

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

秋田(6)第80号

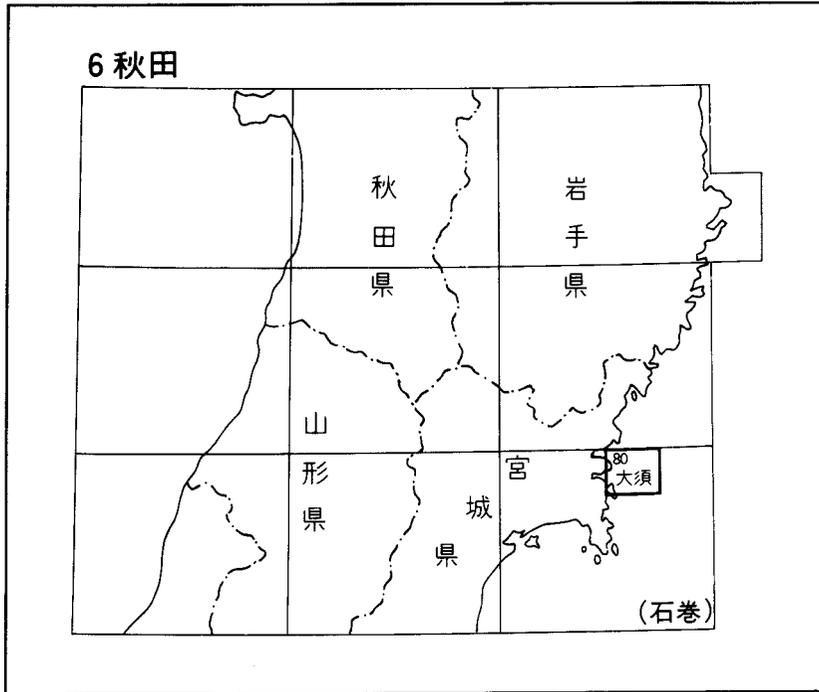
大 須 地 域 の 地 質

鎌田耕太郎・滝沢文教

平成4年

地 質 調 査 所

位置図



()は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	(鎌田耕太郎) 1
II. 地質概説	(滝沢文教・鎌田耕太郎) 4
III. 二畳系	(滝沢文教・鎌田耕太郎) 10
III. 1 概要及び研究史	10
III. 2 大八景層	11
III. 3 登米層	15
IV. 三畳系(稲井層群)	(鎌田耕太郎・滝沢文教) 20
IV. 1 概要及び研究史	20
IV. 2 平磯層	24
IV. 3 大沢層	33
IV. 4 風越層	37
IV. 5 伊里前層	40
IV. 6 堆積環境	43
V. 岩 脈	(鎌田耕太郎・滝沢文教) 44
V. 1 斜長石ひん岩	45
V. 2 角閃石ひん岩	46
V. 3 輝石ひん岩	46
VI. 地質構造	(滝沢文教) 47
VI. 1 雄勝背斜と大須向斜	47
VI. 2 褶曲とスレート劈開	49
VI. 3 断層	52
VII. 新生界	(鎌田耕太郎) 54
VII. 1 新第三系	54
VII. 2 第四系	56
VIII. 応用地質	(鎌田耕太郎) 57
文 献	57
Abstract	66

図・表・付図目次

第1図 「大須」図幅及びその周辺地域の接峰面図と海底地形図	3
第2図 大須地域の地質総括図	5
第3図 南部北上山地の地質概略図	6

第 4 図	北上山地における二畳系と三畳系の関係を示す概念図	7
第 5 図	地質概略図	8
第 6 図	二畳系の地質柱状図	12
第 7 図	大八景島層の化石の産状	13
第 8 図	双子島の二畳系	16
第 9 図	八景島北東端に見られる薄衣式礫岩	17
第 10 図	登米層下部の含化石礫岩	18
第 11 図	登米層粘板岩の顕微鏡写真	19
第 12 図	稲井層群地質柱状図	22
第 13 図	平磯層の地質柱状図	25
第 14 図	雄勝湾沿いの平磯層のルートマップ	26
第 15 図	平磯層礫岩	26
第 16 図	平磯層礫岩中の凝灰岩ブロック	27
第 17 図	平磯層礫岩の礫種組成と礫径	28
第 18 図	下部及び中部平磯層の産状	29
第 19 図	ストームシート砂岩を挟む平磯層柱状図	30
第 20 図	a) 平磯層のハンモック斜交層理シークエンス	31
	b) ハンモック斜交層理シークエンスの露頭スケッチ	31
第 21 図	上部平磯層にみられる未固結時変形構造	32
第 22 図	大沢層の粘板岩	33
第 23 図	大沢層下部・中部の地質柱状図	34
第 24 図	大沢層からなる甲島と魚竜化石の産状	35
第 25 図	大沢層中部の砂岩層の産状	36
第 26 図	風越層の地質柱状図	38/39
第 27 図	風越層の石灰質砂岩	38
第 28 図	風越層中のアンモナイト化石	39
第 29 図	風越層の砂岩粘板岩細互層	39
第 30 図	伊里前層の砂質粘板岩の岩相	41
第 31 図	伊里前層の砂質粘板岩に挟在される砂岩の産状	42
第 32 図	岩脈群の貫入関係を示すスケッチ	45
第 33 図	大須図幅及び周辺地域の地質概略図	48
第 34 図	雄勝地区における二畳 - 三畳系の地質断面図	49
第 35 図	スレート劈開の方位と褶曲軸との関係	50
第 36 図	大浜海岸における小褶曲とスレート劈開	51
第 37 図	定向配列を示す礫岩	51
第 38 図	平磯層と大沢層を境する低角衝上断層	53

第 39 図	相川付近に分布する新第三系の産状	55
第 40 図	藤浜付近の新第三系の産状	56
第 1 表	大八景島層産腕足類化石リスト	14
第 2 表	大八景島層産動物化石リスト	15
第 3 表	登米層粘板岩標準試料の分析値	20
第 4 表	稲井層群層序対比表	23
付図 A -1	化石産出地位置図 雄勝地区	64
付図 A -2	化石産出地位置図 戸倉 - 十三浜地区	65

用語語義

- 1) 成層の単位 おおまかな目安として
 - 薄層理：成層面の間隔が 10c m 以下
 - 中層理：成層面の間隔が 10-100c m
 - 厚層理：成層面の間隔が 1-3 m
 - 極厚層理：成層の単位が 3-6 m
 - 塊状：成層面がほとんど見られないか、6 m 以上の単位。

砂岩粘板岩互層にあっては、互層をなす一対の砂岩と粘板岩の厚さを加えた厚さ
- 2) 斜交成層

斜交成層のセットの厚さが、4c m 以下を斜交葉理(cross-lamination)、4cm 以上を斜交層理(cross-bedding)とする。

(Allen, 1970 の用法に準拠；滝沢, 1976 参照)
- 3) 泥質岩の呼称(原岩としては細かい方から粘土岩・泥岩・シルト岩・砂質シルト岩)
 - 粘板岩：スレート劈開の強く発達した粘土岩で、薄板状に割れる。屋根スレートとして採掘可能な程度
 - シルト質粘板岩：スレート劈開の発達したシルト岩ないし泥岩で、粘板岩ほど薄くは割れにくい
 - 砂質粘板岩：ほぼシルト岩-砂質泥岩に対応。スレート劈開はあまり強くなく、葉片状には割れない。

ただし、稲井層群、特に伊里前層ではスレート劈開が強いが薄板状には割れず、厚板石材として多用されている

 - 頁岩：泥岩に対応、スレート劈開は認められるが、薄板状に平行的には割れにくい。一般的には風化すると扁平なレンズ状細片ないし、不規則細片となりやすい

大須地域の地質

蒲田耕太郎*・滝沢文教**

大須図幅地域の野外調査は、平成2年度に地震予知のための特定観測地域の地質図幅の研究の一環として実施された。本図幅地域の地質調査に際し、戸倉・十三浜地域を鎌田が、雄勝地区を滝沢が担当し鎌田が補足調査を行った。地質図作成と報告書の取りまとめに際しては、上記の分担に従って執筆し、全体の調整を主に鎌田が行った。また室内作業では、白亜紀貫入岩類の検鏡及び岩石記載に関して久保和也技官の協力を得た。

本図幅地域の研究に際し、新潟大学教養部の田沢純一助教授からは、野外及び屋内において腕足類化石を中心に貴重な教示を受けた。二畳系のコケ虫化石の同定を千葉大学理学部の坂上澄夫教授、二畳系のサンゴ化石の同定を大阪市立大学理学部の江崎洋一博士にそれぞれお願いした。また雄勝産魚竜化石については北海道大学理学部箕浦名知男博士に助言を頂いた。

以上の方々に深甚なる謝意を表する。

岩石薄片の作成は、地質標本館の宮本昭正、北海道支所佐藤卓見の各技官が担当した。

I. 地 形

(鎌田耕太郎)

三陸海岸南部は、リアス海岸として知られており、大小の湾入・岬が複雑に入り組んだ海岸線を形成している。その中で調査地域には、北から志津川湾、北上川の河口に位置する追波湾及び雄勝湾が湾入し、図幅西縁が東経141度30分の経線で切られるために、陸域は志津川湾と追波湾にはさまれる部分の先端(戸倉-十三浜地区)と追波湾と雄勝湾にはさまれる部分の突出部(雄勝地区)に分けられる(第1図)。

*元地質部(現弘前大学) **地質部

Keywords : areal geology, geologic map, 1:50,000, Ōsu, Miyagi, Kitakami Sanchi, Ogatsu, Tokura, Jusan-hama, South Kitakami Belt, Paleozoic, Permian, Mesozoic, Triassic, Cretaceous, Neogene, Pliocene, Ōyakejima Formation, Toyoma Formation, Inai Group, Hiraiso Formation, Ōsawa Formation, Fukkoshi Formation, Isatomaie Formation, Cretaceous dike rocks, slate, sandstone, conglomerate, limestone, porphyrite, Ogatsu Anticline, Ōsu Syncline, slaty cleavage, roofing slate.

雄勝地区においてはリアス海岸特有の入り組んだ海岸線が比較的急峻な山地をとりまき、外洋に面する所では高さ 30 m 以上の海食崖となっている。それに比べて戸倉-十三浜地区は海岸線の出入りが少なく、傾斜のやや緩い山地部が高さ 20-40 m の海食崖で囲まれている。しかし、戸倉-十三浜地区周辺の海底地形（海上保安庁水路部，1983a, b, c, d）に注目すると、リアス海岸を呈する地形的特徴は水深 100 m 前後までの地域に顕著に残されていることがわかる（第 1 図）。

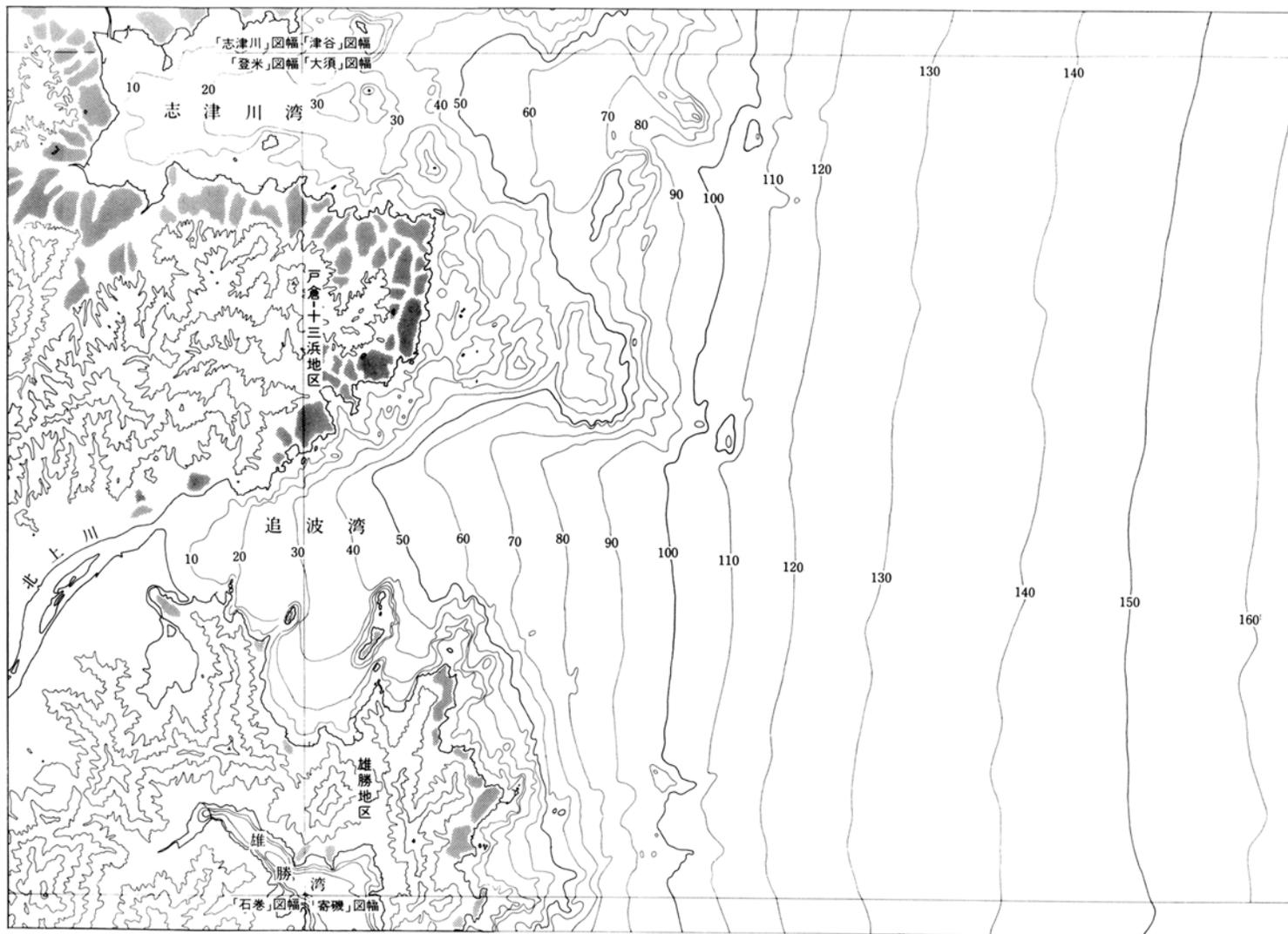
このような複雑な湾入地形は、後氷期の海面上昇により溺れ谷として形成されたものである（貝塚ほか，1985）。また本図幅地域を含めた三陸海岸南部には流域面積の広い、比較的大きな河川はごく稀で、まとまった広さを持つ沖積平野の発達に乏しい。北上川は本邦屈指の大河川であるが、追波湾に通じる河道部分は 1931 年の流路変更によりつけ変えられたもので、河口付近には十分な広さの平野を形成するに至っていない。

山地を構成する地質系統は、下部中生界と上部古生界に属する堆積岩類と、これらを貫く前期白亜紀の岩脈類であり、その風化作用は一般にごく表面のみに限られている。したがって、山地における表土（土壌）は非常に薄く、通常数 10c m 以下である。岩盤は堅固なうえ、表土も少ないので、斜面崩壊などによる大規模な自然災害は知られていない。

上述のように、本図幅地域には、日本の各地で多く見られる第四紀の段丘地形がほとんど認められない。段丘は地盤の断続的な隆起運動や海水準の変化によって形成される。リアス式海岸は、一般に沿岸域の広域的沈降が大規模な海水準の上昇によって形成されると考えられている。滝沢ほか（1987）で指摘したように、リアス海岸を特徴づける凹凸地形は海面下 100 m 以深まで追跡でき、水深 130 m で完全に消滅している。このことは、本図幅地域及び周辺地域が第四紀には顕著な隆起の場になかったことを示唆している。しかし志津川湾南西部（本図幅北西隣）に位置する竹島には鮮新統が分布し（森，1989）、志津川湾沿岸にも非海成鮮新統と考えられる堆積物が点在して分布することから（滝沢ほか，1990）、新第三紀以降、海水準変動とともに地域的な昇降運動があったことになるが、資料が不十分なために明らかではない。現在の山地と河谷の基本的な形態はいつ頃形成されたのであろうか。ここで古い年代にさかのぼって簡単に考察してみる。

北上山地は、白亜紀前期の中頃（約 1.2 億年前）に、中・古生層の強い褶曲作用と花崗岩類の貫入といった一連の地殻変動を受け（大島造山運動）、激しく隆起し、陸化した。その後は安定した陸地として、大きな地殻変動を被ることもなく、新生代を通じて緩やかな浸食を受け、準平原化していったと推定できる。この間、新第三紀初葉には北上山地の西側は、火山活動を伴った深い断裂が生じ陥没した。鮮新世（約数 100 万年前）になって、本図幅地域の西側の北上低地帯と本地域の一部にも海水準の上昇に伴って海が進入し、局所的に浅い海に礫・砂・泥が堆積した。これが後述する仙台層群とその相当層とで、その海進を竜ノ口海進と呼ぶ。この海進による平坦面形成後、恐らく鮮新世の末期から更新世初めになって、南部北上山地は全般的に隆起し、河谷の下刻が始まった。ウルム氷河期には海水準が現在よりも最大水深 100 m 近くも低下した後、縄文海進を経て現在の地形に至った。縄文海進（7,500-4,000 年前）には追波川河谷は追波湾と石巻湾をつなぐ海水の通路（海峡）となっていた（長谷，1967）。

一方、西隣図幅に連続する地形、追波川や南沢川-折立川の見られる東西方向の大きな河谷は、その位置を通る同方向の大きな断層（追波川断層（伏在）と折立断層）と位置と方向が一致しているから、構造性



第1図 「大須」図幅及びその周辺地域の陸上及び海底地形図
陸上の等高線は100 m 間隔，海底の等深線は10 m 間隔(海上保安庁水路部，1983 b, d)．灰色部は小起伏地形を表す

の断層谷であることは間違いない。著しく開析されていることから、この二つの河谷の形成はかなり古い時期に始まっていたであろう。

II. 地 質 概 説

(滝沢文教・鎌田耕太郎)

大須図幅地域は北上山地の南端部に近く、地質学的に南部北上帯に属する。本図幅地域を構成する主要な地質系統は、上部古生層と下部中生層及び白亜紀前期の貫入岩類であり、そのほかにわずかな新第三紀層と低地帯を構成する完新統からなる(第5図)。中・古生層の記述に当たっては、本図幅地域内を雄勝地区と、戸倉-十三浜地区に区分して表現することとする。

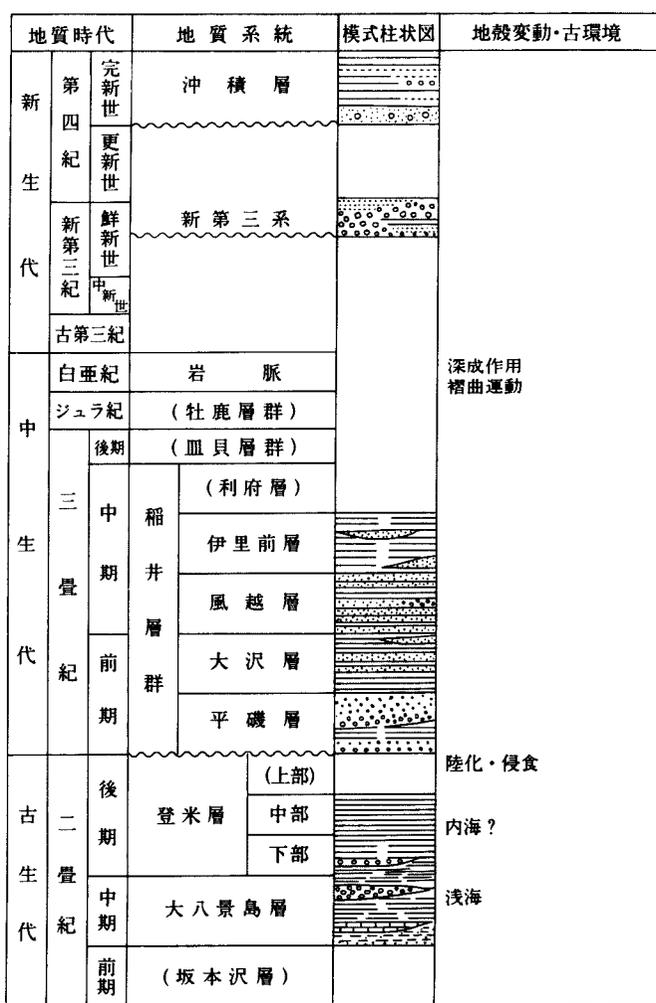
本図幅地域の上部古生層は、中部及び上部二畳系に対比される。それらは粘板岩を主とし、砂岩・礫岩・石灰岩を伴う。軟体動物をはじめとする種々の動物化石を含む浅海-内海型の地層群である。すなわち二畳系は、叶倉統相当の大八景島層と登米層が露出し、前者は砂岩・石灰岩・シルト質粘板岩からなる。登米層はシルト質粘板岩からなる下部と、均質で非常に細粒な粘板岩からなる中部とに2分される。二畳紀最後期に相当する登米層上部は本図幅地域には分布しない。

南部北上山地の古生界は、少なくとも化石により実証される限り、中部シルル系に始まり、デボン系・石炭系・二畳系と順次累重しており、多くの浅海生動物化石を産出している。南部北上帯の古生層は先二畳系の分布状況と構造から、三つの中心域が知られている。一つは早池峰構造帯の西部に沿った北縁部地域である。他の二つは北西部の鶯ヶ森ドームと北東部の世田米ドームとがそれぞれであり、世田米ドームの南方延長が本図幅地域の古生層に相当する(第3図)。隣接地域との関係からみると大須地域の二畳系は、雄勝背斜の軸部を占めるが、その北側は海中に没し、気仙沼市南方の岩井崎付近の二畳系に連なる。

南部北上帯の二畳系の標準層序(小貫, 1937; Minato *et al.*, 1965)は、下位より坂本沢層(統)、叶倉層(統)、登米層(統)に3分されている。以上の二畳系の岩相についてみると、坂本沢・叶倉相当層は含石灰岩層であって、かつ砂岩や礫岩といった粗粒碎屑物に富む。岩相と層厚の側方変化が著しいうえ、岩相は垂直的にも変化しやすい。他方、登米層は大部分が粘板岩からなり、垂直的並びに水平的にも安定した均質な岩相である。このように登米層とそれより下位の二畳系とでは堆積環境とその安定度が非常に異なっていたと推定できる。化石相についても、坂本沢・叶倉相当層は浅海成の貝化石・サンゴ化石を中心に含有量・種類ともに豊富であるのに、登米層は最下部を例外として、化石の種類数は非常に限定されているうえ量も少ない。二畳系の分布を見ると、坂本沢・叶倉両相当層は南部北上のほぼ全域に広がっているのに対し、登米層の分布はほとんどその南半部に限られ、三畳系稲井層群を取り囲むよ

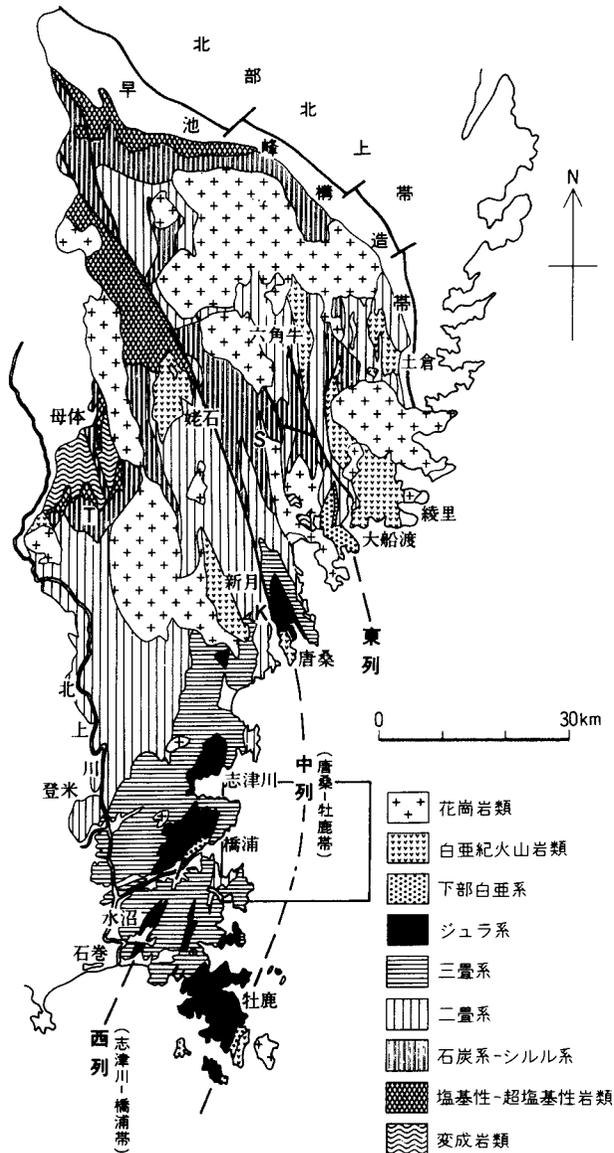
うな範囲に限定されている。

以上に述べたような登米層とそれより下位の二疊系との岩相や分布上の大きな差違は、両者の間に、古生代堆積盆における沈降域や堆積環境の上で大きな変化のあったことを示唆させる。両者の層序的關係が常に整合であるのが不思議なほどである。この大きな差違は、古生代末の堆積盆に古地理的に大きな変革が生じ、浅くて石灰岩や粗粒碎屑物の堆積するような開いた浅海環境が、二疊紀後期の初葉に内海(または内湾)的な深くて閉鎖的環境に急激に移化したことを示す。湊(1944)はこれを“登米海”と呼んだ。場所によっては数100 mに達する厚い層厚を持つ薄衣式礫岩の堆積が、この“登米海”の形成の直前であることも構造発達史上興味深い。滝沢(1977)が推定した中生代堆積盆の東側に存在したであ



() 内は本地域には露出しない

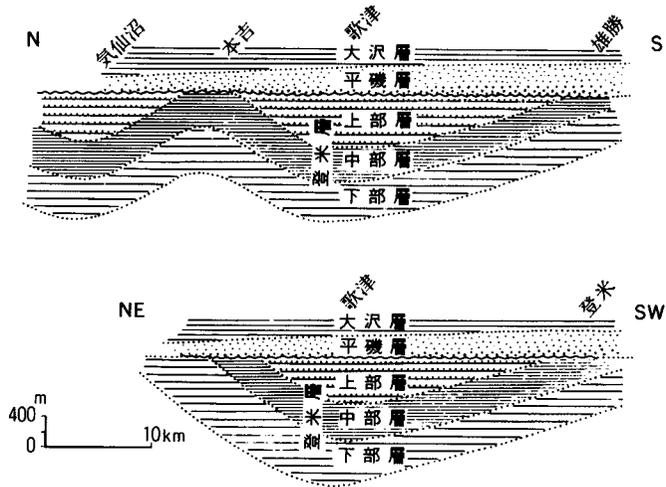
第2図 大須地域の地質総括図
柱状図の打点は砂岩、横線部は泥質岩を示す(第6図の凡例にほぼ対応)



