

55 (521. 14/. 15) (084. 32M50) (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

秋田 (6) 第 37 号

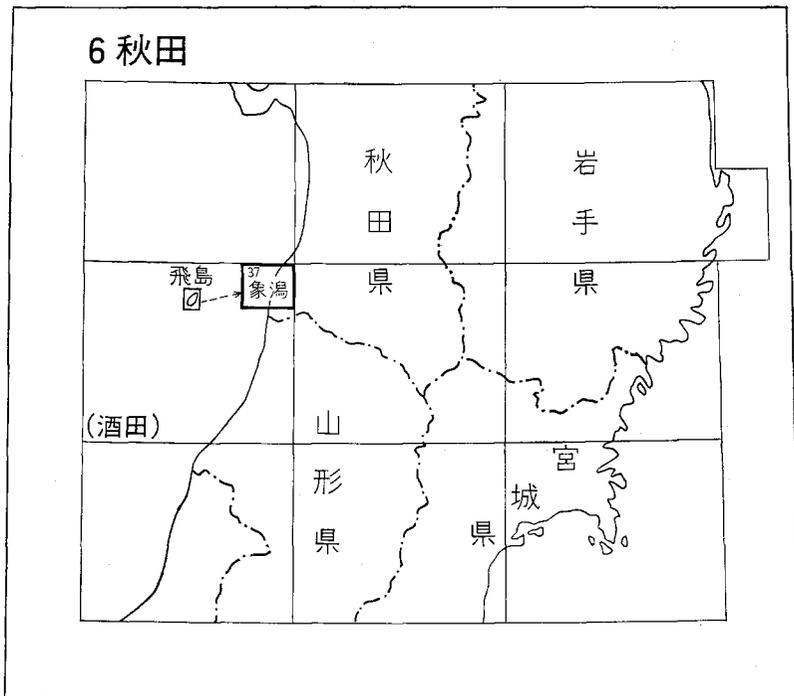
象 潟 地 域 の 地 質
(酒田地域の一部, 飛島を含む)

大沢 穰・池辺 穰・荒川洋一
土谷信之・佐藤博之・垣見俊弘

昭和 57 年

地 質 調 査 所

位置図



()は 1:200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	4
II. 1 研究史	4
II. 2 地質の概要	8
II. 3 地質構造	15
II. 3. 1 概 説	15
II. 3. 2 褶 曲	15
II. 3. 3 断 層	20
III. 新第三系	21
III. 1 飛島層	21
III. 2 青沢層	26
III. 3 女川層	27
III. 4 船川層	29
III. 5 天徳寺層	30
III. 6 笹岡層	31
IV. 第四系	37
IV. 1 西目層	37
IV. 2 段丘堆積物	37
IV. 3 鳥海火山噴出物	38
IV. 4 小滝泥流堆積物	39
IV. 5 古期扇状地堆積物	40
IV. 6 古期砂丘堆積物	40
IV. 7 象潟泥流堆積物	41
IV. 8 新期扇状地堆積物	46
IV. 9 小滝層	47
IV. 10 象潟層	47
IV. 11 新期砂丘堆積物	49
IV. 12 河床堆積物	49
V. 第四紀地殻変動と地震	49
V. 1 活断層	50
V. 2 地震及び地震隆起	54
VI. 応用地質	59
VI. 1 象潟ガス田	59

VI. 2	小滝油田及び小浜油田	60
VI. 3	西小国ガス田	61
VI. 4	院内油田	62
VI. 5	桂坂油田	64
VI. 6	鉄鉱床	65
VI. 7	石材	65
VI. 8	温泉及び鉱泉	65
文 献		66
Abstract		70

付 図・付 表・図 版 目 次

第 1 図	象潟図幅地域及びその周辺地域の切峰面図	2
第 2 図	北西海上から酒田市飛島を望む	3
第 3 図	酒田市飛島荒崎南方から御積島（右側）及び烏帽子群島（左側）を望む	3
第 4 図	東北地方油田地域の地殻変動一覽図	5
第 5 図	北由利衝上断層群付近の地質断面図	6
第 6 図	酒田衝上断層群付近の地質断面図	7
第 7 図	象潟図幅地域の地質総括図	9
第 8 図	象潟図幅地域付近の地質略図	10
第 9 図	象潟図幅地域付近の地質構造	11
第10図	秋田油田地域の地質断面図	14
第11図	象潟図幅地域主部の地質構造	16
第12図	象潟図幅地域主部の地下深度1,000mにおける地質構造	16
第13図	象潟図幅地域主部の地下深度2,000mにおける推定地質構造	17
第14図	金浦AK - 1 試掘井付近の地質断面図	17
第15図	仁賀保AK - 1 試掘井付近の地質断面図	18
第16図	酒田市飛島荒崎南東方の飛島層中の溶結凝灰岩（Tp）の円礫	21
第17図	酒田市飛島戸ヶ崎と鼻戸崎との中間の海岸沿いの輝石安山岩凝灰角礫岩（Tp）	22
第18図	酒田市飛島館岩の流紋岩溶岩（Tr）	22
第19図	酒田市御積島西方から輝石安山岩（Ta ₁ ）からなる烏帽子群島を望む	25
第20図	酒田市飛島八幡崎南方の飛島層上部の玄武岩火砕岩中（Tb）の異質礫	25
第21図	天徳寺層及び笹岡層中の有孔虫化石及び珪藻化石採集地点	34
第22図	仁賀保町横根北東方約1.0kmの道路沿いの西目層（Ns）の露頭	35
第23図	飛島の段丘面分布図	38
第24図	桂坂油田東方の道路から象潟泥流堆積物を望む	42

第25図	金浦町金浦駅東方的1.5kmの採石場の泥流丘 (Kv ₃) の露頭	44
第26図	仁賀保町横森南西方の新期扇状地堆積物 (F ₂) の露頭	46
第27図	象潟町本郷付近の小滝層 (Ks ₁) の露頭	47
第28図	象潟地震 (文化元年, 1804年) 以前の象潟風景	50
第29図	象潟図幅地域の活断層	51
第30図	象潟地域に被害を与えた主な地震	55
第31図	象潟付近の地形分類図	58
第32図	象潟地震に伴う海岸付近の隆起量 (A) と象潟地震に伴う被害の広がり及び震央 (B)	59
第33図	象潟ガス田付近の地質断面図	60
第34図	小滝油田及び小浜油田付近の地質断面図	61
第35図	院内油田の地質断面図	63
第36図	院内油田の I 層上限の地下構造図	63
第37図	桂坂油田の地質断面図	64
第 1 表	秋田油田に発達する地層の時階区分	5
第 2 表	飛島層下部の流紋岩 (Tr) の化学組成	23
第 3 表	飛島層下部の流紋岩 (Tr) の化学組成	23
第 4 表	飛島層下部の紫蘇輝石普通輝石含有デイサイト (Ta ₂) の化学組成	24
第 5 表	飛島層下部の紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Ta ₁) の化学組成	24
第 6 表	飛島層上部のかんらん石玄武岩 (Bs) の化学組成	26
第 7 表	青沢層のかんらん石普通輝石ドレライト (Do) の化学組成	27
第 8 表	天徳寺層及び笹岡層中の有孔虫化石及び珪藻化石	32
第 9 表	天徳寺層及び笹岡層中の軟体動物化石	36
第10表	鳥海火山噴出物のかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Cv) の化学組成	39
第11表	古期砂丘堆積物基底泥炭層の花粉分析表	41
第12表	象潟層の軟体動物化石	48
第13表	院内油田の地質層序	62
第 I 図版	1 飛島層下部の流紋岩 (Tr) の顕微鏡写真	
	2 飛島層下部の紫蘇輝石普通輝石含有デイサイト (Ta ₂) の顕微鏡写真	
第 II 図版	1 飛島層下部の紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Ta ₁) の顕微鏡写真	
	2 飛島層上部のかんらん石玄武岩 (Bs) の顕微鏡写真	
第 III 図版	1 青沢層のかんらん石普通輝石ドレライト (Do) の顕微鏡写真	
	2 鳥海火山噴出物のかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Cv) の顕微鏡写真	

象 瀉 地 域 の 地 質 (酒田地域の一部, 飛島を含む)

大沢 穠^{*1)}・池辺 穰^{*2)}・荒川洋一^{*3)}
土谷信之^{*1)}・佐藤博之^{*1)}・垣見俊弘^{*4)}

象瀉地域の地質調査は、昭和55年度特定地質図幅の研究として行われたもので、新第三系及び応用地質を大沢・池辺・荒川が担当して、大沢が取りまとめた。佐藤・土谷・大沢は第四系を担当し、垣見が第四紀地殻変動と地震を担当した。

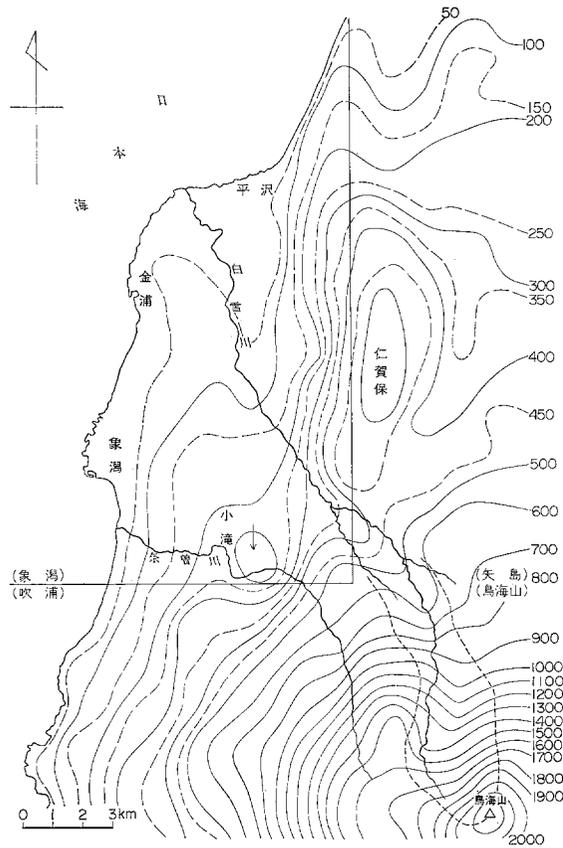
本研究報告を取りまとめるに当たっては、新第三系の地質全般、特に試掘井のデータについて秋田県・石油資源開発株式会社及び帝国石油株式会社の資料を使用することができた。厚く感謝する。三土(1938)の仁賀保油田地質図の一部を使用した。なお、秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室の高安泰助教授から貴重な助言をいただいた。現地調査に際しては、象瀉町役場から便宜をはかっていただき、仁賀保高等学校加藤万太郎氏、金浦町公民館斉藤武司氏、熊谷興業熊谷天治氏、蛸満寺住職熊谷能忍氏、羽州観光株式会社佐藤勝夫氏らからは、御教示をいただいた。これらの方々に深謝する。また、本研究報告を取りまとめるため、¹⁴C年代測定を学習院大学木越邦彦教授、花粉分析をパリーノ・サーヴェイ株式会社徳永重元博士ほか、岩石の化学分析を技術部大森貞子技官、薄片の製作を北海道支所谷津良太郎技官と渡辺真治技官及び技術部故村上正技官と大野正一技官にお願いした。環境地質部山崎晴雄技官は現地の調査結果を提供された。なお、飛島の地質について地質部鹿野和彦技官から助言をいただいた。上記の方々に対しても厚く感謝する。

I. 地 形

象瀉図幅地域は鳥海山(2,230m)の北西方に位置し、その裾野は本図幅地域に達しており、他方西側は日本海に面し、沖合30kmに飛島がある。本図幅地域の東側には海拔200-500mのなだらかな台地(仁賀保高原)が広がり、その西側は白雪川に向って高度を落したあと海拔100m以下のやや起伏に富んだ低地に続いている。本地域の最高点は南東部の横岡東方の三角点(528.1m)であり、そこから全体的に北西に向かって高度が低下している(第1図)。

本図幅地域は主に新第三紀の地層からなり、その上を鳥海山の火山噴出物などが厚く覆っている。そのため、大きな地形は新第三紀層の地質構造に支配され、小規模な地形は火山噴出物などの性質を反映していることが多い。すなわち、新第三紀層には南北性の褶曲や断層が発達するために、本図幅地域や東隣の矢島図幅地域内では、南北に延びた数列の丘陵を形成している。象瀉図幅地域内では東に仁賀保衝上断層群が発達し、そのために仁賀保高原の西縁部が急斜面で白雪川沿いの低地に臨んでいる。高原上は鳥海山の火山噴出物に覆われ、なだらかである。しかし、仁賀保高原西縁部に相当する院内から桂

*1) 地質部 *2) 石油資源開発株式会社(昭和55年4月-昭和56年3月, 地質調査所) *3) 帝国石油株式会社(昭和55年4月-昭和56年3月, 地質調査所) *4) 環境地質部



第1図 象潟図幅地域及びその周辺地域の切峰面図（）内は5万分の1図幅名

坂付近では約2kmの間で比高200-300mに達し、河川の浸食が進み、谷底には新第三紀層が露出していることが多い。また、小滝一大竹を通るリニアメント以西でも、地表調査及び試掘井データから火山噴出物に覆われた新第三紀層が海拔100m-数10mで、南北に延びた丘陵を形成している。新第三紀層からなる所では、起伏量（50-150m/km²）が少なく、また谷密度も30-60m/km²で大きい。

このような南北性の地形を持つ新第三紀層の上に、象潟泥流堆積物などの第四紀の堆積物が覆っている。象潟泥流は、今から約3,000年前の鳥海山の大爆発により、頂上付近の爆裂火口から発生し、現在の白雪川沿いを北西に流下し、低地に堆積した。泥流は象潟町長岡付近で、前述の南北性丘陵にぶつかり、主体は北方へ方向を変えて平沢方面に流れ、一部はこの丘陵を越えて象潟方面へ流れ下っている。どちらの泥流も海中へ達し、大量の土石が海を埋め立てた。このため、平沢-象潟間の海岸線はもともと直線的であったのが、最大3kmほども日本海側へ突出した。このため、この間の海岸は凹凸に富んでいる。

象潟泥流堆積物の分布する地域は、流れ山などの泥流特有の地形が極めてよく残されている。一方、それ以前の鳥海山火山噴出物の分布する地域（例えば、奈曽川流域）では、象潟泥流の分布地域に比較して地形の開析が進んでいる。象潟泥流の堆積後、象潟付近及び小滝西方では一時、湖が生じたが、小

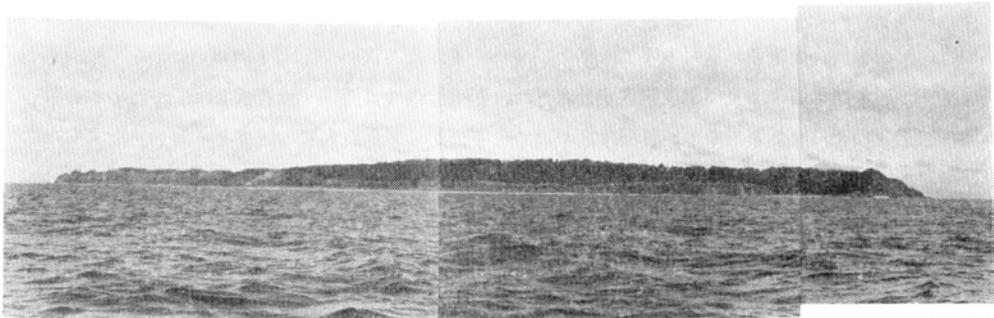
滝の湖は土砂で埋め尽くされた。象潟の湖（古象潟湖：平野ほか1979）は1804年（文化元年）の地震によって隆起し干上がった。両者とも現在は水田になっている。

象潟図幅地域内には幾つかの顕著なリニアメント（小滝一大竹西方，前川一立石，白浜一横根など）が見いだされ，活断層の可能性が指適されている（活断層研究会1980）。今回の調査結果は V. 第四紀地殻変動と地震で述べられている。

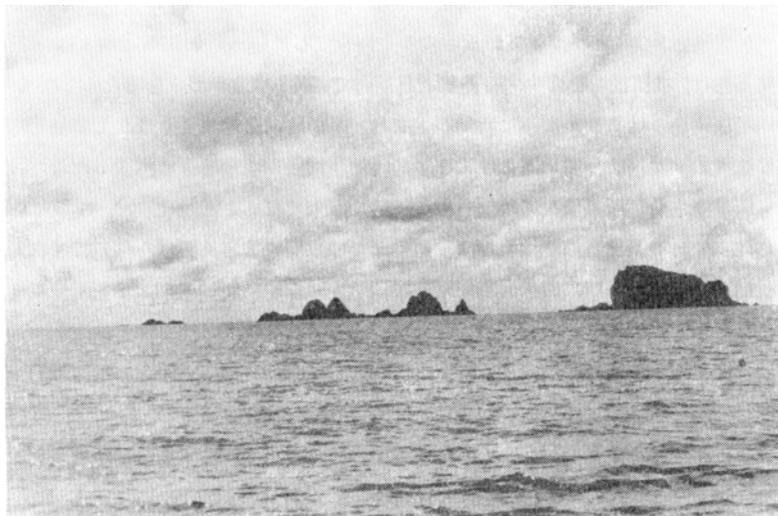
河川は地形を反映して北西方向に流れるものが多い。代表的な河川は白雪川と奈曾川であり，両河川とも鳥海山に源を発し，急斜面を流れ下っているため本図幅地域内の低地では扇状地（又は二次泥流）堆積物を形成している。

飛島は象潟の西方沖合約30kmの日本海上に浮かぶ面積2.32km²の孤島である。島の大部分は海拔30-60mの台地からなり，海岸付近には急崖が発達している。台地上には段丘堆積物が薄く覆っているが，基盤はすべて西黒沢階—台島階の火山岩類（いわゆる緑色凝灰岩）により形成されている（第2図及び第3図）。

波による差別的浸食が著しいため，硬い溶岩は岩場や周辺の小島として残されているが，火砕岩は削



第2図 北西海上から酒田市飛島を望む 海岸沿いに飛島層が露出している



第3図 酒田市飛島荒崎南方から御積島（右側）及び烏帽子群島（左側）を望む

られて海食台となっていることが多い。この海食台は西海岸の八幡崎から荒崎にかけて広く発達し、北西方向からの浸食が著しかったことを示している。

飛島周辺の海底には北北東—南南西方向に延びた長さ50kmほどの高まり（飛島地塊）があり、象潟から続く陸棚とは深さ200m余りの飛島海盆によって隔てられている。このような海底地形は北北西—南南東方向の断裂を伴った新第三紀後期の地盤運動によって形成されたと考えられている（桜井・佐藤1971）。

