingens*, *Denticula kamtschatica* が痕跡的に検出された。この下位は、やはり沢根層で、*Cocconeis scutellum* と *Thalassionema nitzschioides* が優占する群集となる (第23図)。

3) 有孔虫化石群集

有孔虫の化石は、中興のボーリングコアからは検出されなかった。金丸のボーリングコアの分析結果は、第24図に示されている。

金丸では、-9.55 ~ -11.05 m は *Ammonia beccarii* を圧倒的に多産し、単純な組成を示している。-11.45 ~ -13.55 m は *Ammonia beccarii* が減少し、これに代って、*Ammonia beccarii tepida* が下位ほど多くなり、多様性を増し、*Buccella frigida*, *Elphidium* 属がみられる。-31.45 ~ -57.0 m では、全体的には *Elphidium* sp. A を含む *Elphidium* 属、*Buliminella elegantissima* で代表される層準である。この層準では *Ammonia beccarii* は、ごくわずかの産出をみるだけになる。優占種の変化の特徴から、この層準はさらに細分される。即ち、-31.45 ~ -40.0 m は、*Elphidium* sp. A を含む *Elphidium* 属を主として、*Balivina decussata*, *Reusell aculeata*, *Globocassidulina subgobosa depressa*, *Buliminella elegantissima*, *Nonion manpukujiense* を多産する。浮遊種の増加がみられる。*Buccella frigida* はごく少ない。-40.0 ~ -57.0 m は、*Buliminella elegantissima* を主とし、*Elphidium clavatum*, *Elphidium* spp., *Balivina decussata*, *Globocassidulina subgobosa depressa*, *Buccella frigida*, *Nonionella pulchella*, *Nonionella miocenica*, *Florilus japonicum* などが多産する。浮遊種の増加がみられる。

堆積環境については、-9.55 ~ -11.05 m は陸水の影響の強い水域の種が卓越している(千地, 1969)。現在の真野湾の現生種(本間, 1966)との比較では、真野湾よりさらに浅い海域で、汽水に近い水域での堆積と考えられる。-11.45 ~ -13.55 m では、現在の真野湾より寒い浅海の水域の要素(桑野, 1953・1954)が考えられる。全体に多様性が少なく、優占度が大きいこと、浮遊種が少ないことから、有孔虫の棲息にとっては限定された条件の中で堆積したものと考えられる。

さらに、-31.45 ~ -57.0 m では、*Buliminella elegantissima* のような寒流系浅海性種(UJIE, 1963)が優占種となっている。この種は、現世堆積物としては、北海道東部のオホーツク海に面した浅海、釧路沖・金華山沖などでみられる(桑野, 1953・1954)。また、浮遊種については、明瞭な増減の変化がみられる。これらのことから、この層準は、寒流系の外洋水の入りこみの消長のおこなわれる環境での堆積物と推定される。

-57 m 以深の沢根層については、*Buccella frigida* のような寒流系浅海性種(UJIE, 1963)が上部で多産し、第四紀洪積世の地層と考えられる要素もある。しかし、下部では陸上の沢根層との共通種を特徴的に含む(新潟有孔虫グループ, 1967)ことから、最上部沢根層と推定されている。

D) 沖積面と先史遺跡との関係

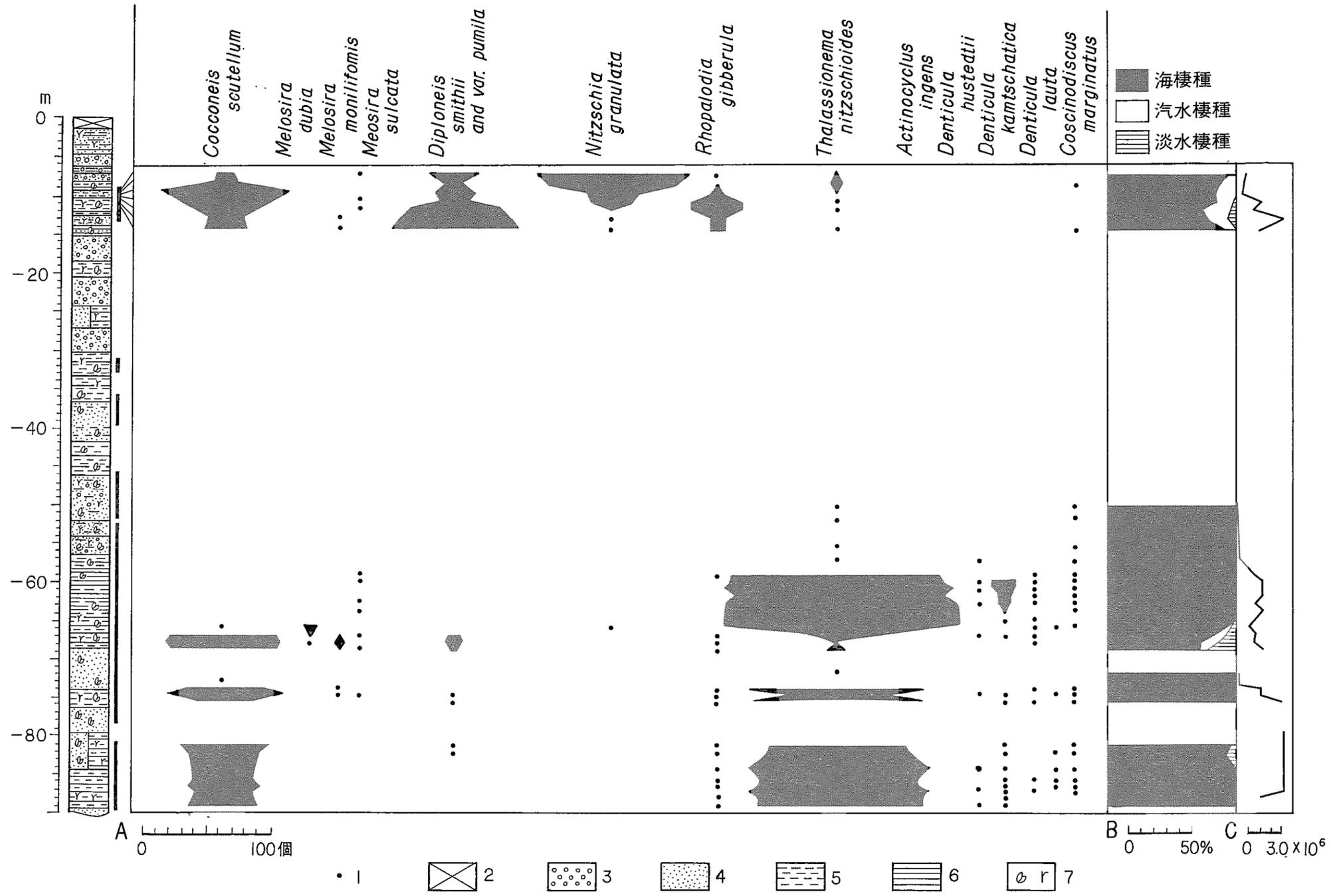
沖積面と先史時代遺跡との関係をしめしたのが第25図である。

国中平野の縄文時代の遺跡は、前期と晩期のものは少なく、ほとんどが中期と後期のものである。これらの分布をみると、ほとんどが台地または傾斜地であって、標高10 m 以下には分布していない¹⁰⁾。また、砂丘の上には、新町の1点をのぞいて、その他の地域には分布しない。さらに、低地帯の周辺に存在する貝塚は、縄文後期のものであり、シジミ・アカガイ・ハマグリなどを主としている(中川ほか, 1964)。

これらのことは、縄文時代をつうじて、国中平野の低地帯は入江ないしは湿地帯で、人間の居住をゆるさぬ条件にあったものと推定される。内陸の貝塚の存在およびその付近の地形的な状態から考えて、おそらく国中低地帯の奥深く海が進入し、入江を形成していたものと想像している。その海面は標高10 m 以上にはならなかったものと考えられる。