第3図 南部北上山地の地質概略図。枠内は大須地域を示す。
T: 薫が森, S: 世田米, K: 気仙沼

ろう構造性の古陸(氷上-金華山隆起帯)は、“登米海”の形成にも直接的に関連し、二疊紀末期に出現した可能性が大きい。

二疊系と三疊系とは不整合であり、この間の陸化・浸食作用により、本図幅地域では登米層の中部層の一部と上部層が削剥された。三疊紀前-中期の稲井層群は二疊系登米層を明らかな不整合で被覆し、基底礫岩・砂岩の平磯層、粘板岩の大沢層、砂岩と粘板岩の風越層、砂質粘板岩厚層の伊里前層の4層が



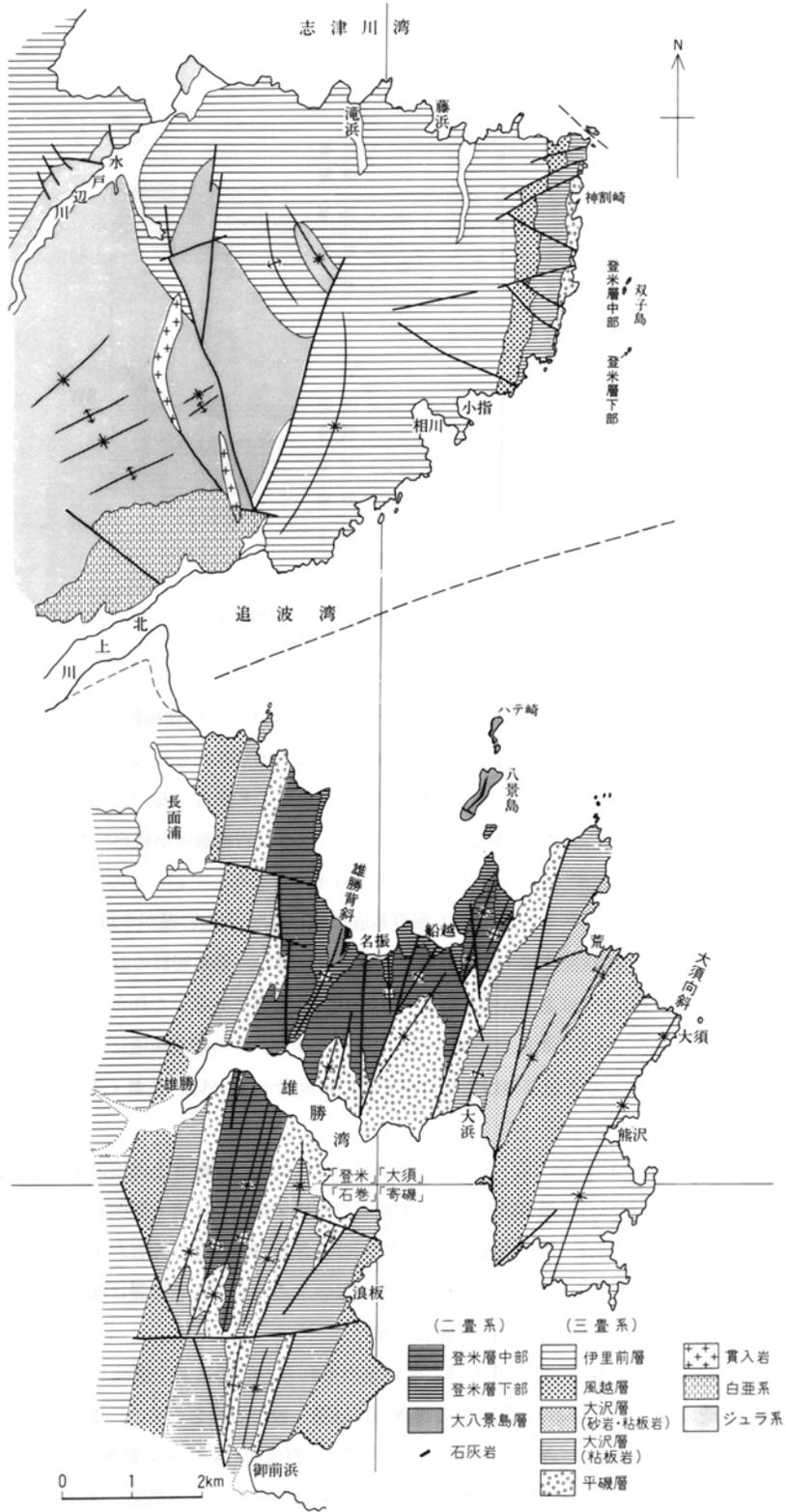
第4図 北上山地における二疊系と三疊系の関係を示す概念図(村田・下山, 1979より)

順次重なっている。岩相の垂直的推移から分かるように稲井層群は、2堆積輪廻を示す。層厚は2,000m以上。南部北上山地での同層群の分布は広く、南北約55km、東西約25km以上の範囲に、ところどころにジュラ系を擁しながら分布する。その層序と岩相は水平的にも非常に安定しており、基底礫岩と風越層の層厚変化がある以外、どここの場所においても、同じような岩相層序が観察できる。確かな累重関係と化石層序をもつ下部-中部三疊系は、本邦ではあまり多くは分布していないので、稲井層群は本邦の三疊系を論ずる上で重要な存在である。稲井層群基底の礫岩は、火山岩礫が卓越し、花崗岩礫のほか種々の堆積岩・火山岩・片状変成岩・熱変成岩などを雑多に含む。稲井層群の最も特徴的な岩相は、縮状の葉理粘板岩(大沢層)または葉理砂質粘板岩(伊里前層)の厚層である。これらの泥質岩はかなり石灰質で、CaOを10%以上含有することで特徴づけられる。しかし、その形成環境については、まだ十分には解明されていない。同じ泥質岩卓越層である登米層の粘板岩とは、外観(色調・葉理の有無など)・岩質ともに大きく異なる。

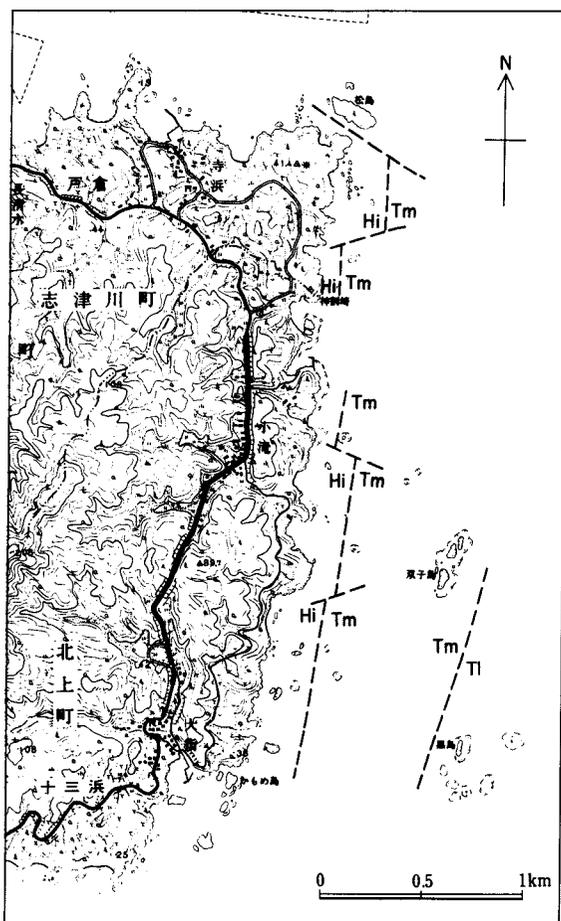
以上に述べた中・古生層を貫いて、多くの岩脈が見いだされる。南部北上山地の中・古生層を貫くひん岩岩脈は、含まれる斑晶の特徴等に基づいて斜長石ひん岩・輝石ひん岩・角閃石ひん岩の三つに大別されている(滝沢ほか, 1984)。本図幅地域では角閃石ひん岩及び斜長石ひん岩が主に見いだされる。輝石ひん岩は幅数m規模のものが2-3見られるに過ぎない。これらひん岩岩脈は深成岩類と相前後する時期の貫入と考えられている(滝沢ほか, 1984, 1987)。

本図幅地域の中・古生層は、南部北上帯の他地域のそれらと同様によく褶曲している。様々のオーダーの褶曲構造のうち、本図幅地域南西端の雄勝背斜は第一級の規模を有する。雄勝地区では地層が複雑に褶曲しているのに対し、十三浜-戸倉地区では西方に同斜構造しているに過ぎない。登米層や大沢層の粘板岩は石材として著名なように、二疊系と三疊系には顕著なスレート劈開が発達している。

北上山地の中・古生層の褶曲運動は、陸中海岸沿いの宮古層群(白亜系アプト階)基底の不整合として



第5図 a) 地質概略図。中央部「」つきの名称は5万分の1地形図名



b) 戸倉-十三浜地区における二疊-三疊系の推定分布境界
 国土地理院発行2万5千分の1地形図「陸前相川」を使用
 Tl: 登米層下部, Tm: 登米層中部, Hi: 平磯層

示され、褶曲した地層の最も若い年代の地層が気仙沼近傍の大島に露出することから、大島変動 (Kobayashi, 1941) と呼ばれている。この変動は花崗岩類の貫入を伴った。この変動以降、北上山地は安定陸地化して、大きな地殻変動を直接的に被ることなく、現在に至っている。ただし、新第三紀中新世の初葉には、本地域のすぐ西側の現在北上低地帯と呼ばれている地帯が、烈しい陥没と火山活動・堆積作用の場と化したから、その影響は多少本図幅地域にも及んだかも知れない。しかし、明確に中新世頃に活動したと結論できる断層や火成活動を証拠づけるものはない。

鮮新世初期には、海進が起こって、仙台層群下部の地層を堆積せしめた(竜ノ口海進)。志津川湾沿岸の標高30m前後の所と、相川付近に点在する新期堆積物は、鮮新統と判断され、上部仙台層群相当の堆積物である。その後鮮新世末から第四紀前半には、本地域全般が緩やかに隆起し、山地の下刻作用を一時的に強めたと見られる。第四紀後半には、目立った隆起運動もなく、ウルム氷河期における海水準の低下(-80mあるいは-130mの両説がある)による下刻作用のあった後と縄文海進(7,500-4,000年前)を受けて沖積層が低地に堆積し、沖積低地を埋積した。

Ⅲ. 二 畳 系

(滝沢文教・鎌田耕太郎)

Ⅲ. 1 概要及び研究史

本図幅地域南西部の雄勝町には、雄勝背斜の軸部をなして二畳系が分布する。二畳系は、雄勝背斜の軸が南方に緩く沈下するため、南方に楔状に突っ込んだ分布形態を示す。ここでの二畳系は二畳期中期の大八景島層と同後期の登米層に分けられる(第2図)。薄衣式礫岩が、大八景島層と登米層下部に認められる。なお、先述したように登米層上部、すなわち二畳紀最後の地層は、大須図幅地域には露出しない(第4図)。

戸倉-十三浜地区においては、従来二畳系の存在は知られていなかった。今回の調査により、北上町小滝東方海上に位置する双子島、黒島及びその周囲の岩礁(第5図b)に二畳系の分布することが判明した。これらの小島及び岩礁を構成する地質系統は、岩相・層序学的に上部二畳系登米層に対比される。

上部二畳系登米層は、いずれの分布地においても示準化石の産出に比較的乏しい。気仙沼や本吉郡歌津地域においては、最上部二畳系を示す有孔虫化石の産出が報告されている(Tazawa, 1975; Ishii et al., 1975)が、一般には二枚貝・巻貝化石群集に基づいて下位から以下のように三分されている(ペルム・三畳系ワーキンググループ, 1975)。 *Kitakamispira hanzawai-Nuculopsis mabutii Zone*, *Palaeoneilo ogachiensis-Phestia kon'noi Zone*, *Euphemitopsis kitakamiensis -Astartella toyomensis Zone*. このうち雄勝地区には下部の二つの化石帯の存在が確認されている(村田・下山, 1979)。なお、最近では本地域外を含む登米層中より頭足類の産出が報告され(永広・坂東, 1978, 1980; Ehiro and Bando, 1985; Murata and Bando, 1975; Ehiro et al., 1986), 南部北上山地の中・上部二畳系を下位から *Timorites* 帯, *Araxoceras* 帯及び *Medlicottia kitakamiensis* 帯に分けることも提案されている(永広, 1987)。

研究史

二畳系は、本図幅地域北側の津谷地区を中心に発達する中部・上部二畳系の構造的には南部への延長部に当たるものであるが、模式地等に比べて、雄勝地区の二畳系に関する研究は少ない。1887年、神保小虎は東京大学地質教室の卒業論文として気仙沼以南の北上山地を調査し、中・古生界についての研究を行った。その中で登米郡東和町米谷付近、桃生郡雄勝小浜などにおいてサンゴ、腕足類、蘚虫類、三

葉虫などの化石を発見し、北上山地に二畳系の発達することを初めて確認した。神保の研究はHarada (1890)に地質図付きで取りまとめられている。その後、層位的にはMurata(1964)など、古生物学的にはサンゴ(Yabe and Hayasaka, 1915; Minato, 1955)、頭足類(Yabe and Mabuti, 1935; Nakazawa, 1960)、石灰藻(Endo, 1952)、二枚貝など(Murata, 1968, 1969; Nakazawa and Newell, 1968)に関する研究がある。また、湊(1944など)、加納(1971)、岩井・石崎(1966)、Choi(1984)による薄衣礫岩を扱った岩石・古地理学的研究もある。これらの研究成果は小貫(1956, 1969, 1981)に取りまとめられている。さらに最近、吉田(1990)や鎌田(1990)、Kamada(1991)により中部、上部二畳系の粗粒砕屑岩に関して堆積学的検討が進められている。

雄勝地区の二畳系についての層序学的研究では、稲井・高橋(1940)が最初の本格的な研究報告と言える、村田・下山(1979)は、雄勝地区の二畳系を詳細に検討し、三畳系との不整合による登米層上部の欠如の状況を明らかにした。古生物学的研究では、Hayasaka(1924)によって、本地区の二畳系産動物化石が記載されたのを端緒に、Murata(1969)及びEhiro *et al.*(1986)の軟体動物化石などが報告されてきた。構造地質学的研究として、Tokuyama(1965)、滝沢(1981)、於保(1981)、Oho(1982)が褶曲やスレート劈開について報告している。

登米層粘板岩の化学組成や鉱物組成に関する研究は、1960年代以降数多くなされてきた。それらの研究の目的は、北上山地以外の東~~東~~生層筈D質岩との比較、供給源岩の推定、ウラン資源の探査などである。全岩化学分析(主成分)についてはKatada *et al.*(1963, 1964)、神戸ほか(1968)、小貫(1969)、などに公表されているほか、片田・小野(1968)に多くの著者の分析値が集約されている。最近、地質調査所作成の地球化学標準試料(JSL-1, 2)としても雄勝地区の本層粘板岩の分析値が公表された(第3表)。このほか近藤(1966)や石原ほか(1969)、Kanisawa and Ehiro(1986)の分析値もある。遠藤ほか(1973)は黄鉄鉱とイオウの起源について地球化学的研究を行い、それらの形成条件を論じた。藤貫ほか(1974)は登米層の炭質物について研究した。これらの研究については、滝沢ほか(1990)に紹介してある。

III. 2 大八景島層(Yc, Yt, Ys, Yl)

定義 八景島(大八景島)に代表的に露出し、石灰岩レンズを含む中-細粒砂岩・砂質シルト岩からなる叶倉統相当の中部二畳系である。

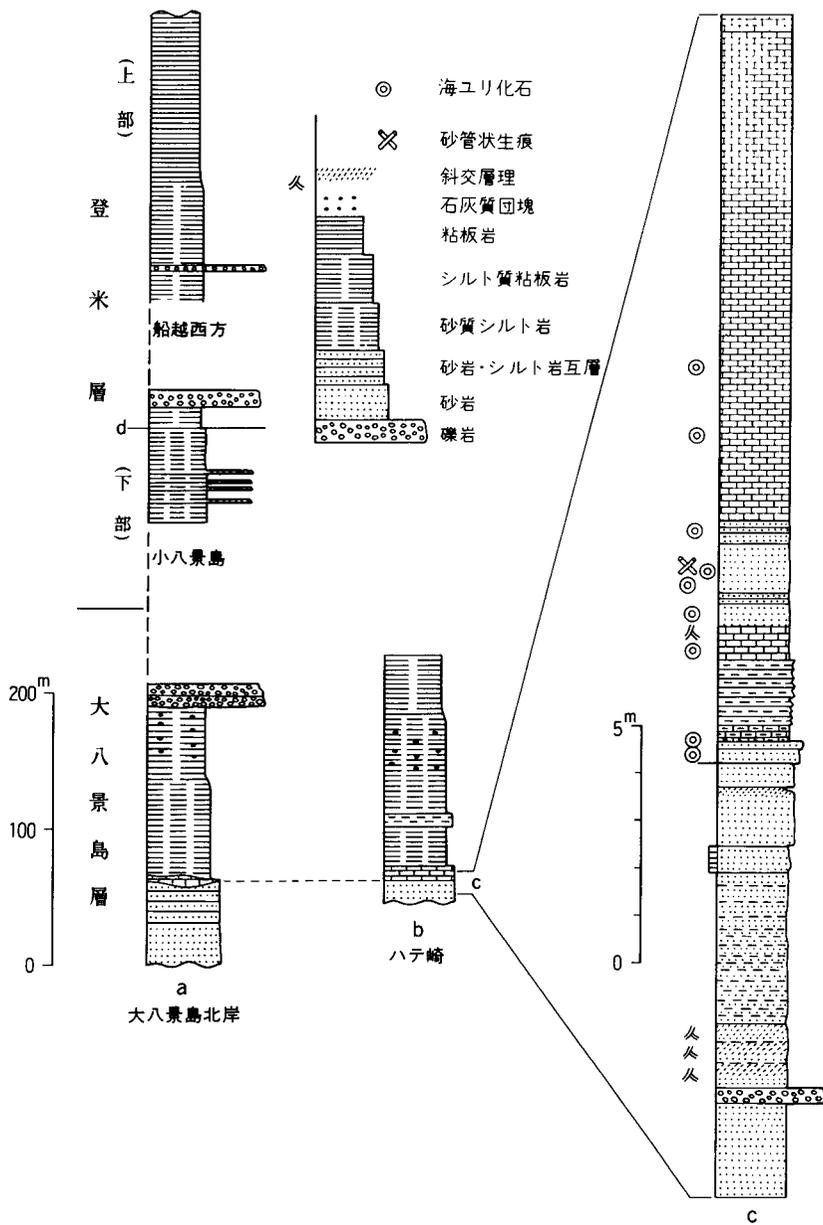
地層名 稲井・高橋(1940)が最初に大八景島砂岩層と命名。村田・下山(1979)が再定義した。

層厚 大八景島で200 m以上。下限及び上限不明。

模式地及び分布 大八景島及びハテ崎。大八景島層は西隣の登米図幅地域の雄勝町名振西方にも分布する(第5図)。

岩相 砂質シルト岩・中-細粒砂岩・礫岩と石灰岩からなる(第6図)。本層中下部の石灰岩体は小浜石灰岩と呼ばれ、西隣の登米図幅内に典型的に露出する。薄衣式礫岩が本層上部に挟在する。

砂岩は本層の下部によく発達し、一般に帯緑色を呈する。中-細粒で淘汰良好、10-50cmの単位(中層理)でよく成層する。砂岩層上部ではしばしば石灰質で海ユリ、腕足類などの化石を含む。砂岩は火山岩片を多く含む石質アレナイトで、主要な鉱物・岩片は酸性火山岩>斜長石>石英である。他に堆積岩



第6図 八景島付近における二層系の地質柱状図
柱状図cはハテ崎の石灰質砂岩-石灰岩部分で、柱状図bの一部

類・エビドート・雲母片などが少量含まれる。

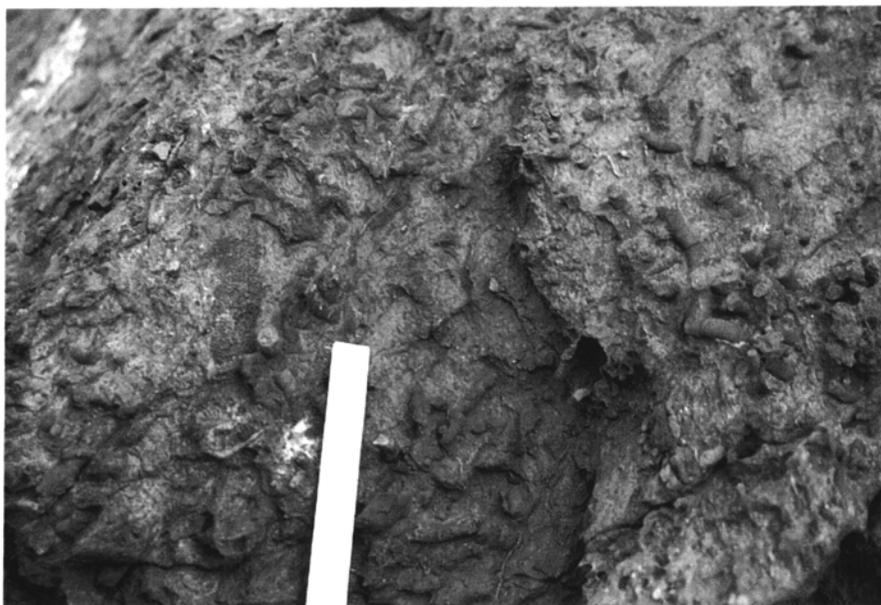
砂質シルト岩と細粒砂岩は、1-2 mから数10c mの単位で成層構造が発達する。砂質シルト岩には生物擾乱の痕跡が顕著である。しばしば非常に石灰質な部分があり、多数のコケ虫類・腕足類・二枚

貝・サンゴ・海ユリなどを化石として含有し、風化して茶褐色を呈する。化石の中には破片化したり摩耗したものが少なくない。径10c m以下の外来礫を少量混ざる。本層上部のシルト質粘板岩中には泥灰岩(marl)の薄層(20c m以下)を頻繁に有する。また、石灰質団塊も多量である。

石灰岩はいわゆる海ユリ石灰岩で多量の海ユリ化石を含有し、コケ虫・石灰藻・サンゴ化石なども含有する。石灰岩層の厚さは、ハテ崎で約20 m、層状であるが側方に若干膨縮する。石灰岩の主岩体の周辺には不規則な形状の小岩体を多数付随する。石灰岩の成層構造は良く発達する場合と弱い場合があり、バイオスパーライトまたはバイオミクライト質である。石灰岩は強いスレート劈開の発達とともに弱い再結晶を被っている。そのため、化石の保存が不良である。

礫岩は本層上部に中-大礫からなる薄衣式の含花崗岩礫岩があり(第9図)、層厚は最も厚い部分で20 mに及ぶ。礫の大きさは10-15c mが多く、泥質石灰岩の同時浸食礫を含む(第9図)。礫種は酸性火山岩類(流紋岩・デイサイト・凝灰岩など)が70-80%と圧倒的に多く、他にグラノファイアなど花崗岩質岩・弱変成堆積岩類・石灰岩・砂岩などが見られる。基質は泥質砂岩または砂質泥岩からなる。大八景島北東端及び同西南部によく露出する。

本層に対比される叶倉層相当層は、南部北上山地に広く分布するが、小貫(1969)、Minato et al. (1979)などによって、叶倉層相当層の岩相を通覧すると、砂岩・礫岩(薄衣式礫岩)及び石灰岩から構成されるのが一般的で、八景島のように厚さ100 m以上もの泥質岩を伴うことは、むしろまれである。本図幅地域が叶倉層相当層の分布域の中で隔絶して南端部に位置することから、そのような岩相の水平変



第7図 大八景島層における化石の産状(ハテ崎)。コケ虫化石が多い

化があるのであろう。

化石と時代 第1表に本層産腕足類を示す。腕足類は砂岩、砂質シルト岩-石灰岩の散点的に産する。これらの腕足類は保存状態があまり良くないため種の同定の不能な標本が少なくない。しかし、これらは全体として北上山地において二疊紀中期を示しており、二疊紀後期を指示する属種を含んでいない。ハテ崎及び八景島産の化石の中でも非常に多量に含まれるコケ虫化石(セヒドラ類?)は再結晶がかなり進んでいるため、保存不良で属種の確定できる標本は皆無であった。ただし、ハテ崎の石灰岩からは *Fistulipora*? sp. が見出された。ちなみに、南部北上山地の他地域の叶倉層相当層からはたたくさんのコケ虫化石が Sakagami (1961), 坂上(1967) など報告されている。稲井・高橋(1940)により、第2表のような化石が報告されている。また、村田・下山(1979)は雄勝町小浜(地域外、名振西方)の本層上部から *Lepidolina kumaensis* の産出を報告しているが、詳細な記載はない。以上の化石は、世田米地方の叶倉層や登米図幅地域の天神ノ木層と共通種が多く、本層は叶倉層や天神ノ木層と同層位で二疊紀中期と判断される。また *Lepidolina* 属の産出は、本層が、二疊紀中期の最後期まで達していることを示している。大八景島層からは他地域の叶倉相当層の代表的化石である *Michelinia* (サンゴ) や *Monodioxodina matsubaishi* (フズリナ) など叶倉層下半部を特徴づける化石を産していない。また、本地区では下限が露出していないことを考慮すると、本層の下限は中期二疊紀の初期までは遡らない。

第1表 大八景島層産腕足類化石(田沢純一博士同定)
化石産地は巻末の付図 A-1 に示す

種名	化石産地						
	Ty453	Ty454	Ty478	Ty479	Ty480	Ty442	
<i>Orthotetina</i> sp.			○				
<i>Derbyia</i> sp.			○			○	
<i>Waagenites</i> sp.			○				
<i>Gratiosina gratiosa</i> (Waagen)	○		○		○	○	
<i>Linoproductus</i> sp.		○				○	
<i>Compressoproductus</i> sp.		○					
<i>Leptodus</i> ? sp.						○	
<i>Stenosisma humbletonensis</i> (Howse)			○				
<i>Stenosisma</i> sp.			○				
<i>Stenosisma</i> ? sp.			○				
<i>Rhynchopora</i> sp.			○				
<i>Spiriferella</i> sp.	○	○	○		○		
<i>Spiriferella</i> ? sp.			○				
<i>Spiriferellina</i> sp.				○			
<i>Phricodothyris</i> ? sp.		○					
<i>Neophricadothyris</i> ? sp.			○				
<i>Martinia</i> ? sp.			○	○			
Marginiferidae gen. et sp. indet.			○				
Reticulariidae gen. et sp. indet.			○				

第2表 大八景島層産動物化石リスト(小貫, 1969より)

<i>Amblyosphonella dichotoma</i> (Yabe)	<i>Camarophoria</i> sp.
<i>A.</i> sp.	<i>Rhynchonella</i> sp.
<i>Coelocladia spinosa major</i> Hayasaka	<i>Dielasma</i> cf. <i>biplex</i> Waagen
<i>Thamnopora?</i> sp.	<i>D.</i> sp.
<i>T.?</i> <i>nipponica</i> (Hayasaka)	" <i>Spirifer</i> " sp.
<i>T.?</i> <i>chaetetoidea</i> (Hayasaka)	<i>Cyrtospirifer?</i> sp.
<i>Michelinia?</i> sp.	<i>Reticularia</i> sp.
<i>Fenestella</i> sp.	<i>Squamularia</i> cf. <i>waagenii</i> (Lóczy)
<i>Coeloconus</i> sp.	<i>Martinia</i> sp.
<i>Leptodus richthofeni</i> Kayser	<i>Palaeoneilo ogachiensis</i> Hayasaka
<i>Productus flemingii</i> Sowerby	<i>Nuculites kimurai</i> Hayasaka
<i>P. puvei</i> Hayasaka	<i>Cryptocardinia?</i> sp.
<i>P.</i> cf. <i>cora</i> d'Orbigny	<i>Myophoria subelegans</i> Waagen
<i>P. cancriniormis</i> Tscherhyschew	<i>Stacheoceras</i> sp.
<i>Chonetes molengraffii</i> Bloili	" <i>Protocycloceras</i> " sp.
<i>Richthofenia</i> sp.	" <i>Phillipsia</i> " sp.
<i>Camarophoria humbeltonensis</i> Howse	<i>Verbeekiella japonica</i> Yabe and Minato