II. 地 質 概 説

II. 1 研 究 史

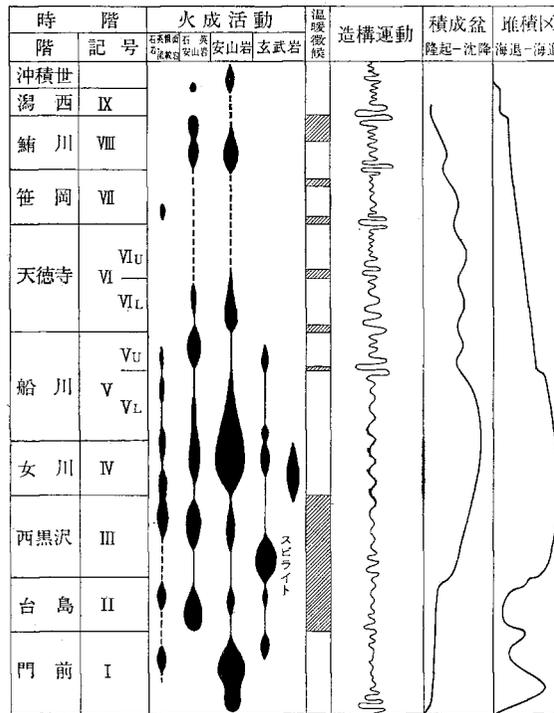
象潟図幅地域の地質は、緑色凝灰岩地域特有の新第三系及びこれを被覆する鳥海火山噴出物・象潟泥流堆積物などからなる第四系から構成されている。

本図幅地域の新第三系の地質については、村山（1934）による7万5千分の1「本荘」図幅・「飛島」図幅及び同説明書が出版されるに及んで、初めて分かってきた。次いで三土（1938）による「秋田県仁賀保油田地形及び地質図」及び同説明書が公表され、新生界の地質層序・地質構造などが初めて解明された。三土（1938）は新第三系の地質層序について、下位から黒色頁岩層・前垣層・阿部館層・出戸層及び西目層¹⁾に分け、精密な2万分の1地質図を作成した。その後、石油会社によって行われた最近の探鉱成果として、石井（1953）によって秋田地区の地質層序がまとめられた。更に井上・荒川（1958）によって秋田油田の業績が総括紹介された。

その後、石油会社社内報告などの業績を取りまとめて、池辺（1962）によって第4図及び第1表のように総括された。池辺（1962）によれば、門前階・台島階及び西黒沢階各前期の造構造運動は、地角斜的堆積盆地を形成するまでの、激しい火成活動を伴う地角斜生成期の運動であり、この時期の火砕岩類が、いわゆる“グリーンタフ”と呼ばれているものの主体をなしている。船川階後期（Vu亜階）から後の断続的な造構造運動は、堆積盆地を縮小する基盤上昇運動で、褶曲構造の形成をもたらしたものである。背斜褶曲は船川階後期から始まり、次々に背斜が生まれ、断続的な運動により成長して鮎川階末に完成した。積成盆の沈降量は女川階—船川階に最大を示し、船川階後期から急激に減少した。堆積図は西黒沢階末期に最も広がり、船川階以後次第に狭められ、鮎川階末にほとんど陸化した。なお、池辺（1962）によれば、東北地方の含油第三系の堆積盆地は、次の三つの段階に大きく分けられる。すなわち、門前階—西黒沢階前期を地角斜生成期、西黒沢階後期—船川階中期を地角斜積成期、船川階後期—鮎川階を地角斜解体期と見ることができる。

最近、地質調査所の地域地質研究報告（5万分の1図幅）として「秋田」（藤岡ほか、1977）・「太平山」（大沢ほか、1981）・「羽後和田」（藤岡ほか、1976）・「本荘」（大沢ほか、1977）及び「酒田」（池辺ほか、1979）の各地域の研究成果が発表された。その研究成果の一つとして、日本海沿岸地域で北由利衝上断層群及び酒田衝上断層群が確認された（第5図及び第6図）。藤岡ほか（1976・1977）及び大沢ほか

1) 西目層は本報告では第四系としている。

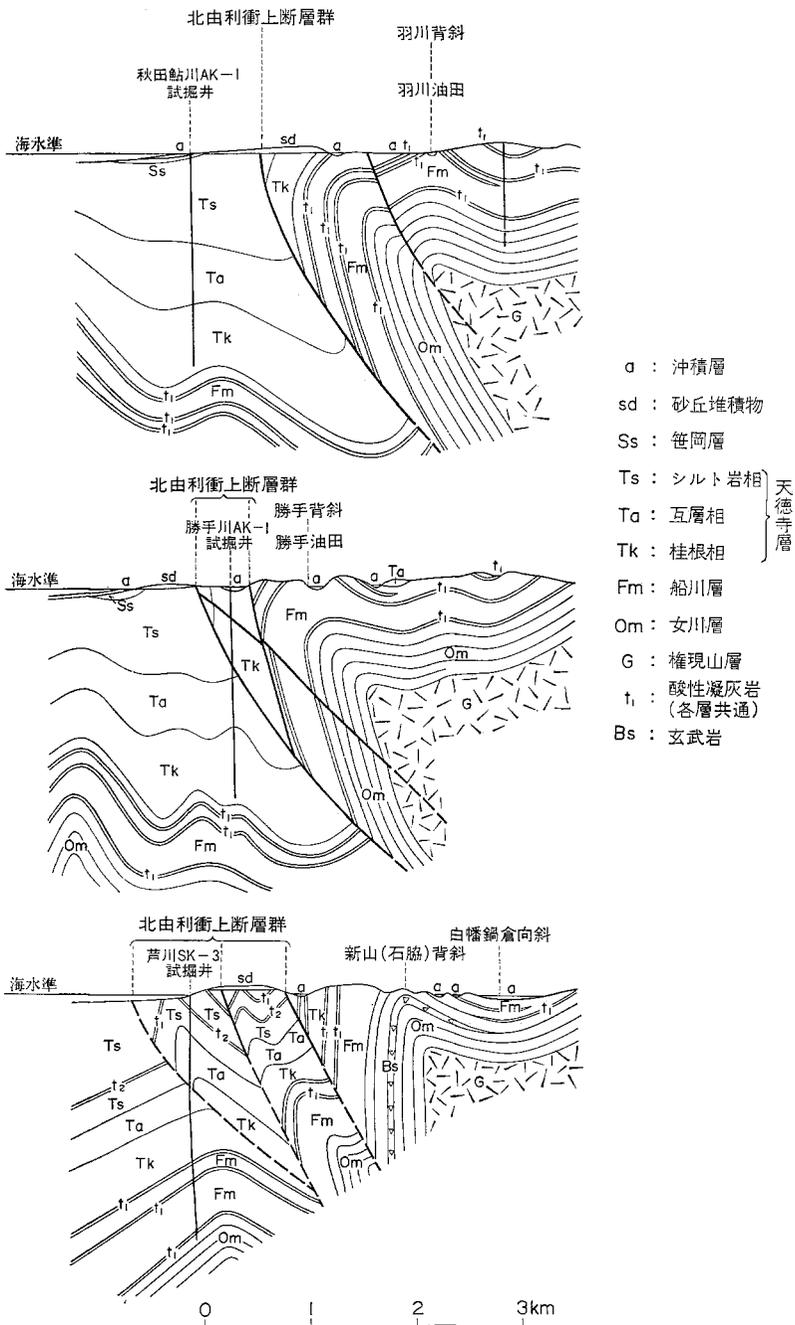


第4図 東北地方油田地域の地殻変動一覽図 (池辺, 1962)

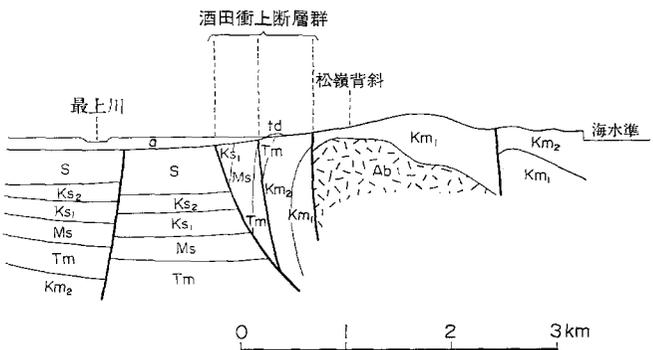
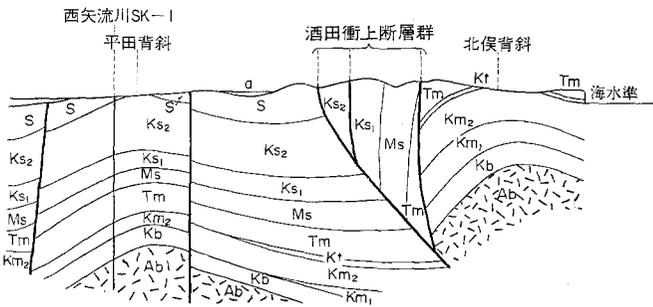
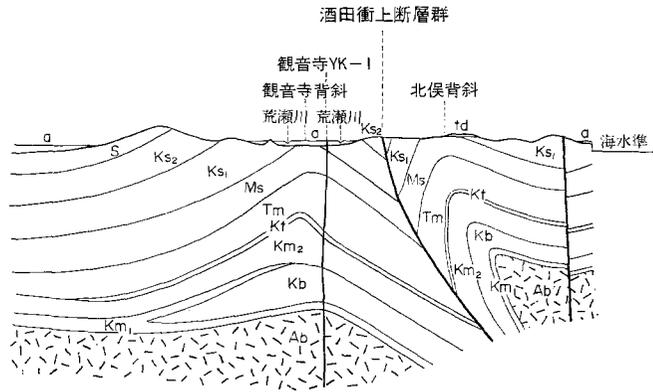
第1表 秋田油田に発達する地層の時階区分

(池辺, 1962)

時 代	時 階		標 準 層 序		
	階 名	記 号	男 鹿 半 島	秋 田 市 周 辺	
第 四 紀	潟 西 階	IX	潟 西 層	寺 内 層	
	第 三 紀	鮪 川 階	VII	鮪 川 層	鮪 川 層
				脇 本 層 (上部)	笹 岡 層
		天 德 寺 階	VI	(VI _U)	天 德 寺 層 (上部)
				(VI _L)	北 浦 層 桂 根 層 (下部)
		船 川 階	V	(V _U)	船 川 層 (上部)
				(V _L)	船 川 層 (下部)
		女 川 階	IV	女 川 層	女 川 層
		西 黒 沢 階	III	西 黒 沢 階	鵜 養 層(III _U)
	砂 子 淵 層(III _S)				
台 島 階	II	台 島 層	大 倉 又 層		
門 前 階	I	門 前 赤 島 層	萩 形 大 叉 層		
先 第 三 紀	基 盤		花 崗 岩 類	花 崗 岩 類	



第5図 北由利衝上断層群付近の地質断面図 (藤岡ほか, 1976; 大沢ほか, 1977)



- a : 沖積層
- td : 段丘堆積物
- S : 庄内層群
- Ks₂ : 常禪寺層
- Ks₁ : 主部
- Ms : 丸山層
- Tm : 楯山層
- Kt : 田沢凝灰岩
- Km₂ : 主部
- Kb : 観音寺玄武岩
- Km₁ : 草薙層
- Ab : 青木層

第6図 酒田衝上断層群付近の地質断面図 (池辺ほか, 1979 を一部簡略)

(1977)によれば、北由利衝上断層群は、日本海沿岸沿いにほぼNS方向に走る数条の東から西へ衝上するほぼ平行した断層からなる。本断層群の代表的な性格は、羽後和田図幅地域でよく見られる。本断層群の形成は、天徳寺階初期すなわち出羽変動の主動期に始まり、潟西階前の鮪川階²⁾まで及んでいる。なお、延長50km以上に達する大断層群であって、現在の日本海沿いの海岸線の成因に関連していると考えられる。池辺ほか(1979)によれば、酒田衝上断層群は山形県酒田市東方をほぼNS方向に走る数条の東から西へ衝上するほぼ平行した断層からなる。延長30km以上に達し、更新世の庄内層群まで切っている。

象潟図幅地域内に含めた飛島の地質については、最近、畠山(1955)・茅原(1958, MS)及び神保ほか(1972)によって研究された。畠山(1955)は、新第三系を下部から荒崎層・勝浦層及び八幡崎に区別し、それぞれを台島階・西黒沢階及び女川階に対比した。茅原(1958, MS)は鼻戸崎層・八幡崎層・勝浦層及び荒崎層に区別し、鼻戸崎を台島階に、その上位の3層を西黒沢階に対比している。しかし、神保ほか(1972)は一括して飛島層とし、数時階にまたがる可能性が少ないと考えた。

本図幅地域の第四系の地質については、中島(1905)・村山(1934)などによって分かってきた。最近、宇井(1972)は、鳥海火山中腹の断層崖と山麓に分布する火成岩の成因について研究し、柴橋・今田(1972)は、鳥海火山の地質について詳細に研究した。加藤(1977・1978)は象潟泥流について研究し、約2,600年前に形成されたことが分かった。また、平野ほか(1979)は、象潟地震に伴う地殻変形について詳しく研究し、渡部・佐藤(1980)は、象潟層に含まれる軟体動物群から古環境の復原を行った。

II. 2 地質の概要

象潟図幅地域は、東北地方緑色凝灰岩地域に属し、本図幅地域の地質は、緑色凝灰岩地域特有の新第三系及びこれを被覆する鳥海火山噴出物・象潟泥流堆積物などからなる第四系から構成されている。本図幅地域の地質を総括して第7図に、また、本図幅地域付近の地質略図を第8図に、地質構造を第9図に示す。

新第三系³⁾は、下位から飛島層・青沢層・女川層・船川層・天徳寺層及び笹岡層に分けられる。前2者は、いわゆる“緑色凝灰岩”であって、それ以外は、いわゆる“含油第三系”である。

飛島層は、本図幅地域内に含めた飛島に分布し、酸性一塩基性の火山岩類を主とする。層厚は400-500mである。本層の下部は、酸性一中性火砕岩を主とし、流紋岩溶岩及び輝石安山岩溶岩を伴っていて、珪化木化石を産する。本層の上部は玄武岩火砕岩を主とし、同時期のかんらん石玄武岩脈に貫かれている。秋田県男鹿半島の広義の台島層上部一西黒沢層にほぼ対比される。

青沢層は、本図幅地域地下に分布し、玄武岩火砕岩及び泥岩を主とし、かんらん石普通輝石ドレライト岩床若しくは岩脈に貫かれている。層厚は300-550mである。有孔虫化石を産し、この化石によって、秋田県男鹿半島の西黒沢層に対比される。

女川層は、青沢層を整合に被覆し、本図幅地域地下に広く分布し、硬質泥岩を主とし、酸性凝灰岩及

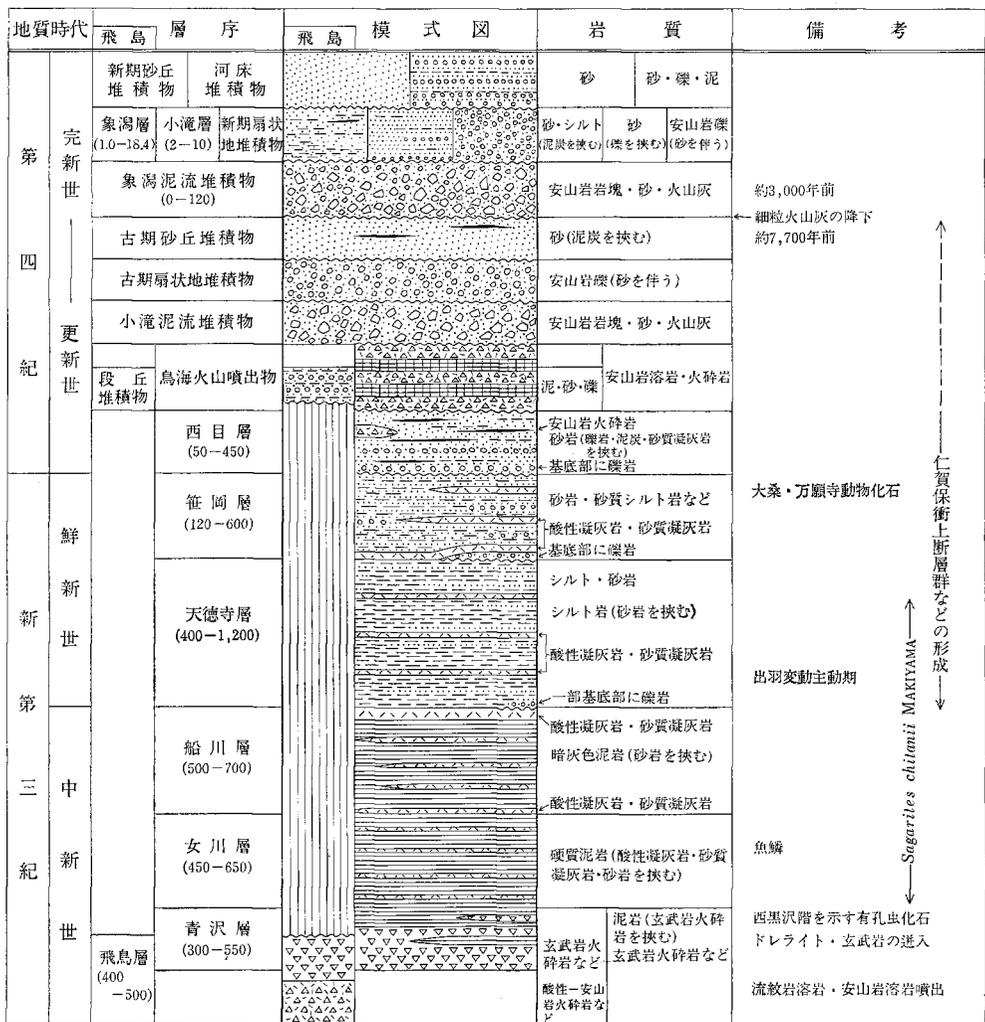
2) 直接的なデータとしては笹岡層までしか切っていないが、恐らく鮪川階を切ると推定している。