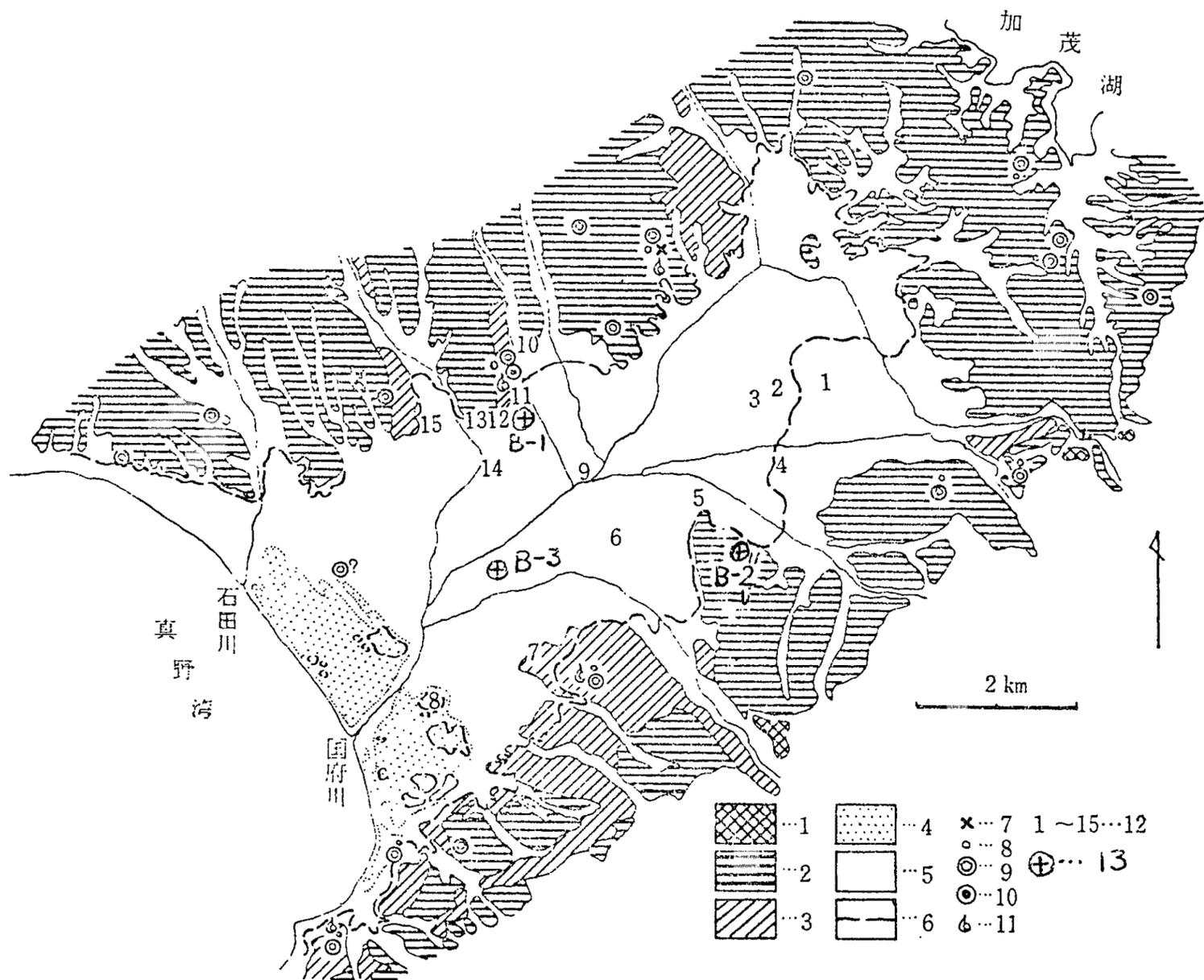
国中平野の弥生時代の遺跡は、ほとんどが弥生時代後期のものである。この時代になると、遺跡は国

10) しかし、八幡町においては、5 m 以下の沖積層から縄文時代の遺跡が発見されている。ここでは縄文後期とともに弥生後期、土師須恵器の磨滅した小片多数と加工石屑が出土している。そして遺物は混在出土し、その時代的編年をみいだすことは困難であるとされている(本間, 1960)ので、今後の検討を要する遺跡であると同時に、はたして縄文後期のものかどうかうたがわれる。



A: 優占種および特徴種の出現頻度 B: 海棲種・汽水棲種・淡水棲種の百分率 C: 試料 1g 中の殻数
 1: 10個体以下 2: 表土 3: 礫 4: 砂 5: シルト 6: 粘土 7: 貝殻・腐植

第23図 金丸におけるボーリングコアの珪藻分析図 (佐渡国中平野団研グループ, 1969)



1: 赤坂面 2: 国中面 3: 住吉野城面 4: 砂丘 5: 沖積面 6: 10 m 等高線 7: 縄文前期遺跡
 8: 縄文中期遺跡 9: 縄文後期遺跡 10: 縄文晩期遺跡 11: 貝塚 12: 弥生遺跡 13: ポーリン
 グ地点 (B-1: 金井町大字中興, B-2: 畑野町大字目黒, B-3: 真野町大字金丸)

第25図 国中平野の遺跡分布図 (国中平野団研グループ, 1966)

これらの樹木は、ほとんどが現在の佐渡島に自生するものであるが、このなかで特徴的なのは、*Pasania edulis* (マテバシイ) と *Sapium cf. sebiferum* (ナンキンハゼ) である。 *P. edulis* (マテバシイ) は暖帯の沿岸にみられる種で、本州(伊豆以西の外帯)・四国・九州・琉球列島・台湾などに自生する常緑高木である。 *Sapium cf. sebiferum* (ナンキンハゼ) は、台湾および中国原産の落葉小高木である(杉本, 1961)。

この2種のうち、前種はおそらく当時の佐渡島に自生していたものであろう。しかし、常緑低木の *Chephalotaxus harringtonia cf. nana* (ハイイヌガヤ) が生活用具として使用されていたことから、本亜種がすでに大佐渡の山地には分布していたことが考えられる。本亜種は、北海道・本州の奥羽より内帯を中国地方まで、四国の一部にかけて分布する温帯多雪地帯の指標種である。このことから、当時すでに佐渡島の植物相は、暖流の影響による暖帯林を形成しながら、裏日本型の植物群の分布が出現していたものと推定される。したがって、当時の古気候は現在の気候と大差のない、類似のものであったと推定される。

ところで、温暖な気候を示す *Sapium cf. sebiferum* (ナンキンハゼ) は、その葉、種子、根などの用途から考えて、すでにこの時代には、人為的に移入され、栽培された可能性も考えられる。そして、この時代にたしかに自生していたという証拠も十分あげられていないので、当時、自生していたとするにはいささか問題があると考えられる。

さらに、弥生時代は縄文時代の温暖期につぐまもない時代であるために、うえにあげた *Pasania edulis*

第5表 千種遺跡出土の樹木遺物 (直良・亙理・山内, 1953)

| 学名 | 和名 | 遺物の種類 |
|--|---------|--------------------------|
| <i>Pinus densiflora</i> SIEB. et ZUCC. | アカマツ | 種子, 材片 |
| <i>Cryptomeria japonica</i> D. DON. | スギ | 種子, 柱, 抗, 小舟, 櫂, 材片, その他 |
| <i>Cephalotaxus harringtonia</i> cf. <i>nana</i> KITAGAWA | ハイイヌガヤ | 丸木舟, たも網枠 |
| <i>Thujaopsis dolabrata</i> SIEB. et ZUCC. | アスナロ | 種子 |
| <i>Torreya nucifera</i> SIEB. et ZUCC. | カヤ | 材片 |
| <i>Thuja standishii</i> CARR. | クロベ | 種子, 材片 |
| <i>Magnolia kobus</i> DC. | コブシ | 種子 |
| <i>Aesculus turbinata</i> BL. | トチノキ | 種子, 漆器椀 |
| <i>Staphylea bumalda</i> SIEB. et ZUCC. | ミツバウツギ | 種子 |
| <i>Hydrangea paniculata</i> SIEB. | ノリウツギ | 木器 |
| <i>Styrax japonicum</i> SIEB. et ZUCC. | エゴノキ | 種子 |
| <i>Maackia amurensis</i> RUPR. et MZIM. var. <i>buergeri</i> SCHNEIDER | イヌエンジュ | 織機部分品 |
| <i>Juglans sieboldiana</i> MAXIM. | オニグルミ | 種子 |
| <i>Morus bombycis</i> KOIDZ. | ヤマグワ | 板材 |
| <i>Castanea crenata</i> SIEB. et ZUCC. | クリ | 種子, 流木片, 材片 |
| <i>Cyclobalanopsis stenophylla</i> SCHOTT. | ウラジロガシ | 木器, 土掘具, 流木片 |
| <i>Quercus crispula</i> BL. | ミズナラ | 種子 |
| <i>Cornus controversa</i> HEMSL. | ミズキ | 種子 |
| <i>Pasania edulis</i> NAKAI ? | マテバシイ | 種子 |
| <i>Sapium</i> cf. <i>sebiferum</i> ROXB. | ナンキンハゼ | 種子 |
| <i>Clerodendron trichotomum</i> THUMB. | クサギ | 種子 |
| <i>Camellia japonica</i> var. <i>spontanea</i> | ヤブツバキ | 種子, 材片 |
| <i>Fagara schinifolia</i> ERGL. | イヌザンショウ | 種子 |
| <i>Castanopsis cuspidata</i> (THUNB.) SCHOTTKY ? | ツブラジイ | 種子 |
| <i>Styrax obassia</i> SIEB. et ZUCC. | ハクウンボク | 種子 |