III. 3 登米層(T1, Tm)

定義 二疊系上部に発達する均質で厚い泥質岩層。

地層名 馬淵・野田(1934)による。

模式地 登米図幅地域の登米町北沢付近。

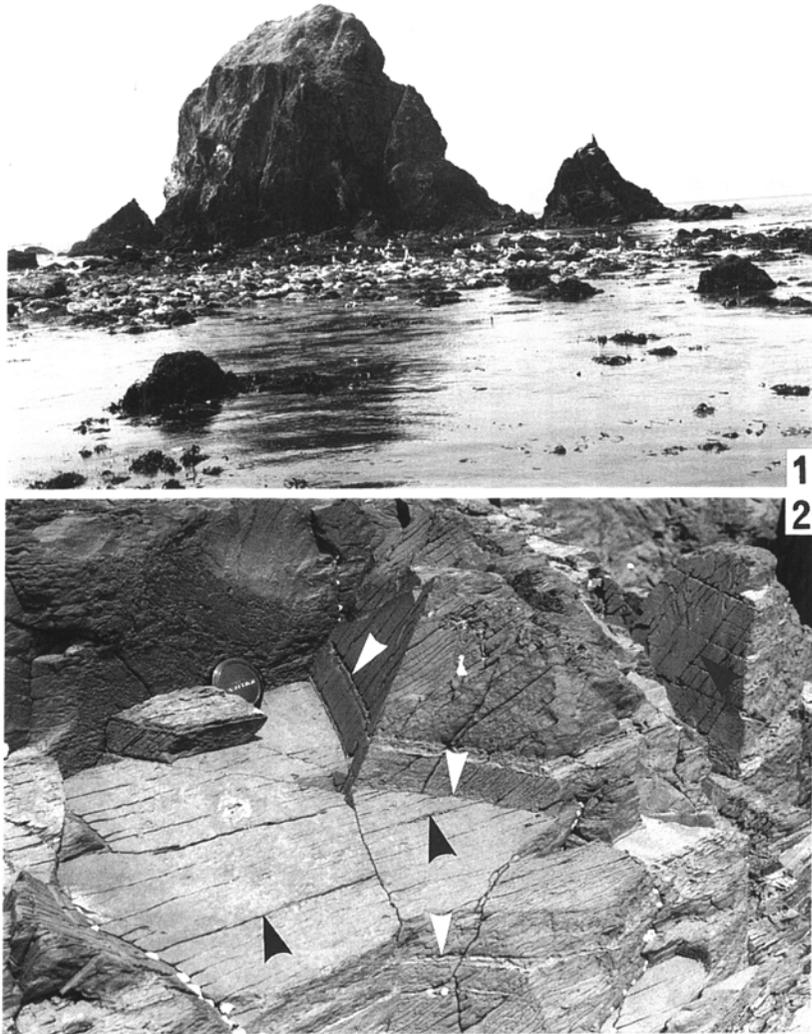
分布 雄勝町船越湾岸から石峰山北麓, ほかに北上町双子島, 黒島及びその周辺の岩礁。

層厚 本地域では下位が海中に没し不明であるが, 下部層が約400 m, 中部層は船越付近で約400 m, 雄勝背斜西翼(登米図幅内)で450 m。

層序区分及び層序関係 全体が泥質岩からなるが, 砂質シルト岩ないしシルト質粘板岩からなる下部層と, 粘板岩からなる中部層とに2分される。下部層には厚さ1-2 mの砂岩を挟むほか, 一部に礫質な部分もある。

下位の大八景島層との境界は岩相的に漸移関係にあるため, 境界の設定は微妙である。岩相的には大八景島層上部と登米層下部は酷似, 前者の腕足類やコケ虫化石に代わって, 本層では巻貝-二枚貝化石の産出が特徴的で, 地域区分の指標となる。大八景島層の最上部では, 砂質シルト岩ないしシルト質粘板岩中に泥灰岩の挟みが多いのに対し, 本層ではそれが少ない。このシルト質粘板岩はスレート劈開がかなり強いが, 粘板岩のように細かくは割れにくい。

岩相 下部層(T1) は, シルト質粘板岩及び砂質シルト岩を主体とし, 粘板岩, 極細粒-細粒砂岩及び礫岩を挟む。シルト質粘板岩は鏡下では径0.05 mm以下の石英・斜長石を主とした鉱物粒が多量に混入しており, 一般に登米層中部層の粘板岩より硬質である。生痕の発達が著しい。シルト質粘板岩は1-3 m

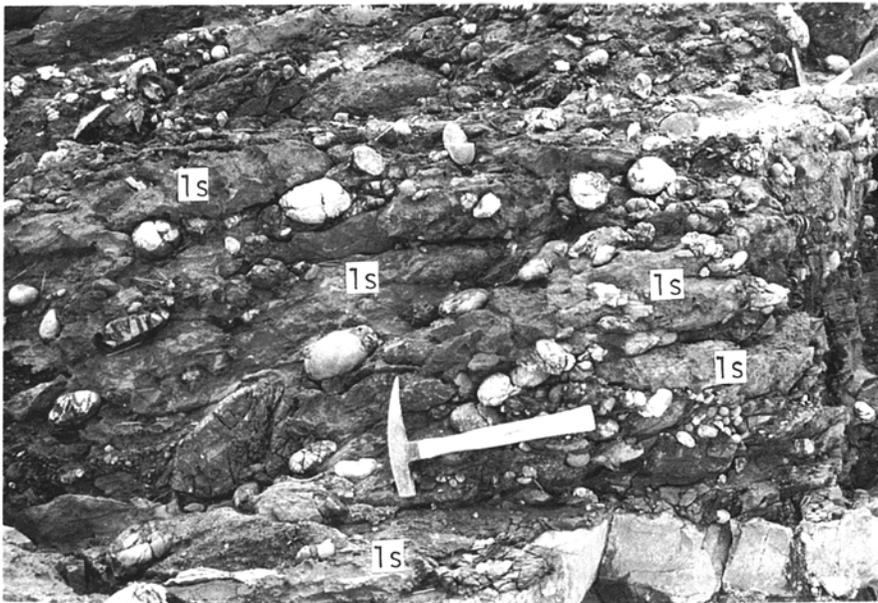
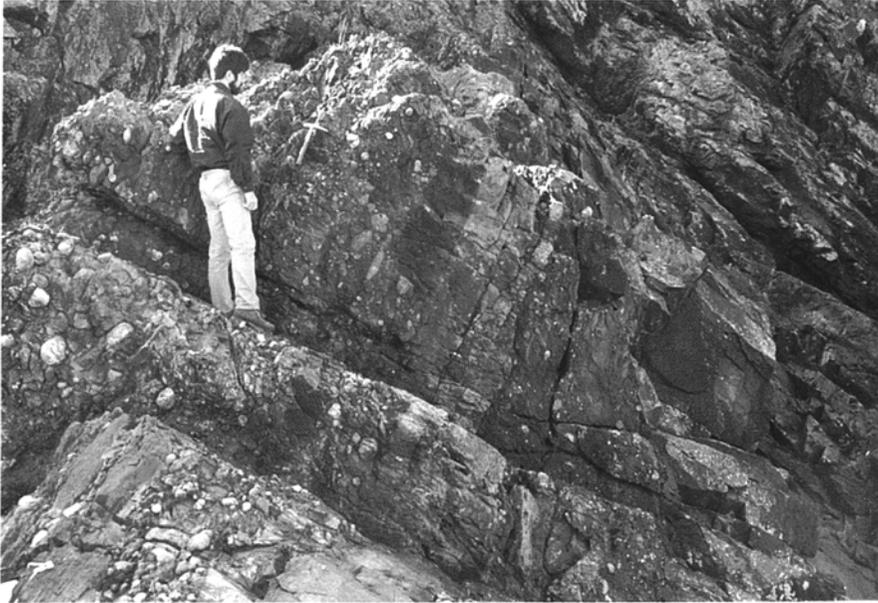


第8図 双子島付近の二疊系

1. 双子島(南側の小島) 2. 双子島を構成するスレート劈開の発達した粘板岩。
白矢印が層理面で、高角度で交わるのが劈開面(黒矢印)

の単位で成層している。スレート劈開の発達度合は、下部層の泥質岩は不規則な形状に割れやすく、中部層の粘板岩のように平行した葉片状とはなりにくい。

下部層には厚さ1 m以下の細粒砂岩をよく挟み、その一部はスランプ褶曲をなしていることもある。小八景島東端では薄衣式の含花崗岩礫礫岩が見られ、厚さ15 m以上で、礫の大きさは10-15 cmが卓越する。礫岩には花崗岩及び酸性火山岩の礫が多い。基質は泥質砂岩または砂質泥岩からなる。また小八景島では厚さ0.3-1 mの含化石小礫礫岩が数枚発達している(第10図)。その化石群は腹足類の



第9図 八景島北東端に見られる薄衣式礫岩
下の写真はクローズアップ、lsは石灰岩の同時浸食礫

Bellerophon や二枚貝が入っているのが特徴で、腕足類は見られない。この礫岩は底部に同時浸食構造、上部に級化構造を持つことから混濁流堆積物起源と考えられる。

今回、新たに見いだした黒島及びその周辺の岩礁を構成する、本層下部層は、より粒度の粗い砂質粘板岩を主体とし、細粒砂岩の薄層やレンズを挟む。砂質粘板岩には斑状の細かな生痕が見られる。登米層



第10図 登米層下部の含化石礫岩
巻貝および二枚貝の化石を多量に含む

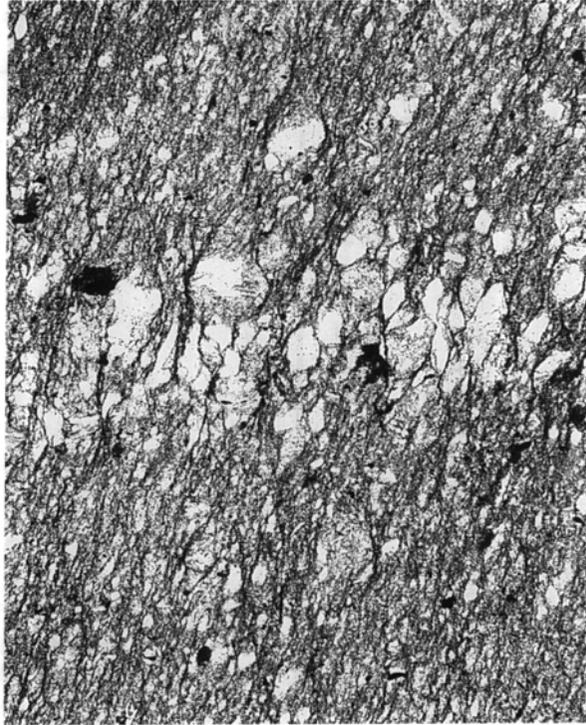
中部層に比べると、スレート劈開の発達弱い。

中部層(Tm)は、黒色ち密な粘板岩の厚層で、登米層の代名詞的な岩相である。この粘板岩は、細粒・均質な粘土岩を原岩とし、顕著なスレート劈開の発達した岩石である(第11図)。雄勝町内で古来より採掘されている屋根用スレートや硯石材は、この層準から産出している。粘板岩には、ときにシルト岩の葉理及び厚さ1-20cmの細粒砂岩薄層を挟むことがある。明瞭な葉理は野外の露頭において認めがたく、中部層における層理面の判別は難しい場合が少なくない。しかし、野外では葉理の見いだせないか、不明瞭な粘板岩であっても、よく研磨すると白味がかったシルト岩の葉理の現出することがしばしばある。部分的には石灰質シルト岩薄層も挟まれる。粘板岩中には黄鉄鉱の小団塊や微粒結晶が散点的、ときに集中的に認められる。

戸倉-十三浜地区における双子島の中部層は、暗灰-黒色の粘板岩からなり、下部層のように粗粒碎屑物を挟まない。葉理の発達も下部層ほど明瞭ではないが、まれに粒度組成の違いによる明色の葉理が認められる。このような葉理の追跡によれば、双子島は細かなオーダーで褶曲しており、背斜構造をなしている。粘板岩にはスレート劈開がよく発達している。下部層に比較すると斑状の生痕は極めて散点的に発達する。双子島では、波打ち際に巻貝や二枚貝を含む、含礫淡緑色石灰質粗粒砂岩の転石がみられる。

化石の産状には二つのタイプがあって、一つは密集型、他は散在型である。前者は泥質岩中に厚さ数10cm以下で腹足類や二枚貝を多量に含む場合で、少量の外来礫や粗-中粒砂を混じえた淘汰不良の岩石である。このタイプは、浅海の碎屑物や生物遺骸が、より深い部分に急激に運び込まれたものと推定できる。散在型では二枚貝が多く、それも二枚の殻が閉じて付着したものが散見される。

登米層の堆積環境については湊(1944)及びMinato(1950)が“登米海”という内海起源の考えを述べ



第11図 登米層中部粘板岩のスレート劈開(船越西方)
 下方ニコル。バーの長さ0.1mm。縦方向の黒いすじがスレート劈開の顕微鏡写真
 (船越西方)。横方向がシルト岩葉理

ている。遠藤ほか(1973)の黄鉄鉱と硫黄の起源に関する詳細な地球化学的研究は、湊の考えに符合している。一方、Kanisawa and Ehiro(1986)はリン酸団塊の存在から、外海の陸棚環境を想定した。この様に海が閉じていたか、外海であったか両説あるが、化石の種類が限定されているという極性を持った登米層粘板岩は、あまり浅い海に堆積したものではなく、泥質岩の粒度の細かさやスランプ構造の存在などを考慮すると、比較的深い内海または内湾に堆積したと推察できる。

化石と年代 雄勝地区の登米層からの化石は、Hayasaka(1924)、稲井・高橋(1940)、Nakazawa and Newell(1968)、Murata(1969)及び村田・下山(1979)、Ehiro et al.(1986)、Ehiro and Takizawa(1989)によって報告されている。こららの中から代表的動物化石として、登米層下部から *Euphemitopsis kitakamiensis* Murata, *Astortella toyomensis* Nakazawa & Newell, *Bellerophon (Bellerophon) yabei* Murata, *Kitakamispira hanzawai* Murata など、登米層中部から *Palaeoneilo ogachiensis* Hayasaka, *Nuculites kimurai* Hayasaka, *Protocycloceras cf. cyclophorum* Waagen などが挙げられる。これらの他に登米層の下部層の中部層準から採取した Ehiro and Takizawa(1989)の頭足類(Nautilo-ids)は *Foordiceras cf. wynnei*, *Domatoceras ogatsuense* n. sp. であり、テーチス地域のズルフアー世相当の地層から産出する頭足類に酷似しているという。要するに雄勝地区の登米層下-中部層は二疊紀後期の前半期を示唆し、テーチス地域のズルフアー世に対比できる。

第3表 登米層粘板岩標準試料(JSL-1, 2)の分析値 (Terashima *et al.*, 1990より)
 T-Fe₂O₃: 全鉄を Fe₂O₃に換算, LOI: 灼熱減量, T-C: 全炭素

主成分 (%)	JSL-1	JSL-2	微量成分 (ppm)	JSL-1	JSL-2
SiO ₂	59.35	59.26	As	15.6	11.6
TiO ₂	0.73	0.75	Be	2.3	2.8
Al ₂ O ₃	17.62	17.98	Co	14.7	14.8
Fe ₂ O ₃	2.45	1.30	Cr	58	64
FeO	3.95	4.79	Cs	8.6	9.2
MnO	0.062	0.085	Cu	40.0	40.8
MgO	2.48	2.43	Li	54.8	54.9
CaO	1.43	1.93	Ni	38.5	39.1
Na ₂ O	2.20	1.36	Pb	18	21
K ₂ O	2.85	2.93	Rb	116	117
P ₂ O ₅	0.19	0.17	T-S	633	588
H ₂ O ⁺	4.00	4.27	Sr	192	231
H ₂ O ⁻	0.63	0.33	Tl	0.61	n. d.
CO ₂	n. d.	n. d.	V	135	127
Total	97.94	97.62	Zn	112	107
T-Fe ₂ O ₃	6.84	6.62	分析者: 寺島 滋		
LOI	5.96	6.28	JSL-1 スレート 宮城県登米郡登米町		
T-C	1.01%	1.28%	JSL-2 スレート 宮城県桃生郡雄勝町		

双子島において、保存不良の巻貝化石を産した。双子島及び黒島に分布する本層の泥質岩部には、生痕化石が見られる。双子島において見られた、巻貝や二枚貝を含む含礫淡緑色石灰質粗粒砂岩の転石は、模式地(登米図幅)における本層中部層の含化石層の産状に近似するもので、付近の海底部分に露出している本層中部層に由来すると推定される。

IV. 三疊系(稲井層群)

(鎌田耕太郎・滝沢文教)

IV.1 概要及び研究史

南部北上山地に分布する三疊系は、上部三疊系基底の不整合を境に、2分され、下部及び中部三疊系の稲井層群と上部三疊系の皿貝層群とに区分、命名されている(市川, 1951a)。稲井層群は主として瀕海-陸棚成海成層から構成され、一部に陸成層を挟む(鎌田ほか, 1983)。これら三疊系は、南部北上山地の

南東部-南部に分布し、ほぼ南北に並んだ3列(西列, 中列, 東列)の向斜構造をなしている(第3図)。西列には稲井層群と皿貝層群が, 中列には稲井層群のみが, 東列には皿貝層群のみが分布している。稲井層群はいずれの地域でも上部二畳系を不整合に覆い(第4図), 西列に分布する皿貝層群とともにジュラ系に不整合に覆われる。

稲井層群は一般に下部と上部の二つの堆積サイクルからなる。ともに上方に向かって細粒化するが, 両サイクルでは岩相が異なる。下部のサイクルは二畳系を不整合に覆う礫岩に始まり, 上位へ向かって斜交層理や斜交葉理の発達した砂岩から, 生痕の発達した泥質岩を挟む砂岩へ移化し, さらに粘板岩相となる。砂岩相と粘板岩相の境をもって下部を平磯層, 上部は大沢層と呼ばれている(第12図)。平磯層の上部にはストーム堆積物を挟み, 三畳紀前期を特徴づける二枚貝化石群を含む。大沢層の時代は頭足類化石群により, スキタイ期後期に対比される。上部のサイクルは, 厚層理砂岩の卓越した砂岩粘板岩互層(風越層)とその上位の砂質粘板岩が卓越する伊里前層に分けられる(第12図)。風越層及び伊里前層の時代は頭足類化石によりアニス階に対比されている。

従来, 南部北上山地に分布する下部, 中部三畳系は岩相区分により層序が編まれてきた。しかし岩相の組合せが地域ごとに少しずつ異なり, 側方変化があるために, 地域によっては模式地と異なった層序区分, 命名がなされていたところもある。例えば戸倉-十三浜地区においては伊里前層の上部が戸倉層(永井, 1940)として分離されたこともある(第4表)。

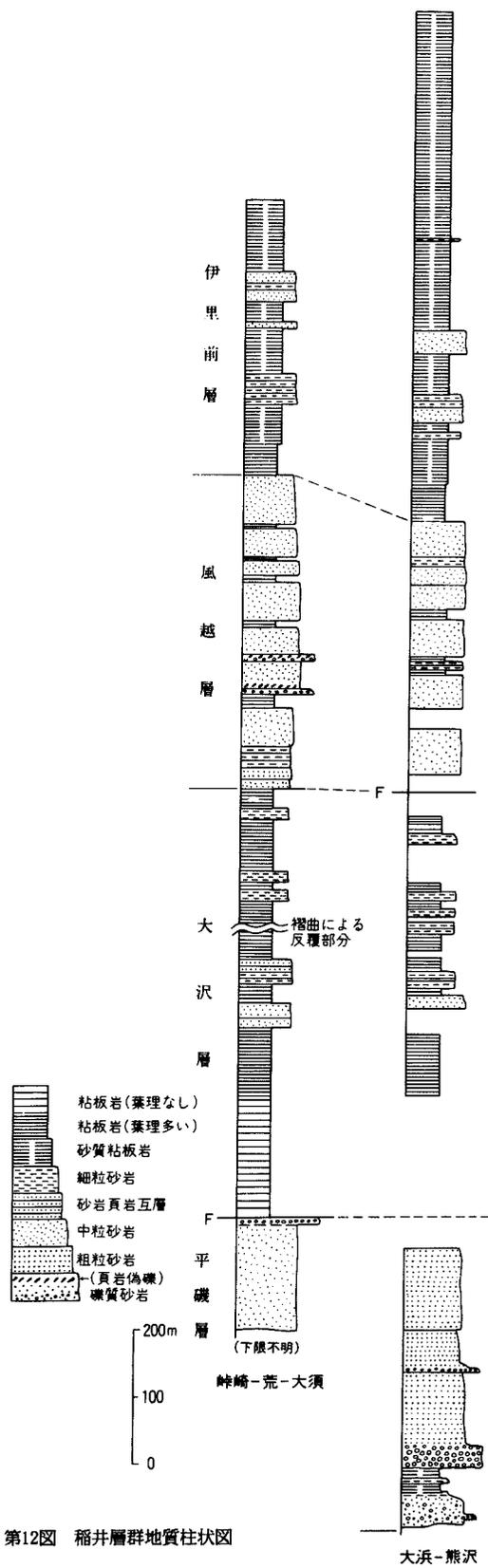
平磯層基底礫岩層中の凝灰岩及び凝灰質頁岩の存在は, 三畳紀初期の中性-塩基性火成活動を示すもので(小貫・坂東, 1958), 従来, 南部北上山地の西南部にのみ分布が確認されていたが, 東側の雄勝地区においても凝灰岩の同時浸食礫-ブロックが含まれていることが判明した。これらの資料は古流向や砂岩組成の資料とともに当時の火成活動や古地理を考察する上で重要である。

戸倉-十三浜地区における稲井層群は, 平磯層から風越層にかけての層準はほぼ南北方向の走向で東傾斜の構造を示しているが, 伊里前層になると戸倉付近では走向が北北西-南南東方向, 大指や相川付近では北北東-南南西方向へと変化してくる傾向が認められる。

雄勝地区の稲井層群は, 雄勝背斜(第5図)の二畳系を核として東西両側に広がり, 本図幅地域には主にその東翼の地層が広く分布している。戸倉-十三浜地区の稲井層群と岩相はほとんど同じであるが, 各層の層厚にかなり大きな違いが認められる。雄勝背斜東翼部の同層群は良く褶曲し, 褶曲軸の方向に近い断層も多数あって, 構造はかなり複雑である。

研究史

稲井層群及びその相当層は, 北は宮城・岩手県境付近から牡鹿半島の基部にわたって広く分布することが早くから確認され, 稲井統(矢部, 1918)や牡鹿層群(半沢, 1954)と呼ばれていた。しかし各地域ごとに層序学的な研究が進められた結果, 研究者ごとに異なった地層名が用いられてきた(第4表)。また稲井層群を構成する各累層は地域ごとに若干異なった岩相構成を示すため(市川, 1951a; Kamada, 1989), 詳細に検討してみると, 同じ累層に対比されるものであっても, 地域によっては模式地と異なった層序区分がなされ, 層序区分や対比に問題が残されていた。例えば雄勝地区に分布する平磯層相当層はかつて小島礫岩砂岩層(稲井・高橋, 1940), 大沢層相当層は女川灰色粘板岩(稲井・高橋, 1940)と呼



第12図 稲井層群地質柱状図

第4表 稻井層群層序対比表

時代		研究者		矢部長克 (1918)		矢部・清水 (1933)		稻井・高橋 (1940)		永井浩三 (1940)		市川浩一郎 (1951)		市川浩一郎 (1951)		安田邦夫 (1951)		小貫・坂東 (1959)		高橋治之 (1961)		滝沢ほか (1984)		本報告 (1992)		
		北上山地		北上山地		稻井・女川 雄勝・渡波		飯野川・戸倉		津谷・伊里前 唐桑		雄勝・女川		雄勝・女川		北上山地		橋浦・十三浜		石巻函幅		大須函幅				
三 疊 紀	中 期	Ladinian	<i>Daonella</i> bed of Rikuzen		<i>Daonella</i> beds		戸倉層																			
		Anisian	<i>Ceratites</i> bed of Rikuzen		<i>Hollandites</i> beds		稻井 砂質粘板岩		稻井 砂質粘板岩		稻井 層		D層		井内層		稻井 伊里前層		利府層		伊里前層		伊里前層		伊里前層	
	前 期	Scythian	<i>Inai</i> Series Fossilless bed		<i>Inai</i> Series Lower part		女川 灰色粘板岩		女川 灰色粘板岩		大沢暗青色 粘板岩層		B層		女川層		大沢層		稻井 層		稻井 層		稻井 層		稻井 層	
			小島 礫岩・砂岩		基底礫岩		平磯砂岩 礫岩層		A層 小島 (礫岩・ 砂岩層)		小島層		平磯層		平磯層		平磯層		平磯層		平磯層		平磯層		平磯層	

ばれ、戸倉-十三浜地区に分布する伊里前層の上部は戸倉(粘板岩)層と区分・命名されたこともある(永井, 1940)。

市川(1947, 1951a)は南部北上山地の三畳系分布地全域を踏査し、稲井層群相当層を総括し、再定義を行って下位から平磯層、大沢層、風越層、稲井層と区分、命名し、今日における標準層序を確立した。その後、小貫(1956)により稲井層は伊里前層に改められ、さらに小貫・坂東(1959)は伊里前層の上位に、利府層を加えた。

なお、本図幅地域内の稲井層群に関する主な層序学的研究としては、市川(1951a, b)、高橋(1961)、稲井・高橋(1940)、小貫・坂東(1959)、村田・下山(1979)など多数の研究がある。また軟体動物に関する古生物学的研究(Murata, 1978)、平磯層基底の礫岩に関する岩石学的研究(加納, 1958)、さらに二畳・三畳系の境界問題を扱った研究(Kambe, 1963; 矢部, 1964; ペルム・三畳系ワーキンググループ, 1975; 村田・下山, 1979)などがある。また最近では堆積学的研究も行われている(鎌田ほか, 1983; 鎌田・川村, 1988; 川村・鎌田, 1988; 川村, 1990)。これらは主に下部三畳系を扱ったもので、中部三畳系に関する研究は他の地域同様にないに等しい。

IV.2 平磯層(Hi)