3) 鮮新世と更新世との境界については、今までの区分を採用し、笹岡層までを鮮新世とし、西目層から更新世とした。船川層についても、有孔虫化石により鮮新世とする説があるが、本報告では船川層までを中新世とし、天徳寺層と笹岡層を鮮新世とした。

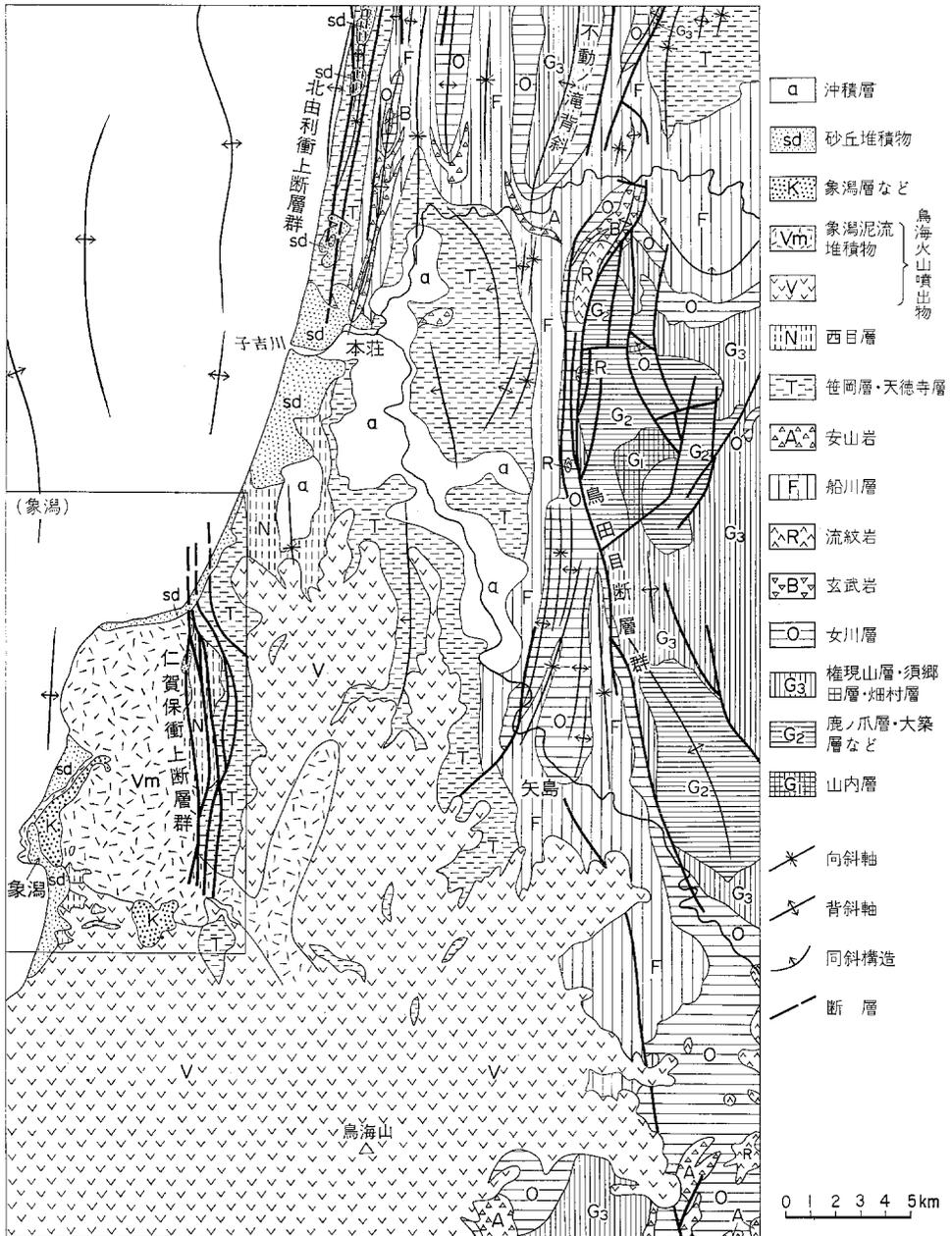
び砂岩を挟んでいる。層厚は450-650mである。本層は大型化石に乏しく、有孔虫化石も貧困である。*Sagarites chitanii* MAKIYAMA 及び魚鱗などを産する。

船川層は、女川層を整合に被覆し、本図幅地域の地下に分布し、主として暗灰色泥岩からなり、酸性凝灰岩・砂質凝灰岩及び砂岩を挟んでいる。層厚は500-700mである。本層は大型化石に乏しい。*Sagarites chitanii* MAKIYAMA を産する。女川層に比べて、放散虫化石及び珪藻化石が少ないが、有孔虫化石が多くなる。

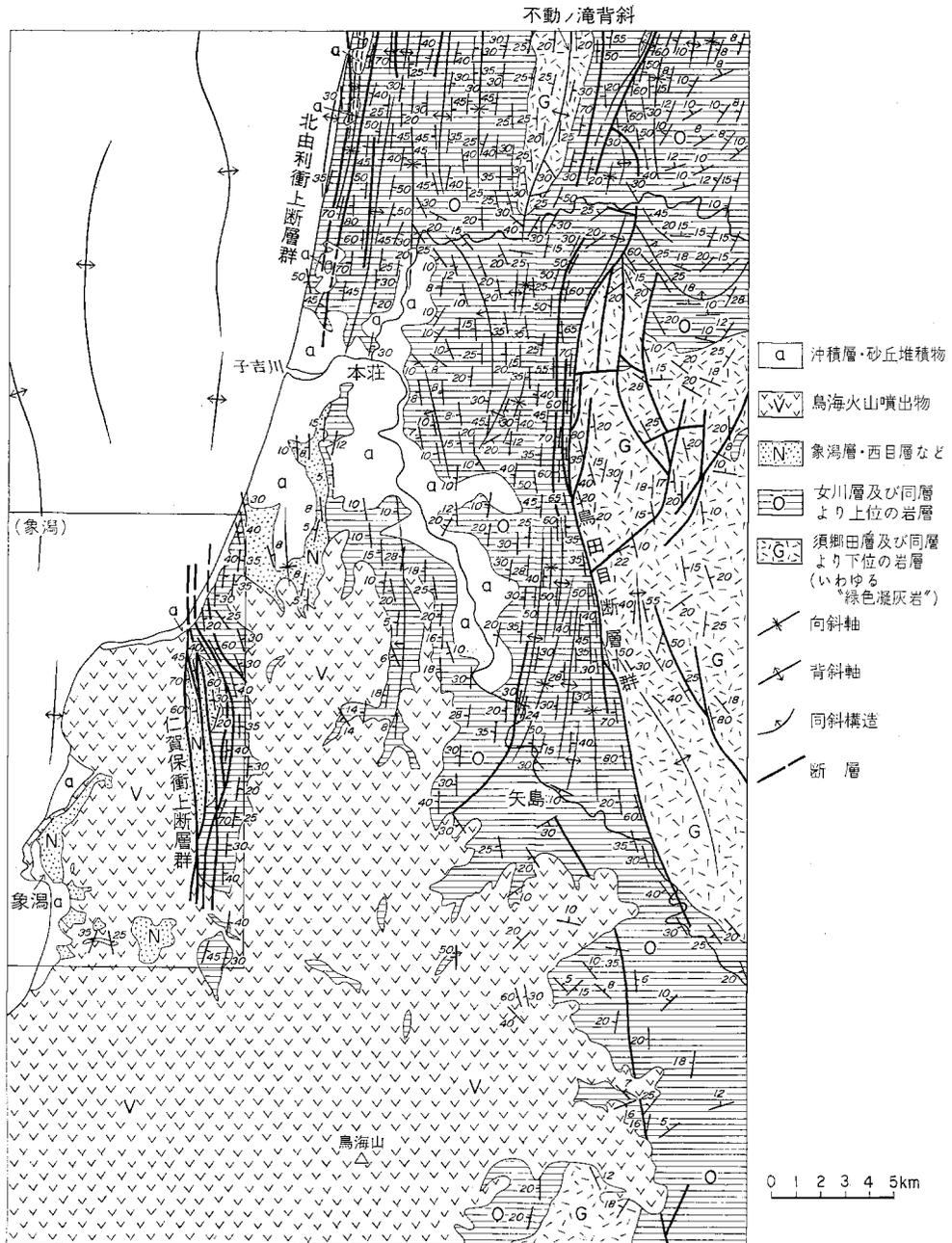
天徳寺層は、船川層を整合（一部不整合）に被覆し、本図幅地域東部に分布し、主としてシルト岩からなり、砂岩・酸性凝灰岩・砂質凝灰岩及び砂岩を挟んでいる。層厚は400-1,200mである。本層は軟体動物化石を多産し、*Sagarites chitanii* MAKIYAMA を本層の下部及び中部から産する。有孔虫化石を多産する。



第7図 象潟図幅地域の地質総括図



第8図 象潟図幅地域付近の地質略図 TAGUCHI (1962), 大沢・松田・杉山 (1964), 大沢ほか (1977), 大沢・須田 (1980), 本研究報告から編集した



第9図 象潟図幅地域付近の地質構造 TAGUCHI (1962), 大沢・松田・杉山 (1964), 大沢ほか (1977), 大沢・須田 (1980), 本研究報告から編集した

笹岡層は、天徳寺層を整合（一部不整合）に被覆し、本図幅地域東部に分布し、主として砂岩及び砂質シルト岩からなり、酸性凝灰岩及び砂質凝灰岩を挟んでいる。層厚は120-600mである。本層中からいわゆる“大桑・万願寺動物化石群”を多産し、また有孔虫化石も産する。

第四系は、下位から西目層・段丘堆積物・鳥海火山噴出物・小滝泥流堆積物・古期扇状地堆積物・古期砂丘堆積物・象潟泥流堆積物・新时期扇状地堆積物・小滝層・象潟層・新时期砂丘堆積物及び河床堆積物に分けられる。

西目層は、笹岡層を不整合に被覆し、本図幅地域東部に分布し、主として砂岩からなり、礫岩・泥炭・輝石安山岩火砕岩などを挟んでいる。層厚は50-450mである。本層は湖成堆積物と考えられ、秋田県男鹿半島の鮪川層にほぼ対比される。

段丘堆積物は、飛鳥層を不整合に被覆し、本図幅地域内の飛鳥に分布し、泥・砂及び礫からなる。

鳥海火山噴出物は、新第三系及び西目層を不整合に被覆し、本図幅地域南端部及び東部に分布している。（角閃石かんらん石）紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩・同質火砕岩及び火山屑からなる。

小滝泥流堆積物は、新第三系・西目層及び鳥海火山噴出物を不整合に被覆し、本図幅地域南部に分布している。（角閃石かんらん石）輝石安山岩岩塊・砂及び火山灰からなる。層厚は0-50mである。

古期扇状地堆積物は、西目層・鳥海火山噴出物及び小滝泥流堆積物を不整合に被覆し、本図幅地域南部に分布し、安山岩の円礫一亜円礫及び砂からなる層厚は3.5-20mである。

古期砂丘堆積物は、笹岡層・西目層・小滝泥流堆積物及び古期扇状地堆積物を不整合に被覆し、本図幅地域の現在の海岸線よりやや東方よりに分布していて、砂からなる。所々に腐食質土を挟んでいる。

象潟泥流堆積物は、新第三系・西目層・小滝泥流堆積物などを不整合に被覆し、本図幅地域東部に広く分布している。（角閃石かんらん石）輝石安山岩岩塊・砂及び火山灰からなり、南東隣鳥海山図幅地域内の鳥海山爆裂火口から発生したものである。層厚は0-120mである。

新时期扇状地堆積物は、天徳寺層・象潟泥流堆積物などを被覆し、安山岩の円礫一亜円礫及び砂からなり、層厚0-20mである。

小滝層は、小滝泥流堆積物・象潟泥流堆積物などを被覆して、本図幅地域南部に分布し、砂を主とし、礫を挟んでいる。象潟泥流堆積物によってせき止められてできた湖の堆積物であって、層厚2m以上であって、最大10m以下である。

象潟層は、西目層・古期砂丘堆積物及び象潟泥流堆積物を被覆して、本図幅地域東部に分布し、主として砂・シルト及び粘土を主とし、泥炭を挟んでいる。層厚1.0-18.4mである。

新时期砂丘堆積物は、本図幅地域内の現在の海岸線に沿って分布していて、砂からなり、厚さ3-10mである。

河床堆積物は、本図幅地域内の主として河川に沿って分布していて、砂・礫及び泥からなる。

次に、隣接図幅地域のデータを加えて、象潟図幅地域の第三紀—第四紀の地史について考察する⁴⁾。

漸新世—中新世初期、すなわち山内層（西男鹿階）の堆積時には、北東隣本荘図幅地域東半部及び東隣鳥海山図幅地域東半部で、多量の変質輝石安山岩（いわゆるプロピライト）溶岩及び同質の火砕岩の噴

4) 秋田地域全体若しくは、より広域にわたる地域の構造発達史については、北村（1959）・池辺（1962）・TAGUCHI（1962）・藤岡（1963）・大沢（1963）などの論文がある。なお、東北地方北部—中部の緑色凝灰岩地域について大沢（1968）によって総括され、上述の論文を含めて解説されている。

出があった。火山活動は休止することなく行われ、ほとんど正規堆積岩の堆積がなかった。火山活動の中心部では厚さ300-500mであるが、中心部から周縁部に行くに従い薄くなり、本図幅地域内では堆積物を欠く可能性が強い。

次の大築層・鹿ノ爪層など（広義の台島階⁵⁾ 下半部）の堆積時にも、上記の地区で、多量の輝石安山岩溶岩・同質火砕岩及び酸性火砕岩の厚さ300-700mの噴出及び堆積が行われた。泥岩などの堆積岩中から阿仁合型植物化石を多産する。本図幅地域内の試掘井が後述の青沢層中にて掘り止めているので、本図幅地域内地下に台島階下半部が存在するかどうかははっきりしない。

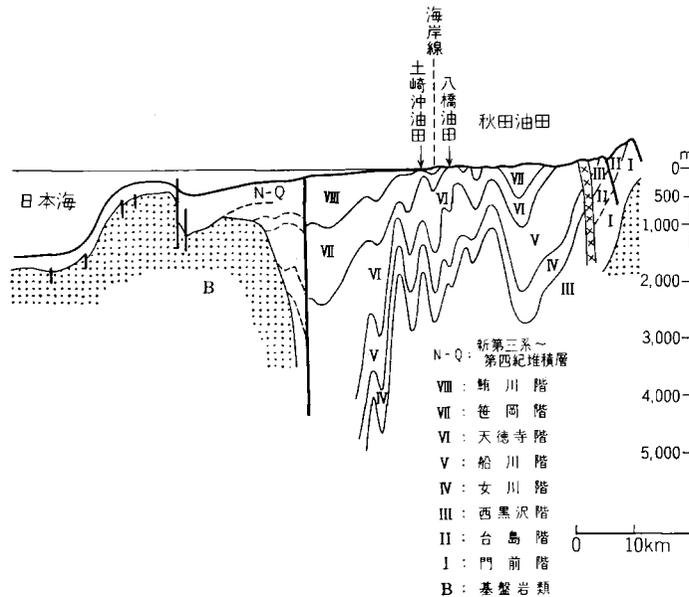
次の畑村層・須郷田層・権現山層・飛島層及び吉沢層（広義の台島階上半部—西黒沢階⁶⁾ の堆積時には、広域にわたって各種火山岩及び堆積岩が噴出及び堆積したと考えられる。厚さは200-550m、ところによりそれ以上である。広義の台島階上半部の泥岩などの堆積岩中から台島型植物化石を多産する。大局的に見て、浅海域であったと考えられ、しばしば溶結凝灰岩を挟んでいる。本図幅地域内の飛島で見られた溶結凝灰岩の礫は、畑村層中のものに酷似している。西黒沢階の堆積時について広域について見ると、大局的に見て、ほぼ東西方向に層厚及び岩相変化が見られる。本図幅地域の北東隣本荘図幅地域（大沢ほか、1977）及びその北隣の羽後和田図幅地域（藤岡ほか、1976）では、不動ノ滝背斜軸部東方約0.5km地点と竜馬山付近の鳥田目断層群の通る地点とを結ぶ南北帯を境として、大きく変わる。すなわち、以東では須郷田層と呼ばれ、砂岩及び礫岩を主とし、100-200mで厚さが薄いのに対し、以西では権現山層と呼ばれ、層厚500m以上ですこぶる厚く、泥岩を主とする。西黒沢階の堆積盆の中心は日本海沿岸地域にあり、本図幅地域は堆積盆の沈降地域若しくは微沈降地域に当たる。厚さ300-550mの玄武岩火砕岩及び泥岩が堆積し、この中にかんらん石玄武岩及びかんらん石普通輝石ドレライトが侵入している。西黒沢階の底棲有孔虫群は、陸棚外縁—漸深海（outershell-upper bathyal）の環境を示している。

以上青沢層までがいわゆる“緑色凝灰岩”であって、以下女川層からが含油第三系となる。秋田油田地域の含油第三系の堆積盆の規模は、石和田ほか（1977）によれば、第10図で分かるように日本海海岸線から西方に約40kmで堆積盆の周縁部となる。堆積盆の最大沈降部すなわち中心部は、日本海海岸線から西方に約20kmの所にあり、非対称堆積盆であったと考えられる。

次の女川層は、数100mの厚さに達する広域斉一岩相の硬質泥岩からなる。還元的な停滞水域環境で石油母層の堆積をもたらした。この時期の海は、寒流系の内海で、古日本湾（浅野・高柳、1966；藤岡、1972）と呼ばれる。女川階には西黒沢階に比べて、堆積盆がはっきり現れ、規模が大きくなり、堆積盆の沈降が著しくなった。堆積盆と堆積盆との間には沈降量が少ないため、堆積物の薄い微沈降地域あるいは微沈降帯ができた。ここでは、堆積盆の沈降運動に対して、相対的に隆起するような作用をしている。堆積盆の方向は、西黒沢期のものよりもN-S性に近づいている。象潟図幅地域内について見ると、堆積盆の中心、すなわち沈降地域に近い所に位置しており、厚さ450-650mの硬質泥岩を主として堆積した。著者の一人池辺（1962）によれば、仁賀保町平沢北東方にほぼN-Sに延びる一つの堆積盆の中心（厚さ800m以上）があると考えている。