(マテバシイ) は、縄文時代の温暖期の遺存種と考えるのが適当であろう。とくに、佐渡島が対馬海流の暖流にあらわれる地域であるだけに、その可能性はかなり強いものと考えなければならない。

E) 堆積環境と堆積過程

金井町大字中興および真野町大字金丸における、ボーリングコアの微化石分析の結果によれば、金丸層の下半部では、下限の寒冷な気候から、上限の冷涼な気候へと古気候が変遷している。そして、当時の水域は狭塩性の浅海であり、寒流系の有孔虫の種の棲息する環境であった。

しかし、第19図の八幡におけるボーリングコアの、埋没扇状地層と推定される礫層の上限の深度約80mに比較すると、金丸における下限の深度57mはかなり浅いものである。したがって、微化石分析がおこなわれた、金丸層の下半部は、ウルム氷期最盛期以後の海面の上昇過程における堆積物と考えられる。

金丸層の上半部は、その上部でしか微化石分析の資料がえられなかった。しかし、いわゆる沖積層である、中興の5.5m以浅、金丸の15.0m以浅の層準では、両者の微化石分析の結果を総合すると、下限は冷涼で、現在の真野湾よりも寒く浅海の水域の堆積物と推定される。そして、金丸では明瞭な海成堆積物が認められた点は、新潟県下の他の平野の堆積物に比較して、きわめて特徴的なことである。ついで、最上部の弥生時代後期の層準での、現在と大差のない温暖な気候へと変化していったものであろう。

金丸層の上半部の下部では、中興の深度12mの層準で、やや寒冷な古気候が推定されている。そして、2~3枚の顕著な礫層が発達している。したがって、この層準は晩氷期の海面変化の過程で堆積したものと推定されるが、両者の関係はまだ明らかにされていない。

V.7 各地域との対比

国中平野の第四紀編年について、新潟県下の各平野および能登半島 (北陸第四紀研究グループ, 1961)

第6表 佐渡島と各地域との地層および地形面の対比

| 時代 | | 高田平野 (高田平原団研グループ, 1964) | 米山海岸 (高田平原団研グループ, 1964) | 柏崎平野 (柏崎平野第四紀団研グループ, 1965) | 新潟平野 (長谷川ほか, 1967; 新潟平野研究グループ, 1969) | 能登半島(平床) (北陸第四紀研究グループ, 1961) | 佐渡島 (佐渡国中平野団研グループ, 1966・1969) |
|-------------|----------------|----------------------------|----------------------------|-------------------------------|---|--|----------------------------------|
| 第 四 紀 | 沖積世 | —沖積面— 新期砂丘砂層・関川層 高田層 | —沖積面— 新期砂丘砂層 新沖積層 | —沖積面— 新期砂丘砂層 新沖積層 | —沖積面— 新期砂丘砂層 白根累層 | —沖積面— 新期 中期 旧期 砂丘砂層 沖積層 | —沖積面— 新期砂丘砂層 金丸層 |
| | | | 笠島面 | | | | 住吉野城面 |
| | 洪積世 | 平山ローム層 | | 雪成砂層 | | | |
| | | —平山面— 平山層 | —岩野面— 岩野層 | —安田面— 安田層 {上部 下部} | —蒲ヶ沢面— 蒲ヶ沢層 | —平床Ⅲ・Ⅳ面— 平床層 {上部 下部} | —国中面— 国中層 |
| | —愛の風面— 愛の風層 | —青海川面— 青海川層 | —青海川面— 青海川層 | | —平床Ⅱ面— | —赤坂面— 赤坂層 | |
| 基盤 | 魚沼層 椎谷層 | 西山層~椎谷層 | (大坪層) 灰爪層~椎谷層 | 矢代田層 魚沼層 灰爪層・西山層 | 飯塚層 | 沢根層~下戸層 | |

との対比を試みたのが第6表である。

V.7.1 赤坂層

赤坂層の構成する高位段丘は、面の浸食がすすみ、発達が断片的であること、面の傾斜・起伏がおおきいこと、ほとんど平坦な堆積面をのこさないこと、などの特徴がある。また、赤坂層の礫層は、いわゆる“くさり礫”で特徴づけられ、段丘面には特徴的な赤色土が形成されている。

これらの特徴は、高田平野の愛の風層、米山海岸の青海川層に類似している。したがって、赤坂層はこれらの地層に対比されるものとする。

V.7.2 国中層

国中面の浸食はかなりすすんでおり、樹枝状の谷がおくふかく発達しているが、まだ平坦面を広く発達させ、3段の段丘中에서도最も広い面積をしめている。国中層は貝類、珪藻、大型植物、花粉などの化石によって、温暖な気候のもとで汽水性の浅海域に堆積したものと考えられる。このような堆積物は、おそらく間氷期のものと考えられ、その時代は、面の発達や浸食の状態、堆積物の示す古気候および面の比高などの点で、裏日本では平床期に対比できるのではないかと考える。したがって、高田平野の平山層、米山海岸の岩野層、柏崎平野の安田層、新潟平野の蒲ヶ沢層に対比されるであろう。

また、国中層の絶対年代については、長江の県道脇の露頭で、花粉分析の試料を採集した泥炭層から産出した木片によって、32000年 B.P. より古い、という値がえられている。

V.7.3 住吉野城面

この面には、表面に褐色粘土が存在するが、独自の堆積物をもっていない。分布もごく限られている。また、面の傾斜は急であり、国中面に収れんする。さらに、先端は沖積面下に潜入している。これらのことから、確かな証拠はないが、海面低下期における浸食段丘であると考え、米山海岸の笠島面に対比する。