定義 二畳系登米層を不整合に覆う中・下部三畳系稲井層群の基底層で、主に礫岩と砂岩からなり、シルト質粘板岩を伴う。

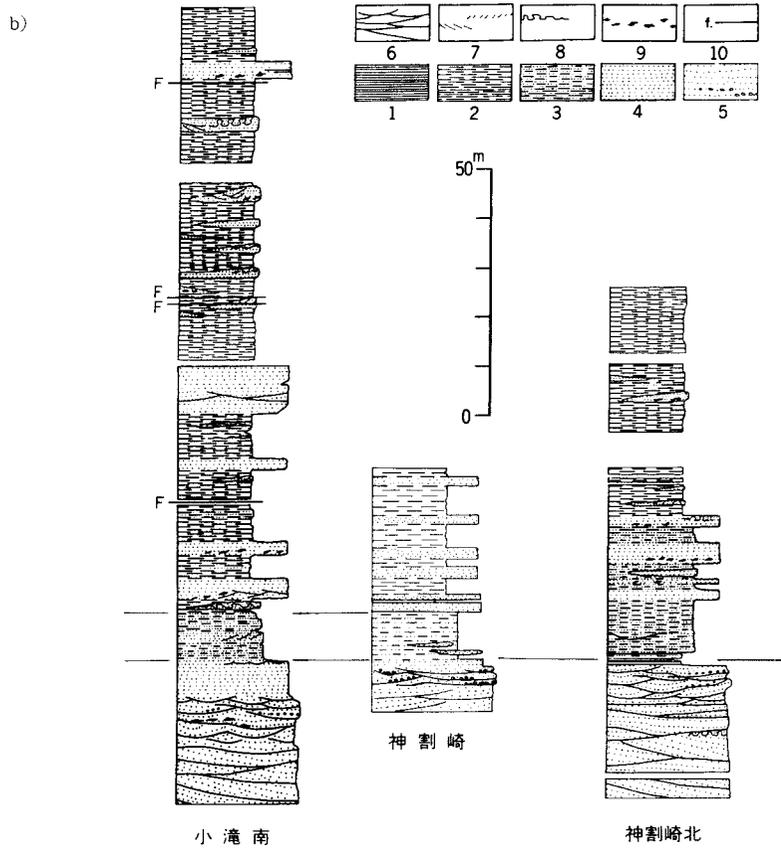
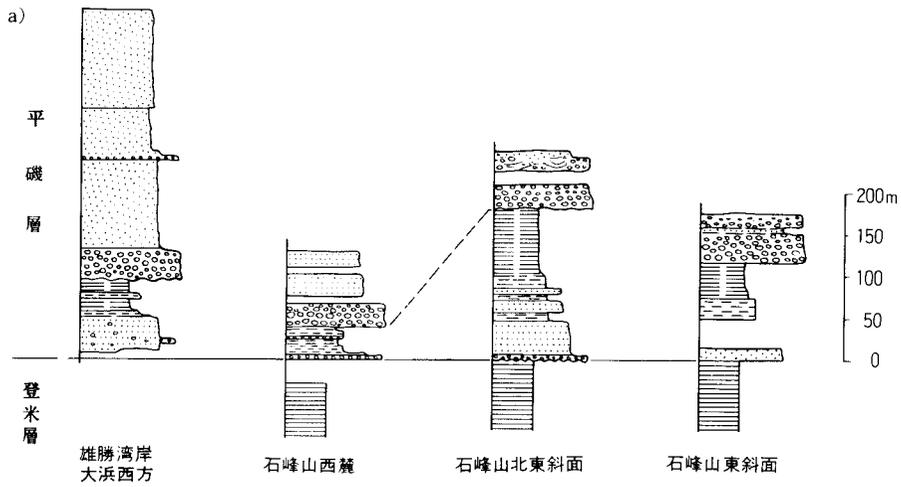
地層名 本層名は志井田(1935)が最初に用いたが、ここでは市川(1951a)の再定義に従う。

模式地 宮城県本吉郡本吉町平磯海岸(津谷図幅内)。

層序関係 市川(1951b)、矢部(1964)、小貫・坂東(1959)らが指摘しているように、南部北上山地内の他の分布地と同様、本図幅地域でも平磯層の下位には必ず上部二畳系登米層が分布している。雄勝地区では唐桑北部と同南部で(登米図幅)、下位の登米層との層序関係が観察でき、本層の基底礫岩が登米層粘板岩を不整合に覆っているのが確認できる。また石峰山周辺の数か所で、下位の登米層との層序関係がよく観察でき、本層の基底礫岩または礫質砂岩が登米層粘板岩を不整合に覆う(第13図)。登米層は前述したように、雄勝地区ではその上部層準を欠如しており、この不整合を生じた変動により浸食削剥されたものと判断されている(ペルム・三畳系ワーキンググループ, 1975)。戸倉-十三浜地区においては、既述のように両層の直接の接合関係は観察できない。

分布 雄勝地区では石峰山から雄勝湾にかけて向斜状に、同湾から北方の杉浜にかけて帯状に分布する。雄勝湾南岸の露出が特に良い。戸倉-十三浜地区においては、神割崎付近から海岸線沿いに小滝東部を経て大指東部まで連続して分布する。神割崎以北では断層により分布が断たれるが、志津川町松島に再び露出する。従来、松島対岸付近には平磯層が分布するとされてきたが(高橋, 1961; 加瀬, 1979)、岩相的には大沢層下部及び中部層に対比される粘板岩卓越相が分布している。本報告及び加瀬(1979)によるアンモナイト化石の産出リストはこれを裏付けるものである。

層厚 雄勝地区では450 m。戸倉-十三浜地区においては290 m以上(下限不明)。厚さの変化が比較的少ない。



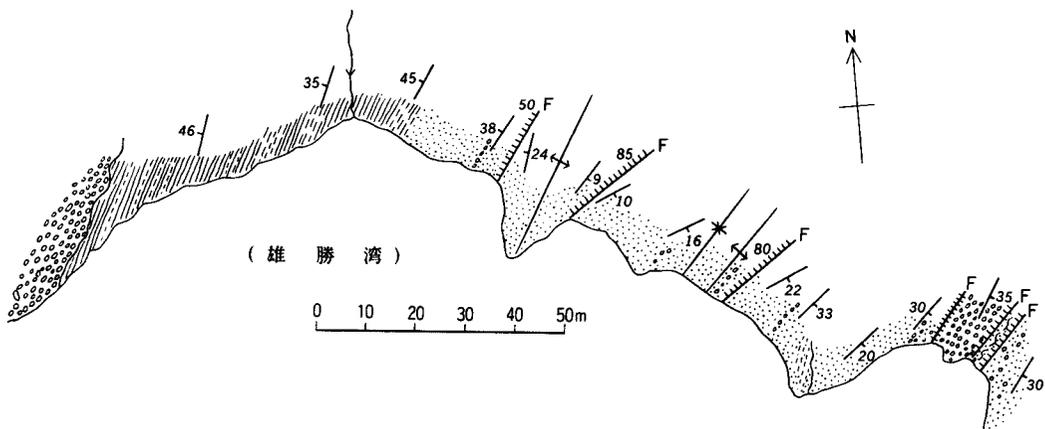
第13図 平礫層の地質柱状図

a) 石峰山-雄勝湾 凡例は第12図参照

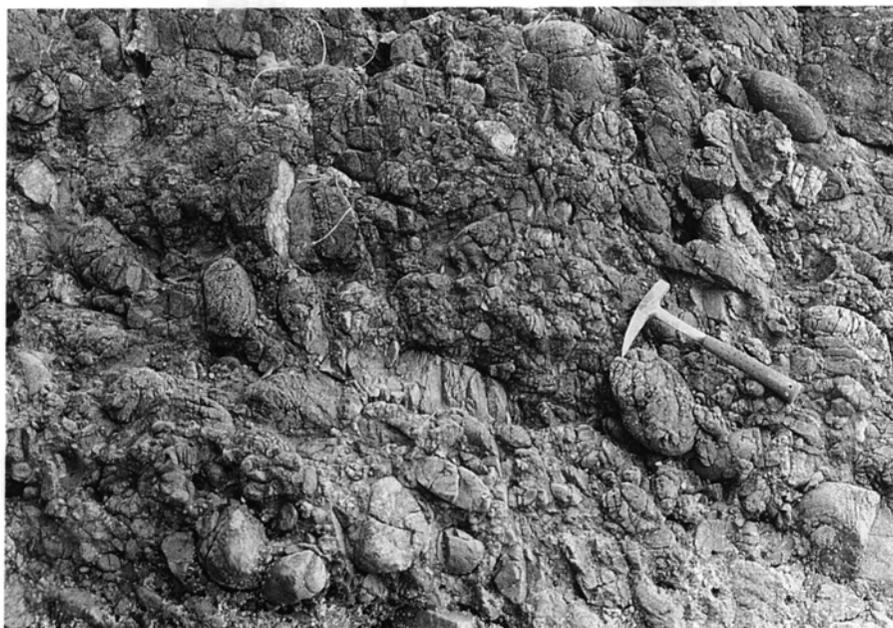
b) 戸倉-十三浜地区 1. 粘板岩 2. 砂質粘板岩 3. 砂岩砂質粘板岩互層 4. 砂岩 5. 礫質砂岩
6. 斜交層理 7. 斜交葉理 8. スランプ構造 9. 泥岩同時浸食跡 10. 断層

岩相 層理の発達した淡緑色粗粒砂岩を主とし、基底及び中下部には礫岩が発達する。本図幅地域内における平磯層の特徴として、雄勝地区においては、下部に最大厚約100 mに及ぶかなり厚い泥質岩層を挟んでいる。このような厚い泥質岩の挟在は、登米地域の東部(鎌田, 1983)を除く他の地域の平磯層では見られない。

雄勝地区の岩相 雄勝地区における平磯層基底部の礫岩は随所で観察され、多くの場所で大礫-中礫からなる厚さ10 m以下の礫岩である(第15図)。礫岩層は本層の基底部よりも、厚い泥質岩層直上の中



第14図 雄勝湾沿いの平磯層のルートマップ(大浜西方海岸)
中央部に背斜構造がみられる。凡例は第12図に同じ



第15図 平磯層礫岩(大浜西方)。ハンマーの柄の方向が地層面

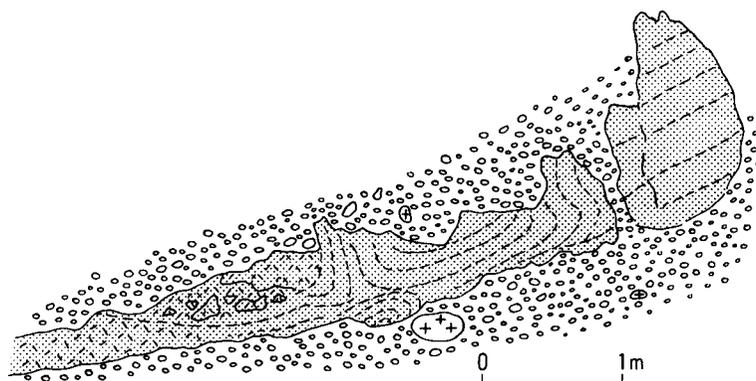
下部の礫岩層（最大40 m位）の方が厚さ、礫の大きさ共に勝っている。礫岩は場所によっては本層最上部にも厚さ7-8 mのものが見られる。また石峰山周辺の平礫層下部ないし中下部の礫岩中には、灰緑色中-細粒凝灰岩の同時浸食礫-ブロックを含んでいる(第16図)。これと同質の凝灰質岩は、礫岩直上の砂岩にも挟まれていること、西隣の登米図幅内の平礫層下部に凝灰岩が挟有されることから、上記の凝灰岩ブロックは堆積同時的な凝灰岩であることが確実である。

砂岩は粗粒石質砂岩が卓越し、礫を散在的に含む。一般に、砂岩は塊状で、層理や葉理の発達に乏しいが、中-上部の石灰質粗粒砂岩には平行葉理、斜交葉理が発達することがある。本層上部では細粒化するとともに成層良好になる。石灰質粗粒砂岩には粘板岩の同時礫を含むことがある。また、差別浸食の影響で、層理面に直行する断面では、葉理に沿った凹凸に富む風化面を構成する。

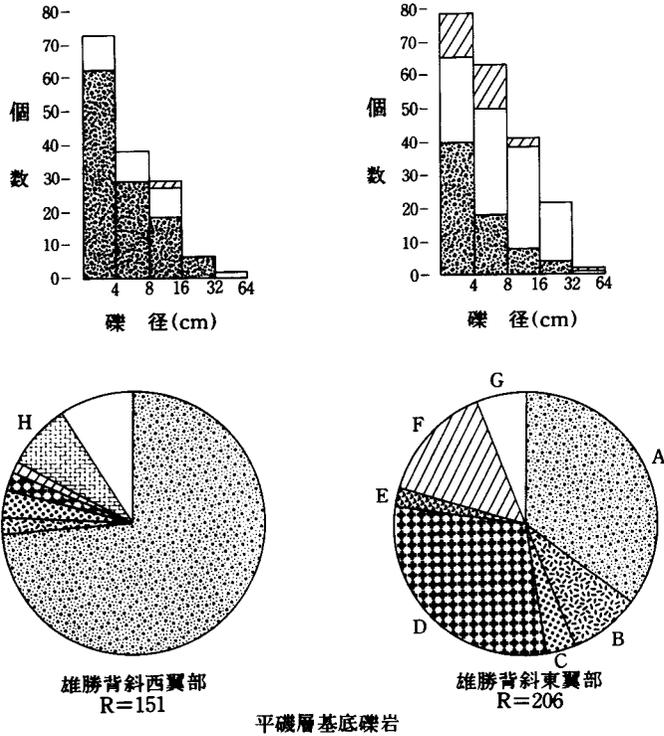
泥質岩層は極細-細粒砂岩をよく挟み、やや石灰質で、青暗灰色を呈し、上位の大沢層の泥質岩に酷似する。この泥質岩は西側に向かって尖滅する。本層上部の泥質部には生痕の発達が著しい。

本層の礫岩について第17図に礫種と構成比を示す。礫は非常に多種類で、外観的には花崗岩質岩と酸性火山岩礫が目立つ。そのほかの礫は砂岩・粘板岩・石灰岩・安山岩・玄武岩・文象斑岩・ホルンフェルスなどから構成され、全体的には火山岩礫を多く含む。礫径は5-20c mが多い。花崗岩礫・石灰岩礫・礫岩礫においては礫径50c m以上の礫が認められる。部分的に径2-5c mのほとんど酸性火山岩礫からなる円礫の密集することがある。このような礫種構成から、三疊紀堆積盆の後背地は、古生界堆積岩類(火山岩類を含む)、片状変成岩、超塩基性岩、斑れい岩などとこれらを貫く花崗岩類からなっていたと推測できる。雄勝背斜周辺における平礫層の礫種構成比は、場所及び層準によってかなり差異がある。大きく見て、二つの礫種構成タイプが認められる。すなわち雄勝湾沿いの雄勝背斜東翼では花崗岩類が比較的多いのに対し、雄勝湾沿いから南方にかけての同背斜西翼部では圧倒的に火山岩類が多いという違いがある。また、礫の大きさや淘汰度も場所によって違いが著しい。

平礫層の砂岩は、中粒ないし粗粒で岩石片に富み、Okada(1971)の分類に従えば、石質アレナイトが



第16図 平礫層礫岩中の凝灰岩のスランブ性ブロック(石峰山西麓)
 灰色部が凝灰岩、ハッチ部は粗-中粒凝灰岩
 十字印の礫は花崗岩礫、円礫の大部分は火山岩礫

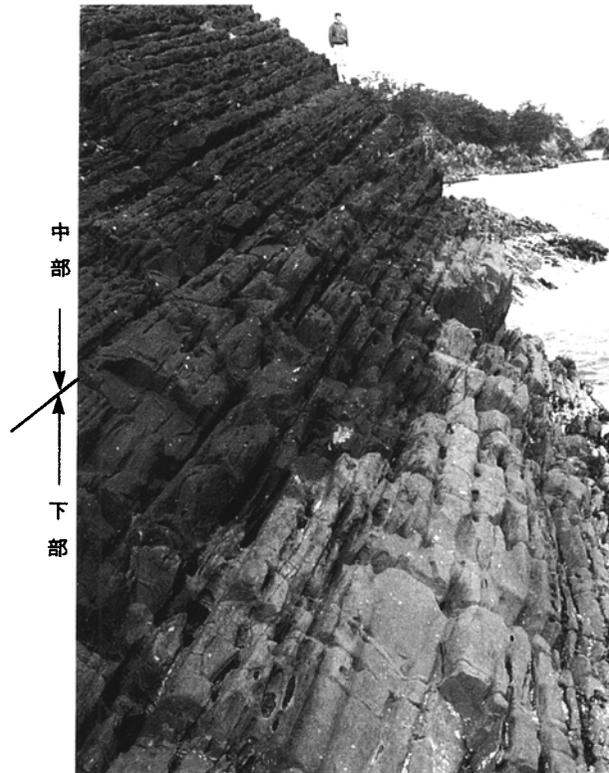


第17図 平礫層礫岩の礫種組成と礫径(雄勝湾沿岸)

A: 酸性火山岩, B: 安山岩, C: ひん岩, D: 花崗岩質岩, E: 超塩基性岩, F: 堆積岩,
H: 稀井層群堆積岩(同時礫), G: その他, R: 測定数

大部分で、少量の長石質アレナイトまたはワッケを伴う。岩片は花崗岩、安山岩・デイサイトなどの火山岩類、種々の結晶片岩類やホルンフェルス、さらに砂岩・粘板岩・石灰岩等の堆積岩類など種類が非常に豊富である。また、緑れん石・ざくろ石など有色鉱物も比較的多量に含まれる。これらの岩片及び有色鉱物は砂岩中に30-50%含まれ、石英が20-32%、長石(斜長石>カリ長石)が20-34%、そして泥質基質は6-13%、ほかに方解石(基質または砂粒として)が5-25%(通常10%前後が多い)それぞれ含まれる。長石では斜長石がカリ長石の2-3倍量と卓越し、カリ長石の方がむしろ優勢なジュラ系砂岩と異なる。上述のような石質砂岩の間に、岩片量の少ない(20%以下)優白色の長石質アレナイトが薄く挟まれることがある。

戸倉-十三浜地区の岩相 戸倉-十三浜地区においては既述のように本層の下限が観察できない。露出している部分については、岩相上、下から次のように3分できる(第13図b)。下部層は主に淡緑色ないし灰緑色を呈する細-中粒成層砂岩からなり、薄い(5cm前後の)淡緑色頁岩(粘板岩)を挟む(第18図)。ごくまれに細礫岩のレンズ層を挟み、細礫を散在的の含む。神割崎北方の松島東端に露出する本層下部の緑色砂岩には、重鉱物の濃集による黒色葉理が認められた。砂岩層にはトラフ型や平板型の斜交葉理が発達し、それらの一部にはコンボリュート葉理状の変形が観察される。砂岩層のより粗く、斜交葉理



第18図 下部及び中部平磯層の産状(志津川町神割崎北部)
露頭表面の石灰質でより粗粒な部分が風化によりくぼんでいる。
下部層には低角の斜交層理の発達が認められる

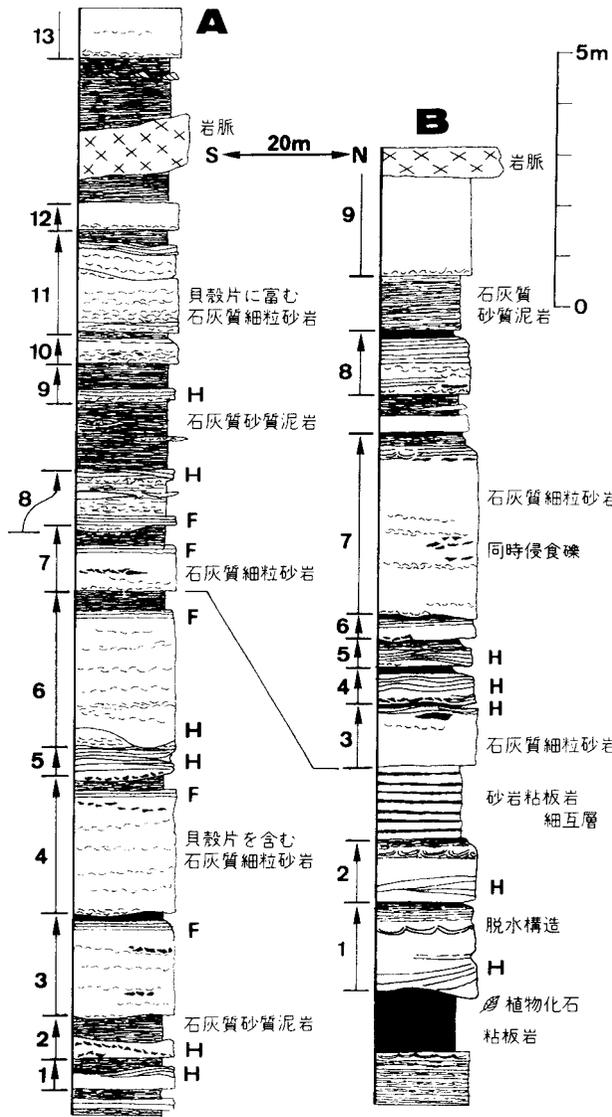
に富む部分には泥岩偽礫を伴うこともある。

中部層は含礫または礫岩層を挟む、中-極粗粒砂岩層からなり、斜交葉理が発達し、浸食構造も見られる。礫は円礫で、ひん岩、花崗質岩、石灰岩、酸性凝灰岩や粘板岩などからなる。中部層は著しく石灰質で、他の層準に比べて風化が進み、海岸の露頭では窪地を形成する(第18図)。斜交葉理の示す古流向は見かけ上反対方向を示すことが多い。

上部層は、主に石灰質細粒砂岩と泥質岩の互層からなり、連続性に乏しい斜交葉理の発達した細粒砂岩を挟む。場所によっては、中部層との間に、淘汰の著しく不良で、生物擾乱に富む、石灰質砂質泥岩-泥質砂岩層が挟まれることがある。最上部付近には淘汰不良の砂質泥岩ないし泥岩とタービダイト砂岩の互層が発達することもある。本部層に挟在される砂岩層は後述のようにストーム起源と判断され、鎌田・川村(1988)は4つのタイプに区分を試みた。中でも第19, 20図に示すように、愈合したハンモック斜交層理構造(HCS)を呈する産状が多く観察される。HCS構造を示す砂岩には二枚貝を主とする掃き寄せ状の化石層を挟み、また粘板岩の同時浸食礫を含むことがある(第19, 20図)。

北上町小滝東南においては、本地区に分布する平磯層のほぼ全層準を連続的に観察できる。

本層基底には、赤紫色の凝灰岩もしくは凝灰質頁岩を挟在することがあるが(小貫・坂東, 1958; 永

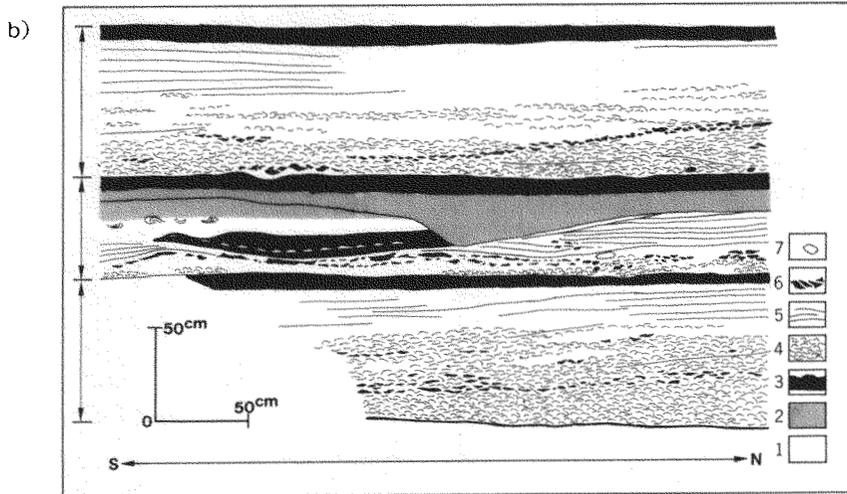
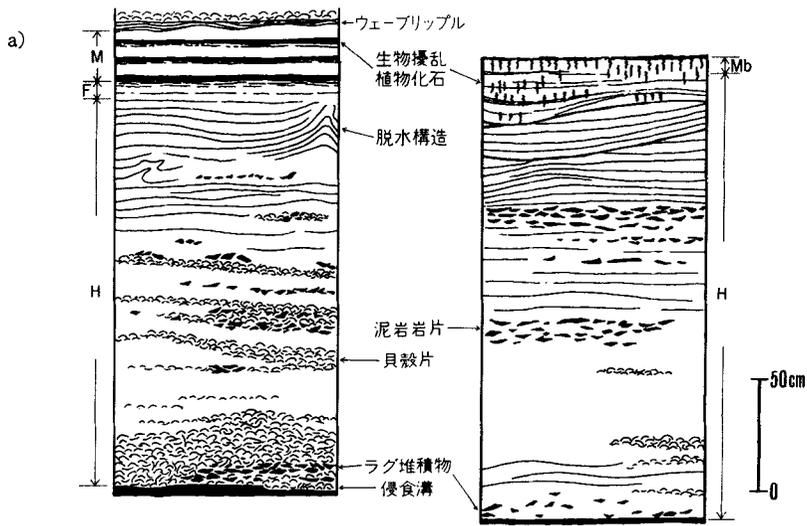


第19図 ストームシート砂岩層を挟む平磯層上部の地質柱状図(北上町小滝)
 H ハンモック状斜交層理部 F 平行葉理部 図中の番号はストームシークエンスに対応

広, 1977; 鎌田, 1979, 1983; 滝沢ほか, 1990), 戸倉-十三浜地区では基底部が露出していないので存在の確認ができない。ただし, 登米郡羽沢(登米図幅)で見られた, 基底礫岩層中に挟まれる凝灰岩起源と考えられる淡緑色の頁岩(粘板岩)は, 戸倉-十三浜地区の平磯層の下部層とした砂岩中にも挟まれている。

化石と時代 本図幅地域に分布する本層からは, これまで時代決定に有効な化石の産出は知られていない。本層上部の泥岩や砂質泥岩と互層する石灰質砂岩は軟体動物化石を密集して産する。