5) 阿仁合型植物化石を産する層準を含めた宮城（1958）の台島層のことである。

6) 樋口ほか（1972）によって、西黒沢階の岩相・化石相の広域的变化が詳しく述べられている。



第10図 秋田油田地域の地質断面図 (石和田ほか, 1977)

次の中新世後期の船川層は、最大層厚1,600mに達する広域斉一岩相の暗灰色泥岩からなる。酸性凝灰岩及び砂質凝灰岩が多くなる。少なくとも船川層下部では生物相と環境が女川層より引き続き、大きな変化がない。しかし上部になると、やや粗粒化し、砂質となり、石灰質有孔虫が増えている。著者の一人池辺 (1962) が述べているように、女川期は最大の海浸の時期であり、船川期は最大の沈降の時期である。女川層と船川層の岩相は、わずかな漸移相を挟むのみで、非常に顕著に変わっている。沈降量が大きく、層厚1,000mを超える堆積盆が数地区で見られる。一方、これら堆積盆と堆積盆との間には、微沈降帯が見られる。象潟図幅地域内について見ると、堆積盆の中心と周縁部との中間に位置していて、厚さ500-700mの酸性凝灰岩及び砂質凝灰岩を挟む暗灰色泥岩を堆積した。著者の一人池辺 (1962) によれば、仁賀保町平沢北北東方に一つの堆積盆の中心があり、ここでは、1,000-1,200mの厚い暗灰色泥岩を堆積している。

次の鮮新世の天徳寺層は、最大層厚1,500mに達し、シルト岩を主とする。堆積盆全体の大きさは船川層より小さくなる。天徳寺層には層相の変化及び生物相の変化が著しくなり、地域差を生じ分化現象が起こった。天徳寺層の堆積時の初期には、砂岩及び礫岩を主とする桂根相が堆積した。このような異常堆積は出羽変動主動期を示すものである。天徳寺層の堆積盆の周縁部では、天徳寺層基底で不整合現象を示す。油田内各地で見られる堆積盆の分化は、この時期に始まる。古日本湾が南方で東支那海に通じ、津軽海峡を通じて太平洋に連なるようになって、断続的に暖流系の浮遊性有孔虫化石や貝化石が含まれるようになった。天徳寺階中頃以後には、シルト岩の安定堆積が広がり、造構運動も休止したと見られる。本図幅地域内の合油第三系中で見られる褶曲及び断層形成は船川層の初期頃から胚芽したと考えられる。本図幅地域の造山運動は、船川階後期に始まり、天徳寺階初期を主動期とし、次いで数回

の後続的造構運動を繰り返して、潟西階に終わったもので、出羽変動（大村，1935；藤岡，1968）と呼ばれている。本図幅地域内について見ると、白雪川向斜の地区はほぼ南北に延びる一つの堆積盆の中心部であったと考えられ、厚さ1,000-1,200mの厚層を堆積した。堆積盆に中心部から周縁部に向かって1,000mから400mと薄くなる。本図幅地域内では、火山活動が認められず、シルト片を主とする厚層を堆積している。後述する仁賀保衝上断層群などの形成は、天徳寺階初期に始まり、潟西階前の鮎川階まで及んでいる。これら断層の少なくとも一部は更新世後期まで動いた可能性が推定される。

天徳寺層の堆積後、造構運動があり、一部地域では陸化し、新しい海浸があった。天徳寺層と笹岡層とは、ときに不整合を示す。粗粒の碎屑岩からなる笹岡層の堆積盆は、天徳寺層の堆積盆より小さくなり、中心部の厚さも最大800mと薄くなる。笹岡層の堆積後、軽微な造構運動があって、陸水化した堆積盆に淡水成と考えられる砂岩を主とする西目層を堆積した。本図幅地域内の西目層は仁賀保衝上断層群によって著しく変形され、60°以上の急傾斜を示す。これは出羽変動終末時の造構運動によるものである。西目層中の輝石安山岩火砕岩は、鳥海火山の活動に先立つ火山活動の産物であろう。

次に本図幅地域南東部を含む南隣吹浦図幅地域及び南東隣鳥海山図幅地域西半部で、鳥海火山の活動があり、多量の（角閃石かんらん石）紫蘇輝石安山岩・同質火砕岩などを噴出した。その後、小滝泥流堆積物の流出があった。その頃の本図幅地域内の日本海の海岸線は、現在の海岸線より、やや東方よりであって、海岸線沿いに古期砂丘堆積物が形成された。当時の海岸線は、西目町出戸から仁賀保町白浜及び横根を経て、金浦町前川及び象潟町上狐森を通り、同町西中野沢にでる付近であったと考えられる。

その後、約3,000年前南東隣鳥海山図幅地域内の鳥海山爆裂火口から膨大な量の象潟泥流堆積物の流出があった。この流出によって、象潟町小滝東方と象潟付近に小さい湖ができ、ここに厚さ数m内外の小滝層及び象潟層を堆積した。象潟の湖は象潟地震（1804年）によって隆起し、現在陸地となっている。なお、現在の海岸線に沿って、新期砂丘堆積物が形成されつつある。

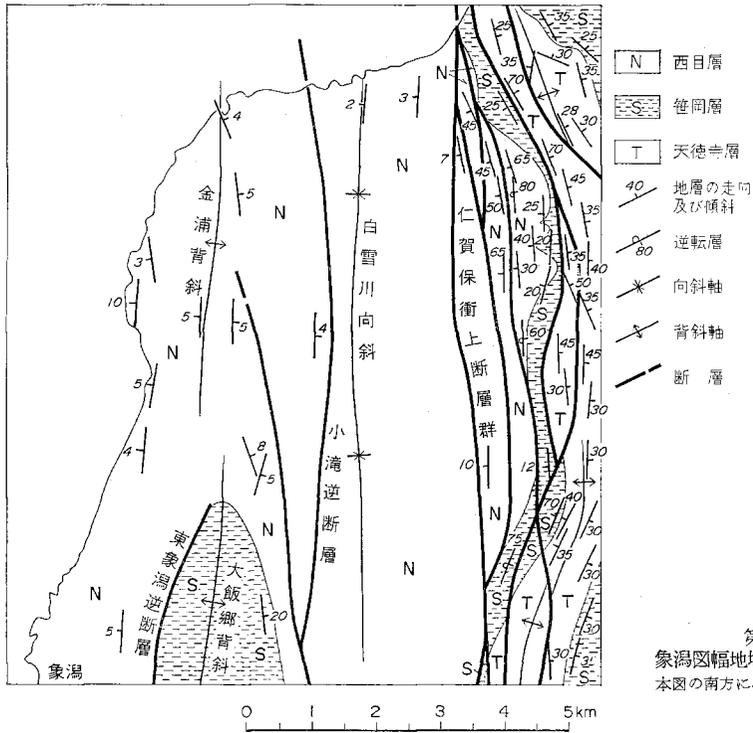
II. 3 地 質 構 造

II. 3. 1 概 説

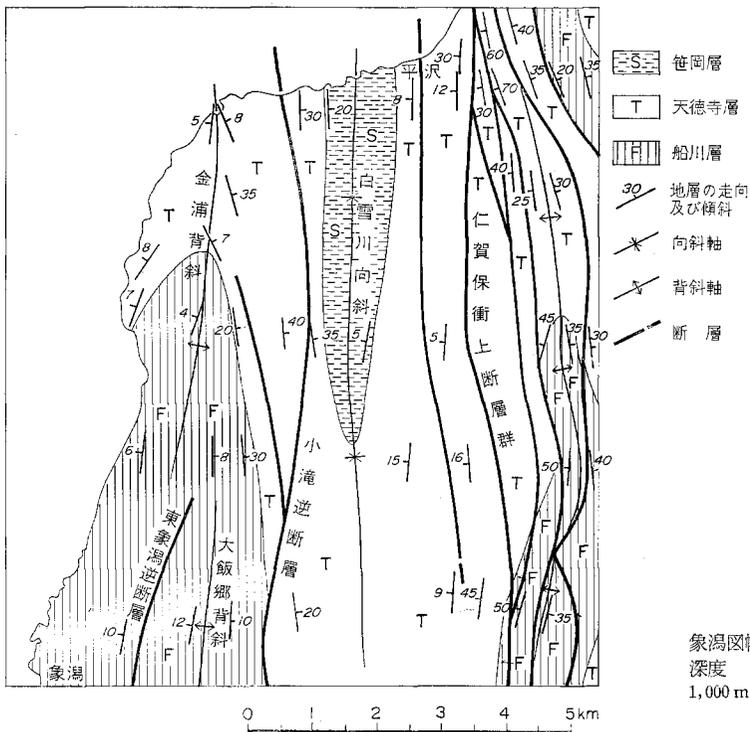
象潟図幅地域は、東北地方緑色凝灰岩地域秋田油田に属し、油田集油構造に関連して、古くから地質構造の調査研究が行われている。本図幅地域の油田構造運動は、船川階後期に始まり、天徳寺階初期を主動期とし、次いで数回の後続的造構運動を繰り返して、潟西階前に終わったもので、出羽変動（大村，1935；藤岡，1968）と呼ばれている。出羽変動による褶曲と断層は、南北方向を軸とする地層の変位・変形である。この変動が造陸と造盆の分化運動、すなわち隆起と沈降の相反する運動を生じ、その境界に衝上断層を生じている。これらの運動の中には主動期で終わった構造と、長期にわたって活動したと見られる構造がある（第11図・第12図・第13図・第14図及び第15図）。

II. 3. 2 褶 曲

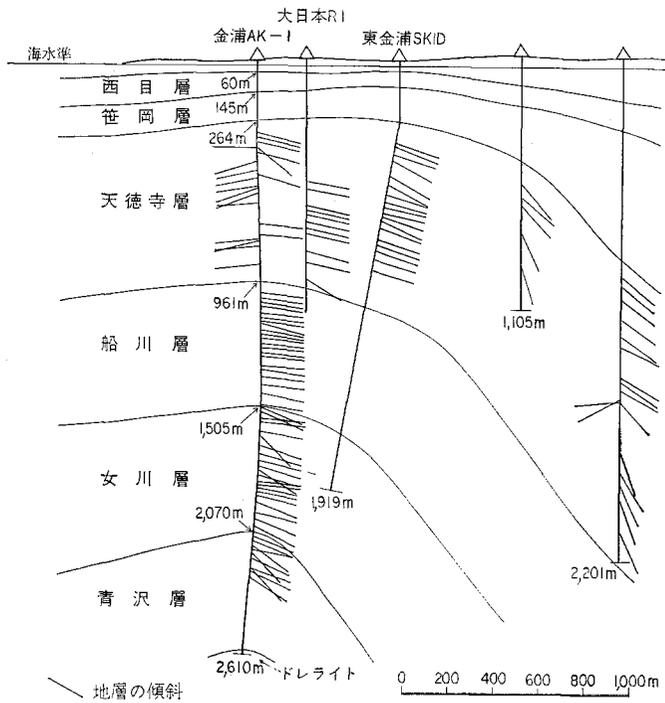
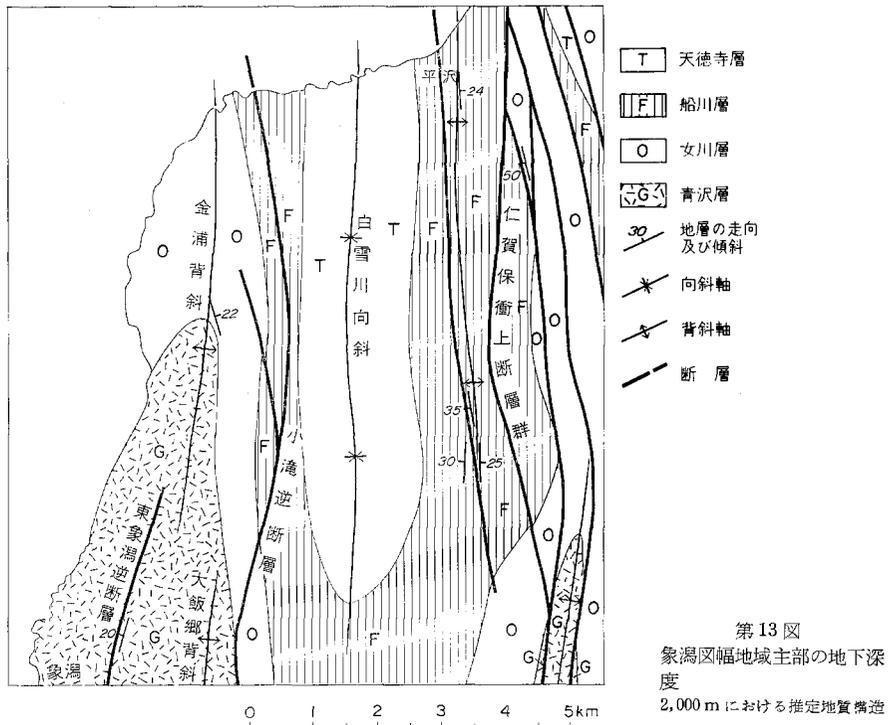
象潟図幅地域の褶曲構造は全域に汲んでいて、いわゆる“油田褶曲方向（N-S性）”を示している。地表若しくは地下浅部で緩傾斜の褶曲も、地下深部では急傾斜を示すことが多く、更に数回の造構運動によって生じた構造差がある。本図幅地域の主な褶曲は、西から東に向かって、象潟背斜群・白雪川向



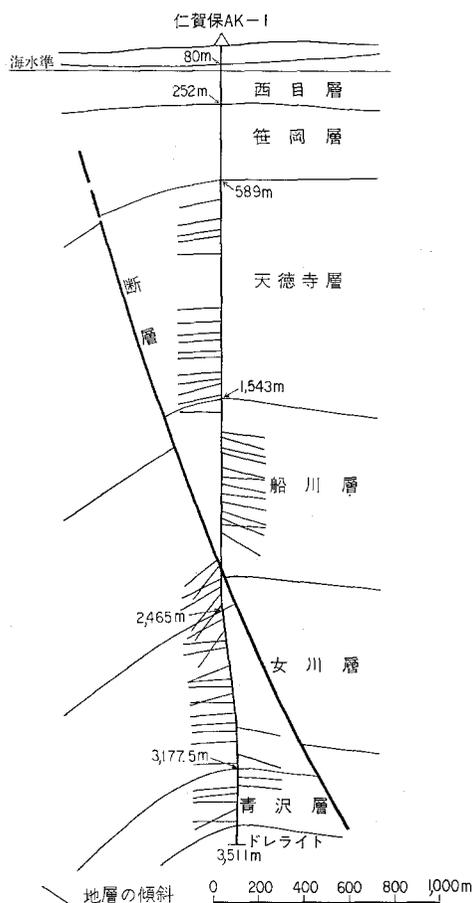
第11図
象潟図幅地域主部の地質構造
本図の南方に小滝背斜がある。



第12図
象潟図幅地域主部の地下
深度
1,000 m における地質構造



第14図 金浦 AK-1 試掘井付近の地質断面図



第15図 仁賀保 AK-1 試掘井付近の地質断面図

斜及び仁賀保背斜群である。

象潟背斜群：試掘井のデータによれば、雁行状をなす金浦背斜・大飯郷背斜及び小滝背斜からなる。金浦背斜は、仁賀保町芹田付近から金浦駅東方を経て前川西方に至るN0-10°Eを示すN-S性の背斜構造であって、背斜軸が北方に向かって次第に沈下している。地表若しくは地下浅部では、ごく緩い傾斜（5°内外）を示し、軸部がはっきりしない。地下深部に行くに従い、次第に傾斜を増す。地下深度1,000m付近では、西翼部が緩傾斜（4-8°）であるのに対し、東翼部は軸部付近で同じく緩傾斜であるが、東方に行くに従い急傾斜（30-40°）となり、ここに衝上性の小滝逆断層が見られる。大飯郷背斜は、仁賀保町前川付近から大飯郷西方に至るN0-10°Eを示すN-S性の背斜構造であって、背斜軸が北方に次第に沈下している。金浦背斜と同じく、地表若しくは地下浅部では、比較的緩い傾斜（5-20°）を示す。地下深部に行くに従い、次第に傾斜を増す傾向がある。地下深度1,000m付近では、西翼部が緩傾斜（10°内外）であるのに対し、東翼部が急傾斜（30-45°）となる。東翼部は、小滝逆断層によって切られている。小滝背斜は、象潟町小滝西方から奈曾川流域を経て、南隣吹浦図幅地域内に至るN20-45°E

のNNE-SSW性の背斜構造である。本背斜は、第11-13図に含まれない。金浦背斜及び大飯郷背斜と異なり、地表若しくは地下浅部でも比較的急傾斜(20-30°)であって、両翼ともほぼ同傾斜を示す。

白雪川向斜：試掘井のデータによれば、仁賀保町平沢西方から白雪川沿いを経て象潟町大森西方に至るN0-5°E又はWを示すN-S性の向斜構造であって、延長9km以上である。大局的に見て、向斜軸が北方に向かって沈下している。地下浅部では、ごく緩い傾斜(2-5°)を示すが、地下深部に行くに従い傾斜を増し、地下深度1,000m付近では5-20°、ところにより30°以上となる。後述する仁賀保衝上断層群によって切られる地区では地表でも地下深部でも局部的に急傾斜となり、ところにより地層が逆転している。試掘井は、象潟背斜群及び仁賀保背斜群の背斜部及びその背斜軸よりの翼部で掘られていることが多い。したがって、本向斜の詳細な構造は、はっきりしない。恐らく、雁行状をなす幾つかの向斜からなる複向斜であろうと推定される。