V.7.4 金丸層

金丸層は、国中平野におけるウルム氷期最盛期以後の堆積物で、砂丘砂層を除くものの総称である。その意味では、高田平野の高田層、新潟平野の白根累層に対比される。

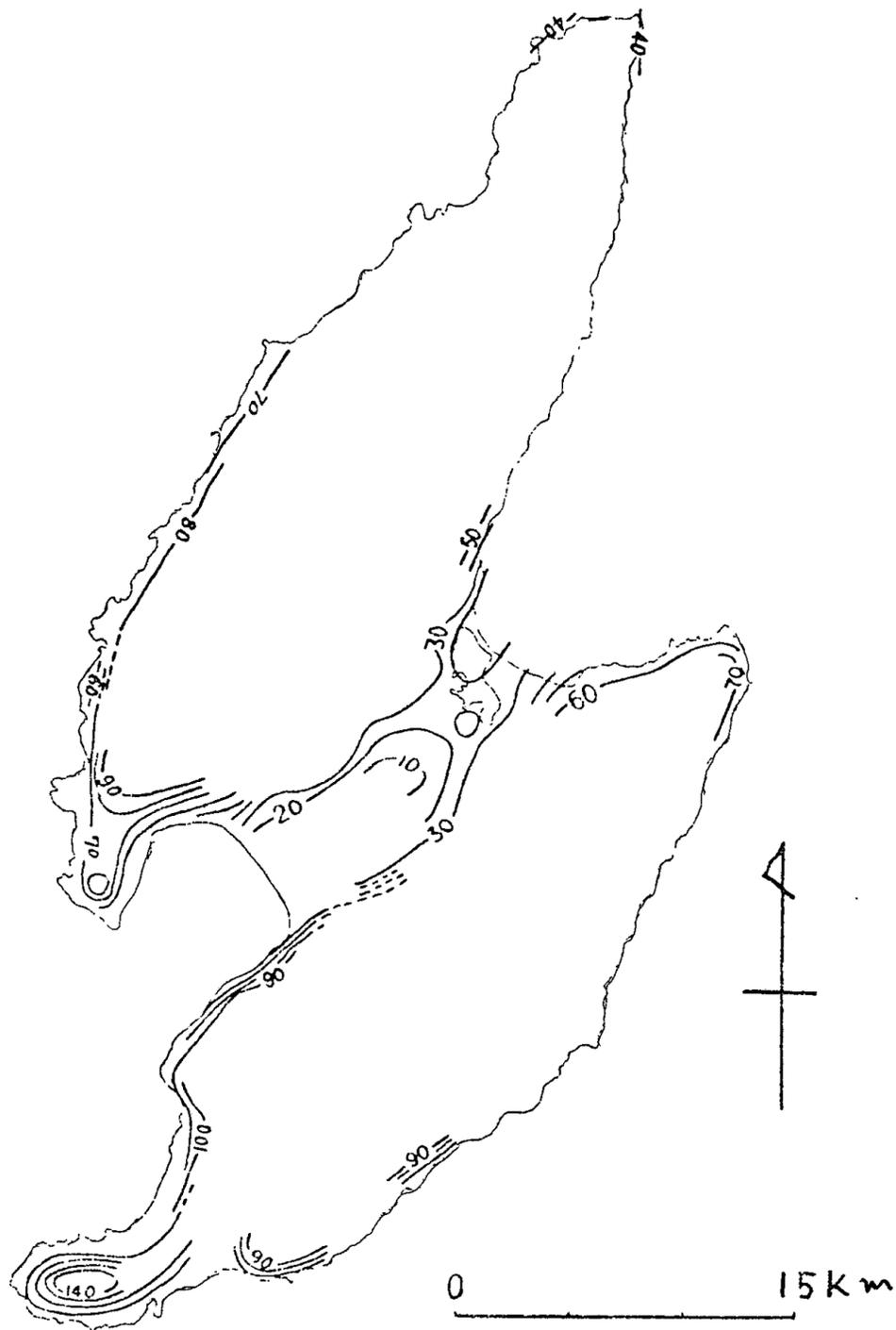
国中平野の沖積面は、真野湾岸にそって二見半島に追跡される。そして、羽生の海岸の沖積段丘の堆積物から採集された木片から5900±150年B.P. という絶対年代がえられている。これは、いわゆる縄文海進の時期に相当する年代である。したがって、金丸層の最上部は、南関東の有楽町層に対比され、国中低地帯も、東京の下町低地と同じく、有楽町期の海進によって形成されたものと推測される。

V.8 段丘の高度分布からみた佐渡島の地殻運動

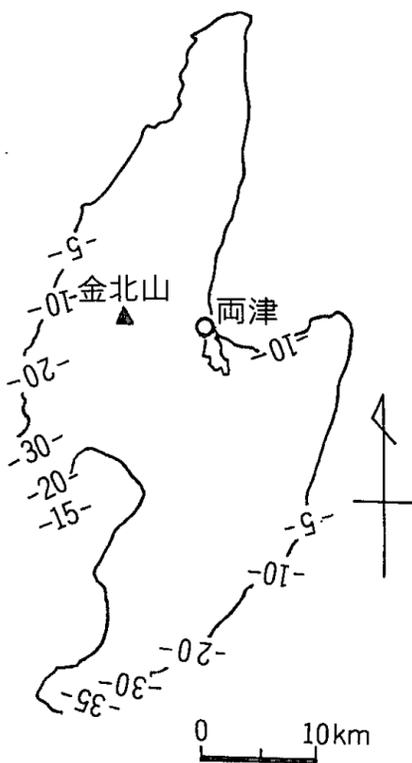
国中平野の国中面と、それに連続する海岸段丘の段丘面の高度を、等高線で表現したのが第26・27図である。この図によると、大佐渡では南西端の90mから、北東端の50mへと高度が低下している。国中平野では、北東・南西方向の軸にそって、段丘面の高度のもっとも低い地域があり、とくに、真野湾側に高度の低下がいちじるしい。小佐渡では南西端の140mから北東端の70mへと低下し、低下の程度は大佐渡より著しい。

このような段丘面の高度の変化は、佐渡島の地殻運動を表現しているものとする。地殻運動の傾向としては、大佐渡と小佐渡の北東方向への傾動運動と、国中平野の北東・南西方向の軸にそった、相対的な沈降運動とを指摘することができる。傾動の程度は、小佐渡のほうが顕著であり、国中平野の沈降は真野湾側が著しい。したがって、大佐渡と小佐渡との運動と、国中平野の地域の運動とは、その傾向が逆になっている。

小佐渡の真野湾岸の段丘面の傾斜が著しく急になっているのは、真野湾側の相対的な沈降と、大佐渡



第26図 国中段丘の等比高線図 (地団研高田支部第四紀グループ, 1972)



第27図 沖積段丘の等比高線図 (高野ほか, 1968)

と小木半島の相対的に大きな隆起運動を反映した結果であろう。また、国中平野の両津湾側と真野湾側とで、非常に地形が異なるのも、両地域の相対的な沈降量のちがいによって生じたものと推定される。

以上のような地殻運動の傾向は、赤坂面に連続する段丘と沖積段丘の高度分布からも指摘することができる。このことから、洪積世中期から沖積世にいたるまで、佐渡島は、同様な運動を続けてきたものと推察される。

このような地殻運動と、氷期・間氷期に対応した海面の昇降運動とが結合して、佐渡島の地形が形成されたものと考えられる。

V.9 国中平野の形成過程

国中平野の形成史を概観すると、赤坂層・国中層および金丸層を形成した3つの堆積期と、その間の浸食期とに分けることができる。つぎにそれぞれの時期をおいて説明する。そのまとめは第7表に示す。

V.9.1 前期洪積世の時代

この時代、赤坂層が堆積する以前の状態については、堆積物が存在

しないので、その知識は現在のところ必ずしも十分とはいえない。しかし、沢根層を堆積させた海がしりぞいた後、国中地帯はながく浸食にさらされていたであろう。この時代は、本州では魚沼層群が堆積をつづけていた。

あいつぐ浸食のために、沢根層がけづられ、下戸層や中山層が露出していったものと考えられる。この浸食の過程で、大佐渡山地の周辺や、小佐渡の山地では、小起伏浸食面を形成したものと推定される¹¹⁾。

V.9.2 中期洪積世の時代

前期洪積世の浸食期をへて、中期洪積世にはいると、赤坂層の礫層が堆積し、赤坂面を形成した。この赤坂層は、どのような環境のもとに堆積したものか、現在のところそれをきめる手がかりはない。したがって、その当時の日本海の状態を推定することは困難であるが、おそらく間氷期の海進の時期と考えられる。その後、氷期の海退の時期がおとずれ、赤坂層は浸食と風化の過程にはいり、礫はくさり礫に変質した。また、表層部は、さらにその後の風化作用も加わって赤色土に変化した。

V.9.3 後期洪積世の時代

1) 国中層の堆積期

後期洪積世にはいると、間氷期がおとずれ、気候の温暖化にともなって海面が上昇し、国中地帯に海が浸入した。この間氷期は、おそらくリス・ウルム間氷期ではないかと推定している。

大佐渡と小佐渡との間に水道（国中水道）が形成されたが、この海はきわめて浅く、しかも両側からの河川の流入のために、汽水性の海であった。しかし、生痕の発達するシルト層を堆積させるような静かな時期と、砂礫層を堆積させるような海水の運動のはげしい時期とが、くりかえし存在したものと想像される。このくりかえしの時期をつうじて、国中水道は、山地から流出し運搬された砂礫によって埋め立てられていった。