戸倉-十三浜地区に分布する, 本層下部の含礫砂岩層の石灰岩礫には, *Chaetetes* 化石を含む。またス



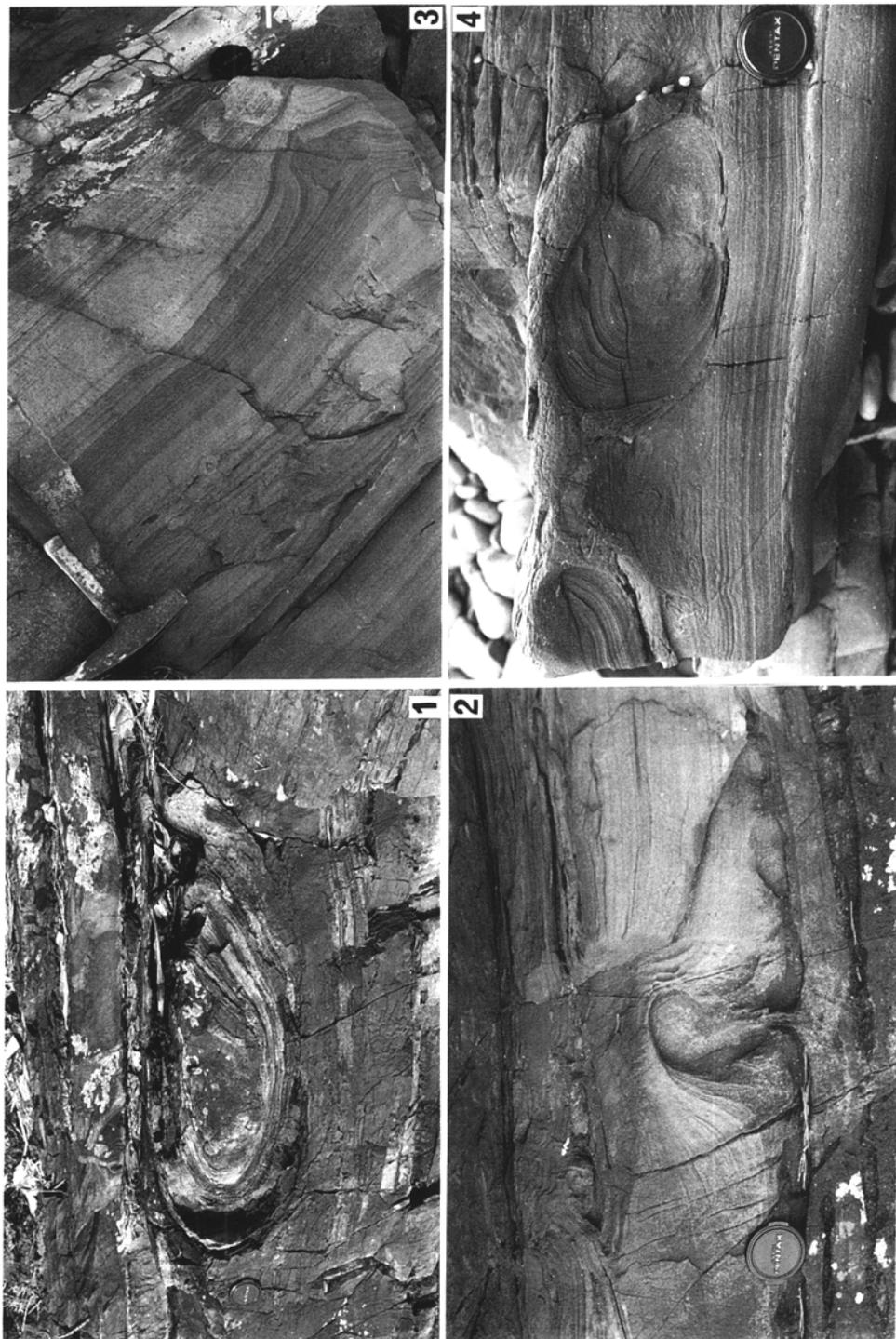
第20図 a) 平磯層に見られるハンモック斜交層理シークエンスの代表的産状(北上町小滝)
(Mori et al., 1990 を修正)

H ハンモック状斜交葉理部 F 平行葉理部 M 泥岩部 b 生物擾乱

b) ハンモック斜交層理シークエンスの露頭スケッチ(北上町小滝)

1. 細粒砂岩 2. 砂質シルト岩 3. 粘板岩 4. 貝殻片 5. 葉理 6. 泥岩岩片 7. 砂岩岩塊
矢印は各ストームシークエンスに相当する

トーム堆積物のラグ堆積物として、主に二枚貝からなる化石層がいたるところにみられる。加瀬(1979)は、小滝付近において *Eopecten ussuricus* (Bittner), *Entolium* cf. *discites* (Schlotheim), *Bakevella* cf. *exporrecta* (Leps.), *Neoschizodus* (s.s.) cf. *laevigatus* (Zeiten), *Orbiculoidea* sp. の産出を報告している。村田・下山(1979)は十三浜地区の本層から *Entolium*などを産することを報告している。小滝東部の海岸に露出する本層上部の泥岩薄層(ストームシークエンスのM部)から保存不良のアンモナ



第21図 上部平磯層に見られる未固結変形構造

1: スランプポール(北上町小滝南東) 2: ダイアピル構造(北上町小滝南東) 3: 脱水構造(北上町小滝) 4: スランプポール(志津川町神前崎北部)

イト化石を複数産し、まれに海ユリ茎片を産する。また小滝漁港付近においては、二枚貝のほか保存不良のアンモナイトやオウムガイ類、まれに海ユリ茎片を産する。また、同層上部の泥質岩層からは、植物化石を産する。植物化石は一般に保存不良であるが、*Todites* などが同定されている。

本層の泥質岩には生痕化石が豊富に見られるが、ストームシート砂岩の級化を示すユニット最上部の泥岩には *Rhizocorallium* などの生痕が認められる。

上述の二枚貝化石は、模式地の本吉郡本吉町平磯層産の化石群に対比でき、シベリア、アムール地区のスキタイ期の動物群に対比されている(黒沢, 1929)。

本層基底部の礫岩中の石灰岩、石灰質頁岩礫からは、これまでに石炭紀(ビゼー世-ナムール世)の化石を産することが報告されている(鎌田, 1983; 滝沢ほか, 1990 など)。

IV.3 大 沢 層 (Os)

定 義 主に灰色粘板岩からなり、少量の砂岩や礫岩を挟む。下位の平磯層から整合漸移する。粘板岩の多くは平行した縞状の細かい葉理を持つことで特徴づけられる。

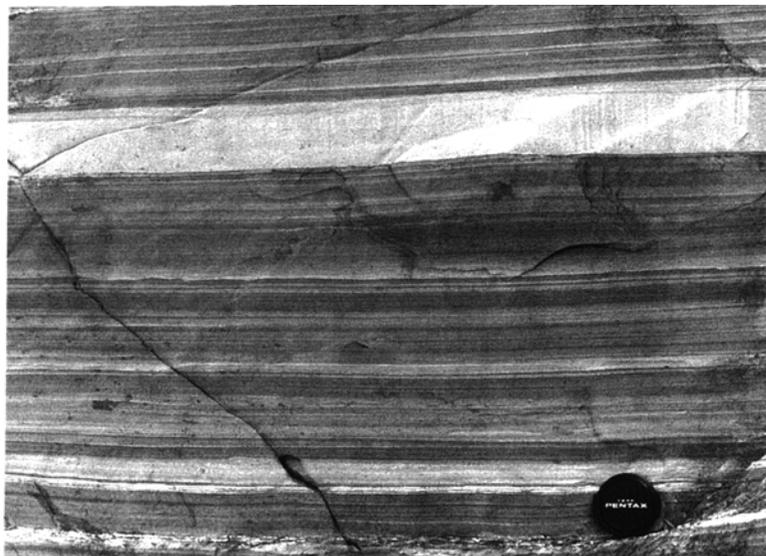
地層名 市川(1951a)の命名による。

模式地 宮城県本吉郡津谷町大沢付近の海岸(津谷図幅内)

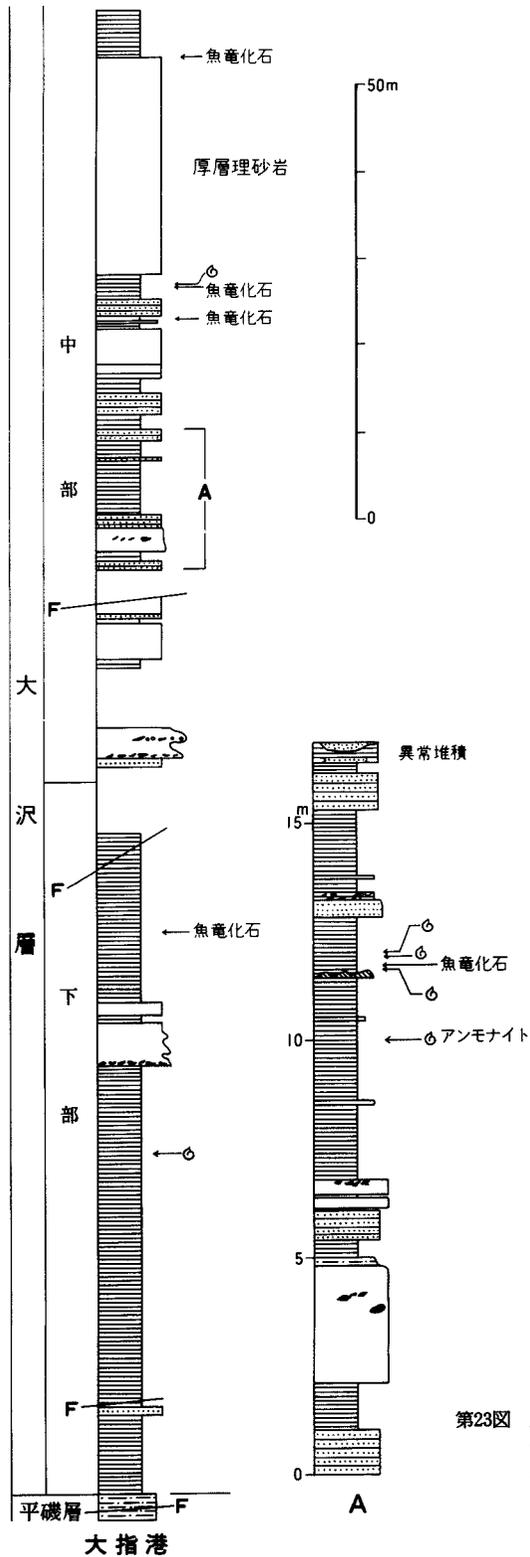
分 布 戸倉-十三浜地区においては、大指から北方に寺浜東方にかけて、雄勝地区では峠崎荒付近から、大浜にかけてそれぞれ帯状に分布する。

層 厚 雄勝地区で650 m。戸倉-十三浜地区で360 m前後の厚さを示す。

岩 相 下位の平磯層から漸移し、主に泥質岩卓越の岩相から構成され、砂岩を挟在する。戸倉-十三浜地区においては、最下部はシルト質粘板岩と砂岩の薄互層からなり、上位に向かってシルト質粘板岩



第22図 大沢層の平行葉理の発達した粘板岩(雄勝町荒)



第23図 大沢層下部・中部の地質柱状図
(北上町大指)
凡例は第12図に同じ

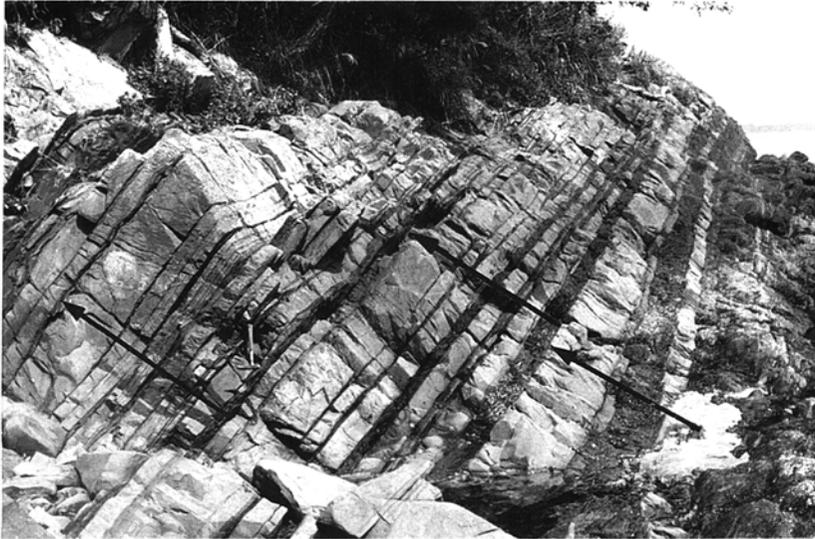
が急激に優勢となり、平行葉理の発達した粘板岩層となる。このような平磯層からの連続する岩相変化は、神割崎北部、大指東部及び同北東部の各海岸の露頭において観察できる。

内横沼東部の本層下部の粘板岩中に挟まれる砂岩層には北から南に向かって層厚が薄くなる傾向が認められる。また内横沼西部に分布する本層上部には、砂岩、粘板岩互層が見られるが、その砂岩層には、上方薄層化サイクルの繰返しが認められる(第25図)。このような砂岩層は一般に級化構造に乏しく、複



第24図 大沢層からなる甲島と魚竜化石の産状

1. 甲島は背斜の軸部に位置し、下部が粘板岩で上部が厚層理砂岩からなる
2. 魚竜化石(甲島)



第25図 大沢層中部の砂岩層の産状(志津川町寺浜). 3つの上方厚層化サイクル(矢印)が認められる

合成層を呈することもある。砂岩層の最上部には、ウエーブリップルが認められることがある。本層下部の砂質粘板岩卓越部の砂岩には小規模な斜交葉理，コンボリュート葉理などの堆積構造が見られるが，大部分は極めて不鮮明で，生物擾乱(bioturbation)の影響であまり明瞭ではない。

本層の粘板岩にはスレート劈開が発達し，例えば内横沼付近に分布する本層では走向N35°E，傾斜54°WNを示す。

寺浜東方に分布する本層上部には，ごく弱いホルンフェルス化が認められる。

雄勝地区の本層は，岩相的に下部・中部・上部に三分できる。ただし，戸倉-十三浜地区と比較した場合，この岩相区分の層序的出現順序は異なっている。下部と中部は粘板岩で，地質図では両者を一括にして示した。下部は塊状の石灰質泥岩(粘板岩)で，葉理に極めて乏しく，部分的に生物擾乱の痕跡が見られる。中部は縞状のシルト岩-細粒砂岩の葉理が非常に良く発達するシルト質粘板岩で，本層の代表的岩相である。上部は縞状シルト質粘板岩と中粒砂岩が交互する。厚さ10-20 mの砂岩層が3-4層のほか，シルト質粘板岩と砂岩との中層理互層も見られる。この上部の部分の層序的位置については，例えば隣接の石巻地域における稲井層群と比較すると，風越層に含められるべきであるかも知れない。雄勝地区の大沢層には，波長20-200 m位の緩やかな褶曲がよく発達している。

化石と時代 本層の粘板岩部から頭足類，二枚貝，腕足類，植物化石，脊椎動物化石を産し，砂岩層からは腕足類化石を産する(村田・下山，1979；Murata，1978；鎌田ほか，1983)。永井(1940)は，寺浜東岸から *Equisetites* ? sp. の産出を報告している。加瀬(1979)は戸倉-十三浜地区の本層中から *Prenkites* sp.，*Subcolumbites perrinismithi* (Arthaber)，*Columbites parisianus* Hyatt & Smith，*Eophyllites* ? sp. の産出を報告している。寺浜東部の本層上部層の粘板岩層からは数層準にわたって植物化石を産する。寺浜燈台付近の粘板岩層からはアンモナイト化石，植物化石を複数の層準にわたって産出する。

また，大指付近に分布する本層の下部から中部にわたる複数の層準から，脊椎動物化石を産する(第

27図). 雄勝町大浜北部において二枚貝, 脊椎動物化石(肋骨)が得られた. これらの脊椎動物化石は, Shikama et al.(1978)の報告による魚竜化石 *Utatusaurs hataii* としたものに似ているが, 雄勝町甲島から産した個体(第24図)(鎌田ほか, 1987; 箕浦ほか, 1988)は, *Utatusaurs* とは異なった種, 属に属するとみられており(箕浦・小野, 1991), 今後の詳しい検討が必要である.

本図幅地域以外の本層下部層準には, まれに礫岩層を挟み, 礫岩層中の石灰岩礫からは, 後期石炭紀を主とするコノドント, サンゴ, 巻貝, 海ユリ, 蘇虫, 海綿骨針, 三葉虫などの化石を産出する(鎌田, 1983).

模式地や歌津町館(津谷図幅地域内), 女川町小乗(西南隣の石巻図幅地域内)の大沢層からは頭足類, 二枚貝, 腕足類などの化石の産出が報告されている(Bando, 1970; Bando and Shimoyama, 1974). 本地域の大沢層から得られた頭足類はスキタイ世後期のColumbitanからProhunganitanに対比されることを示している. 志津川図幅地域の東和町ナメシ沢上流の本層上部からスペース世末期を指示する *Procarmites kokeni* などの頭足類化石の産出が報告されている(Bando and Ehira, 1982).

IV. 4 風越層(Fu, Fh)

定義 厚層理の中-粗粒砂岩を主とし, 細礫岩及び葉理のよく発達した粘板岩を挟む中部三畳系である. 下位の大沢層を整合に覆う.

地層名 市川(1951a)による.

模式地 宮城県本吉郡津谷町風越付近(津谷図幅内).

分布 寺浜から大指西方にかけてと, 大須西方から立浜にかけて, それぞれ帯状に分布する.

層厚 図幅地域南部(雄勝地区)で厚く, 460 m前後. 戸倉-十三浜地区では190 m前後. 一般に走行方向の層厚変化が著しい.

岩相 一般に成層砂岩または砂岩勝ち砂岩粘板岩互層が優勢であるが, 厚さ数10 m以下の粘板岩層を2, 3枚挟む. 戸倉-十三浜地区においては, 寺浜東部においては, 本層中部にスランブブロックを含む含礫砂岩層を挟む. 本層中部には平行葉理の発達した比較的厚い粘板岩層を挟む. 本層の砂岩層は主に厚さ60-120cmの単位で成層する青灰色粗粒砂岩からなり, 複合成層をなし細礫を伴うことがある. また砂岩は薄い葉理粘板岩と互層することもある. 砂岩単層の基底部及び最上部の粘板岩層移行部付近には級化構造が見られることがあるが, 一般には級化構造や層理の発達しない部分が多い. また砂岩層基底部にはしばしば小規模な浸食面が見られ, 粘板岩同時礫を伴うこともある. 砂岩にはまれにコンボリュート葉理やピロー構造が見られる.

志津川町寺浜付近に露出する本層は, 大指付近に比較して粘板岩の量が少なく, スランブ構造を呈する含礫砂岩を挟むなど粗粒碎屑物に富む. すなわち, 戸倉-十三浜地区における風越層は, より北部で砂岩層が厚くかつ粗粒であるという傾向が認められる.

雄勝地区では大部分が成層砂岩で, 少量の粘板岩を挟む. 戸倉-十三浜地区の2倍以上の厚さを持つ(第26図). ここでは下半部に米粒大の細礫礫岩を数枚挟み, この粗粒相の付近にはスランブ構造が見られる. 本層上半部の砂岩は, 中粒一部細粒で下半部に比べて淘汰良好である. 本層中部では石灰質な砂

岩(基質が方解石からなる)がかなり多く挟まれ、第27図のような風化浸食状態を示す。淘汰良好な砂岩には、ときどき皿状構造(dish structure)が認められる。

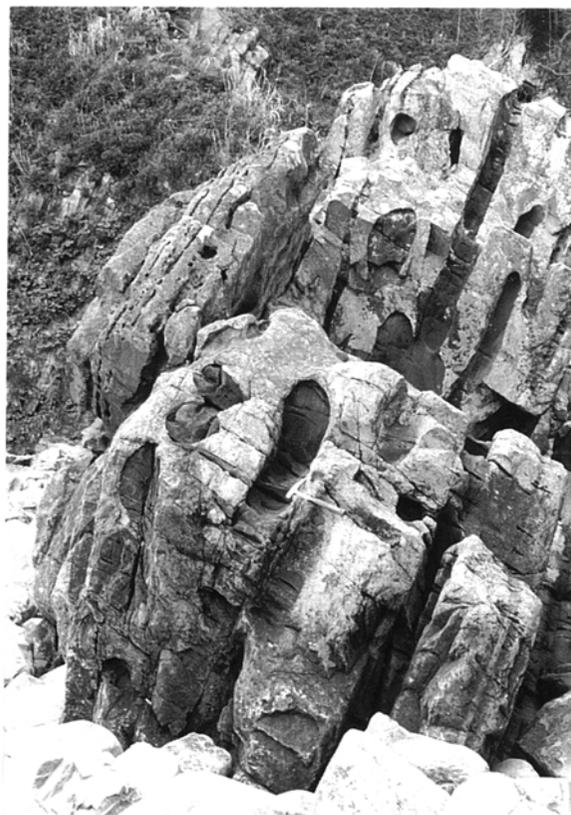
風越層の砂岩は、平磯層の砂岩に比較して岩片がかなり少なく、大部分長石質アレナイトからなる。有色鉱物も少ないが、緑れん石・電気石などを普遍的に含有する。石英21-31%、長石36-45%、岩片及び有色鉱物など29-35%、基質5-9%である。方解石を平均10%程度、主に基質として含む。

化石と時代 北上町大指西方の本層底部を構成する厚層理砂岩層の基底からは、保存不良の腕足類化石や材化石の破片を産する。また、大指西方及び北方に分布する粘板岩層(本層中部)からは(第26図)、植物化石やアンモナイト化石(第28図)を産する。同じく寺浜西部の中部層準に位置する粘板岩層からは、保存不良のアンモナイト化石を産する。また中部の粘板岩から植物化石の破片を産する。

雄勝地区の立浜付近に分布する本層中部の粘板岩層からは、保存不良のアンモナイト化石を産した。

これまでに本図幅地域内の風越層からは、市川(1951a)により北上町大指付近から *Spiriferina* sp. a (cf. *fragilis* Schlotheim), *Spiriferina* sp. b (cf. *stracheyi* Salter), *Spiriferina* sp. c, *Terebratura* sp. などの腕足類や“*Pteria*” spp., *Palaeoneilo*? sp. などの二枚貝, *Isocrinus* sp. の産出が報告されている。

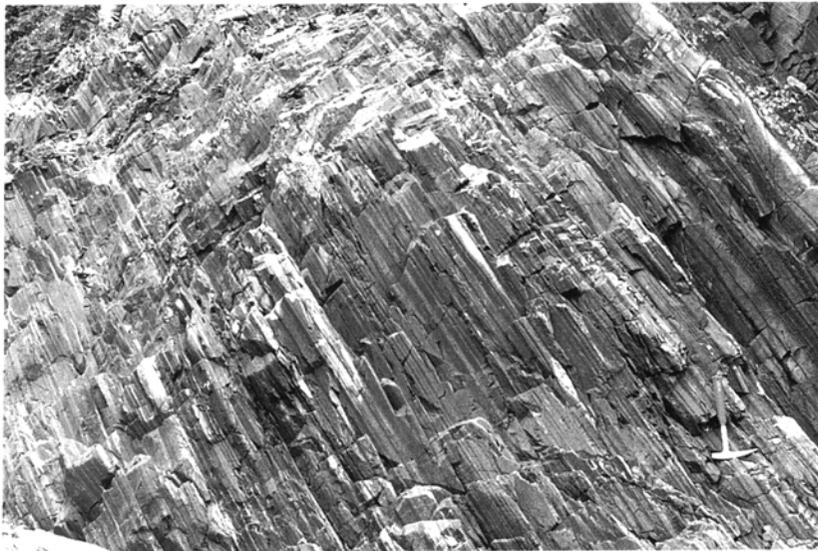
柳津付近(登米図幅)からの頭足類化石の産出により、本層の時代はアニス期とされている(小貫・坂東, 1959)。



第27図 風越層の石灰質砂岩(荒東方) 凹んだ部分は特に石灰質で団塊状をなす



第28図 風越層中のアンモナイト化石の産状(北上町大指西方)



第29図 風越層中に発達する砂岩粘板岩細互層(志津川町寺浜)

IV.5 伊里前層(Is, Iss)

定義 稲井層群の下位から4番目に位置し、主に不連続縞状葉理をもつ砂質粘板岩からなる厚層で、中部三疊系に属する。下位の風越層とは整合。

地層名 本層名は、最初、黒沢(1929MS)によって使われたものであるが、小貫(1956)による再定義に基づいて使用する。

模式地 宮城県本吉郡歌津町伊里前海岸(津谷図幅内)。

分布 戸倉-十三浜地区においては、寺浜と大指を結ぶ線の西側に広く分布する。雄勝地区においては、大須から熊沢にかけて分布する。

層厚 戸倉-十三浜地区では1500 m+。雄勝地区で750 m以上。

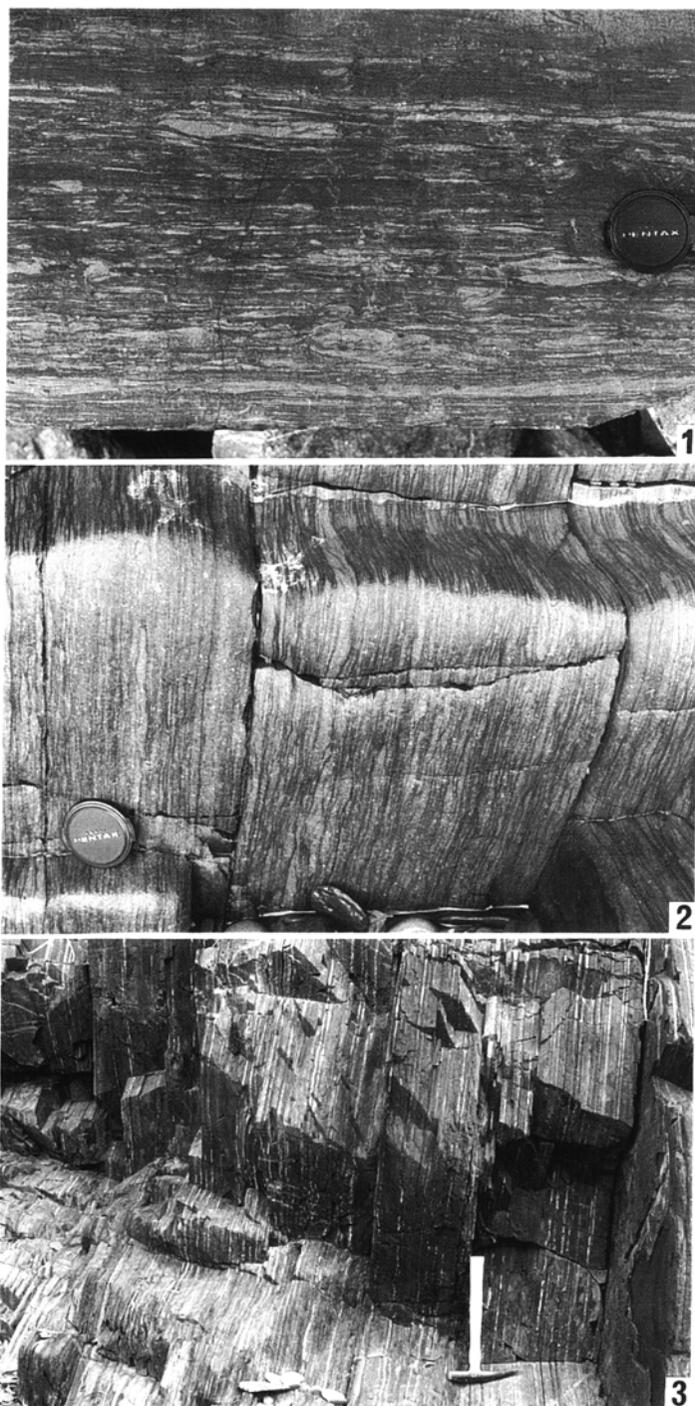
岩相 泥岩と石灰質細粒砂岩が通常0.5-3c mの単位で細かく互層した砂質粘板岩からなる(第30図の1)。この砂質粘板岩層は一般に生物擾乱を受け葉理が乱されていることが多く、このことが本層の特徴でもある。このような岩相を、永井(1940)は戸倉(頁岩)層とよんだ。寺浜東方では砂岩泥岩細互層状の葉理の発達した岩相(第30図の3)が分布する。ごくまれにはあるが、石灰質シルト岩の薄層を挟むことがある(第31図)。本層の種々の層準にわたって、層厚数10c m以下の砂岩層を頻繁に挟む(第31図)。まれに厚さ数10c mから1 m前後の粗-中粒砂岩を挟むこともある(第31図)。粗粒砂岩層の基底には、浸食構造や荷重痕が発達し、最上部にはカレントリップルを有することが多い。また、しばしば複合成層を呈し、さまざまな形状や大きさの粘板岩同時浸食礫を含むこともある。砂岩と粘板岩が薄く互層する部分にはときにコンボリュート葉理が観察される。藤浜港北西岸においては層厚約5 mにわたって砂岩層卓越部が見られるが、そこでは粗粒-極粗粒の砂と泥が不規則かつ不淘汰に混じりあった泥質砂岩が見られる(第31図)。