仁賀保背斜群：地表及び試掘井のデータによれば、後述する仁賀保衝上断層群によって複雑に切れ、一部地区では、地層が大きく転位している。院内油田及び桂坂油田を構成する仁賀保主背斜と、その西方の副背斜からなる。仁賀保主背斜は仁賀保町琴浦東方から院内油田付近・水沢東方などを経て桂坂油田付近を通り、その南方に至るN0-20°E又はWを示すN-S性の背斜構造を示す。背斜軸が北方及び南方に沈下している多数の小背斜からなる。前述の象潟背斜群に比べて、急傾斜(35-45°)であって、一部地区の地表若しくは地下浅部で比較的緩傾斜(30°以下)を示す。仁賀保町琴浦東方では、背斜軸近くの西翼部が仁賀保衝上断層群によって切れ、天徳寺層が大きく転位し、50-70°の急傾斜を示している。両翼部の傾斜は25-35°であって、地下深部でやや急傾斜(40°以上)となる。北方及び南方に背斜軸が沈下している。院内油田付近では、両翼部の傾斜が30-45°であって、地表と地下深部とで大きな傾斜の差がない背斜軸部が仁賀保衝上断層群によって切れ、ここでは局部的に天徳寺層が60°以上の急傾斜を示し、ときに天徳寺層及び笹岡層が逆転倒している。水沢東方及び水沢南東方では両翼部の傾斜とも地表若しくは地下浅部では比較的緩い傾斜(20-30°、ところにより40°)を示すが、地下深部では急傾斜(35-45°)を示す。仁賀保衝上断層群によって切られており、断層による地層の転位が小さいが、局部的に70-80°、ときに垂直に近い極めて急な傾斜を示す。桂坂油田付近では、新第三系の露頭がごく少なく地表での構造がはっきりしない。試掘井のデータによれば、両翼部の傾斜が30-45°であって、地表近くと地下深部とで大きな傾斜の差がない。両翼部とも仁賀保衝上断層群によって切れ、東側が西側に対し衝き上げている。

仁賀保主背斜の西方の副背斜は、仁賀保町琴浦付近から小国付近を経て東畑東方に至るN0-5°E又はWを示す背斜構造である。試掘井のデータによれば、地表近く及び地下浅部ではごく緩い傾斜(5-15°)で西に傾き、白雪川向斜の東翼部をなし、背斜構造を示さない。地下深部に行くに従い、次第に傾斜を増すとともに、背斜構造を示すようになる。地下深度1,500-2,000m間についてみると、西翼部の傾斜は20-35°でやや急であるが、東翼部では5-25°でやや緩い。試掘井の数が多くないのではっきりしないが、幾つかの小背斜からなると考えられる。東畑東方の試掘井仁賀保AK-1によれば、地下浅部では傾斜5-10°で西に傾く同斜構造である。深度1,600m付近から背斜構造を示すようになり、両翼部とも5-15°傾斜している。地下深部に行くに従い、次第に傾斜を増すとともに、はっきりした背斜構造をなす。傾斜は20-30°である。

II. 3. 3 断層

象潟図幅地域には、油田褶曲方向（N-S性）を示す断層が多数認められ、その代表的なものは、仁賀保衝上断層群である。そのほか、象潟泥流堆積物などに被覆される地域で試掘井によって2-3確認されている。本図幅地域内の主な断層は、西から東に向かって、東象潟逆断層・小滝逆断層及び仁賀保衝上断層群である。これら断層の形成は、天徳寺階初期、すなわち出羽変動期に始まったと考えられる。これら断層の多くのは、鮪川期（更新世前期）まで活動したことは確かである。これら断層の少なくとも一部は、更新世後期まで動いた可能性が推定される。

東象潟逆断層（新命名）：本断層は、試掘井東象潟1（地質断面図H-J）などのデータから推定されるもので、走向N10-15° E、傾斜65-80° Wと考えられる。後述の第5章の天神沼東方のリニアメントの位置とほぼ一致しているので、地質断面図で両者を同じものとしたが、試掘井などで再確認する必要がある。

小滝逆断層（新命名）：本断層は、試掘井樋目野SK-1（地質断面図H-J）などのデータから推定したもので、走向N0-10° E又はW、傾斜65-75° WのN-S性方向を示す。試掘井のデータによれば笹岡層までを切っているが、西目層及びそれ以後の岩層を切るかどうか不明である。後述の第5章の小滝付近の活断層・大竹西方の活断層などに位置がほぼ一致しているので、地質断面図で両者を同じものとした。しかし、試掘井などで再確認する必要がある。象潟背斜群東翼部と白雪川向斜西翼部に位置する逆断層で、落差0-200mであって、地下深部ほど落差が大きい。

仁賀保衝上断層群（新命名）：本断層群は、秋田県内の日本海沿岸沿いをほぼNSに走る北由利衝上断層群（藤岡ほか、1976；大沢ほか、1977）に雁行する大断層群であって、恐らく、山形県庄内平野東側の酒田衝上断層群（池辺ほか、1979）の延長部に当たると推定される。本断層群は本図幅地域東部の仁賀保町平沢東方から小国・院内油田・横森・桂坂油田などを経て、象潟町横岡付近を通り、南隣吹浦図幅に至り、延長20km以上に達すると考えられる。本断層群はN0-30° E又はWを示す4-5本の傾斜60-75° Eのほぼ平行した断層からなる。本断層群の分布地の幅は約2.0-2.5kmである。地表及び試掘井のデータによれば、青沢層から西目層まで切っていて、断層付近では地層が急傾斜（50-90°）し、しばしば地層が逆転している。本断層群の形成は、天徳寺階初期、すなわち出羽変動の主動期に始まり、潟西階前の鮪川階まで及んでいる。本図幅地域内には潟西階の地層が分布していないので、潟西階まで切っているかどうか不明である。鮪川階に属する西目層を切っていることは、数個所で確認される。秋田油田地域の鮪川階に属する地層は、ほとんどの地区で0-8°の極めて緩い傾斜を示すことが一般的な特徴であるが、仁賀保町横根東方及び小国東方一帯において、本衝上断層群付近の西目層は、地塊化され、60°以上の急傾斜を示している。また、しばしば地層が逆転していて、60-80° Eの逆転した傾斜を示す所が多い。なお、試掘井室沢1（地質断面図A-B）などで西目層が、本衝上断層群が切られていることがよく分かる。後述の東畑東方の活断層の位置は、本衝上断層群の西から2本目の断層と一致している。

Ⅲ. 新 第 三 系

Ⅲ. 1 飛 島 層

飛島層（命名：神保ほか、1972）

飛島層は、本図幅地域内酒田市飛島に分布し、酸性—塩基性火砕岩を主とする。

模式地 酒田市飛島賽ノ河原南方から八幡崎に至る間の海岸沿い一帯である。

分布及び層厚 本図幅地域内酒田市飛島・御積島及び烏帽子群島に分布している。層厚は400-500mである。

岩相 飛島層は、主として酸性—塩基性火砕岩からなるが、岩質により下部と上部に分けることができる。下部は、酸性—中性火砕岩を主とし、流紋岩溶岩・輝石安山岩溶岩などを伴っていて、層厚200-240mである。上部は玄武岩火砕岩を主とし、かんらん石玄武岩に貫かれている。層厚は220-280mである。

下部は、酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・輝石安山岩凝灰岩・火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩を主とし、流紋岩溶岩及び輝石安山岩溶岩、ときに輝石含有デイサイト溶岩・砂岩及び泥岩を伴っている。まれにレンズ状亜炭を挟む。台島階上部（一西黒沢階）によく見られる溶結凝灰岩を円礫として有していることがある（第16図）酸性火砕岩は緑色—淡緑色、やや軟弱、火山礫、ときに火山岩塊を有し、角礫から円味を帯びた礫まである。軽石質なものもある。輝石安山岩火砕岩は、濃緑色—緑色、やや軟弱、火山礫及び火山岩塊を有し、円味を帯びた角礫も見られる。一般に角礫と基質との境が明瞭である（第17図）。これら火砕岩は砂岩及び泥岩の薄層（厚さ数10cm以下）を挟み、一般的に見て層理が明瞭である。砂岩は暗灰色、細粒—粗粒、やや軟弱、非常に凝灰質である。泥岩は暗灰色—灰色、塊



第16図 酒田市飛島荒崎南東方の飛島層中の溶結凝灰岩（Tp）の円礫



第17図 酒田市飛島戸ヶ崎と鼻戸崎との中間の海岸沿いの輝石安山岩凝灰角礫岩 (Tp)



第18図 酒田市飛島館岩の流紋岩溶岩 (Tr)

状、砂質で、非常に凝灰質である。流紋岩溶岩は、帯褐灰色—灰白色、斜長石の斑晶が点在している。石英の斑晶は少量である。本岩は熔岩円頂丘をなし、一部ピッチストーンと呼ばれるものが見られる(第18図)、輝石含有デイサイト及び輝石安山岩は、暗灰色—灰色、斑状—やや斑状、やや新鮮である。柱状節理及び板状節理を示す。

代表的岩石を鏡下で見ると、次のとおりである。

流紋岩 (Tr), 酒田市飛島西方赤島 TB 80022 (第 I 図版 1) GEMS 登録番号 R20883

斑晶：斜長石・石英・カリ長石

斜長石は大きさ0.3-2.0mm、曹長石化され、変質している。石英は大きさ0.4-1.6mm、清澄、融食形を示す。カリ長石は、大きさ0.3-1.5mmで双晶を示すことがある。

石基：微晶質組織を示し、変質が強い。

上記の岩石の化学組成は第2表のとおりである。

第2表 飛島層下部の流紋岩 (Tr) の化学組成

SiO ₂	78.55	MnO	0.02	P ₂ O ₅	0.03
TiO ₂	0.16	MgO	0.03	H ₂ O ⁺	0.88
Al ₂ O ₃	10.35	CaO	0.04	H ₂ O ⁻	0.36
Fe ₂ O ₃	1.46	Na ₂ O	1.47	Total	100.07
FeO	0.13	K ₂ O	6.59		

分析：大森貞子

流紋岩 (Tr), 酒田市飛島柏木山南方海岸 TB 80003 GEMS 登録番号 R20880

斑晶：斜長石

斜長石は、中性長石に属し、大きさ0.3-2.0mm、累帯構造を示し、新鮮である。石英は、大きさ0.5mm以下であって、少量、ときに欠くことがある。

石基：微晶質組織を示す。

上記の岩石の化学組成は第3表のとおりである。

第3表 飛島層下部の流紋岩 (Tr) の化学組成

SiO ₂	73.19	MnO	0.02	P ₂ O ₅	0.08
TiO ₂	0.32	MgO	0.07	H ₂ O ⁺	0.76
Al ₂ O ₃	14.00	CaO	1.73	H ₂ O ⁻	0.29
Fe ₂ O ₃	1.05	Na ₂ O	4.16	Total	99.88
FeO	0.63	K ₂ O	3.58		

分析：大森貞子

紫蘇輝石普通輝石含有デイサイトTa₂, 酒田市飛島寺島 TB 80027 A (第 I 図版 2) GEMS 登録番号 R 20885

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斑晶は小型、少量である。斑晶と石基の比は1：9である。斜長石は中性長石に属し、大きさ0.2-1.0mm、清澄であって、わずかに虫食状構造が認められる。普通輝石は大きさ0.2-0.5mm、しばしば双晶を示す。紫蘇輝石は大きさ0.2-0.5mm、完全に緑泥石などに置換される。

石基：斜長石・輝石・鉄鉱・ガラス
ガラス基流晶質組織を示す。

上記の岩石の化学組成は第4表のとおりである。

第4表 飛島層下部の紫蘇輝石普通輝石含有デイサイト
(Ta₂)の化学組成

SiO ₂	69.28	MnO	0.09	P ₂ O ₅	0.29
TiO ₂	0.87	MgO	0.18	H ₂ O ⁺	0.36
Al ₂ O ₃	15.64	CaO	3.46	H ₂ O ⁻	0.33
Fe ₂ O ₃	1.83	Na ₂ O	4.58	Total	100.19
FeO	1.18	K ₂ O	2.10		

分析：大森貞子

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Ta₂)，酒田市飛島鼻戸崎 TB 80014 GEMS 登録番号 R20881

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は中性長石—曹灰長石に属し，大きさ0.2-1.8mm，清澄である。普通輝石は大きさ0.1-0.7mm，ときに双晶をなす。紫蘇輝石は大きさ0.1-0.6mmである，両輝石とも新鮮である。上記の斑晶が集まって集斑状をなすことがある。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス

充填状—ガラス基流晶質組織を示し，緑泥石などに置換されている。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Ta₁)，酒田市飛島西方烏帽子群島西ノ島 TB 80020 (第19図及び第II図版1) GEMS 登録番号 R20882

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は曹灰長石に属し，大きさ0.3-2.0mm，累帯構造及びときに虫食状構造を示す。普通輝石は大きさ0.2-1.0mm，ときに双晶を示す。紫蘇輝石は大きさ0.2-0.1mmである。緑泥石に完全に置換されたかんらん石(?)らしき仮像が認められる。斑晶と石基の比は3：7である。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・ガラス

ガラス基流晶質組織を示す。

上記の岩石の化学組成は第5表のとおりである。

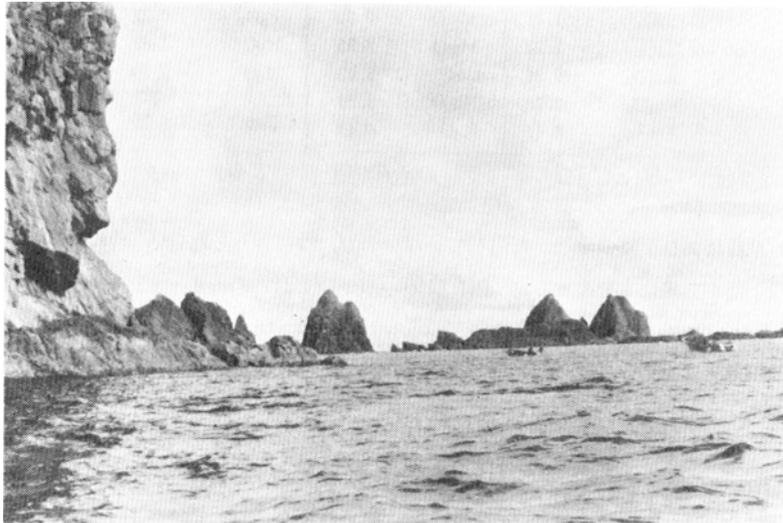
第5表 飛島層下部の紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Ta₁)
の化学組成

SiO ₂	53.77	MnO	0.14	P ₂ O ₅	0.20
TiO ₂	1.00	MgO	4.93	H ₂ O ⁺	2.22
Al ₂ O ₃	17.99	CaO	8.26	H ₂ O ⁻	0.67
Fe ₂ O ₃	2.03	Na ₂ O	3.03	Total	100.08
FeO	5.11	K ₂ O	0.73		

分析：大森貞子

上部は，玄武岩凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・火山角礫岩及び凝灰岩を主とし，砂岩及び礫岩を伴っている。玄武岩火砕岩は，暗緑青色—暗青灰色，火山礫及び火山岩塊を有し，一般に角礫と基質との境が明瞭であって，両者の膠結度は良くない。一般に層理が明瞭である。本岩中には飛島層下部に由来した

異質礫のほかに、朝日山地の田川酸性岩類（矢内ほか，1973）に類似した酸性溶結凝灰岩や花崗閃緑斑岩が大きさ数mm-数10cmの礫として含まれている（土谷・大沢，1981）（第20図）．砂岩は暗灰色，細粒—粗粒，やや軟弱，凝灰質，ときに礫質であって，層理明瞭である．斜層理を示す．礫岩は淘汰が良好で，本層下部や田川酸性岩類などに由来した大小様々な円礫—半円礫を有し，礫とその充填物との凝結度は一般的に見て良くない．礫岩は上述の砂岩と互層をなし，本層の基底部で見られる．本岩中にはかんらん石玄武岩の岩脈が多数見られる．かんらん石玄武岩は暗緑青色—暗青灰色，緻密，堅硬であって，代表的な岩石を鏡下で見ると，次のとおりである．



第19図 酒田市御積^{おじまき}島西方から輝石安山岩（Ta₁）からなる烏帽子群島を望む



第20図 酒田市飛島八幡崎南方の飛島層上部の玄武岩火砕岩中（Tb）の異質礫

かんらん石玄武岩 (Bs), 酒田市飛島北方二俣島 TB 80025 (第II図版2) GEMS 登録番号 R20884

斑晶: 斜長石・かんらん石

斑晶は小型, 少量 (5%以下) である。斜長石は曹灰長石に属し, 大きさ0.3-0.5mmである。

かんらん石は大きさ0.2-0.8mm, ときに1.0mm以上, 緑泥石などに完全に置換されている。

石基: 斜長石・単斜輝石・斜方輝石 (少量)・鉄鉍ガラス

填間状一毛氈状組織を示し, 比較的新鮮である。

上記の岩石の化学組成は第6表のとおりである。

第6表 飛島層上部のかんらん石玄武岩 (Bs) の化学組成

SiO ₂	51.47	MnO	0.20	P ₂ O ₅	0.27
TiO ₂	1.32	MgO	7.55	H ₂ O ⁺	1.63
Al ₂ O ₃	16.21	CaO	8.49	H ₂ O ⁻	0.89
Fe ₂ O ₃	2.78	Na ₂ O	2.74	Total	100.15
FeO	6.17	K ₂ O	0.43		

分析: 大森貞子

層位関係 飛島層より下位の地層が露出していないので, はっきりしない。

化石 本層下部から珪化木を産する。畠山 (1955) によれば, *Tsuga* sp.?, *Hovenia* cfr. *dulcis* THUNBERG, *Ulmus crystallophora* WATARI 及び *Elaeagnus* cfr. *semiannuliporosa* WATARI を産する。飛島層は, 秋田県男鹿半島の広義の台島層 (宮城, 1958) 上部—西黒沢層にほぼ対比される。

III. 2 青 沢 層

青沢層 (命名: 鯨岡, 1953)

青沢層は, 本図幅地域東部の地下に分布し, 主として玄武岩火砕岩及び泥岩からなる。

模式地 山形県飽海郡八幡町青沢東方一帯であって, 本図幅地域内では金浦町試掘井金浦AK-1号の深度約2,070-2,600mの間である。

分布及び層厚 本図幅地域東部の地下に分布している。試掘井のデータによれば, 地下深度1,500-4,500mに潜在している。層厚は300-550m⁷⁾ である。

岩相 青沢層は主として玄武岩火山礫凝灰岩・凝灰岩・凝灰角礫岩及び泥岩からなり, 酸性凝灰岩を挟んでいる。玄武岩火砕岩は暗緑青色—暗青灰色, 火山礫, ときに火山岩塊を有し, 一般に角礫と基質との境は明瞭である。細粒火砕岩はときに明瞭な層理を示す。泥岩は暗灰色—灰色, 硬質であるが, ときに塊状である。本層上部の泥岩は, 女川層の硬質泥岩と酷似し, 区別が困難である。酸性凝灰岩は灰白色—白色, やや軟弱, 泥質であって, 本質の上部に挟まれている。