国中層を堆積させた海も、海進の最盛期をすぎると、徐じよに海退をはじめ、海底はひあがって国中面を形成した。国中面の表層は、その後の風化作用によって、褐色土が形成された。

2) 住吉野城面の形成

国中層が形成された後には、ウルム氷期となり、気候の寒冷化にともなって、海は海退に転じた。海退は停滞期をはさみながら、徐じよにおこなわれたものと考えられ、その一時期に住吉野城面が形成された。この時期からさらに海面は低下をつづけ、極相期には現海面下 130m 前後まで達したものと推定されている。この海面低下によって、陸上では強い浸食作用が働き、段丘面をきざむ谷地形が形成された。現在、国中面に発達する樹枝状の谷はこの時期に形成されたものである。

3) 金丸層の堆積期

ウルム氷期の海面低下の極相期がおわり、やがて後氷期の時代になると、気候は温暖化の方向にむかい、ふたたび海進がはじまった。厚い粘土層や砂質粘土層を堆積させた海は、陸地にふかく浸入し、湾入部（古国中湾）を形成した。この海は後氷期の終りの短い期間に海進と海退をくりかえし、沖積世に移行していったことが、東京湾や新潟平野において推定されているが、国中平野ではこのような現象は、まだ明らかにされていない。

この時期には、金丸層の下半部から、上半部の下部および中部の層準が堆積したものと考えられる。

V.9.4 沖積世—国中平野の完成期—

後氷期をすぎて沖積世にはいると、国中平野に最後の海進の時期がおとずれた。いわゆる縄文海進である。

海水は住吉野城面（低位段丘）の先端をうめ、国中面（中位段丘）の先端をけづって、海食崖を形成

11) この小起伏浸食面の形成期やその過程およびそれがもつ意義については、後日に詳論する予定である。

しながら湾底を埋積していった。湾底の浅化にともなって、河川は砂礫や砂を湾の中心近くまで運搬し、金山層の最上部の礫・砂・シルトの互層を生じた。最大海進期をすぎ、海退がはじまる頃から、現在の真野湾岸のあたりには、沿岸州が胚胎しはじめ、やがて砂州へと成長していった。したがって、縄文時代晩期の一時期には、国中低地帯の一部はラグーンであったと推定される。

縄文海進の海は、きわめて徐じょに退いていったものと推定されるが、しかし、弥生時代中期までには、現海面が出現するにいたったと考えられる。この頃には砂州は砂丘へと発展し、固定されたであろう。この海退の過程をつうじて、金丸層の最上部の腐植質粘土層やシルト層が形成された。

弥生時代の後期になると、国中低地はほぼ全体に人類の居住をゆるす程度にまで、乾陸化がすすんだ。そして、国中低地帯の表面を河川は自由に流れ、氾濫原を形成していったであろう。この時期の森相については現在とあまり変わらない、暖帯林を形成していたものと考えられる。そして、当時の気候も現在の佐渡島の気候に近いが、類似のものであったと推定される。さらに、裏日本型の植物相も形成されつつあったものと考えられる。

両津湾岸の沖積低地の成因についての資料は乏しいが、ここではウルム氷期の海面低下期に生じた谷地形が、縄文海進によっても埋めつくされず、砂州によって封じこめられた入江が、加茂湖を形成したものと推定される。

V.10 ま と め

- 1) 佐渡島の国中平野に分布する第四系は、下位から赤坂層、国中層、金丸層に区分される。
- 2) 赤坂層は標高が90mから150mにわたる赤坂段丘（赤坂面）を形成している。堆積物は“くさり礫”によって特徴づけられる。分布は断片的で、平坦面はほとんどのこっていない。また、堆積環境は不明である。表面には古赤色土層が形成されている。
- 3) 国中層は国中段丘（国中面）を形成し、標高は15ないし20mから60ないし80mにおよぶ。段丘には樹枝状の谷がきざまれているが、3段の段丘のうちでもっとも広い面積を占め、平坦面がよく発達している。堆積物は礫層と砂層およびシルト層の不規則な互層である。そして、6～7m、10m前後、14mの標高に、生痕の発達するシルト層をはさむ特徴がある。堆積環境は、貝化石・珪藻化石・大型植物化石・花粉化石などから気温年較差の小さい温暖な温帯の気候下における、汽水性の浅海域であると推定された。しかし、大佐渡と小佐渡の山麓に近い地域は陸成層で、扇状地的な堆積物である。旧汀線の位置は標高30mから40mのあいだと推定される。段丘の表面には褐色土層が形成されている。
- 4) 住吉野城面は標高5ないし10mから10ないし15mの段丘面である。表面には褐色土層が形成されているが、独自の堆積物をもたず、国中層の浸食面と考えられる。分布はもっとも狭く、面の傾斜は急で、国中面に収れんし、そして、沖積面下にもぐりこんでいる。
- 5) 金丸層は、ウルム氷期最盛期から縄文海進までの堆積物の総称である。基底部に厚い礫層が存在するが、これを除く下半部は粘土層および砂質粘土層で特徴づけられる。上半部は礫・砂・シルトなどの互層からなる。基底面の深さは、真野湾岸で約110mである。堆積環境は、下半部では下限の寒冷な気候から、上限の冷涼な気候のもとで、狭塩性の寒流系浅海であったものと推定される。上半部の上部は縄文海進の堆積物で、下限の冷涼な気候から、上限の現在と大差のない温暖な気候のもとで、下限のやや寒い水域から上限の現在と大差のない、浅海汽水域の堆積物と推定される。上半部の下部は、晩氷期の海面変動期の堆積物と推定されるが、海進・海退と層準との関係は不明である。しかし、真野湾岸の縄文海進の地層が、海成層である点が特徴である。
- 6) 国中平野の各地形面は、大佐渡と小佐渡の海岸地帯には、海岸段丘の段丘面として追跡される。
- 7) 佐渡島の段丘面の高度分布から推定される第四紀中・後期の地殻運動は、大佐渡と小佐渡の南西端が相対的に隆起し、北東端が相対的に沈降する傾動運動と、国中平野の北東-南西方向の軸をもつ相対的な沈降運動である。国中平野の沈降は真野側が顕著である。
- 8) 国中平野の形成史は第7表のようにまとめられる。