雄勝地区では、良く成層し、かつ葉理を持つ砂質粘板岩の厚層である。ここでは、向斜構造のため、上限部がみられない。厚さ10-20 mの砂岩層を2枚ほど挟む。また厚さ20c m以下の級化砂岩層をととき挟む。本層の砂質粘板岩は前述のように葉理やシルト岩-極細粒砂岩の薄層が良く発達するものの生物擾乱の影響などもあって、葉理は途切れ途切れで連続性に乏しいのが特徴である。ところが本層の再下部には、大沢層の葉理粘板岩に酷似した葉理が細かく、かつ連続性が良い縞状粘板岩が、厚さ40-50 m存在する。このような泥質岩相における大沢層のタイプから伊里前層型への変換はかなり急であるが、石巻図幅地域では、その変換する部位が風越層の中に見られるなど、場所によって層準の異なることがある。

本層の砂質粘板岩は石灰質(CaO: 10%以上)で(小貫, 1969)、かつ、スレート劈開がよく発達しているが、薄板状には割れにくい。

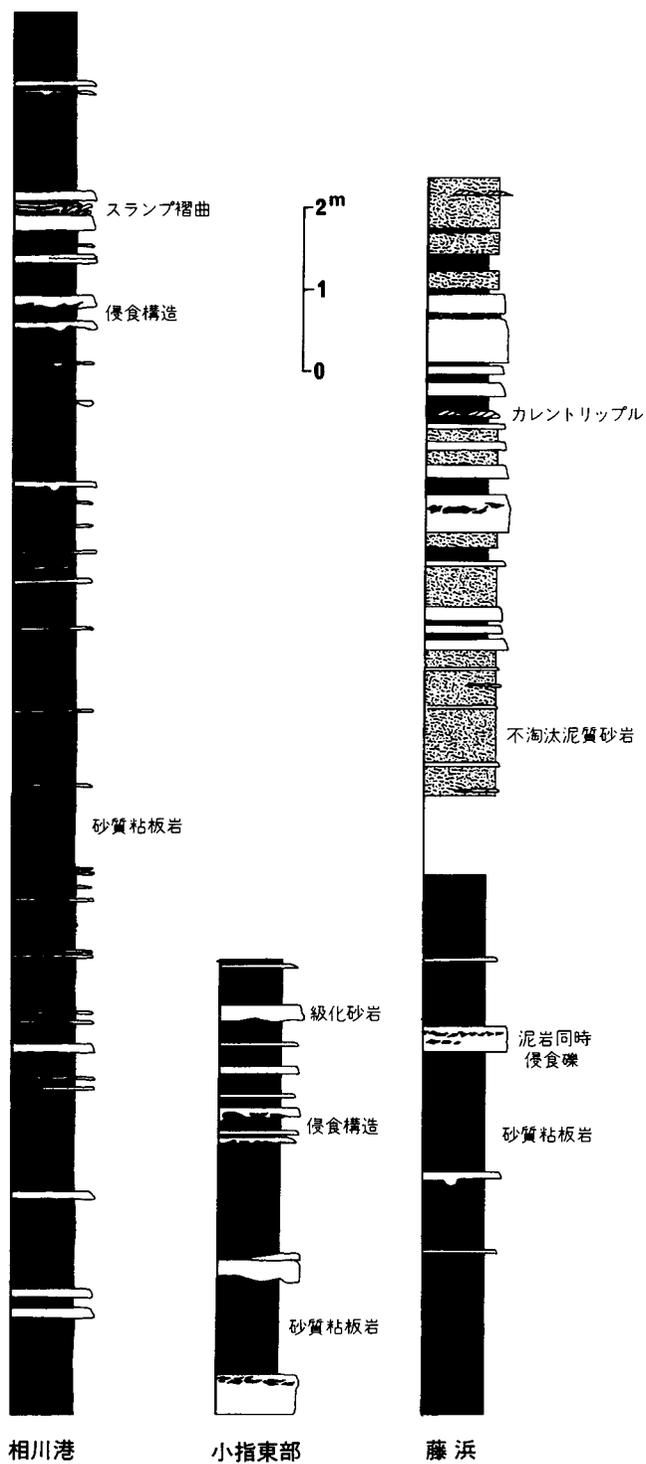
長清水漁港付近に分布する本層は、軽微なホルンフェルス化を受けている。

化石と時代 志津川町ウソ島や同町長清水漁港付近からは頭足類化石を多数産する。小貫・坂東(1959)は、北上町金比羅崎付近において菊石化石の産することを報告している。また、本層上部に当たる本図幅西隣の志津川町津の宮より *Protrachyceras* sp., 北上町小室より *Beyrichites* sp., *Anolcites?* sp.



第30図 伊里前層の砂質粘板岩の岩相(十三浜地方)

1. 生物擾乱の著しいレンズ状葉理タイプ
2. 生物擾乱のないレンズ状葉理タイプ
3. 砂岩粘板岩細互層タイプ



第31図 伊里前層の砂質粘板岩に挟まれる砂岩の産状(北上町相川付近)

などのアンモナイトを産している(滝沢ほか, 1990). また, 長清水川上流部及び大指と小指間の本層下部の砂質粘板岩層からは, それぞれ複数の層準から保存不良の植物化石を産する.

上記の頭足類化石及び従来報告されている軟体動物化石(Shimizu, 1970 ; 坂東, 1967)から, 本層は三畳紀中期のアニス世に対比できる.

IV.6 堆積環境

南部北上山地に分布する上部二畳系(礫岩を伴う泥岩卓越岩相)は, 見かけ上, 下部及び中部三畳系の泥質岩卓越岩相と, 岩相組合せやその堆積様式の点でよく似ている. しかし, 中・下部三畳系の泥質岩層は海進期に堆積盆地の相対的な沈降により, 陸棚上に堆積したのに対し, 上部二畳系の泥質岩相は汎世界的な海退期に堆積したものである. つまり海面低下の速度よりも堆積盆地の沈降速度が大きな中で, 波浪限界以深の比較的静穏な環境に堆積したものである(Kamada, 1991). その一部については陸棚外縁(Kanisawa and Ehiro, 1986), あるいはスロープ環境とそれを切るチャンネルを埋積する堆積物とみなされている(Kamada, 1991). 下部三畳系平磯層の粗粒碎屑物は, 三畳紀早期の海進以前の河川成堆積物と, 瀬海成堆積物から構成される(鎌田・川村, 1988 ; Kamada, 1989).

戸倉-十三浜地区に分布する平磯層の堆積相及び堆積構造から判断すると, 平磯層下部は主に上部外浜の堆積物で, そこに挟在する含礫粗粒砂岩は, 堆積相ならびに古流向資料に基づけば, 沿岸洲を形成していたと思われる sand bar 堆積物とみなされる. 前浜(foreshore)環境を示す明確な堆積相は今のところみつかってはいないが, 神割崎北方の松島東端に露出する平磯層下部の緑色砂岩には, 重鉱物バンドが認められることから, 当地区における平磯層下部堆積時には, 外浜よりもさらに浅い, 前浜環境が存在したかもしれない. これらのことから, 平磯層下部・中部堆積時の古地理は海岸線に沿って砂州が発達し, その一部はラグーン環境を伴うものであったと考えられる. 平磯層中部の生物擾乱の著しい砂質泥岩層はいわゆる漸移帯の環境に堆積したものである. 平磯層上部の堆積相, 特にハンモック状斜交層理砂岩の挟在状況などから判断すると, 平磯層上部は暴浪卓越型の下部外浜から内側陸棚での環境に堆積したことを示唆している. また, ハンモック状斜交層理部にラグ堆積物として貝殻片を多量に含む産状は, ストームによる振動流とともに, 海岸方向からのより強い卓越流が存在したことを意味している. さらにハンモックシークエンスの最上部を占める泥岩部の産状には, 生物擾乱に富むものの他に, 植物化石を多く含み, 生痕の発達に乏しいものがあり, ストームの鎮静後にも陸上河川からの大量の泥質碎屑物の流入があったことを示唆している.

大沢層下部は淘汰不良の砂質粘板岩が卓越し, 種々の生痕化石が豊富に発達していることから, しいに波浪の影響が少なく, エネルギーレベルの低い環境への移行部(外側陸棚)の堆積物と推定される. 大沢層中・上部の平行葉理で特徴づけられる, 岩相変化に乏しい粘板岩層の堆積は, 堆積当時, 堆積盆地はストーム時における波浪限界以深に位置していたことを示唆している. また, 中・下部大沢層の粘板岩層に挟有される中-厚層理砂岩層は沖合泥底環境に堆積したプロキシマルなタービダイトである. 寺浜東部に見られる上方薄層化サイクルを示す中層理砂岩(第25図)は堆積舌状体を構成していたと考えられる. 中層理砂岩の一部には北から南に向かって薄くなるものがあり, 大沢層堆積時には, 北側に

供給源があったかも知れない。また、薄層理砂岩層には小規模な斜交葉理や水流漣痕がよく見られ、上述の中-厚層理砂岩を堆積させたような高密度堆積物重力流に伴うあふれ出し堆積物か、比較的密度の低いタービダイトと考えられる。

風越層の堆積環境に関する鎌田(1984)の研究によれば、本地域北方に位置する津谷地域(津谷図幅)においては、粗粒碎屑物の集積体は海底扇状地を形成していたとみなされている。戸倉-十三浜地区に分布する本層を構成する砂岩層は、内部堆積構造から判断すると、未成熟な乱泥流堆積物である。当地区における粗粒碎屑物の集積体は上述の海底扇状地の縁辺相をなす、未発達な舌状堆積体と考えられる。寺浜東部においては、スランブブロックを含む含礫砂岩層が見られるが、このような産状は南方延長の大指西部では見られない。本層中には、一般に有方向性堆積構造の発達が乏しいが、これまでに得られた古流向資料によれば、風越層は北方向からの運搬を示しており、大沢層の粗粒碎屑物の供給方向と同様の傾向を示している。このことは風越層の発達状況(地域的な層厚の変化や砂岩層の挟在数)と矛盾するものではない。

伊里前層の砂質粘板岩のうち、比較的生物擾乱のすくないものや、第30図の1とした岩相には、ウェーブリップルが認められることから、内側陸棚との境界に近い外側陸棚環境に堆積したことを示している。また、伊里前層の大部分を占める砂岩粘板岩の細かな互層からなり、生痕が著しく発達している岩相は、いわゆる漸移帯と呼ばれる堆積環境で形成されたことを示している。伊里前層に挟まれる砂岩層は、風越層同様に粗粒ないし中粒で、浸食構造が発達し、一般に中-厚層理を示す。このような特徴から、未成熟な乱泥流堆積物であると思われる。また特に、本層の厚層理砂岩層は側方への連続性に乏しいことから、このような砂岩層は海底チャネル充填堆積物とみなされる。藤浜付近に見られる不淘汰の泥質砂岩は、その堆積相から判断すると、チャネルからの溢流堆積物と考えられる。

V. 岩 脈(ひん岩類)

(鎌田耕太郎・滝沢文教)

本図幅地域内には白亜紀に貫入した多数の岩脈類が分布している。また、本図幅地域内の陸域には深成岩体の分布は確認されていないが、戸倉-十三浜地区の長清水付近の伊里前層や寺浜東方の大沢層が軽微なホルンフェルス化を受けていることから、それらの付近の地表下あるいは志津川湾内に深成岩体が存在する可能性がある。

ひん岩岩脈は幅10m以下の小規模なものが一般的であるが、大規模な岩脈では幅50m以上、長さも1-2kmに及ぶ。地質図ではそれらを一括して扱い、多数の岩脈のうち代表的なものだけを表現している。

南部北上山地では、ひん岩岩脈は、主要な斑晶鉱物によって、斜長石ひん岩・角閃石ひん岩・輝石ひん岩の三つに大別される。これらのひん岩の貫入時期はほぼ同時期であるが、斜長石ひん岩がやや早期から活動していたと考えられている(滝沢ほか, 1984, 1987)。

本地域内では角閃石ひん岩と斜長石ひん岩が卓越し、輝石ひん岩も少量認められる。なお、本図幅地域内において、ひん岩同志で貫入関係を示すものが認められた(第45図)。これらひん岩類の肉眼及び鏡下での特徴(久保和也氏による)は以下のとおりである。

V.1 斜長石ひん岩

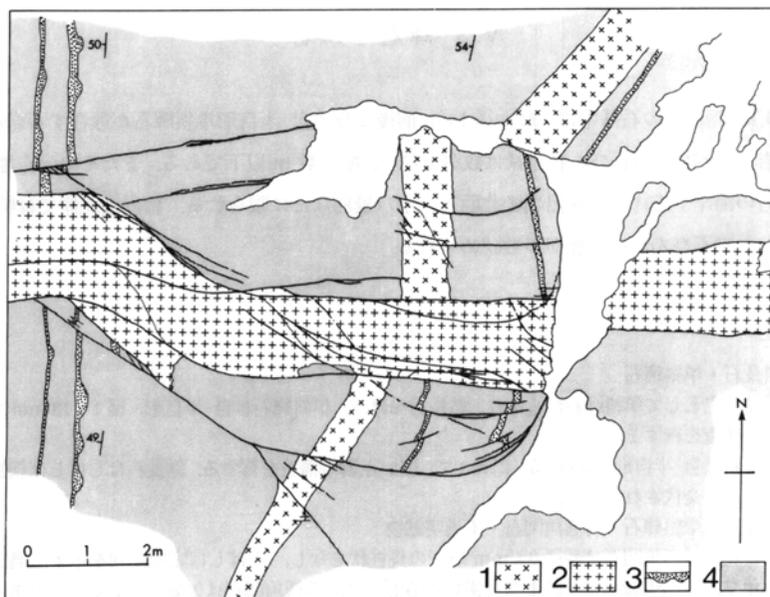
本岩は、暗緑色の石基中に最大長径1cm以上、厚さ2-3mmの偏平卓状の斜長石斑晶を多数含む岩石である。通称“ゼニボー”と呼ばれる岩石である。南隣の石巻図幅地域から牡鹿半島にかけては多数分布する、本図幅地域内では比較的大規模な岩脈が雄勝町大須付近に分布する。

斜長石ひん岩

斑晶：斜長石・単斜輝石・黒雲母

斑晶はほとんど斜長石からなり、単斜輝石及び黒雲母の量は少ない。

斜長石は自一半自形、長径2-10mmで、弱く正累帯するコアと、An成分に乏しく正累帯するリムとからなる。斜長石のコアはしばしば変質して絹雲母や粘土鉱物に交代されている。単斜輝石は半自形、長径1.5-2mmで弱い累帯構造を示す。単斜輝石は、しばしばその一部あるいは全部が緑泥



第32図 岩脈群の貫入関係を示すスケッチ(北上町相川東部)

1. 角閃石ひん岩(変質を受けている) 2. 角閃石ひん岩 3. 緞化砂岩 4. 砂質粘板岩

石により交代されている。黒雲母は長径2-3mmの半自形結晶である。

石基：斜長石・石英・カリ長石・単斜輝石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物・燐灰石

石基部は径0.5mm以下の細粒，半自-他形結晶からなる。局部的に微文象構造が認められる。

V.2 角閃石ひん岩

角閃石ひん岩は、灰-暗灰緑色の石基中に自形普通角閃石斑晶の散在する岩石である。角閃石斑晶の量及び粒径は岩脈ごとにかなり異なり，角閃石がほとんど認められないものもある。本図幅地域の角閃石ひん岩は，斑晶に少量の単斜輝石を含む点で石巻-牡鹿半島地域の角閃石ひん岩と異なる。角閃石ひん岩の岩脈は本図幅地域全域に数多く分布するが，比較的大規模な岩脈が雄勝町大須付近に分布する。

角閃石ひん岩

斑晶：斜長石・普通角閃石・単斜輝石

斜長石は自-半自形，長径1-2.5mmで，波動累帯構造が顕著である。普通角閃石は自-半自形，長径0.5-7mmの短柱状結晶であるが，岩脈によっては5-8mm×1mmの長柱状自形結晶の場合もある。普通角閃石は均質で褐緑色(Z軸色，以下同様)を示すものと累帯構造を持っているものがある。累帯構造は褐-緑褐色の狭い周縁部，褐緑色の最外縁部からなる。

単斜輝石は半自形柱状のものと，普通角閃石斑晶中の核を占めるもののが認められるが，量は少ない。

石基：斜長石・石英・普通角閃石・不透明鉱物・スフェン

石基部には長柱状，長径0.5mm以下の普通角閃石，径0.3mm以下の半自-他形斜長石による弱い定向配列が認められる。

V.3 輝石ひん岩

本岩は，灰緑-暗緑色の石基中に，最大径1cm前後に及ぶ自-半自形単斜輝石が散在する岩石である。角閃石ひん岩と比べて，輝石ひん岩岩脈は数が少なく，幅も数m以下である。またその分布地域も北上町走ヶ崎南方の海岸や志津川町保呂羽山北西方，小八景島などに限られる。藤浜港北岸では特に角閃石をごく少量含む輝石ひん岩の岩脈が多数認められる。

輝石ひん岩

斑晶：斜長石・単斜輝石

斑晶は主として単斜輝石からなり，斜長石を伴う。単斜輝石は自-半自形，径1-10mmで，顕著な累帯構造を有する。

斜長石は自-半自形，長径0.5-2mmで，弱い正累帯構造を有する。斜長石はしばしば絹雲母・方解石により交代されている。

石基：斜長石・単斜輝石・普通角閃石・不透明鉱物

斜長石と普通角閃石は長径0.4mm以下の長柱状をなし，しばしば定向配列を示す。普通角閃石は褐色で，結晶周縁部で淡色となる累帯構造を示す。普通角閃石は欠如していることがある。小八景島など一部には，石基に多量の黒雲母を含むドレライト様の岩脈がある。

VI. 地 質 構 造

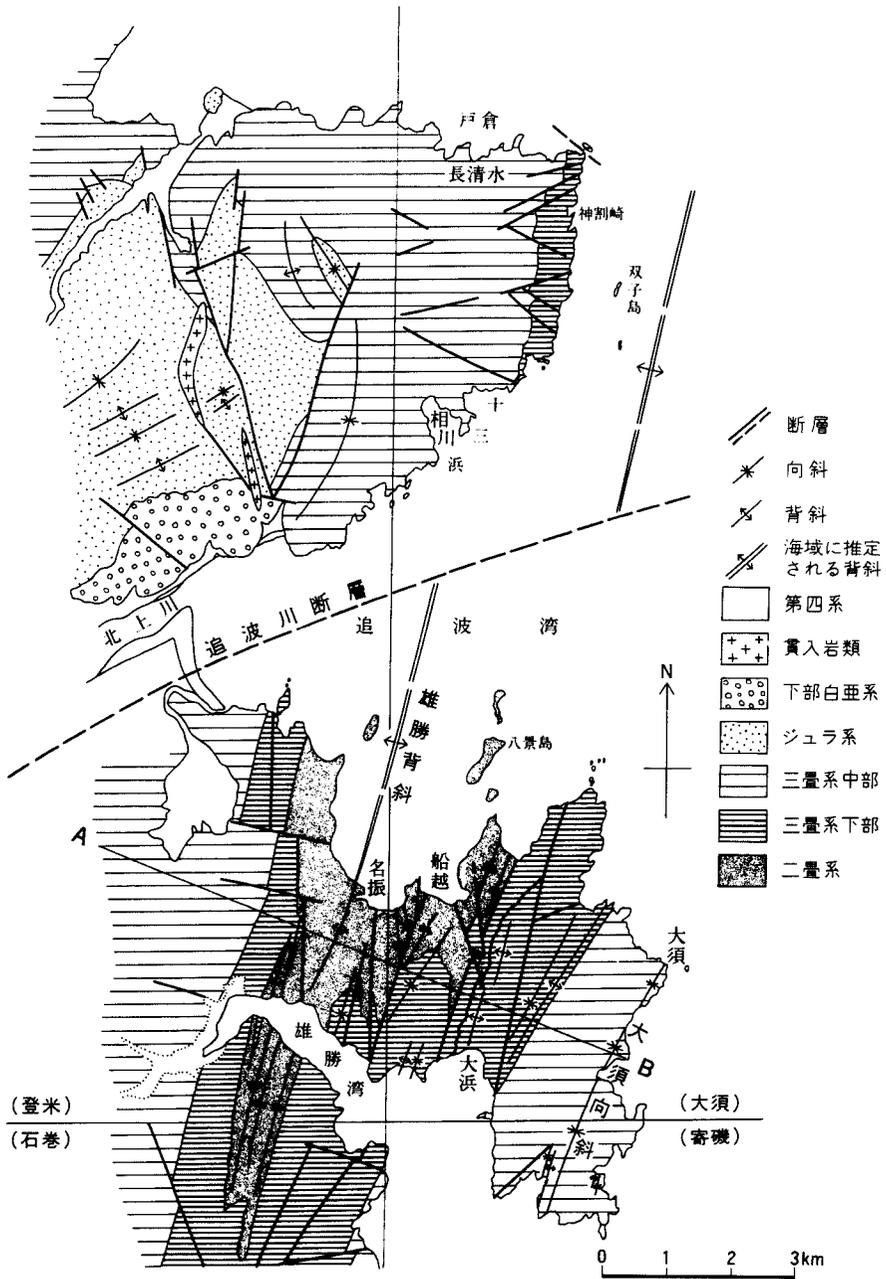
(滝沢文教)

VI. 1 雄勝背斜と大須向斜

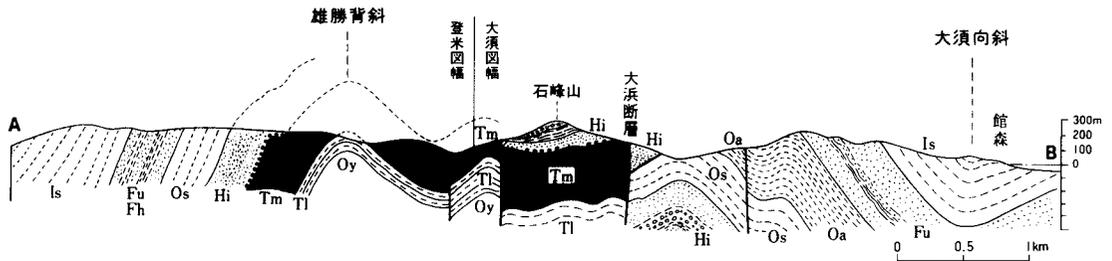
本図幅地域内の古生層と中生層は、南北方向の軸をもって褶曲し、かつ様々な方向の断層によって切られ、複雑な地質構造を呈している。しかし、大須図幅地域の南部と北部とでは、構造変形の度合に大きな差異があり、南部の雄勝地区で強く、北部の戸倉-十三浜地区では弱い。両者の構造的境界は第33図に示すように、追波川断層の海上延長部である。滝沢ほか(1990)で述べたように、追波川断層を境としての構造的不連続は、ジュラ系の構造形態や分布状況によって如実に現れている。地質構造の説明に際して、本図幅地域だけでは理解しにくいので、登米図幅東縁部など隣接地域を含めた地質概略図(第33図)に基づいて以下記述する。

雄勝地区の古-中生層では褶曲と南部の断層群によって複雑な地質構造を持ちながらも、東側により上位の地層が現われる。これに対し、戸倉-十三浜地区のそれは、西側上位の同斜構造を示している。この違いは南部北上山地全体の広域的地質構造の上から、次のように説明できる。本図幅地域の西縁から0.5-1km西側を南北に走る雄勝背斜は、南部北上山地の中でも第1級の構造要素であり、北方に岩井崎背斜(津谷図幅北縁部)、さらに世田米ドーム(盛図幅内)へと延長している。八景島や船越付近における二畳系の露出は、この雄勝背斜の反映である。雄勝背斜は単一の背斜軸ではなく、数多くの、波長も様々な背斜と向斜によって構成される複背斜状である(第34図)。本図幅内における雄勝地区の古-中生層はこの雄勝背斜の東翼部で占めているから、東側上位の構造を持つのである。一方、戸倉-十三浜地区の中生界と古生層は雄勝背斜の西翼としての構造的位置を占めている。恐らく右水平ズレを示す追波川断層により、この地区では雄勝背斜が2km以上東にズレているのであろう(第33図)。同背斜西翼の特徴とは、小褶曲が少なく、地層が垂直層に近い急傾斜を示すなどである。

雄勝背斜から約3km弱東側には、大須向斜がN20°Eの軸方向を持って走っている。本図幅地域ではこの向斜の軸部は伊里前層によって占められている。南隣の寄磯図幅地域では大須向斜の軸部はジュラ系が幅広く露出し、さらに南方の牡鹿半島の荻の浜向斜(滝沢ほか, 1984)に連らなる。大須向斜は西翼が東翼より急傾斜な非対称を示す。南部北上帯の中生界の構造的配列からみると、大須向斜は中列の唐桑-牡鹿亜帯に位置している。



第33図 大須図幅及び周辺地域の地質概略図



第34図 雄勝地区における二畳-三畳系の地質断面図
断面線の位置は、第33図に示す。

VI. 2 褶曲とスレート劈開

雄勝背斜をはじめとして、本図幅地域全般の二畳系と三畳系の褶曲軸はNNE-S SWないしN-Sの方向を有しており、この方向は、南部北上山地全般の古生界-下部白亜系(唐桑半島以北ではNNW-S SE)にも共通している。地質断面図(第34図)で代表されるように、褶曲の形態は、相似型褶曲に近い。これはスレート劈開の発達する地層における褶曲変形の特徴である。褶曲軸面については、スレート劈開と平行して西側に急斜すると解釈する見解が従来あったが、滝沢(1981)・滝沢ほか(1984)は、実際にはスレート劈開面と一致せず、例えば雄勝背斜の褶曲軸面は東側に急傾斜すると説明した。本図幅地域でもほとんどの軸面が、東側に急傾斜すると判断できる。

以下の記述は主として雄勝地区での観察結果に基づく。

褶曲の規模は波長数mのオーダーから数kmまで様々である。地質図に表現した褶曲は波長300m以上のものである。それ以下では波長10-50m、数m程度のものが散見される。注目されることは平磯層や大沢層中の砂岩(厚さ30m以下)といったコンピテント層においても波長20-50mの小規模褶曲が見られることである。規模の小さい露頭スケールの褶曲は大沢層や風越層中の粘板岩や砂岩粘板岩互層に良く認められる。波長の短い褶曲は、ほとんど粘板岩中の砂岩薄層、葉理粘板岩や砂岩粘板岩互層に限られる。

次に層準ごとに褶曲の発達様式を概述する。

二畳系では、波長200-300m以上の規模の褶曲が一般的で、波長数10m以下の小褶曲はまれである。粘板岩に挟まる砂岩薄層には、短波長の褶曲(数cmから1mくらいまで)がうねり様に時々見られるが、形状と発達状況が規則的でない。このうねり様の小褶曲では波長-層厚比が1:2という極端に小さい値を持つ場合が散見される。登米層中には、粘板岩中に、方解石脈や石英脈のプチグマチック型の微褶曲が発達することがあるが、それらの形状は不規則である。