試掘井金浦AK-1のデータ⁸⁾ によれば, 岩相により下部と上部に分けられる。下部は深度約2,256-2,600m間で緑色—暗緑色玄武岩質凝灰岩からなり, 黒色頁岩の薄層を挟む。深度約2,655-2,595mと約2,360-2,380mとの二つの層準に挟まれている。上部は深度約2,070-2,256m間で硬質頁岩を主と

7) 青沢層の下位の地層まで試掘井が掘られていないのではっきりしないが, ところにより550m以上に達すると推定される。

8) 原調査者の記載を尊重し, できるだけ原文どおりにした。以下同様である。

し、酸性凝灰岩⁹⁾及び玄武岩質凝灰岩を挟んでいる。

試掘井仁賀保AK-1のデータによれば、本層は、深度約3,177.5-3,432m間で褐灰色一暗褐灰色泥岩及び硬質泥岩からなり、白灰色泥質凝灰岩を挟む。凝灰岩は数層準に挟まれているが、そのうち比較的厚いものが、深度約3,364-3,385m、約3,345-3,355m及び3,250-3,260mで見られる。

かんらん石普通輝石ドレライト (Do), 金浦町金浦AK-1 試掘井深度2,609m付近 KS 80 AK 1 (第III図版1)

主成分鉱物：斜長石・普通輝石・かんらん石・鉄鉱

斜長石は曹灰長石に属し、大きさ0.2-1.5mm, 累帯構造を示す。普通輝石は大きさ0.1-2.5mm, 新鮮である。かんらん石は大きさ0.2-2.0mm, 緑泥石・鉄サボナイトに変質して仮像をなし、普通輝石に比し少量である。鉄鉱は大きさ0.1-0.8mmである。これら鉱物はオフィティック組織をなす。

上記の岩石の化学組成は第7表のとおりである。

第7表 青沢層のかんらん石普通輝石ドレライト (Do) の化学組成

SiO ₂	50.25	MnO	0.18	P ₂ O ₅	0.42
TiO ₂	1.44	MgO	6.41	H ₂ O ⁺	2.53
Al ₂ O ₃	14.80	CaO	9.92	H ₂ O ⁻	2.08
Fe ₂ O ₃	4.92	Na ₂ O	2.50	Total	100.13
FeO	4.30	K ₂ O	0.38		

分析：大森真子

層位関係 青沢層より下位の地層まで掘った試掘井がないので、はっきりしない。

化石 試掘井金浦AK-1のデータによれば、深度約2,256-2,600m間に挟まれる泥岩中から *Bulimina* sp., *Haplophragmoides* spp., *Martinottiella communis*, *Martinottiella* sp. など有孔虫化石を産出し、砂質種が優勢である。なお、深度約2,070m付近から *Globorotalia sciula Praescitula* を産する。試掘井仁賀保AK-1のデータによれば、深度約3,200mから *Globorotalia miozea*, *Globigerina* cf. *norcrossi* などの石灰質種が検出される。これら有孔虫化石から、青沢層は秋田県男鹿半島の西黒沢層に対比される。

III. 3 女川層

おんながわ
女川層 (命名：古くは男鹿半島に模式的に発達する珪質頁岩に対して、大橋 (1918, MS)・外山 (1925) が「女川珪質頁岩層」、大橋 (1930) が「女川珪質頁岩」と呼んだ。その後、千谷 (1930) によって女川層と命名された。)

女川層は、青沢層を被覆して、本図幅地域東部の地下に分布し、主として硬質泥岩からなる。

模式地 秋田県男鹿半島南岸女川付近一帯で、本図幅地域内では試掘井金浦AK-1の深度1,505-2,070m間及び試掘井仁賀保AK-1の深度2,465-3,177.5m間で見られる。

9) 原調査者の記載から推定した。

分布及び層厚 本図幅地域東部の地下に分布している。試掘井のデータによれば、地下深度1,000-4,000mに潜在している。層厚は450-650mである。女川層の最大層厚は、池辺（1962）によれば、横手市付近で800m以上に達する。

岩相 女川層は主として硬質泥岩からなり、酸性凝灰岩・砂質凝灰岩及びときに砂岩を挟む。大小の泥灰岩（石灰質-苦灰質）の団塊を有する。ときに砂岩を挟み、硬質泥岩との互層をなす。本層の上部は、いわゆる硬（女川岩相）軟（船川岩相）互層をなす。

硬質泥岩は珪質で、非常に明瞭な板状層理を有し、凝灰質砂岩及び酸性凝灰岩を挟む。この板状層理は数cm単位で頻繁に繰り返す白黒の縞状構造による。黒色部は暗灰色-帯褐色の緻密、堅硬な泥岩及び珪質の頁岩からなる。珪質の頁岩は非常に微細な葉理を示し、ときに無葉理の燧石レンズを挟む。白色部は黒色部に比べてやや粗粒で、やはり微細な葉理を有し、風化が進むと灰白色を示し、やや凝灰質である。白黒の両端は風化部では非常に対照的な色調を示す。板状あるいは角片状の破片に砕けやすく、割れ口は貝殻状断口を示す。酸性凝灰岩及び砂質凝灰岩は灰白色-白色、軟弱、軽石質、ときに砂質である。

試掘井金浦AK-1のデータによれば、深度1,505-2,070m間に潜在し、暗灰色-褐色頁岩に凝灰岩・凝灰質砂岩・凝灰質泥岩及び泥灰質頁岩を挟む。1,730m付近から次第に硬くなり硬質頁岩となる。試掘井仁賀保AK-1のデータによれば、深度2,465-3,177.5m間に潜在する。深度2,832-3,177.5m間は白灰色シルト-砂質凝灰岩と暗褐色-黒褐色泥岩-硬質泥岩の互層からなり、下部は珪質泥岩（硬質）になっている。深度2,465-2,832m間は暗褐色-黒褐色泥岩-硬質泥岩を主とし、灰色砂質凝灰岩を挟む。

層位関係 本層は地表に露出していないので、下位の青沢層との関係は、本図幅地域内でははっきりしない。しかしながら、北東隣本荘図幅地域内及び南々隣酒田図幅地域内のデータから見て、整合と考えられる。

化石 女川層は大型化石に乏しく、有孔虫化石も貧困である。Sagarites chitani MAKIYAMA 及び魚鱗などが含まれている。試掘井金浦AK-1のデータによれば深度1,980-2,070m間で *Bulimina* sp. - *Hopkinsina* sp, などの石灰質種が優勢である。深度1,505-1,980m間で *Hoplophragmoides* spp., *Martinottiella communis*, *Bulimina* cf. *pupoides* などをわずかに産するが、全体に個体数が少ない。試掘井仁賀保AK-1のデータによれば、深度3,000-3,177.5m間で *Cribristomoides* spp., *Cyclammina* spp., *Praeglobulimina* cf. *pupoides* などが検出され、上位帯と比較すると、種類・個体数ともに劣勢である。深度2,140-2,980m（深度2,435mまで船川層）間は *Spirosigmoilinella compressa* zonule である。本帯は、*Spirosigmoilinella compressa* の出現によって上限が規制される。構成種は、上述の種のほか、*Martinottiella communis*, *Cribristomoides* spp., *Cyclammina* spp., *Globobulimina* and/or *Praeglobulimina*, *Goesella* sp., *Saccamina sphaerica*, *Hormosina globulifera* などの bathyal-abathyal fauna からなる。この帯中の深度2,560-2,700mには、上述の石灰質種のほかに、*Gyroidinoides* cf. *soldanii*, *Cassidulina* cf. *norcrossi*, *Praeglobulimina* cf. *pupoides* などが特徴的に産出し、秋田地域及び新潟地域で追跡できる。浮遊性有孔虫は、*Globigerina pachyderma*, *G.* spp., *Globoquadrina* spp., などがわずかに検出されるが、上位層からの落ち込みと判断する方が妥当である。

Ⅲ. 4 船 川 層

船川層（命名：男鹿半島で大橋（1918, MS）・外山（1925）が「船川黒色頁岩層」と呼んだ。その後、千谷（1930）によって船川層と命名された。）

船川層は、女川層を被覆して、本図幅地域東部の地下に分布し、主として暗灰色泥岩からなる。船川層は女川層と同様に、秋田油田第三系の代表的地層である。船川層を構成するものはいわゆる「黒色頁岩 (black shale)」, 女川層のものは「硬質頁岩 (hard shale)」と呼ばれている。

模式地 秋田県男鹿半島南岸船川付近一帯で、本図幅地域内では試掘井金浦AK-1の深度961-1, 505 m間及び試掘井仁賀保AK-1の深度1, 697-2, 465m間で見られる。

分布及び層厚 本図幅地域東部の地下に分布している。試掘井のデータによれば、地下深度500-3, 300 mに潜在している。層厚は500-700mである。船川層の最大層厚は池辺（1962）によれば、秋田県大曲市西方から和田盆地付近であって、1, 600mに達する。

岩相 船川層は主として暗灰色泥岩からなり、酸性凝灰岩・砂質凝灰岩及びときに砂岩を挟む。暗灰色泥岩は塊状、無層理で、粘土質ないしシルト質である。新鮮な部分は黒色—暗灰色であるが、風化すると灰白色—黄白色となり、5-10cmの不規則な塊状、又は2-3cmのもろい小角片に割れる。その露出面は硫黄状粉末に覆われていることがある。酸性凝灰岩は灰白色—白色、軟弱、軽石質、ときに砂質である。

試掘井金浦AK-1のデータによれば、深度961-1, 505m間に潜在し、深度961-1, 000mは灰白色軽石質凝灰岩である。1, 295mまでは凝灰岩・砂質凝灰岩及び細—中粒砂岩と暗灰色泥岩の互層で小礫を有する。下部では泥岩が凝灰質になってくる。1, 505mまでは暗灰色凝灰質頁岩からなり、細—中粒砂岩・凝灰岩・砂質凝灰岩及び若干の泥灰岩を挟む。

試掘井仁賀保AK-1のデータによれば、深度1, 697-2, 465m間に潜在する、深度2, 435-2, 465m間は灰色凝灰岩（下部七座）からなり、2, 205-2, 435m間は暗褐色灰色泥岩に砂質凝灰岩を挟む。1, 720-2, 205m間は緑灰—白灰色砂質凝灰岩及び細—粗粒砂岩からなり、暗褐色灰色泥岩を挟む。1, 697-1, 720 m間は白灰色砂質凝灰岩からなる。

層位関係 下位の女川層との関係は、すべて試掘井データであるので、はっきりしない。しかしながら、北東隣本荘図幅地域内での関係から考えて、整合であろう。

化石 船川層は、大型化石に乏しく、まれに軟体動物化石を認めるにすぎない。海綿の*Sagarites chitanii* MAKIYAMAは、比較的普通に含まれている。放散虫や珪藻化石は、女川層に比べると少ないが、これに反して有孔虫化石が多くなる。

試掘井金浦AK-1のデータによれば、深度961-1, 505m間は *Cyclamina japonica*-*Martinottiella communis* zonule で代表され、*Haplophragmoides* spp., *Martinottiella communis*, *Cyclamina japonica*, などの砂質有孔虫が優勢であるが、個体数が少ない。なお次のように分けられる。961-1, 280 mはN. F. -P. F. で産出個数が少ない。1, 410-1, 505m間は *Spirosigmoilinella compressa* subzonule で、個体数が非常に少ないが、*Spirosigmoilinella compressa* を特徴的に産出する。

試掘井仁賀保AK-1のデータによれば、深度2,140-2,465m間は *Spirosigmoilinella compressa zonule* に属している。1,720-2,400m間は *Cyclamina* spp. -*Martinottiella communis zonule* で代表される。この帯は砂質種を主体とする bathyal fauna により構成され、産出頻度も全般的に少なく、N. F. が多い。neritic fauna 及び浮遊性有孔虫は、上位層からの落ち込みと考えられる。

III. 5 天 徳 寺 層

天徳寺層（命名：大村（1926）、その後、渡辺（1932）によって「天徳寺灰色頁岩」、大塚（1936）により「天徳寺砂質頁岩層」と呼ばれた。）

天徳寺層は、船川層を被覆して、本図幅地域東部に分布し、主としてシルト岩からなる。本層は女川層と船川層が広域斉一相を示すのに比べ、その堆積相が地域的变化に富んでいる。

模式地 秋田市天徳寺付近で、本図幅地域内では仁賀保町小国東方院内油田付近一帯でよく見られる。

分布及び層厚 西目町出戸南方から仁賀保町白浜・琴浦東方・院内油田・桂坂油田などを経て、象潟町横岡東方に至る地区に露出している。なお、試掘井データによれば、本図幅地域東部の全域の地下深度0-2,300mに潜在している。層厚は400-1,200mである。大局的に見て、東西方向及び南北方向に層厚が変化している。西部地区では400-900mであって、北から南に向かって800-900mから400-500mへと次第に薄くなる。中部地区では500-1,200mであって、南北方向に変化している。東部地区（地表に露出している地区）では700-1,000mであって、南北方向にも変化している。また、一部地区では背斜部よりも向斜部が厚い傾向を示す。天徳寺層の最大層厚は、1,500m内外であって、北東隣本荘図幅地域・その北隣羽後和田図幅地域及び更に北隣秋田図幅地域の日本海沿岸沿いからその沖の地域一帯である。

岩相 天徳寺層はシルト岩を主とし、砂岩・酸性凝灰岩及び砂質凝灰岩を挟んでいる。シルト岩は青灰色—暗灰色、塊状で風化すると、不規則な塊状に割れ、船川層のように細片化しない。砂岩は暗灰色—青灰色、細粒—中粒、軟弱、しばしば斜層理を示す。本岩はシルト岩と互層をなし、ときに薄層として挟まれる。一部地区では本層の中部に多い。また、上部に行くに従い多くなり、笹岡層中の砂岩と区別できなくなる。酸性凝灰岩及び砂質凝灰岩は、灰白色—白色、軟弱、軽石質、ときに砂質である。2層挟まれていて、厚さ数10cm-2mである。

試掘井金浦AK-1のデータによれば、深度264-961m間に潜在している。深度405-961m間は、下部では中—粗粒石英砂岩・凝灰岩・軽石・灰色—暗灰色泥岩の互層からなり、小礫及び泥灰岩を挟む。上部では中—粗粒石英砂岩を主とし、軽石・灰色シルト岩の互層からなり、凝灰岩及び小礫を挟む。深度264-405m間は、下部が灰色砂質シルト岩、上部が細礫・砂岩・軽石及び灰色砂質シルト岩の互層からなる。

試掘井仁賀保AK-1のデータによれば、深度589-1,697m間に潜在している。深度1,543-1697m間は、暗褐色泥—シルト質泥岩を主とし、灰色砂質凝灰岩を挟む。732-1,543m間は、細—粗粒砂岩・白灰色砂質凝灰岩・白灰色泥質凝灰岩と暗灰色泥岩・凝灰質泥岩の互層からなる。589-732m間は、緑暗灰色シルト質泥岩を主とし白灰色軽石を挟んでいる。

層位関係 下位の船川層との関係はすべて試掘井のデータであるので、はっきりしない。しかしながら、北東隣本荘図幅地域内での関係から見て、整合（一部不整合）であろう。

化石 天徳寺層は、船川層に比較して全般的に化石が多くなり、肉眼的にもよく識別される。軟体動物化石を多産する¹⁰⁾（第3表）。海綿化石の *Sagarites chitanii* MAKIYAMA は、本層の下部及び中部に産する。下部から上部に行くに従い少なくなり、上部で全く認められない。ウニの *Linthia nipponica* YOSHIWARA がしばしば含まれる。有孔虫化石を多産する（第8表及び第21図）。

試掘井金浦AK-1のデータによれば、深度280-960m間は、*Cassidulina kasiwazakiensis-Uvigerina akitaensis* zonule で代表され、*Cassidulina* spp., *Uvigerina* spp., *Cibicides pseudoungerianus*, *Eponides unbonatus*, *Augulogerina kokozuraensis*, *Quinqueloculina* spp.などを産出し、下部では *Bulimina auriculata*, *Nonion pompilioides*, *Haplophragmoides* spp.などを産出し始め、このzonuleは更に次のsubzonuleに分けられる。760-960m間は *Bulimina auriculata-Haplophragmoides* sp. subzonuleで、*Bulimina auriculata*, *Nonion pompilioides*, *Uvigerina* spp.などの深海性石灰質有孔虫に *Haplophragmoides* spp., *Martinottiella communis*, *Goesella* sp.などの砂質有孔虫が産出し、混合群集を示す。

試掘井仁賀保AK-1のデータによれば、深度960-1,700m間は、*Praeglobobulimina* cf. *pupoides-Cribrostomoides* spp. zonuleで、左記の種のほか、*Bulimina nipponica*, *Melonis pompilioides*, *Bolivinita quadrilatera*, *Martinottiella communis*, *Cyclammina* spp., *Miliammina echigoensis*などの bathyal fauna は、深度1,100m付近で急激に減少する。浮遊性有孔虫は、本帯中の深度960-1,100mに多産する。構成内容は、*Globigerina bulloides*, *G. pachyderma*, *G. quinqueloba*, *Globigerinita glutinata*, *G. uvula*, *Globoquadrina* spp., *Globorotalia inflata* などである。*Globoquadrina* spp. が非常に多く産出するのが特徴で、また、深度1,080mに *Globorotalia tumida* が産する。深度1,120m以深の浮遊性種は減少するが、深度1,280-1,640mに *Orbulina universa* を、深度1,280-1,400mに *Globorotalia* sp. A (*G. ikebei*) を産する。深度600-940m間は、*Cassidulina yabei-Uvigerina* spp.-*Pararotalia nipponica* zonule である。構成種は、後述の笹岡層の項で述べる上位群とほとんど変わらないが、neritic fauna が優勢になること、下部に *Pararotalia nipponica*, *Ammonia beccarii*, *Pseudorotalia gaimardii*, *Plectofrondicularia* sp.などの shallow fauna が新たに出現し、わずかではあるが、砂質種を伴うことで上位群と区別される。浮遊性有孔虫も上位群とほぼ同じで、深度840m付近より産出頻度が減少する。深度600-680mにno. 2 *Globorotalia inflata* horizon が認められる。