参考文献

- 地学団体研究会高田支部第四紀グループ(1972) 新潟県下の中位段丘の等比高線図. 第四紀総研新潟地区連絡誌, no. 14, p. 13-14.
- 茅原一也(1950) 佐渡島の地質— I, 地形について 佐渡の地質と植物. 佐渡弥彦国定公園資料第1集.
- (1958) 佐渡島・小木半島の地質と最近の地史. 新潟県文化財年報第2, 南佐渡——南佐渡学術調査報告書——, p. 71-107.
- 千地万造(1969) *Ammonia beccarii* グループによる内湾性堆積物の堆積環境推定の試み. 日本地質学会第76年学術大会討論会資料, 海岸平野, p. 75-81.
- 郷原保真・新堀友行・鈴木康司・野村 哲・小森長生(1964) 北九州の第四紀層に関する諸問題. 資源科学研究所彙報, no. 26, p. 83-108.
- 長谷川和夫・湊 正雄・大矢 暁・柴崎達雄・陶山国男・高橋雄一郎・和田温之(1967) 新潟平野における晩期第四系の年令. 第四紀研究, vol. 6, no. 2, p. 79-84.
- 林 等(1963) 新潟県第四紀の粘土鉱物の研究——佐渡国中平野の高位段丘のくされ礫について——. 新潟県立理科教育センター理科研究集録, 第1集, p. 81-95.
- (1966) 柏崎市小野立公園の古赤色土の研究. 新潟県立理科教育センター理科研究集録, 第4集, p. 49-54.
- 林 弥栄(1960) 日本産針葉樹の分類と分布. 農林出版.
- 北陸第四紀研究グループ(1961) 能登半島平床台地の第四系. 地球科学, no. 54, p. 1-19.
- 本間質郎(1966) 佐和田町における鮮新世沢根層と真野湾の現世有孔虫群集の研究. 新潟県立理科教育センター理科研究集録, 第4集, p. 213-218.
- 本間嘉晴(1960) 砂丘の形成と遺跡の分布. 佐渡博物館館報, no. 5, p. 20-24.
- HOWARD, A. D. (1959) Numerical systems of terrace nomenclature: a critique, *The Journal of Geology*, vol. 67, no. 2, p. 239-443.
- 石谷憲男編(1964) 原色日本林業樹木図鑑. 地球出版株式会社.
- 岩田利治・草下正夫(1954) 邦産松柏類図説. 産業図書.
- 北村四郎・岡本省吾(1959) 原色日本樹木図鑑. 保育社.
- 桑野幸夫(1953) 日本近海の現世有孔虫類の研究 I, オホーツク海南部の有孔虫遺骸群集(1). 資源科学研究所彙報, no. 32, p. 78-81.
- (1954) 日本近海の現世有孔虫類の研究 I, オホーツク海南部の有孔虫遺骸群集(2). 資源科学研究所彙報, no. 33, p. 61-62.
- 牧野富太郎(1962) 牧野新日本植物図鑑. 北隆館.
- 望月勝海(1932) 構造論的に観たる能登と佐渡. 地理学評論, vol. 8, no. 3, p. 1-25.
- 中川成夫・本間嘉晴・椎名仙卓・岡本 勇・加藤晋平(1964) 考古学からみた佐渡. 佐渡—自然・文化・社会—. 九学会連合佐渡調査委員会編, p. 48-97.
- 中島謙造(1889) 20万分の1地質図幅佐渡並同説明書.
- (1892) 佐渡島の地勢. 地学雑誌, vol. 4, no. 38, p. 61-65.
- 直良信夫・亘理俊次・山内 文(1953) 千種出土の自然遺物・樹種. 新潟県文化財報告, 第1集, 「千種」, p. 66-81.
- 西田彰一・津田禾粒(1953) 佐渡島・千種遺跡周辺の最近の地史. 新潟県文化財報告, 第1集, 「千種」, p. 90-104.
- 新潟平野研究グループ(1969) 加茂—新津地域の第四系. 新潟県地学教育研究会誌, no. 6, p. 87-99.
- 新潟県有孔虫研究グループ(1967) 佐渡沢根地域の有孔虫化石群集(予報)—有孔虫化石群集によ

- る“沢根層”の再検討—平松義尚先生退職記念論文集, p. 113-119.
- 大井次三郎(1956) 日本植物誌. 至文堂.
- 大佐渡研究グループ(1970 a) 大佐渡南半部の新第三系—佐渡の新第三系の研究(その1)—新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 3, p. 1-24.
- (1970 b) 大佐渡北半部の新第三系—佐渡の新第三系の研究(その2)—新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 3, p. 25-43.
- 太田陽子(1964) 大佐渡沿岸の海岸段丘. 地理学評論, vol. 37, no. 5, p. 226-242.
- 式 正英(1953) 国中平野の地形発達史. 新潟県文化財報告, 第1集, 「千種」, p. 82-90.
- (1964) 佐渡島の自然, 佐渡—自然・文化・社会—. 九学会連合佐渡調査委員会編, p. 8-21.
- 下村彦一(1925) 佐渡雑観. 地理学評論, vol. 1, p. 431-434.
- 杉本順一(1961) 日本樹木総検索誌. 六月社.
- 鈴木敬治(1959) 古植物生態学の諸問題—天王寺植物化石群とその古植物生態学的研究—. 地学団体研究会専報, no. 9.
- 田井昭子(1964) 深草・枚方地域における第四紀堆積物の花粉分析. 地球科学, no. 64, p. 8-17.
- 高野武男・歌代 勤・林 等・稲葉 明・渡辺 勇・長谷川 正・小林忠夫(1968) 新潟県下の段丘の分布と地盤運動について. 地質学論集, no. 2, p. 49-52.
- 徳重英助(1930) 越佐山地の旋廻運動ニ就テ(第1報). 地質学雑誌, vol. 39, p. 306.
- (1936) 小木海岸の地質学的意義. 新潟県史跡名勝天然記念物調査報告, 第6輯, p. 1-65.
- (1939) 現世に於ける佐渡小木海岸の発達史. 地理学評論, vol. 15, no. 11, p. 795-806.
- 東京都土木技術研究所(1969) 東京都地盤地質図.
- 外山四郎(1927) 東北裏日本海岸地方の所謂海食台地に就て. 地学雑誌, vol. 39, p. 331-337, p. 390-400.
- 坪谷幸六(1933) 佐渡の風物. 地理教育, vol. 19, p. 275-280.
- 津田禾粒(1956) 古地理よりみた佐渡の地史—いわゆる Green tuff 地域の中新統に関する堆積環境の研究—. 地質学雑誌, vol. 62, p. 550-558.
- TSUDA, K. (1956) Fauna and Facies of some Middle Miocene Deposits in Japan. *Jour. Paleon.*, vol. 30, no. 4, p. 974-980.
- 内田清之助ほか(1949) 日本動物図鑑. 北隆館.
- 上治寅次郎(1926) 地理教材としての地形図(26)(佐渡島). 地球, vol. 6, no. 4, p. 274-279.
- UJIE, H. (1963) Foraminifera from the Yurakucho Formation (Holocene), Tokyo City. *Science Reports of Tokyo Kyoiku Daigaku, Section C*, vol. 8, nos. 78-80, p. 229-230.
- 歌代 勤(1950) 佐渡(大佐渡)沢根—相川地域の層序について. 地質学雑誌, vol. 56, p. 302-303.
- (1957) 沢根層について. 教育科学, vol. 6, no. 3, p. 1-8.
- ・堀井靖功(1965) 現棲スナガニ *Ocyroda simpsoni* ORTMANN の生態と生痕—生痕の生物学的研究・そのVI—. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 9, p. 121-141.
- ・黒田一武(1963) “沢根層”基底の不整合について. 新潟大学教育学部紀要, vol. 5, no. 2, p. 65-76.
- ほか高田平原第四紀団体研究グループ(1964) 高田平原北部の第四系. 高田平原の団体研究—そのV—. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 9, p. 143-173.
- ほか柏崎平野第四紀団体研究グループ(1965) 柏崎平野の第四系—新潟県の第四系そのVI—新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 10, p. 145-185.
- ほか佐渡国中平野団体研究グループ(1966) 佐渡国中平野の第四系—新潟県の第四系・そ

- のVII—新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 11, p. 148-205.
- 歌代 勤ほか佐渡国中平野団体研究グループ(1969) 佐渡国中平野第四系のボーリングコアの微化石分析—新潟県の第四系・そのXI—, 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 14, p. 275-301.
- ほか信濃川段丘グループ(1968) 新潟県津南地域の第四系—新潟県の第四系・そのIX—, 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 13, p. 175-203.
- ほか信濃川段丘グループ(1970) 新潟県十日町付近の河岸段丘について—新潟県の第四系そのIXIII—, 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 15, p. 303-320.
- ほか新潟第四紀研究グループ(1971) 地形分類図よりみた新潟県の地形区—新潟県の第四系・そのIXIV—, 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 16, p. 215-222.
- 吉川虎雄(1953) 海 日本地理新大系(1). 自然, p. 74.
- YOSHIOKA, K. (1964) A note on the forest vegetation in Sadogashima Island. *Ecological Review*, vol. 16, no. 2, p. 121-136.

Studies on the Quaternary System in the Sado Island, Central Japan

Tsutomu UTASHIRO, Takeo TAKANO, Tadashi HASEGAWA
and Tadao KOBAYASHI

Abstract

The collaborating research of the Quaternary system in the Sado Island has been performed several times since 1960, mainly in the Kuninaka Plain. The results of these researches are summarized as follows.

1) The Quaternary system distributed in the Kuninaka Plain is divided into three formations, namely the Akasaka, Kuninaka and Kanamaru formations in descending order.

2) The highest formation of them is composed of the deposits, which may have been produced by the transgression during the Middle Pleistocene, and is characterized by Kusari-reki (weathered gravel). Depositional surface is called the Akasaka Terrace (Akasaka Surface). Although the sedimentary environment of these gravels remains unexplained by writers, the fossil red soil still exists on the terrace surface.