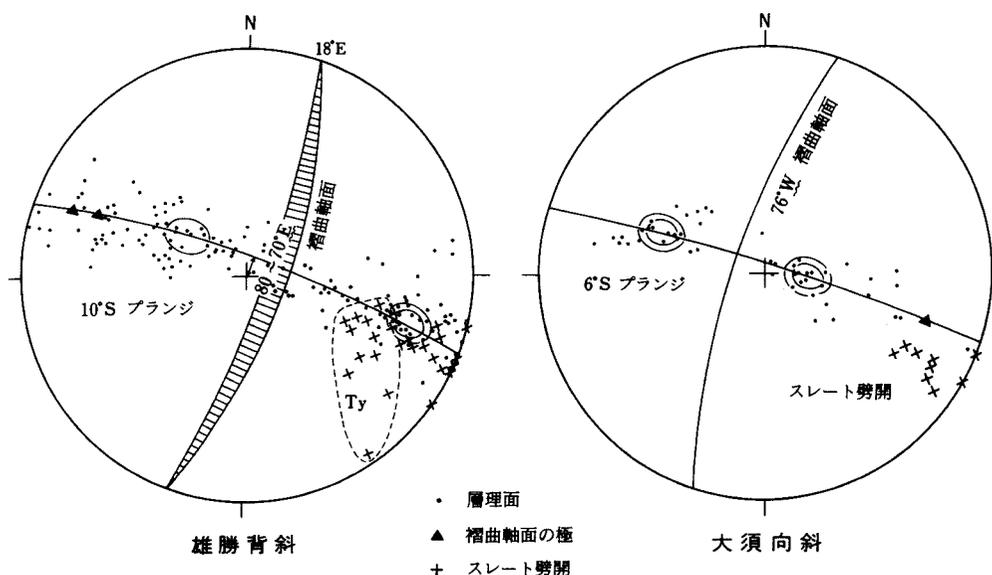
三畳系稲井層群には様々なオーダーの褶曲が最も良く発達しており、波長10-50mの小褶曲が連続して出現する場合がある。とくに、大沢層のように葉理・層理の細かく発達した泥質岩や風越層の砂岩粘板岩互層には、N-S方向の剪断帯に伴って、小褶曲または微小褶曲を伴った変形が見られることもある。

以上に述べた褶曲の波長-層厚比(L/T)には相当バラツキがある。しかし、南部北上山地の中・古生

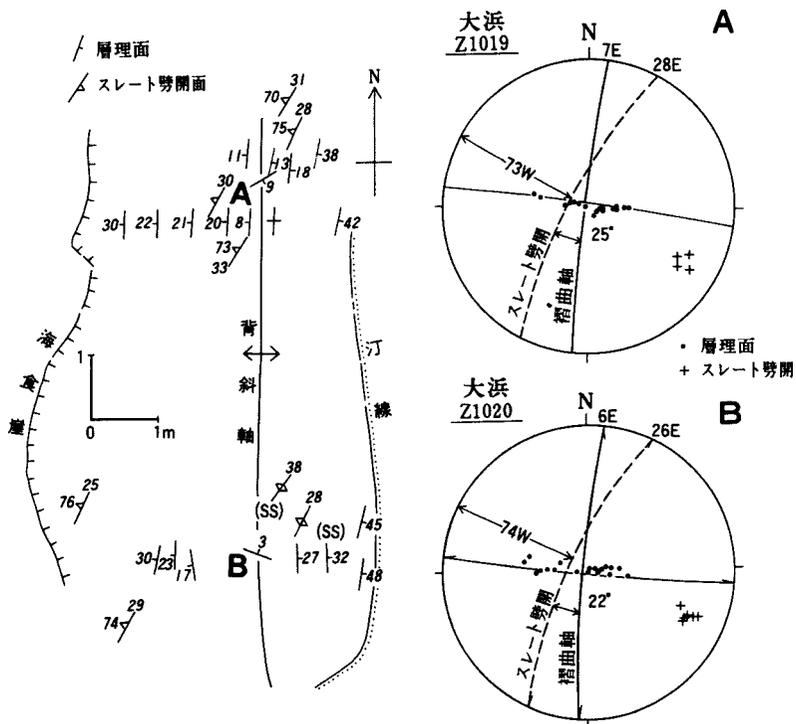
界のように、様々な岩相から構成される多層系においては、複数のコンピテント層(主に砂岩層が相当)あるいは準コンピテント層(砂岩粘板岩互層)が相互に干渉現象を起こし、波長-層厚比は単純ではない。先に区分したように、同一の地層内(例えば稲井層群中)においてさえ、種々の波長規模を示す褶曲構造をコンピテント層の厚さのみで説明することは困難であろう。褶曲の波長を決定する要素として、岩相の塑性的対称性(ductility contrast)や成層の間隔(interval of stratification)も、重要であると考えられる。インコンピテント層とみなし得る厚い泥質岩層よりも、砂岩粘板岩互層や葉理粘板岩において小褶曲が最も良く発達していることは、岩相の対称性が良く、成層面の発達が良い(細かく成層する)地層が褶曲変形の成長条件に適合していることを暗示している。

本図幅地域の二畳系・三畳系の泥質岩には、スレート劈開が良く発達している。スレート劈開は鏡下では石英・長石粒など鉱物粒の回転と黒い筋模様(dusty part: 於保, 1981の用法による)によって特徴づけられ(第11図)、その方向への鉱物粒の定向配列のあったことを裏づけている。スレート劈開の発達強度は、X線回折によって確認することができる(於保, 1981; 石井, 1985, 1988)。dusty partは於保(1981)によれば、主に緑泥石とイライトから構成される。

スレート劈開の走向・傾斜は、褶曲軸面に対し、平行的であるのが普通である。しかし、本図幅地域とその周辺では、全般的傾向としてスレート劈開の方位は、褶曲軸に対して時計回りに 10° - 30° 回転した方向を示す(第35図)。たとえ走向が一致しても、傾斜も一致しなければ、“軸面劈開”とは言えない。雄勝背斜における褶曲軸面とスレート劈開面の傾斜が逆方向を示しているように、北上山地では両者が斜交している場合が少なくない(滝沢・神戸, 1979; 滝沢, 1981; 石井, 1985; Kanagawa, 1986)。第36図に大浜西方海岸の大沢層における褶曲とスレート劈開との関係を示す。小規模な褶曲においても両者の斜交関係が認められる。



第35図 スレート劈開の方位と褶曲軸との関係
下半球投影。スレート劈開面が褶曲軸から 10° - 30° 右回りにずれていることに注意。



第36図 大浜海岸における小褶曲とスレート劈開(滝沢, 1981より)
背斜軸のトレスとスレート劈開は斜交している



第37図 礫が定向配列を示す礫岩(大浜西方)
平礫層. 礫の長軸がスレート劈開の方向(ペンの長軸の方向)に配列

一般的に、スレート劈開の強度は下位の層準ほど強い(Tokuyama, 1965). しかし、同じ層準を取っても水平的な差違がかなり大きい。戸倉-十三浜地区は弱く、雄勝地区は相対的に強い。

スレート劈開は、圧縮性の応力場において、圧縮主応力に対して直交方向に形成されると言われており、広域的に一樣な方位を持つことは当然予測される。しかし、実際には、コンピテントな砂岩や礫岩層を挟む多層系の中で、また断裂を伴う構造運動による局所的な圧力方向の転向などの影響を受けて、場所によって多少の変化を示すのであろう。

VI.3 断層

大須地域の中・古生界には、様々な方向の断層が認められる。それらは、次の3方向に集約可能である。以下、断層の方位を北を中心に述べる。

(断層の方位)	(代表的な発達場所)
i) N-SないしNNW	雄勝地区
ii) ENE	戸倉-十三浜地区
iii) E-WないしWNW	戸倉-十三浜地区
iv) N-S性衝上断層	大浜付近

これらの種々の方向を持つ断層の形成順序は、必ずしも明確ではないが、i), ii)の南北性の断層系が、iii)の東西性の断層系に切られる場合が多い。前者は褶曲軸など中・古生界の主要な構造方向であり、後者はいわゆる胴切り断層系に相当する。

上記の様々な断層を変位のセンスといった観点から見ると、i)の南北性の断層群は、水平横ずれ変位よりも鉛直方向の変位が大きいと判断できる。南北性の断層を境として、二疊系と三疊系とが接しているような場合がその例である。他方、胴切り断層系のうち、ENE方向の断層は右水平ズレのセンスを示しており、戸倉-十三浜地区でよく発達している。追波湾下を通過していると推察できる追波川断層(第33図)は、この方向の大断層である。ENE方向の断層系はWNW方向の断層と共役(conjugate)関係にある可能性がある。NW方向及びWNW方向の断層群は左横ずれ変位が顕著である。この傾向は、西隣の登米図幅地域にも現れており、北上山地南端部の一般的傾向である。以上のE-WからNWにかけての断層における断層面上の条線(striation)が、水平に近いものがしばしば見いだされることも、これらの断層が水平ずれ断層系の性格を持っていることを示唆している。

N-S性の低角衝上断層は、西傾斜のかなり規模の大きなものが大浜から船越東方にかけて追跡され、数カ所の露頭で確認される。傾斜は30-35°W、西から東への衝き上げを示している。上盤側は平磯層の砂岩、下盤側は大沢層の粘板岩で、上盤側の剪断性破砕が著しい。顕著な迂り面は4-5本あり、引きずり褶曲を伴う。大浜-大盤峠間における下盤側の大沢層粘板岩の構造は、衝上断層と平行である。この断層は層序の下位の地層が上位の地層に衝上しているから、“二階立て”構造に似る。

以上に述べた褶曲とスレート劈開、断層の形成過程について簡単に考察してみる。ただし、多種類、多方向ある断層の形成時期は白亜紀以降、特に新生界の地層・岩石が極端に少ないので明確にはできない。ここではその大部分が、大島変動時に形成されたとの仮定に基づいて考察してみる。



第38図 平磯層と大沢層を境する低角衝上断層(大浜方向約1 kmの林道)
左上側が平磯層, 右下側は大沢層. 断層面は西方に30-40°傾斜

白亜紀前期おそらくアプト階初葉に、本図幅地域を含む北上山地には、大規模な地殻変動が生じた。この変動は東西性の強い圧縮応力のもとで、地下深部でのマグマ活動(深成作用)を伴っていた。当初は、東西方向での層短縮(layer shortening)と座屈作用(buckling)によって、層面滑り(bedding slip)を主要な変形機構とするフレクチャー褶曲(flexure fold)が、古生層と中生層の全般に形成された(変形の第1次段階)。ただし、雄勝背斜と橋浦複向斜、そして登米背斜の大きな構造要素は、この大島変動以前にその原形が萌芽的に形づくられ(0次段階)、この変動の東西圧縮によってその形状が一層強調された。中・古生層の全般に波長2-5km位の波状の褶曲が形成されたが、東西方向の主応力は東から西に強く作用し、西フェルゲンツの変形を生んだ。東西性の圧縮作用に短期間の休止期があった後に、再び強い東西方向の、しかし、先の主応力方向から時計回りに10-20°に回転して水平圧縮作用が働いた。この後期の圧縮作用は押しつぶし作用(flattening)として、既に形作られた褶曲形を、鉛直方向に伸長するように押しつぶす剪断的な変形を生んだ(変形の第2段階)。スレート劈開の形成は、この押しつぶしによって起こった。押しつぶし作用は封圧の強い地下中-深部では強く、表層部では弱かった。表層部では封圧が低いため、圧縮応力は上方に解放されたであろう。押しつぶしによって、地層の傾斜は増し、東西方向で40-50%(中深部)ないし20%以下(浅部)の短縮が生じたと推定される(滝沢, 1981; 石井, 1986)。

以上の一連の東西性の圧縮作用は、水平的にみて均質に作用せず、牡鹿半島から雄勝地区までは強く、それより北側では弱かった。その差違の境界は歪みの集中する横ずれ剪断帯となり、結果として追波川断層となった。一連の強い圧縮作用は北上山地全般の隆起運動を生じたが、これらの構造運動と前後して、地下深部では多数のひん岩脈や花崗岩類が貫入した。

Ⅶ. 新 生 界

(鎌田耕太郎)

Ⅶ.1 新 第 三 系

本図幅地域には、比較的固結度が低く、粗粒碎屑物を主体とした新期堆積物が、ごく狭い地域に散在的に分布している。それらは中・古生界を基盤とし、その上を不整合に覆っている。岩相的には礫岩や砂岩を主体とし、シルト岩を挟む。従来、本図幅地域内では、新生界に関する知見に乏しく、今回の調査においても層序区分や対比が十分に行えなかったため、それらに地層名を付けることを避け、鮮新統として扱った。ここではそれらを岩相の特徴と分布高度により、代表的な2つの地点をあげて記述する。

相川付近の新第三系（鮮新統）

岩 相 主に円礫岩からなり、粗粒砂岩を挟む。固結度が低く、風化が進んでいる。礫は一般に砂質頁岩が多く、アルコーズ質砂岩や頁岩ホルンフェルスも見られる。また、ひん岩も含まれるが一般にはくされ礫を呈する。

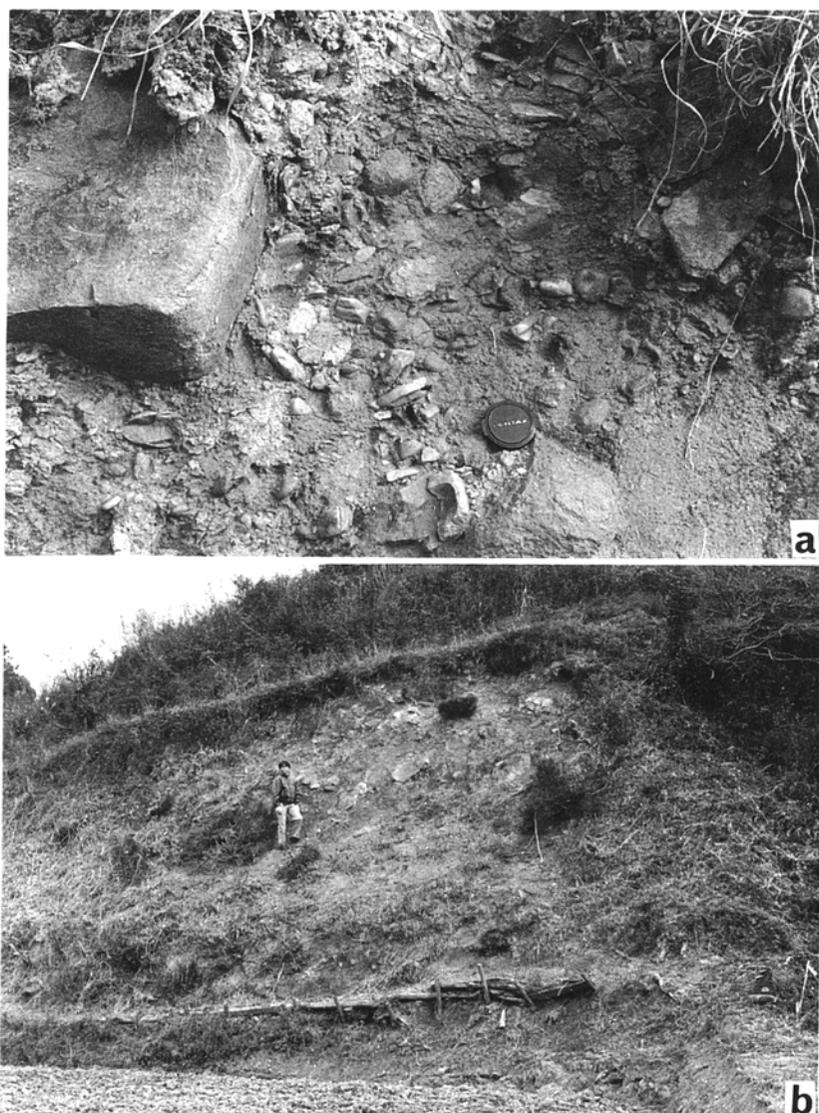
層 厚 相川中学校付近では4.5 m。上限不明。

分 布 大須図幅北西縁の相川中学校付近の標高35-40 mのところに、孤立したごく狭い分布が確認されている(第39図)。また、これと同じものと考えられる堆積物は、登米・大須図幅の境界にまたがって藤浜北東部にも分布している。

対 比 滝沢ほか(1990)は、登米図幅地域の調査により、同図幅地域内に中・古生界を不整合で覆う新期堆積物の分布することを指摘し、未区分新第三系として記述した。相川付近の未区分新第三系としたものは、登米図幅における津山町御屋敷付近及び保呂羽山付近の未区分新第三系とした礫岩卓越岩相によく似ている。登米図幅に分布する未区分新第三系としたものの一部について年代測定を行った結果、鮮新世後期に対比されることが明きらかとなった。したがって、岩相や層序学的関係が類似することから、相川付近に分布する新第三系としたものも上部鮮新統に対比される可能性が高い。北上山地の西縁に分布する金沢層(松野1967)や、その西方に広く分布する上部仙台層群に対比される。また本図幅地域内では、次に述べる藤浜付近のものと同時期のものと考えられる。

藤浜付近の新第三系（鮮新統）

岩 相 主に円礫岩からなり、砂岩やシルト岩を挟む。固結度が低く、風化が進んでいる。礫は卵大



第39図 相川付近に分布する新第三系の産状(b)と岩相のクローズアップ(a)

から 30cm で、まれに 40 から 50cm に達する。伊里前層起源の砂質頁岩が多く、*Trigonia* を含むアルコーズ質砂岩も見られる。また、ひん岩や花崗岩質岩も含まれるがくされ礫を呈する。

層厚 藤浜西部で 2.5 m 以上。上限不明。

分布 志津川町藤浜西部においては登米図幅との境界をまたいで、標高 30 m 付近に小規模に分布する(第 40 図)。

対比 藤浜付近での分布は、登米図幅で志津川湾沿岸の未区分新第三系としたうちの、保呂羽山東北部とした分布の東延長部に当たる。



第40図 藤浜付近の新第三系の産状 (志津川町藤浜付近)

Ⅶ.2 第四系

本図幅地域には、明確に更新統と結論できる地層の分布は、確認されていない。貝塚ほか(1985)によれば、三陸海岸南部においては更新統の段丘堆積物は、海面下に埋没している可能性が強いという。

完新統の沖積層は、本図幅地域西南部の雄勝町大浜付近や戸倉付近で見られるものの他は非常に小規模である。集落のある部分においても、沖積層はごく薄く、基盤岩が露出している場合が多い。沖積層は、主に淘汰の悪い砂礫によって構成されている。

本図幅内を流れる小規模河川の流域には、角礫を主とし、不淘汰の未固結堆積物からなる扇状地堆積物が形成されている。この扇状地堆積物は、いずれも厚さ、分布ともに小規模であるが戸倉-十三浜地域の長清水川中流や寺浜南方の小河川沿いにその例が見られる。

沖積層は、約18,000年前のウルム氷河期における最大海退時以降の新时期堆積物であり、実際には、約7,500-4,000年前に起こった縄文海進時とそれ以降の堆積物を主とする。最大海退時には、海水面が現在より120-130 m低下していたという従来の考えに対し、最近、大島ほか(1987)はその低下が80 m位であると主張している。どちらにせよ、18,000年前以降は海水面が徐々に上昇し、約7,500年前には、海水は現在の海岸平野のかなり奥地にまで侵入した。縄文海進を裏づける貝塚の分布は、登米図幅地域の西部の桃生町檜崎や河北町沢田(長谷, 1967)、河北町中島の北部などに知られている。また、この海進による海成粘土は、登米町市街地から約20 k m北西の栗原郡若柳町まで分布している(長谷, 1967)。Matsumoto(1981)によれば約6,000年前には、縄文海進の海はかなり退いて、本図幅地域西部の低地は離水した。以後、この低地は北上川の氾濫原堆積物(後背湿地堆積物、自然堤防堆積物、流路充填堆積物)

の埋積する場となり、現在に至った。これらは粘土と砂からなる。

山間の河谷を埋める沖積層は、主として角張った砂礫からなる。山麓の傾斜が著しいので、斜面基部にはしばしば崖錐堆積物が存在する。これは、いずれも小規模なので、地質図では省略した。本図幅地域の中・古生層は頁岩や粘板岩といった泥質岩が優勢なので、崖錐堆積物は、径1-2cmのバラス状の泥質岩片から構成される場合が多い。

VIII. 応用地質

(鎌田耕太郎)

石材

本図幅域西隣及び西南隣の登米、石巻図幅両地域にまたがって分布する上部二畳系登米層と、下部三畳系大沢層の粘板岩は、登米郡登米町付近に分布する登米層粘板岩と共に、古くから採掘され、屋根用スレート及び硯石材に使用されてきた。しかし、本図幅地域内では現在採掘されていない。船越付近及び石峰山周辺の登米層粘板岩は、少なくとも1960年以前には10か所以上で採掘されていたし、名振南方では、1985年頃まで雄勝開発株式会社によってスレート材及びタイル材が採掘されていた。埋蔵量はまだ十分があるので、今後需要の増大と人手が確保されれば、採掘可能である。

雄勝町荒付近に露出する大沢層上部の粘板岩のうち、背斜軸部に位置し、スレート劈開のよく発達している部分については、かつて試掘されたことがある。

文 献

- Allen, J. R. L. (1970) Studies in fluvial sedimentation: A comparison of fining to coarse-member composition and interpretation. *Jour. Sediment. Petrol.*, vol. 40, p. 298-323.
- 坂東祐司(1967) 本邦中部三畳系のアンモナイトとその層位学的研究—本邦三畳系のアンモナイトとその層位学的研究その2—。地質雑, vol. 73, p. 151-162.
- Bando, Y. (1970) Lower Triassic ammonoids from Kitakami massif. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 79, p. 337-352.
- and Shimoyama, S. (1974) Late Scythian ammonoids from the Kitakami Massif. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 94, p. 293-312.
- and Ehiro, M. (1970) On some lower Triassic ammonoids from the Osawa Formation at Asadanuki, Towa-cho, Tome-Gun, Miyagi Prefecture, northeast Japan. *Trans. Proc. Pal-*

- aeont. Soc. Japan, N.S., no. 127, p. 375-385.
- Choi, D. R. (1984) Late Permian-Early Triassic paleogeography of northern Japan. *Geology*, vol. 12, p. 728-731.
- 永広昌之(1977) 日詰-気仙沼断層-とくにその性格と構造発達史的意義について-。東北大地質古生物研邦報, no. 77, p. 1-37.
- (1987) 南部北上山地ペルム紀アンモナイト類 -その層位的分布とペルム系の分帯-。地質雑, vol. 93, p. 823-832.
- ・坂東祐司(1978) 南部北上山地のペルム系登米層から *Xenodiscus* の発見。地質雑, vol. 84, p. 37-38.
- ・———— (1980) 南部北上山地の上部ペルム系からの *Rotodiscoceras* の発見とその意義。地質雑, vol. 86, p. 484-486.
- Ehiro, M., Shimoyama, S. and Murata, M. (1986) Some Permian cyclolobaceae from the Southern Kitakami Massif, Northeast Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 137, p. 25-49.
- and Takizawa, F. (1989) Foordiceras and Domatoceras (Nautiloid cephalopods) from the Upper Permian Toyoma Formation, South Kitakami Massif, Northeast Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 155, p. 212-217.
- Endo, R. (1952) Stratigraphical and paleontological studies of the later Paleozoic calcareous algae in Japan. III-A few species from the Maiya section, Maiya-machi, Tome-gun, Miyagi-ken. *Sci. Rep. Saitama Univ.*, ser. B, vol. 1, p. 23-28.
- 遠藤祐二・片田正人・佐々木昭(1973) 北上山地の二疊紀登米層中の黄鉄鉱。地調月報, vol. 24, p. 113-121.
- 藤貫 正・片田正人・鈴木孝太郎(1974) 南部北上山地二疊紀登米スレート中の炭素質物質。地調月報, vol. 80, no. 12, p. 619-625.
- 半沢正四郎(1954) 東北地方(日本地方地質誌)。朝倉書店, p. 1-368.
- Harada, T. (1890) *Die Japanischen Inseln, eine topographischgeologische Übersicht*. Verlag von Paul Parey, Berlin, 126p.
- 長谷弘太郎(1967) 宮城県沖積平野の地質学的研究。東北大地質古生物研邦報, no. 64, p. 1-45.
- Hayasaka, I. (1924) Fossils in the roofing slate Ogachi, Prov. Rikuzen. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 3, p. 45-53.
- 市川浩一郎(1947) 北上山地南部津谷伊里前地方中下部三疊系の層序に就いて。地質雑, vol. 53, nos. 622-627, p. 79-80.
- (1951a) 北上山地南部の三疊紀層。地質報告特別号「日本三疊系の地質」, p. 7-23.
- (1951b) 宮城県雄勝地方三疊系稲井層群の基底礫岩。鉱物と地質, vol. 4, p. 17-19.
- 稲井 豊・高橋年次(1940) 北上山地南端部の地質に就いて。東北大地質古生物研邦報, no. 34, p. 1-40.