III. 6 笹 岡 層

笹岡層（命名：大村（1928）、その後、渡辺（1932）によって「笹岡砂質頁岩」と呼ばれた。本層は藤岡ほか（1969）によって再定義された。）

笹岡層は、天徳寺層を被覆して、本図幅地域東部に分布し、主として砂岩及び砂質シルト岩からなる。

模式地 秋田市笹岡付近で、本図幅内では仁賀保町白浜東方の沢で見られる。

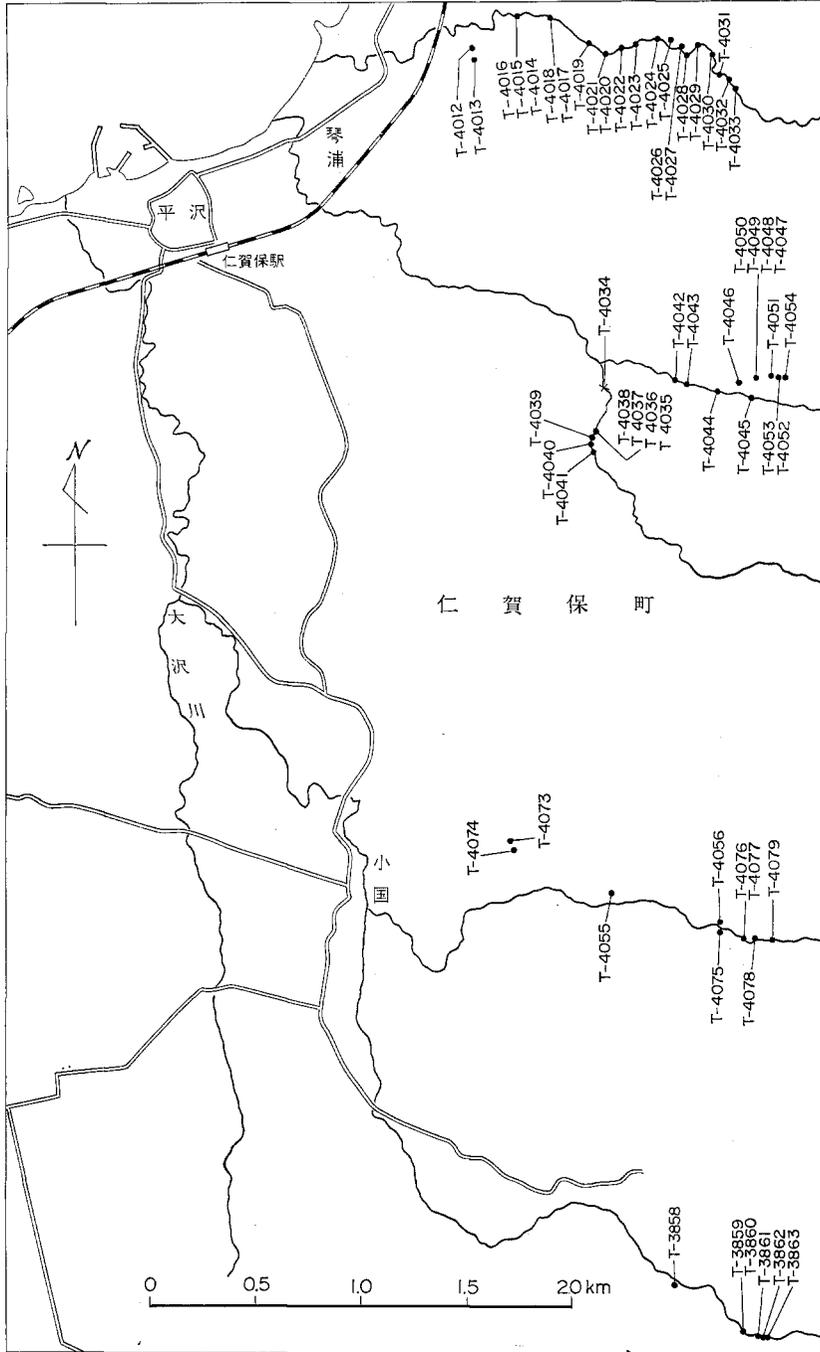
10) 高安（1969）は貝類化石群により秋田油田地域の新第三系層序をまとめている。

第8表 天徳寺層及び笹岡層中の

地層名	←小国東方→				←室沢						
	下天	上六	下天	下天	下天/笹岡層						
ZONULE	N. F.	Uvi.lb	N. F.	Uvig. lb	Uvige. lb~Bucc. fri.						
FAUNA	T-3858 T-3859 T-3860 T-3861	T-3862 T-3863	T-4075	T-4076 T-4077 T-4078 T-4079	T-4034 T-4035 T-4036 T-4039	T-4040 T-4041	T-4042 T-4043	T-4043	Bucc. fri.	P. F.	Buc. fri.
									El. 4	N. F.	El. 4
<i>Radiolaria</i>	R		R	C	C		A	C	C		
<i>Globigerina</i> spp.				1	4	9					
<i>Globigerina bulloides</i>				2	20		2		1	15	
<i>Globigerina foliata</i>				6			17		1		
<i>Globigerina pachyderma</i>		1					8 30	2	1		
<i>Cassidulina japonica</i>										18	
<i>Epistominella pulchella</i>		77		3	27	1	4 5 8			2	
<i>Robulus</i> spp.		1									
<i>Uvigerina yabei</i>				1							
<i>Uvigerina akitaensis</i>		25		1	21	330	2 30 1		3	63	
<i>Bulimina pupoides-auriculata</i>		1									
<i>Uvigerina</i> cf. <i>nitidula</i>		16		1	11	300	2 5 11 3		3	66	
<i>Cassidulina</i> cf. <i>margareta</i>				1			1 23			18	
<i>Cassidulina yabei</i>							1				
<i>Cassidulina kashiwazakiensis</i>		11		19			3 15 54 1		5	3	
<i>Cassidulina subglobosa</i>				1	2		2 1				
<i>Angulogerina kokozuraensis</i>		12		17			2 58		3	15	
<i>Cibicides pseudoungerianus</i>						5				6	
<i>Dentalina</i> sp.											
<i>Pullenia apertula</i>				21	20		6			6	
<i>Cibicides ungerianus</i>											
<i>Elphidium fax barbarensis</i>											
<i>Elphidium jenseni-advenum</i>											
<i>Rotalia japonica</i>											
<i>Rotalia papillosa</i>											
<i>Elphidium crispum</i>							1			1	
<i>Elphidium yabei</i>							4 19				
<i>Elphidium hughesi foraminosum</i>											
<i>Cibicides lobatulus</i>											
<i>Cibicides</i> cf. <i>reflugens</i>				1							
<i>Buccella frigida</i>							2 6 21			2	
<i>Lagena</i> spp.											
<i>Valvulineria sadonica</i>						77	1				
<i>Nonion manpukujiense</i>											
<i>Pseudononion japonicum</i>											
<i>Guttulina</i> spp.											
<i>Discorbis brady</i>											
<i>Bulimina marginata</i>											
<i>Quinqueloculina</i> spp.											
<i>Hanzawaia nipponica</i>											
<i>Entosolenia</i> spp.							2				
<i>Bolivina robusta</i>							13	1			
<i>Eponides umbonatus</i>											
<i>Nonion pompilioides</i>										21	
<i>Karreriella bacata</i>											

有孔虫化石及び珪藻化石

東方 上部 天徳寺層				両前寺東方			
N. F.	P. F.	N. F.	Epi-Buc. fri.	N. F.~(P. F.)	Uvige.lb Cass. 6	N. F. (P. F.)	Uvige. lb-Cass. 6 Bucc. frigi.
T-4044 T-4046 T-4045	T-4047	T-4048 T-4049 T-4050 T-4051 T-4052 T-4053	T-4054	T-4012 T-4013 T-4014 T-4015 T-4017 T-4018	T-4019 T-4020 T-4021 T-4022	T-4023 T-4024 T-4025	T-4026 T-4027 T-4028 T-4029 T-4030 T-4031 T-4032 T-4033
CCC		C C R	C	C R			C C C C R
			20		15 300		1 1 30
	1		5 32 14	1	16 325 1 20 44 342 2 25 70 335	1	15 15 1 10 26 35 25 5 30 27 320 300 17 6 70 35
					18		15 5
			25		2 2		30 165 1
					17 6		15 25 34 3 44 35
	1		17 1 20	1	7 5 2 8 76 15		5 10 6 1 12 10 5 25 5 62 68 27 1 2 3 65 310 158 40 154 62
			1		5 1 1 1 12 6 35 30		1 10 24 22 25 10 59 3 122 20 10 5 5 1 5
			1 3		1		1
			1 6 66 1		5 3		1 10 10 3 2 70 10
			46 1		53 5 6		5 15 5 20 1 10 5 12 4
					1		4 2
			10 10				1 20 5 2
							4 5



第 21 図 天徳寺層及び笹岡層中の有孔虫化石及び珪藻化石採集地点



第22図 仁賀保町横根北東方約1.0kmの道路沿いの西目層 (Ns) の露頭

分布及び層厚 笹岡層は本図幅地域東部に分布し、西目町出戸東方から仁賀保町白浜東方・琴浦付近を経て同町上小国東方に至る地区に露出している。なお、試掘井データによれば、本図幅地域東部の全域の地下深度0-1,100mに潜在している。層厚は120-600mである。大局的に見て、東西方向に層厚が変化していて、西から東に向かって、西部地区で120-200m、中部地区で200-600m、東部地区（地表に露出している地区）で200-450mである。また、背斜部で薄く、向斜部で厚い。笹岡層の最大層厚は、池辺（1962）によれば、秋田市西方数kmの日本海の地下で800m以上に達する。

岩相 笹岡層は砂岩及び砂質シルト岩からなり、酸性凝灰岩及び砂質凝灰岩を挟む。ときに礫岩を伴う。砂岩は暗灰色—青灰色、細粒—中粒、軟弱であって、しばしば斜層理を示す。凝灰質及びシルト質のものがある。砂質シルト岩は青灰色—暗灰色、塊状、軟弱、非常に砂質なものからシルト岩と呼ばれるものまである。酸性凝灰岩及び砂質凝灰岩は灰白色—白色、軟弱、軽石質、ときに砂質である。厚さは数10cm-2mであって2—3層準に薄層として挟まれている。礫岩は下位層から由来する大小の礫を有し、分級淘汰が悪く、軟弱である。連続性に乏しく、特に基底部に局部的に見られる。

層位関係 下位の天徳寺層との関係は整合（一部不整合）である。

化石 天徳寺層以下の各層に普通に見られた海綿 *Sagarites chitanii* MAKIYAMA 及び底棲砂質有孔虫化石は認められない。本層中には普遍的に貝化石を多産し、いわゆる“大桑・万願寺動物化石群”（大塚, 1939）といわれる裏日本鮮新世の代表的な化石種が見られる。三土（1938）によれば、第9表に示すような貝化石を産する。なお、第2表に示したような有孔虫化石を産する（第21図）。

試掘井金浦AK-1のデータによれば、深度110-280m間（このうち本層は145-264m間）は *Rotalia* cf. *papillosa*-*Elphidium subgranulosum* zonule に属し、上記のほか、*Rotalia* cf. *beccarii*, *Siphogenerina raphana*, *Elphidium hughesi foraminosum*, *Nonion manpukuziensis*, *Guttulina* spp., *Buccella frigida* などの浅海種を産出する。

第9表 天徳寺層及び笹岡層中の軟体動物化石 (三土, 1938)

	平澤町 阿部館	平澤町 山刀研澤	平澤町 寺屋敷	院内村 小杉立	院内村 「タテモリ」
<i>Acila divaricata</i> (HINDS)	稀				
<i>Limopsis tokaiensis</i> YOKOYAMA		稀			
<i>Glycymeris yessoensis</i> SOWERBY	普	影		普	
<i>Pecten (Patinopecten) kurosawaensis</i> YOKOYAMA	稀	普			
<i>Pecten (Pallium) swiftii</i> BERNARDI	稀				
<i>Astarte borealis</i> (SCHUMACHER)		稀			
<i>Venericardia ferruginea</i> (CLESSIN)		稀			
<i>Lucina</i> sp.	稀				
<i>Cardium muticum</i> REEVE		稀			
<i>Cardium ciliatum</i> (FABRICIUS)		普		普	
<i>Mercenaria yokoyamai</i> MAKIYAMA	影	普			
<i>Spisula</i> sp.	普	普			
<i>Pandora (Kennerlia) pulchella</i> YOKOYAMA	稀				
<i>Umbonium (Suchium) akitanum</i> SUZUKI	影	普	稀	稀	稀
<i>Turritella fortilirata saishuensis</i> YOKOYAMA	普	影	普	普	
<i>Turritella fortilirata motidukii</i> OTUKA		普			
<i>Turritella fortilirata ogasimaensis</i> OTUKA (MS)		稀			
<i>Natica janthostoma</i> DESHAYES	影	普			
<i>Nassarius caelatus</i> (ADAMS)		稀			
<i>Lora ogurana</i> (YOKOYAMA)		普			

試掘井仁賀保AK-1のデータによれば、本層は深度252-589m間に潜在している。深度320m以浅は有孔虫化石を全く産しない。深度340-540m間は *Criboelphidium yabei-Sigmoilopsis schlumbergeri* zonule に属し、上記の種のほかに、*Buccella inusitata*, *Cribronion clavatum*, *Quinquolucina* spp., *Islandiella zaponica*, *Globocassidulina subglobosa*, *Trifalina kokozuraensis*, *Lagena* spp., *Lenticulina* spp., *Uvigerina* spp., *Hanzawwai nipponica*, *Gaudryina* sp., *Epistominella pulchella*, *Ammonia ketienziensis*, *Cibicides ungerianus*, *Cassidullinoides compacta*, *Pullenia apertula*, *Bulimina marginata*, *Karrerella baccata japonica* などを多産する。shallow 及び neritic fauna が混在している。浮遊性有孔虫は *Globigerina bulloides*, *G. pachyderma*, *G. quinquelaba*, *G. spp.* を多産し、*G. pachyderma* の殻の巻き方向は左巻きが優勢である。深度420-440m間に *Globigerina suber* を伴う no. 1 *Globorotalia inflata* horizon が認められる。

IV. 第四系

IV. 1 西目層

西目層（命名：三土，1938）

西目層は、笹岡層を被覆して、本図幅地域東部に分布し、主として砂岩からなる。

模式地 秋田県由利郡西目町で、本図幅地域内では仁賀保町横根北東方の崖でよく見られる。

分布及び層厚 西目層は本図幅地域東部に分布している。西目町出戸東方、仁賀保町横根北東から院内・馬場などを経て東畑に至る間、金浦町前川東方及び象潟町上狐森一帯から鳥ノ海・長坂・大境などを経て西中野沢一帯に至る間に露出している。なお、試掘井データによれば、本図幅地域東部全域の地下深度0-700mに潜在している。層厚は50-450mである。大局的に見て、背斜部で薄く、向斜部で厚い。

岩相 砂岩を主とし、輝石安山岩火砕岩・礫岩及び泥炭を挟んでいる。砂岩は暗灰色一灰白色、細粒一中粒、すこぶる軟弱、弱凝固であって、ときに凝灰質及び泥質のものがある。層厚0.5-5mの礫岩からなる薄層を基底部及び本層中に挟む。粗悪な泥炭の厚さ0.3m内外の薄層を伴う。ときに、灰白色一白色のすこぶる軟弱な酸性凝灰岩及び砂質凝灰岩と砂岩との互層が見られ、厚さ2m以下である。

層位関係及び化石 下位の笹岡層の浸食面を不整合関係で被覆する。湖成堆積物と考えられる。岩質及び下位層との関係などから見て、男鹿半島の鮪川層に対比される。

IV. 2 段丘堆積物

段丘堆積物は、本図幅地域内飛島の丘陵の上に分布していて、泥・砂及び礫からなる。

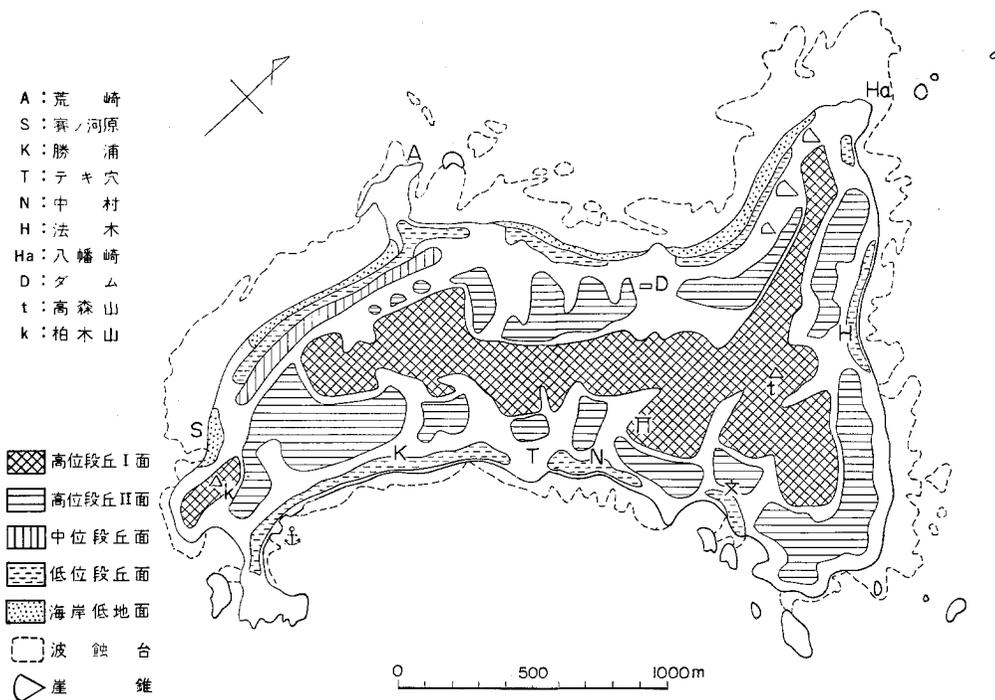
米地（1972）によれば、次の4面が識別される（第23図）。

高位段丘Ⅰ面は、海拔50-58mで、なだらかな小起伏を持つが、巨視的に見て平坦である。飛島の洋上に浮かぶ板のようなシルエットは、この面によって示されている。ほとんど全島の中央部を占め、分水界をなす。島の南端に近い勝浦一賽ノ河原間では、この面を欠く。高森山・柏木山などはいずれも台地面上の高まりで、この面はすべて海成段丘面と考えられる。