3) The middle formation is composed of irregular alternation of gravel, sand and silt, which might be produced by the transgression during the Late Pleistocene. According to the analysis of the fossil assemblages of mollusca, diatom, plant, pollen and trace, it may be assumed that the sedimentary environment was brackish shallow sea under the temperate climate. Depositional and erosion surfaces are respectively called the Kuninaka Terrace (Kuninaka Surface) and the Sumiyoshi-nojo Terrace (Sumiyoshi-nojo Surface). The latter one might be produced by the lowering of sea-level during the glacial age of the Latest Pleistocene.

4) The lowest formation is composed of alternation of clay, silt, sand and gravel, which might be produced by several transgressions occurred from the Latest Glacial to the Post Glacial or Holocene. Depositional surface is called the Kuninaka Lowland (alluvial plain). The top level of basin during the Late Glacial deposits can be supposed about 110m below the present sea-level at the coast of Mano Bay. As a result of the analysis on the fossil assemblages of pollen, diatom and foraminifera, the lower half of the formation is characterized by the stenohaline and neritic species in the cold

current. And the climatic condition during the deposition might have been changed from cold to cool ones. The upper part of the upper half of the formation consists of the deposits during the Jomonian transgression. The upper limit of that marine transgression seems to be 1.4m below the present sea-level at Kanamaru in the Kuninaka Lowland. Moreover, three gravel facies in the different horizons of the lower part of the upper half are thought to be product of the eustatic change of sea-level, due to the climatic changes during the Late Glacial age.

5) The above-mentioned topographic surfaces in the Kuninaka Plain can be traced to the coastal area of the Osado and the Kosado areas as coastal terraces.

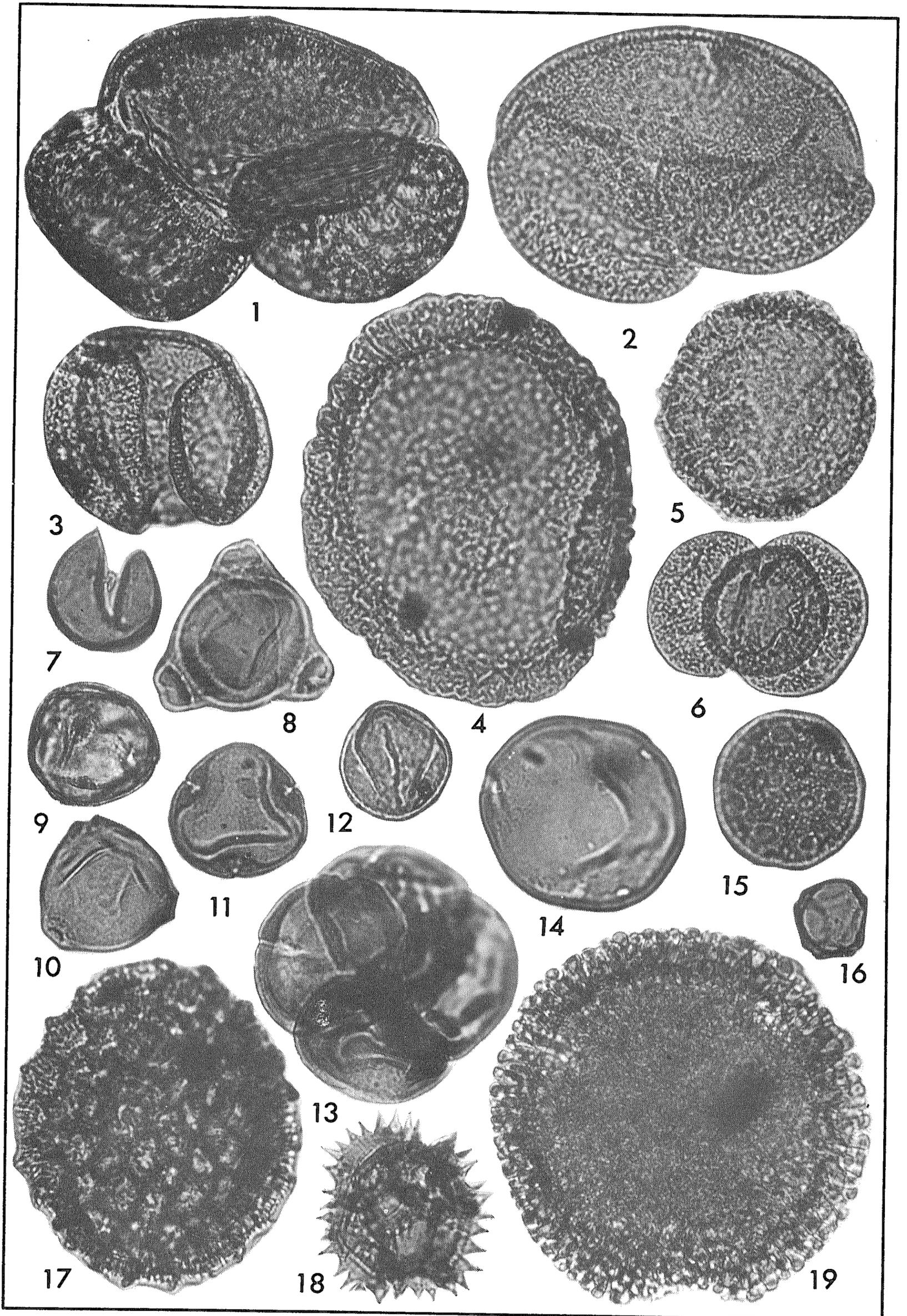
[補 足]

佐渡島の地質の層序区分とその対比については、地質図作製の過程で、時間的な制約など諸般の事情のために、十分な討論をおこなうことができなかった。その結果、地質図に印刷された対比表は、きわめて不完全なものにならざるをえなかった。それで、地質図に印刷された対比表を次の表のように訂正する。

| 時 階 | 新潟油田 | 歌代(1950) | 杉山(1953) | 津田(1956) | 歌代(1957) | 歌代・黒田(1963) | 佐渡国中平野 団研グループ (1966) | 新潟県有孔虫 研究グループ (1967) | 歌代他(1972) | 大佐渡グループ (1969) 大佐渡地域 | 島津他(1973) 小佐渡地域 | 島津他(1973) 大佐渡地域 |
|-----|----------------------------------|------------------|-------------|-----------|-------------------|-------------|----------------------------|----------------------------|----------------|----------------------------|--------------------|--------------------|
| 冲 積 | 砂丘堆積物 | | | | 砂丘堆積物 | | 砂丘堆積物 | | 砂丘堆積物 | 冲積層 | 冲積層 | 冲積層 |
| | 冲積層 | | | | 冲積層 | | 金丸層 | | 金丸層 | | | |
| 潟 西 | 高・中・低位 段丘堆積物 (矢代田層を 含む) | 段丘堆積物 | 国中累層 | 国中累層 | I } 段丘 V } 堆積物 | | (住吉野城面) 国中層 | | (住吉野城面) 国中層 | 洪積層 | 洪積層 | 洪積層 |
| | | | | | | | 赤坂層 | | 赤坂層 | | | |
| 鮪 川 | 魚沼層群 | | | | | | | | | | | |
| 脇 本 | 灰爪層 | 沢根層 | 沢根累層 | 沢根累層 | 沢根層 | 沢根層 | 沢根層 | 質場層 貝立層 | 質場層 貝立層 | 沢根層 | 沢根層 | 沢根層 上・中部 ? |
| 北 浦 | 西山層 | | 素浜累層 | | | 西山層 相当層? | 西山層 相当層? | 河内層 | 河内層 | | | 沢根層 |
| 船 川 | 椎谷層 | | | | | | | | | 中山層 | “中山” 累層 | 中山層 |
| 女 川 | 寺泊層 | 中山層 | 佐 渡 | 羽茂累層 | 鶴子累層 | 鶴子層 | 鶴子層 | 鶴子層 | 鶴子層 | 鶴子層 | 鶴子層 | 鶴子層 |
| | 七谷層 | 鶴子層 | | | | | | | | 下戸層 | 下戸層 | 下戸層 |
| 西黒沢 | 津川層 | 下戸層 | 佐 渡 層 | 下戸累層 | 下戸層 | 下戸層 | 下戸層 | 下戸層 | 下戸層 | 下戸層 | 下戸層 | 下戸層 |
| 台 島 | 鹿瀬層 | 相 川 層 群 | | | | | | | | 笠取山 累層 | 笠取山 累層 | 相 川 層 群 |
| | | | | 杉野浦 累層 | 杉野浦 累層 | | | | | | | |
| 西男鹿 | 日出谷層 | 相 川 層 群 | 相川層群 | 相川層群 | 相川層群 | 相川層群 | 相川層群 | 相川層群 | 相川層群 | 相川層 (石花川層) | 三瀬層 相川層 | 相川層 |
| | | | | | | | | | | | | |