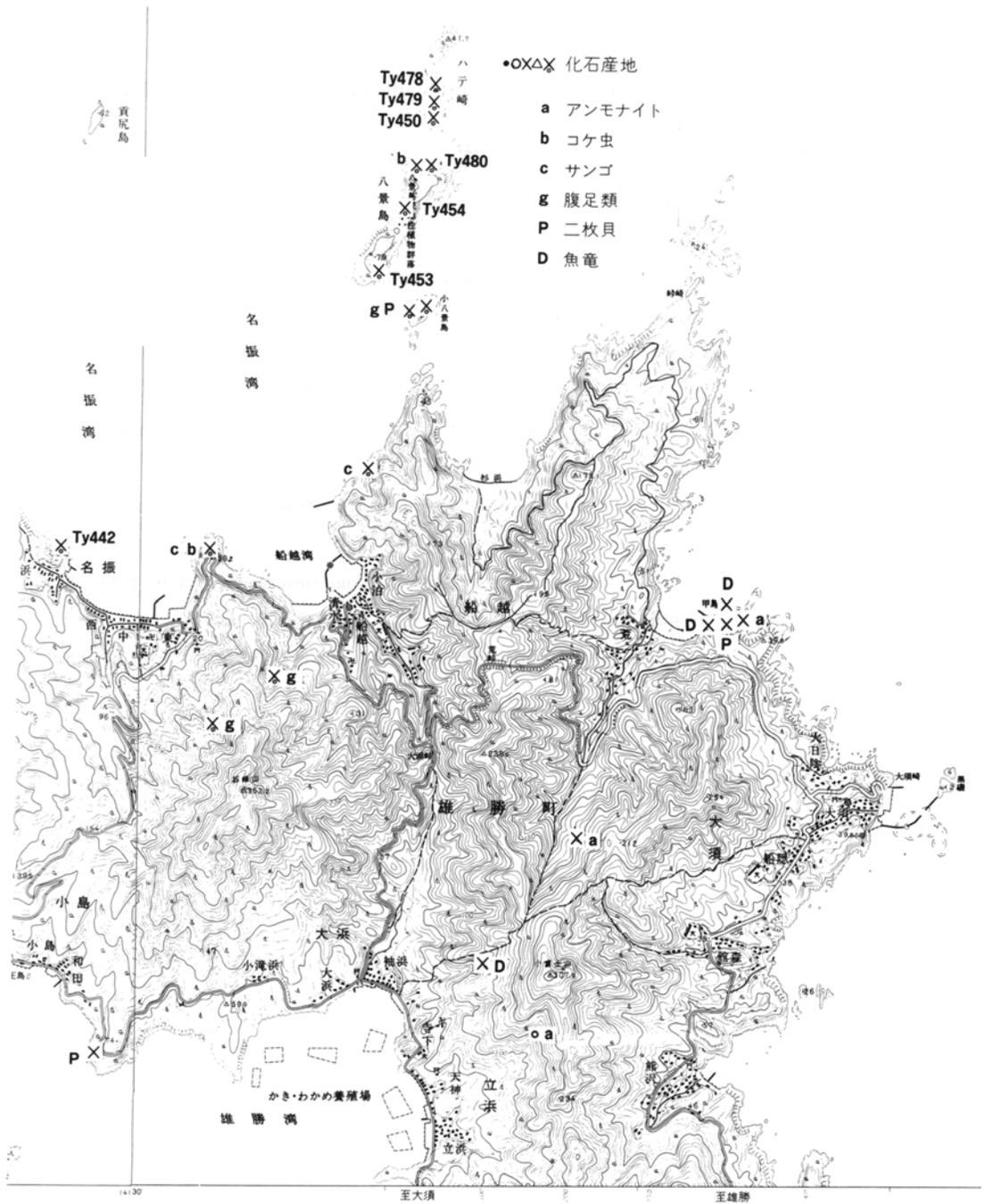
- 石原舜三・関根節郎・大場きみじ(1969) 上部古生代粘板岩と新第三紀シルトストーン中のウラン量. 地調月報, no. 232, 日本におけるウランの産状, p. 221-231.
- Ishii, K., Okimura, Y. and Nakazawa, K. (1975) On the genus *Colaniella* and its biostratigraphic significance. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 19, art. 6, p. 107-138.
- 石井和彦(1985) 南部北上山地牡鹿半島における褶曲およびスレートへき開の形成過程. 地質雑, vol. 91, p. 309-321.
- 岩井淳一・石崎国熙(1966) 北上山地薄衣式礫岩の研究—とくにその古地理学的・構造地質学意義—. 東北大地質古生物研報, no. 62, p. 35-53.
- 海上保安庁水路部(1983a) 5万分の1沿岸の海の基本図. 海底地形地質調査報告「牡鹿半島」, 34p.
- (1983b) 5万分の1海底地形図. no. 6369-3. 牡鹿半島.
- (1983c) 5万分の1沿岸の海の基本図. 海底地形地質調査報告「志津川湾」, 33p.
- (1983d) 5万分の1海底地形図. no. 6370-8. 志津川湾.
- 貝塚爽平・成瀬 洋・大田陽子(1985) 日本の平野と海岸. (日本の自然4), 岩波書店, 226p.
- 鎌田耕太郎(1979) 南部北上山地唐桑半島周辺の三疊系稲井層群(その1)—層序及び古地理—. 地質雑, vol. 85, no. 12, p. 737-751.
- (1983) 宮城県登米地域の稲井層群の層序—とくに大沢層の海底地入り堆積物について. 地球科学, vol. 37, no. 3, p. 147-161.
- (1984) 南部北上山地宮城県津谷地域の中部三疊系風越層の堆積環境. 地質雑, vol. 90, no. 12, p. 875-888.
- Kamada, K. (1989) Coarse clastic sedimentation in the Triassic offshore sequence of Southern Kitakami Mountains, Japan. In, Taira, A and Masuda, F., ed., *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*. p. 365-375.
- (1991) Upper Permian to Middle Triassic sedimentation and its tectonic implication in the Southern Kitakami Belt, Japan: Preliminary report. *Proceedings of Shallow Tethys* 3. p. 423-432.
- 鎌田耕太郎(1990) 南部北上帯, 上部ペルム系の粗粒碎屑岩の堆積と構造地質学的意義. 日本地質学会第97年学術大会, p. 130.
- ・川村寿郎・横山 裕(1983) 宮城県十三浜地域の下部三疊系平磯層の堆積環境. 碎屑性堆積物の研究, 第2号, p. 33-39.
- ・————(1988) 南部北上山地下部三疊系のストーム堆積物. 地球, vol. 10, no. 8, p. 494-498.
- ・箕浦名知男・加藤 誠(1987) 南部北上山地三疊紀魚竜化石の産出層準とその堆積環境. 日本古生物学会1987年会講演予稿集, p. 58.
- Kambe, N. (1963) On the boundary between the Permian and Triassic Systems in Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan.*, no. 198, p. 1-66.
- 神戸信和・片田正人・大森貞子(1968) 南部北上帯の二疊系登米粘板岩の化学組成および堆積環境. 地

- 調月報, vol. 20, p. 1-11.
- Kanagawa, K. (1986) Early Cretaceous folding and cleavage in the Kitakami Mountains, analysed in the Ofunato Terrane. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 92, p. 349-370.
- Kanisawa, S. and Ehiro, M. (1986) Occurrence and geochemical nature of phosphatic rocks and Mn-rich carbonate rocks in the Toyoma Series, Kitakami Mountains, Northeastern Japan. *Jour. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 81, p. 12-31.
- 加納 博(1958) 南部北上山地登米地方の稲井層群基底礫岩 - 含花崗岩礫岩の研究(その2). 地質雑, vol. 64, p. 464-473.
- (1971) 北上山地の薄衣式礫岩(総括), 地質雑, vol. 77, p. 415-440.
- 加瀬友喜(1979) 南部北上山地, 橋浦地域中生界の層序の再検討, 地質雑, vol. 85, no. 3, p. 111-122.
- Katada, M., Isomi, H., Ohmori, E. and Yamada, T. (1963) Chemical composition of Paleozoic rocks from Kiso district and of Toyoma clayslates in Kitakami Mountainland: 1. Chemical composition of pelitic rocks. *Jour. Japan Assoc. Min. Petro. Econ. Geol.*, vol. 49, p. 85-100.
- , ——, —— and —— (1964) Chemical composition of Paleozoic rocks from northern Kiso district and of Toyoma clayslates in Kitakami Mountainland: Supplement. Carbon and carbon dioxide. *Jour. Japan Assoc. Min. Petro. Econ. Geol.*, vol. 52, p. 217-221.
- 川村寿郎・鎌田耕太郎(1988) 下部三疊系平磯層の海進堆積相. 日本地質学東北支部会報, 第18号, p. 4.
- (1990) 海岸部の古中生界 - とくにその堆積相について - 文部省・特定研究「宮城県における地域自然の基礎的研究」, p. 209-262.
- Kobayashi, T. (1941) The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, Sec. II, vol. 5, p. 219-578.
- 近藤 務(1966) 宮城県に発達するペルム系登米統黒色粘板岩の放射能. 地質雑, vol. 72, no. 9, p. 427-437.
- 黒沢 守(1929) 陸前米谷・志津川付近の地質. 東北大地質古生物卒論 (MS).
- 馬淵精一・野田光雄(1934) 北上山地南部の古生層に就いて. 地質雑, vol. 41, no. 489, p. 401-403.
- Matsumoto, H. (1981) Developmental Process of Alluvial Coastal Plain related to the Holocene Sealevel Change. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 7 ser. (Geography) vol. 31, p. 155-171.
- 松野久也 (1967) 若柳地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1地質図幅地質図幅), 地質調査所, 24 p.
- 湊 正雄 (1944) 薄衣礫岩の層位的位置及び登米海について. 地質雑, vol. 51, p. 83-90.
- Minato, M. (1950) Toyoma-Sea, the Late Permian Inland-Sea in the Kitakami Mountainland, NE. Honshu, Japan. *Proc. Japan Acad.*, vol. 6, p. 80-86.
- (1955) Japanese Carboniferous and Permian corals. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. ser.* 4, vol. 9, no. 2, p. 1-202.
- , Gorai, M. and Hunahasi, M. (1965ed.) *The geologic development of the Japanese Islands.*

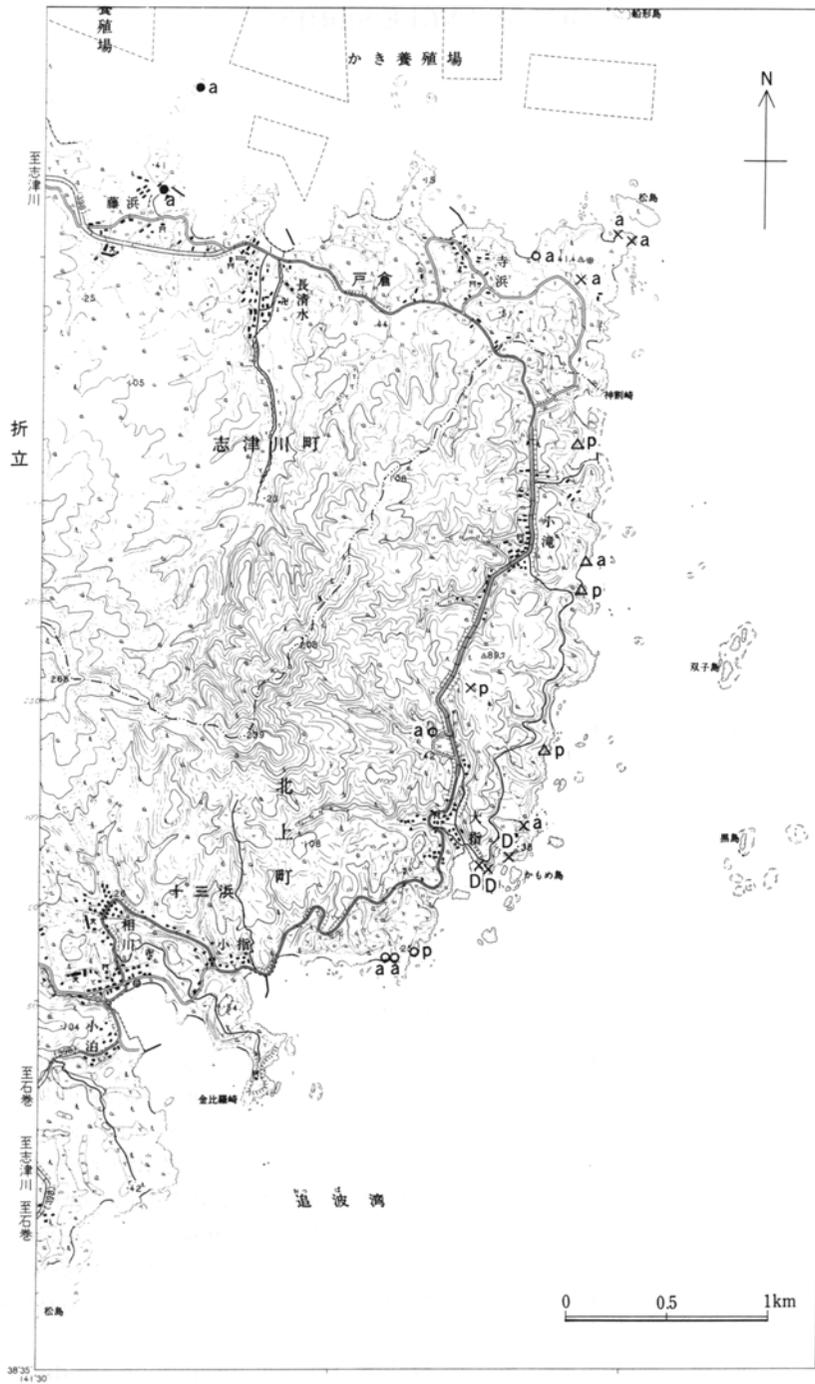
- Tsukiji Shoten, Tokyo, 442p.
- Minato, M., Hunahashi, M., Watanabe, J. and Kato, M. (1979 ed.) *Variscan geohistory of northern Japan: The Abean orogeny*. Tokai Univ. Press, 427 p
- 箕浦名知男・鎌田耕太郎・加藤 誠(1988) 雄勝町三疊系魚竜化石について. 日本地質学会第95年学術大会講演要旨, p. 292.
- ・小野慶一(1991) 宮城県雄勝町産早期三疊紀魚竜について(1). 日本地質学会第98年学術大会講演要旨, p. 275.
- 森 啓(1989) 志津川町の地質. 志津川町誌, 第1巻, p. 101-176.
- Mori, K., Tazawa, J. and Kamada, K. (1990) Paleozoic and Mesozoic sequences in the Southern Kitakami Mountains. *The 3rd Int. Symp. Shallow Tethys Guidebook for Field Trip*, no. 2, p. 1-55.
- Murata, M. (1964) Some Middle Permian Aviculopectinidae from the Kitakami Massif, northeast Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 54, p. 215-233.
- 村田正文(1968) 米層の軟体動物化石群とその層序(既報). 化石, no. 15, p. 16-21.
- Murata, M. (1969) Molluscan fauna of the Toyoma Formation (Late Permian). *Saito ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 38, p. 1-22.
- (1978) Triassic fossils from the Kitakami Massif, Northeast Japan, part2, a revision on the taxonomic position of *Conulariopsis* Sugiyama, 1942. *Kumamoto Jour. Sci. (Geology)*, vol. 11, p. 5-12.
- and Bando, Y. (1975) Discovery of late Permian *Araxoceras* from the Toyoma formation in the Kitakami Massif, Northeast Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 97, p. 22-31.
- 村田正文・下山正一(1979) 北上山地におけるペルム系-三疊系境界付近の層序と先三疊系不整合. 熊本大学理学部紀要(地学), vol. 11, p. 11-31.
- 永井浩三(1940) 追波川北岸地域の地質. 東北大地質古生物卒論(MS).
- Nakazawa, K. (1960) Two Permian nautiloids from Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogy.*, vol. 31, nos. 2-4, p. 121-127.
- and Newell, N. D. (1968) Permian bivalves of Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ.*, ser B, vol. 35, p. 1-108.
- 於保幸正(1981) 南部北上山地牡鹿半島におけるスレート劈開組織. 地質雑, vol. 87, p. 657-673.
- Oho, Y. (1982) Effective factors controlling cleavage formation and other microstructures in the South Kitakami Mountains. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 20, p. 345-348.
- Okada, H. (1971) Classification of sandstone: analysis and proposal. *Jour. Geol.*, vol. 79, p. 509-525.
- 小貫義男(1937) 北上山地坂本沢付近の古生層搭S丸統・雪沢統(新称)狼ノ就いて. 地質雑, vol. 44, p. 168-186.
- (1956) 北上山地の地質. 岩手県地質説明書II. 岩手県, 189p.

- 小貫義男(1969) 北上山地地質誌. 東北大理地古研邦報, vol. 69, p. 1-239.
- (1981) 北上川流域地質図(20万分の1)および説明書. 長谷地質調査事務所20周年記念刊行, 307p.
- ・坂東祐司(1958) 北上山地, 三疊系基底部における凝灰岩について. 地質雑, vol. 64, p. 265-266.
- ・——— (1959) 下部及び中部三疊系稲井層群について. 東北大地質古生物研邦報, no. 50, p. 1-69.
- Onuki, Y. and Bando, Y. (1959) On some Triassic ammonites from the Isatomae Formation. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 30, p. 97-103.
- 大嶋和雄・横田節哉・斉藤文紀・鈴木泰輔・松本英二・池田国昭・羽坂俊一・村瀬 正(1987) 開口性沿岸海域開発に伴う底質汚染予測技術に関する研究. 昭和61年度国立機関公害防止等試験研究成果報告書, no. 54, p. 1-34.
- ペルム・三疊系ワーキンググループ(1975) 日本におけるペルム・三疊系境界付近の層序と対比. 地質雑, vol. 80, p. 165-184.
- Sakagami, M. (1961) Japanese Permian bryozoa. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Pap.*, no. 7, p. 1-58.
- (1967) 日本の古生代蘇虫類の研究. *Contr. Cel. Prof. I. Hayasaka's 76 th Birth.*, p. 145-163.
- Shikama, T., Kamei, T. and Murata, M. (1978) Early Triassic ichthyosaurus, *Utatusaurus hataii* gen. et sp. nov., from the Kitakami Massif, North-east Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd Ser. (Geol.), vol. 48, nos. 1-2.
- Shimizu, S. (1930) On some Anisic Ammonites from the *Hollandites* beds of the Kitakami Mountainland. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd ser., vol. 14, p. 63-74.
- 高橋治之(1961) 南部北上山地橋浦・十三浜地方の中生界. 茨城大文理紀要, no. 12, p. 145-160.
- 滝沢文教(1976) 南部北上牡鹿半島のジュラ系にみられる河川成堆積サイクル. 地質雑, vol. 82, p. 625-642.
- (1977) 南部北上帯中生代堆積盆に関する二三の問題. 地団研専報, no. 20, p. 61-73.
- (1981) 南部北上雄勝・牡鹿地方中生界の褶曲構造: とくにスレート劈開との関連. 構造地質研究会誌, no. 26, p. 43-57.
- ・一色直記・片田正人(1974) 金華山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 62p.
- ・鎌田耕太郎・酒井 彰・久保和也(1990) 登米地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, p. 126.
- ・神戸信和(1979) 牡鹿・雄勝地方の褶曲(その2, 三疊紀層とペルム紀層の褶曲を巡って). 地質ニュース, no. 300, p. 28-45.
- ・久保和也・秦 光男・寒川 旭・片田正人(1984) 石巻地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 103p.
- ・——— ・猪木幸夫(1987) 寄磯地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地

- 質調査所, 74p.
- 滝沢文教・正井義郎(1978) 牡鹿・雄勝地方の褶曲(その1), ジュラ紀層の褶曲形態. 地質ニュース, no. 291, p. 49-61.
- Tazawa, J. (1975) Uppermost Permian fossils from the Southern Kitakami Mountains, Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, vol. 81, p. 629-640.
- Terashima, S., Ando, A., Okai, T., Kanai, Y., Taniguchi, M., Takizawa, F. and Itoh, S. (1990) Elemental concentrations in nine new GSJ rock reference samples "Sedimentary rock series". *Geostand. Newsletter.*, 14, p. 1-5.
- Tokuyama, A. (1965) Faltungsstockwerke in der Ojika-Halbinsel, Nordost-Japans. *Sci. Rep. Col. Gen. Educ. Univ. Tokyo*, vol. 15, p. 217-235.
- 矢部長克(1918) 日本三疊紀層の地質時代. 地質雑, vol. 25, p. 385-389.
- (1964) 本邦における二疊系・三疊系境界の問題(Ⅱ. 北上山地). 地学雑, vol. 73, p. 1-7.
- Yabe, H. and Hayasaka, I. (1915) Palaeozoic corals from Japan, Korea and China, I. *Michelinia* and *Favosites*. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 22, no. 260, p. 55-70.
- and Mabuti, S. (1935) On two Upper Palaeozoic nautiloids from Japan and China. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 12, p. 9-12.
- and Shimizu, S. (1935) Triassic deposits of Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 10, p. 87-98.
- 安田邦夫(1951) 北上山地南部雄勝・女川付近の地質. 東北大地質古生物卒論(MS).
- 吉田孝紀(1990) 南部北上帯西縁部における薄衣型礫岩の堆積相. 日本地質学会第97年学術大会講演要旨, p. 128.



付図 A-1 化石産地位置図 雄勝地区
 国土地理院発行の2万5千分の1地形図「大須」を使用



付図 A-2 化石産出地位置図 戸倉-十三浜地区
 国土地理院発行の2万5千分の1地形図「陸前相川」を使用

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Akita (6) No.80

GEOLOGY OF THE ŌSU DISTRICT

By

Kotaro Kamada and Fuminori Takizawa

(Written in 1991)

(ABSTRACT)

OUTLINE

The Ōsu district, a quadrangle of lat. $38^{\circ}30'$ – $38^{\circ}40'$ N and long. $141^{\circ}30'$ – $141^{\circ}45'$ E, is located in the southernmost part of the Kitakami Mountains (Kitakami Sanchi), Northeast Japan. The mountainous land of this district was once a peneplain, elevated to a height of 300 to 500 meters and dissected. Geotectonically, the southern half of the Mountains belongs to the South Kitakami Belt and consists of Paleozoic and Mesozoic rocks ranging from Silurian to Cretaceous in age. The Paleozoic and Mesozoic strata contain much neritic sediments such as slate or shale, sandstone, limestone and volcanoclastic rocks, and yield many invertebrate fossils, e.g. coral, bryozoa, brachiopod, gastropod, pelecypod and cephalopod.

In the Ōsu district, Middle Permian to Middle Triassic formations are distributed with large floor. These strata of the district are complicatedly deformed by folding and faulting. The Ogatsu Anticline, are of largest structural elements. Furthermore, many folds are extensively developed in the Ogatsu area. The greater part of the folds have

Table 1 Summary of geology in the Ōsu district.

Geologic age			Stratigraphic division		Tectogenesis and environment
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium		Near shore marine and coastal
		Pleistocene			
	Neogene	Pliocene	Undivided Neogene deposits		
		Miocene			
Paleogene					
Mesozoic	Cretaceous		Porphyrite		Faulting Folding
	Jurassic		(Ojika Group)		
	Triassic	Late	(Saragai Group)		
		Middle	Inai Group	(Rifu Fm.)	Semi-bathyal (?)
				Isatomae Fm.	
				Fukkoshi Fm.	
Ōsawa Fm.					
Early	Hiraiso Fm.	Shallow marine Uplift and erosion			
Paleozoic	Permian	Late	Toyoma Fm.	(Upper Mb.)	Inland sea
				Middle Mb.	
				Lower Mb.	
	Middle	Oyakejima Fm.	Shallow marine		
Early	(Sakamotosawa Fm.)				

Fm: Formation, Mb: Member

NNE-SSW trending axes. Compressive forces in about east-west direction during middle Early Cretaceous time produced strong slaty cleavage, especially in Permian and Triassic strata. The strata are intruded by late Early Cretaceous porphyrite dikes.

Pliocene strata of fluvial facies are distributed at small outcrops.

PERMIAN

Permian strata in the South Kitakami Belt are divided into the Sakamotozawa, Kanokura, and Toyoma Formations (or Series) as the standard stratigraphic divisions. These Permian strata are composed mainly of shallow sea clastic sediments accompanied with limestone. They differ from other coeval strata of other regions in the Japanese Islands in that chert and mafic volcanic rocks are not contained. The upper Middle to upper Permian strata are distributed in the southwestern margin, Ogatsu area.

The Oyakejima Formation of the Ogachi area is composed of sandstone, limestone, silty slate and conglomerate and contains many invertebrate fossils. The intercalating conglomerate, 20m thick, is referable to the Usuginu-type Conglomerate in a broad sense. It consists of cobble to pebble conglomerate which is characterized by the abundance in gravels of granitic rocks. The Oyakejima Formation is equivalent to the Kanokura Formation and assigned to the upper Middle Permian on brachiopod and other fossils.

The Toyoma Formation corresponds to the uppermost part of the Paleozoic strata in the South Kitakami Mountains, being unconformably overlain by the Lower Triassic. This formation is represented chiefly by black slate and is 600-750m thick in this district. The formation is divided into the Lower, Middle and Upper Members, but the Upper Member is not distributed in this district owing to the erosion in Early Triassic time. Lower Member composed of sandy siltstone and silty slate with fine-grained sandstone. The slate of this formation shows characteristics of strong slaty cleavage and is famous for roofing slate.

The Toyoma Formation is poor in fossils on the whole, but gastropods and pelecypods occur locally. In the Toyoma Formation *Enphemitopsis kitakamiensis*-*Astartella toyomensis*, *Palaeoneilo ogachiensis*-*Phestia Konnoi*, and *Kitakamispira hanzawai*-*Nuculopsis mabutii* zones are distinguished in descending order (Murata and Shimoyama, 1979). *Bellerophon* sp. occurs throughout the above three zones. Some nautiloid fossils, *Foordiceras* cf. *wynnei* and *Domatoceras ogatsuense* are found in the Lower Member of the Toyoma Formation in the Ogachi area. Therefore, the Lower is correlated with the Wuchiapingian Stage (Lower-Middle Dzhulfian) in southern China.

TRIASSIC

The Lower to Middle Triassic Inai Group is widely distributed in this district. The group is made of clastic marine sediments on the whole and shows two sedimentary cycles from the viewpoint of vertical change of grain-size. The group is divided into four stratigraphic units, the Hiraiso, Osawa, Fukkoshi and Isatomae Formations in ascending order. The muddy strata of the group, the Osawa and Isatomae Formations, are well laminated and calcareous. The group is more than 2,500 m in total thickness.

The Hiraiso Formation, 450m thick, consists mainly of coarse- to medium-grained

sandstone with conglomerate in the basal and middle parts. The basal conglomerate crops out in the Ogatsu areas. The conglomerate of the Ogatsu area includes considerable amount of pebbles of volcanic and granitic rocks in addition to pebbles of metamorphic rocks, and its matrix is gray arkosic sandstone. The formation abounds in bivalves such as *Eopecten ussuricus*, *Entolium* cf. *discites*, *Bakevella* cf. *exporrecta*, *Neoschizodus* cf. *laevigatus*, *Entolium* sp., *Orbiculoidea* sp. are found in the sandstone of the upper part of the formation.

The Osawa Formation is 650-360m thick and is composed mainly of streaky slate with intercalations of dark greenish or grayish coarse- to fine-grained sandstone. Slate of the formation yields a fauna of ammonoids, pelecypods, brachiopods, plants and reptiles. Sandstone of the formation contains brachiopods, plants fossils. This formation is assigned to the Upper Scythian (Columbitan to Prohugaritan).

The Fukkoshi Formation, 460-190m thick, is composed mainly of medium- or thick-bedded alternation of sandstone and laminated slate in the lower part and sandstone in the upper part. Graded bedding is partly conspicuous in this formation. This formation is assigned to the lower Anisian.

The Isatomae Formation, more than 1,500m thick, is composed mainly of laminated sandy shale with thin intercalations of sandstone. The laminated sandy slate is characterized by remarkable bioturbation. *Hollandites* aff. *haradai* (Mojsisovics), *Protrachyceras* sp., *Beyrichites* sp. and *Anolcotes* sp. are found in the formation. These fossils indicate this formation to be of Anisian age.

INTRUSIVE ROCKS

Many porphyrite dikes of Early Cretaceous age are intruded into the Permian and Mesozoic strata. Many small porphyrite dikes are exposed at many places. Among the dikes, hornblende porphyrite is very abundant, and frequently shows occurrence like sheet. "Plagioclase porphyrite" is conspicuous as containing phenocrysts of disk-shaped plagioclase. Most porphyrite dikes are nearly parallel to the strike of the Paleozoic and Mesozoic strata.

CENOZOIC

Neogene strata are sporadically and narrowly exposed in the northwestern part of this district. These strata, several meters in thickness, consist of semi-consolidated gravel, sand and silt intercalated with pumiceous sand, and are mainly from fluvial origin. They can be correlative with the upper part of the Pliocene Sendai Group.

Quaternary terrace deposits are not found in the district. Holocene alluvial deposits (Alluvium) are made up of buried valley sediments which were deposited during the time of sea level rise after the Wurm Glacial Age. The Recent sediments are weakly consolidated and are composed of sand, gravel, silt and mud.

ECONOMIC GEOLOGY

Slate of the Upper Permian Toyoma Formation in the Ogatsu area has been quarried mainly for roofing stone, tile or inkstone ("suzuri") since 100 years ago.

文献引用例

鎌田耕太郎・滝沢文教(1992) 大須地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 69 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Kamada, K. and Takizawa, F. (1992) *Geology of the Ōsu district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 69 p. (in Japanese with English abstract 4 p.)

平成 4 年 3 月 27 日 印 刷

平成 4 年 3 月 30 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印 刷 者 亀 田 修 平

印 刷 所 ニッセイエプロ株式会社

東京都港区西新橋2-5-10

©1992 Geological Survey of Japan