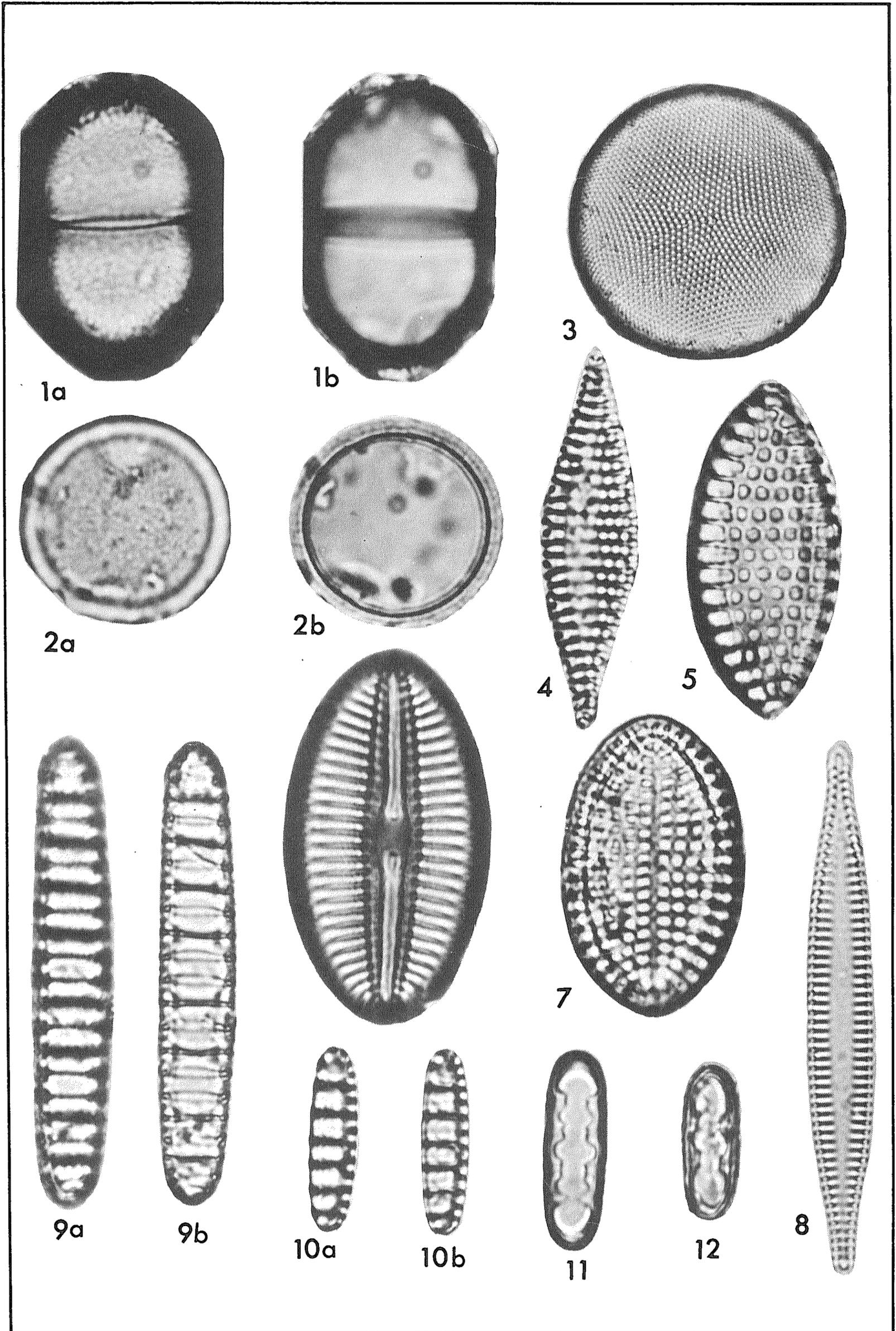
図版 I (佐渡国中平野団研グループ, 1969)

| | | | | |
|----|--------------------|-------|----------------|------|
| 1 | <i>Abies</i> | B-3号井 | -59.4~-59.6m | 600倍 |
| 2 | <i>Picea</i> | B-2号井 | -48.0~-48.5m | " |
| 3 | <i>Pinus</i> | B-3号井 | -59.4~-59.6m | " |
| 4 | <i>Tsuga</i> | B-1号井 | -99.5~-100.0m | " |
| 5 | " | B-2号井 | -48.0~-48.5m | " |
| 6 | <i>Pinus</i> | " | " | " |
| 7 | <i>Cryptomeria</i> | B-3号井 | -52.45~-52.55m | " |
| 8 | <i>Epilobium</i> | B-1号井 | -87.0~-88.5m | " |
| 9 | <i>Fagus</i> | B-3号井 | -64.2~-64.4m | " |
| 10 | <i>Corylus</i> | B-1号井 | -87.0~-88.5m | " |
| 11 | <i>Tilia</i> | B-2号井 | -48.0~-48.5m | " |
| 12 | <i>Quercus</i> | " | " | " |
| 13 | <i>Ericaceae</i> | B-1号井 | -87.0~-88.5m | " |
| 14 | <i>Carya</i> | " | -99.5~-100.0m | " |
| 15 | <i>Liquidambar</i> | " | " | " |
| 16 | <i>Alnus</i> | B-3号井 | -64.2~-64.4m | " |
| 17 | <i>Persicaria</i> | B-1号井 | -99.5~-100.0m | " |
| 18 | <i>Compositae</i> | " | " | " |
| 19 | <i>Nelumbo</i> | " | -87.0~-88.5m | " |



図版II (佐渡国中平野団研グループ, 1969)

- 1a, 1b *Melosira moniliformis* (MÜLL.) AGARDH. Diameter 16 μ . Girdle view \times 2000
- 2a, 2b — do — Diameter 16 μ . Valve view \times 2000
- 3 *Thalassiosira baltica* (GRUN.) OSTENFEL var. *batava* van GOOR.
Diameter 22 μ \times 2000
- 4 *Nitzschia lanceolata* GRUNOW. Length of apical axis 30 μ . \times 2000
- 5 *Nitzschia granulata* GRUNOW. Length of apical axis 26 μ . \times 2000
- 6 *Diploneis smithii* (BRÉBISSON) CLEVE. Length of apical axis 29 μ . \times 2000
- 7 *Cocconeis scutellum* EHRENBERG. Length of apical axis 24 μ . \times 2000
- 8 *Synedra tabulata* (AGARDH) KÜTZING. Length of apical axis 41 μ . \times 2000
- 9a, 9b *Denticula hustedtii* SIMONSEN et KANAYA. Length of apical axis 36 μ .
 \times 2000
- 10a, 10b *Denticula kamtschatica* ZABELINA. Length of apical axis 15 μ . \times 2000
- 11 *Denticula lauta* BAILEY. Length of apical axis 16 μ . \times 2000
- 12 — do — Length of apical axis 12 μ . \times 2000



昭和 52 年 8 月 26 日 印 刷

昭和 52 年 8 月 31 日 発 行

工 業 技 術 院 地 質 調 査 所

川 崎 市 高 津 区 久 本 135

印 刷 者 小 宮 山 一 雄

印 刷 所 小宮山印刷工業株式会社

東京都新宿区天神町78

©1977 Geological Survey of Japan