高位段丘Ⅱ面は、海拔40-45mで、ほぼ平坦な台地面でほとんど全島の周縁部に発達している。前述の高位段丘Ⅰ面と併せると、島の面積のほとんど大部分を、この高位段丘群で占められることになる。開析谷の発達が良いことなどとともに、高位段丘Ⅰ面と類似する点が多い。

中位段丘面は、海拔25m前後で、飛島西南部海岸にのみ発達する。平坦であり、上位の面とは明瞭な急斜面で分かれ、下位の面に更に明確な段丘崖をもって臨んでいる。露頭がないためはっきりしないが海成段丘であることは明らかである。

低位段丘面は、海拔4-5mで、勝浦・中村及び法木の3部落はすべてこの面上に位置している。西海岸荒崎付近において明らかなように、かつての波食面が台地化したものである。



第23図 飛島の段丘面分布図 (米地, 1972)

本地質図幅では高位段丘群のみ示し、第三系の地質を分かり易く表現するため、中位段丘及び低位段丘を省略した。

IV. 3 鳥海火山噴出物

鳥海火山噴出物は、新第三系及び西目層を不整合に被覆して、本図幅地域東端部及び南端部に分布し、安山岩溶岩・同質火砕岩及び火山岩屑からなる。本図幅地域内には鳥海火山の北西端部がわずかに分布するにすぎない。

本図幅地域南端部にわずかに分布しているものは、柴橋ほか (1972) によれば、「東から西に向かって、稲倉岳溶岩・霊峰溶岩及び三崎溶岩である。鳥海火山噴出物は下位から第Ⅰ期鳥海初期火山体・第Ⅱ期西鳥海火山体・第Ⅲ期猿穴火山体及び第Ⅳ期東鳥海火山体に分けられ、稲倉岳溶岩及び霊峰溶岩は第Ⅱ期に、三崎溶岩は第Ⅲ期に属する。稲倉岳溶岩は含角閃石かんらん石複輝石安山岩(下部は複輝石安山岩)である。霊峰溶岩は含かんらん石角閃石複輝石安山岩(下部は含角閃石かんらん石複輝石安山岩)である。三崎溶岩は含かんらん石複輝石安山岩(一部複輝石安山岩)である」という。

象潟町小滝奈曽の白滝及びその下流には、安山岩溶岩及び火砕岩が分布している。安山岩溶岩は奈曽の白滝を構成していて、暗灰色、緻密、堅硬、斑状、新鮮であって、輝石及びかんらん石の斑晶が点在している。火砕岩は凝灰角礫石を主とし、火山礫凝灰岩及び火山角礫岩を伴っている。これら火砕岩は、

拳大（ときに牛頭大）の暗灰色、斑状、新鮮な本質火山岩塊を火山礫を有する凝灰質物質が充填している。一般に角礫と基質との境は明瞭であって、膠結度がやや良い。後述の小滝泥石流堆積物のもは、膠結度が悪く、この点で区別できる。この火砕岩は、柴橋ほか（1972）による第Ⅰ期に属するものである可能性がある。

本図幅地域東端部には火山岩屑が分布しているが、試掘井のデータによれば、薄いものである。本地質図幅ではごく薄いものは省略し、下位の新第三系及び西目層として表現した。

代表的岩石を鏡下で見ると、次のとおりである。

かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Cv)，象潟町小滝奈曾の白滝 KS 80031（第Ⅲ図版2）GEMS 登録番号 R20886

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・かんらん石・角閃石

斜長石は中性長石―曹灰長石に属し、大きさ0.3-2.5mm、累帯構造及び虫食状構造を示す。

普通輝石及び紫蘇輝石は、大きさ0.2-1.5mm、新鮮である。紫蘇輝石の周りに、細粒単斜輝石が認められることがある。前者は双晶を示すことが多い。かんらん石は、大きさ0.2-1.5mm、割目が多く、新鮮である。角閃石は、大きさ0.5mm以下、完全にオパサイト化しているものが多い。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス

毛氈状組織

上記の岩石の化学組成は第10表のとおりである。

第10表 鳥海火山噴出物のかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Cv) の化学組成

SiO ₂	56.61	MnO	0.15	P ₂ O ₅	0.21
TiO ₂	0.93	MgO	4.25	H ₂ O ⁺	1.07
Al ₂ O ₃	17.07	CaO	6.46	H ₂ O ⁻	0.67
Fe ₂ O ₃	3.38	Na ₂ O	3.21		
FeO	4.16	K ₂ O	1.95	Total	100.12

分析：大森貞子

IV. 4 小滝泥石流堆積物

小滝泥石流堆積物は、本図幅地域南部の本郷南東から小滝市街、大境にかけて奈曾川の両側に分布し、天徳寺層・笹岡層・西目層及び鳥海火山噴出物を覆うが一般に露出に乏しく、観察地点は限られる。本堆積物は鳥海火山起源の古期泥石流堆積物であると考えられる。

小滝市街から西にかけては、比高約20m、直径50-100mの泥流丘地形が認められるが、後出する象潟泥石流堆積物の分布地域に比べて、泥流丘の形態は不明瞭で、その内部構造はうかかえず、また単位面積当たりの数も少なく、地形変化に乏しい。

小滝市街西の道路切り割りにおいて観察される本堆積物は、直径1m前後の安山岩の火山岩塊を主にし、よく淘汰された黄褐色の砂若しくは火山灰によって埋められている。砂若しくは火山灰の多い部分は、層厚約3mで傾斜していることが認められ、泥流の堆積が2回以上にわたって行われたことを示している。

堆積物の上部には、現地形に沿って層厚70-120cmの褐—赤褐色の細粒火山灰が認められ、最上部は土壌化している。

本堆積物の層厚は野外において確認されないが、試錐井のデータによれば¹¹⁾、0-50m、西方では20m以下、ほかの所で20-50mである。

IV. 5 古期扇状地堆積物

本堆積物は、図幅地域南西隅の奈曾川南岸の台地に認められる。小河川によって解析された扇状地形を示す。

扇状地堆積物は直径50-80cmの安山岩の円—亜円礫が大部分であり、直径5-10cmの円—亜円礫及び砂が基質となって淘汰良好である。これら円礫及び亜円礫は、鳥海火山噴出物に属する安山岩である。堆積物の上部100-150cmの間は風化して褐色となり、細粒の粘土質土壌となっている。層厚は3.5-20mである。

IV. 6 古期砂丘堆積物

古期砂丘堆積物は本図幅地域内の現在の海岸線より東方、すなわち内陸側に分布し、新第三系・西目層・古期扇状地堆積物などを覆っている。この分布は、象潟泥流堆積物の堆積する前の海岸線に沿って分布していたものと考えられる。この海岸線は本地域北部の出戸・白浜の現海岸線付近から横根を通り、そこから南西方向に向かって前川に至り、更に南に折れて立石に至っていたものと考えられる。横根—前川間は象潟泥流堆積物により、前川—立石間も同様に判然としない。最も大規模に見られる横根においては、現在の海岸線より約4km内陸に相当する。本堆積物の分布は象潟泥流堆積物によって分断され、北部では西目町出戸南方約1.5km付近から仁賀保町横根付近と、南部では象潟町上狐森から西中野沢に至る間に分布する。

横根においては西目層の細粒砂岩を覆っているのが観察される。層厚約4mの西目層の上部は褐色粘土化し、古期砂丘堆積物との間の一部には層厚10cmの泥炭が認められる。古期砂丘堆積物は層厚約12mで、やや固結した砂からなり、斜層理を示す、地表から2mの所に層厚20cm前後の腐植混じり砂層が認められる。泥炭は学習院大学木越邦彦教授により7,700±210年B. P. (GaK-7096)と年代決定された。泥炭の花粉分析結果は第11表のとおりであり¹²⁾、その植生については以下のとおり推定された。

樹木の花粉は非常に少なく広葉樹花粉の *Lepidobalanus* や *Alnus*, *Corylus*, *Fagus*, *Tilia* がわずかに検出されただけであった。これに対して草本花粉の割合が高く、合計で68.0%検出された。主なものとして *Artemisia* が37.0%、*Gramineae* が29.0%検出された。

羊歯類孢子は合計で21.0%検出された。そのほとんどは *Monoletes* spore であり20.0%検出された。

したがって古植生は *Artemisia*, *Gramineae*, 羊歯類の生育する草地在り推定される。

11) 試錐井のデータでは西目層に属する輝石安山岩火砕岩・本泥流堆積物と古期扇状地堆積物が区別されていないのはっきりしないが、最大60-70m、恐らくそれ以下と推定した。

12) バリノ・サーヴェイ株式会社、徳永重元・大嶋秀明・伊藤良永・河西 学氏による。

第11表 古期砂丘堆積物基底泥炭層の花粉分析表(%)

Σ AP-1	0
<i>Alnus</i>	1.0
<i>Corylus</i>	1.0
<i>Fagus</i>	1.0
<i>Lepidobalanus</i>	5.0
<i>Tilina</i>	1.0
Σ AP-2	9.0
Σ AP	9.0
<i>Artemisia</i>	37.0
Cicnoriodeae	1.0
Gramineae	29.0
Cyperaceae	1.0
Σ NAP	68.0
Tricolpata pollen	1.0
Tricolporate pollen	1.0
Σ FP	2.0
Osmundaceae	1.0
Monolete	20.0
Σ FS	21.0
Σ Pollen and spores (N)	100

上位の腐植混じり砂層は5,740年B. P. (GaK-7095) と年代決定された¹³⁾。

南部の上狐森から西中野沢にかけて、本堆積物はほぼ鉄道の西寄りに分布し、関の東方台地上では海拔80m付近にも認められる。層厚は5-10数mで、砂の性質も横根付近と大差はないが、64.5m三角点東方約150mにおいては、古期砂丘堆積物の最上部は褐色土壌となり、その上位はより新期の斜層理を示す砂丘堆積物により覆われている。

IV. 7 象潟泥流堆積物

象潟泥流堆積物は、南東隣鳥海山図幅地域内の鳥海山爆裂火口から発生したもので、北及び北西方向に流れ下り、本図幅地域内で最も広い面積(約70km²)を占めて分布している(第24図)。本図幅地域内の象潟泥流堆積物は、白雪川沿いに仁賀保町平沢付近に向かってほぼN-S方向に流れたものが主で、象潟町横岡から象潟町市街地方向へ流れたもの(NW-SE方向)がそれに次いでいる。このため北方の秋田付近から南に続き、本地域においては白浜から上狐森・立石・関と連続する古い海岸線、恐らく縄文海進時のスムーズな海岸線が乱されて、金浦・象潟の突的部が形成された。

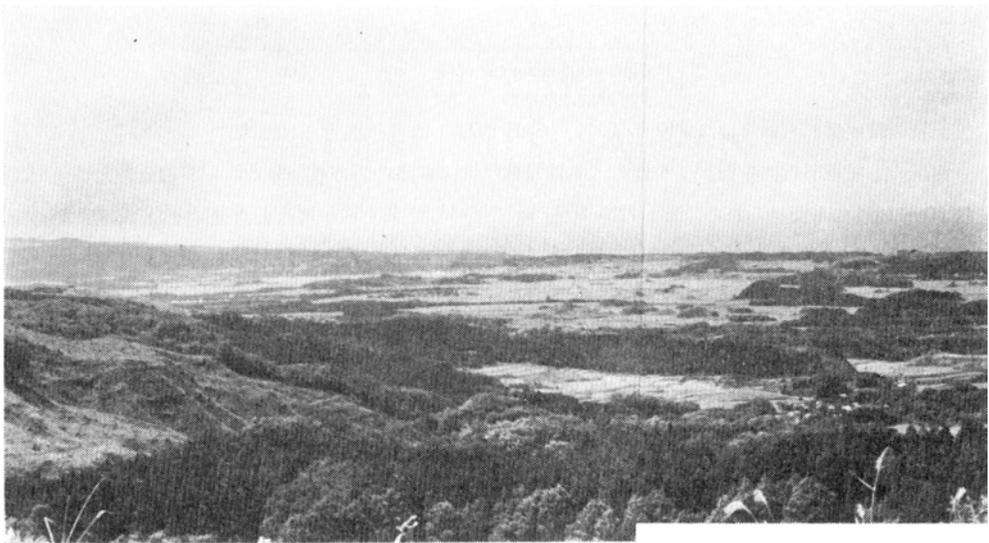
本堆積物の層厚は最大120mであり、試掘井のデータによれば、厚さは0-120mであって、ところにより厚さの増減が著しい。大局的に見て西部で薄く、東部で厚い傾向がある。西部では厚さ20-60m、と

13) 2コの試料は環境地質部山崎晴雄技官の採取、学習院大学木越邦彦教授の測定によるものである。資料を提供された同技官に感謝する。

第24図 桂坂油田東方の道路か



北側



南側

ころにより0-20mである。東部では厚さ50-120mである。平均の厚さは50m内外であって、総体積は約3.5km³である。本図幅地域内の西部及び北部の泥流堆積物の末端に多くの泥流丘（“流れ山”）が見られる。特に平沢—金浦一帯では、ドーム状小丘が多数見られる。個々の大きさは比高45m以内で径400m以内である。

象潟泥流堆積物は上述の泥流丘（流れ山）と、火山灰・泥及び岩屑を主とする基質からなる（第25図）。

ら象潟泥流堆積物を望む



泥流丘は辻村・木内（1936）によれば高さは数-20cm，長さ50-350m，幅30-200mを普通とし，ときに直径10mに満たない丘がある．更に泥流丘の分布について，“象潟では扇状に拡がり時に枝を分ち，大沼南側に於て5-7条の平行な帯として山頂方向より流下した事を示している”と述べているが，いずれも判然としない．

泥流丘の内部構造は，海食により平沢一金浦間の海岸，象潟の海岸によく現われ，また各地の採石場においてよく観察することができる．泥流丘の上には，“ローム層”が被覆していない．泥流丘はほとん

どが安山岩礫からなり、火山灰の基質を伴う。泥流丘を構成する安山岩は、ときに数-10数mの大岩塊であることが多いが、一般に1m以下で不規則な形態をしている。やや円磨されていることが多く、表面に削痕が観察される。巨大岩塊は末端部に多く、特に金浦町金浦北方の海岸によく見られる。しかし、巨礫も割目が多く破碎途上のものであろう。溶岩の表面構造や流理を残していることがしばしばで、多くのものが溶岩流からもたらされたものと考えられる。安山岩礫の中には気泡に富むものも少なくないが、軽石はまれである。変質した安山岩片も見られる。基盤をなす新第三系及び西目層の異質岩片は非常に少ない。礫の円磨度や粒度組成については一定の傾向が見られない。基質はローム化した火山灰と岩屑からなり、部分的に強く白色粘土化している。しかし、その分布に一定の傾向は見られない。

泥流堆積物の基質が観察される所は極めて少ない。金浦町前川では西目層を覆っているのが見られる。直径5-10cmの安山岩角礫を含む青灰色の凝灰質粘土からなり、杉の木片を含む。象潟町塵芥処理道路切り割りにおいてもほぼ同様の岩質であり、小枝が含まれていた。

象潟泥流堆積物の泥流丘はすべて火山灰・“ローム層”に覆われていないことから、その形成年代が新しいことと推察される。加藤（1977, 1978）は象潟町舟岡の泥流堆積物中から産した埋もれ木について2,570±100年B. P. (Gak-6588)、東隣矢島図幅地域内における仁賀保町釜ヶ台における泥流堆積物中から産した杉の大木から最外部をはぎ取って年代決定した結果を2,730±100年B. P. (GaK-6587)と報告し、泥流堆積物の形成年代を約2,600年前としてよいと考えた¹⁴⁾。

今回の調査において、象潟泥流堆積物に関連して年代決定された資料は以下の5例である。

1) 測定値：2,760±140年 B. P.

測定番号：GaK-9308

測定者：学習院大学木越邦彦



第25図 金浦町金浦駅東方約1.5kmの採石場の泥流丘 (Kv₃) の露頭

14) 横岡の水田に見られる斧あとのある大木の根の年代を参考までに年代測定したところ1,420±100年B. P. (Gak-6589)であったとのことである。

採取場所：仁賀保町冬師，扇谷地溜池排水路（矢島図幅地域内）

測定試料：地表下2mにある層厚約10cmの泥炭層中の小枝。泥炭層の上位は凝灰質粗粒一中粒砂岩，下位は60cmの黄褐色シルト¹⁵⁾

2) 測定値：2,990±100年 B. P.

測定番号：GaK-9309

測定者：1) に同じ

採取場所：1) の西約5m

測定試料：泥流堆積物中に含まれる直径約70cmの杉の大木の外側。

測定意義：東隣矢島図幅地域内の南由利原から冬師にかけて広く泥流が分布することは既に加藤（1977, 1978）によって述べられており，泥流は鳥海山から白雪川の谷壁を乗り越えて南由利原に流れ込んだとされる。この泥流堆積物中には杉の巨木が含まれ，既にその年代は2,730±100年B. P. (GaK-6587) とされている。2) の巨木もそれと関連する泥流堆積物中から産したものであり，1) は泥流堆積物を覆う湖成堆積物に由来するものである¹⁶⁾。

3) 測定値：3,940±150年 B. P.

測定番号：GaK-9310

測定者：1) に同じ

採取場所：象潟町横岡¹⁷⁾

測定試料：象潟泥流堆積物に含まれる巨木の根の外側。横岡においては水田管理の際に多くの倒木が出て現在も道路傍に積まれている。加藤（1977, 1978）はこれらに斧跡が見られると述べている。今回測定された資料は開田の切り割りに根が露出し，幹は泥流堆積物中に埋もれていた。

4) 測定値：3,250±150年 B. P.

測定番号：GaK-9311

測定者：1) に同じ

採取場所：仁賀保町前川

測定試料：西目層を覆う泥流堆積物の基底から約3m上に含まれていた杉の木片で表皮が認められた。

5) 測定値：2,430±110年 B. P.

測定番号：GaK-9312

測定者：1) に同じ

採取場所：象潟町上狐森，塵芥処理場道路切り割り。

測定試料：象潟泥流堆積物に含まれる直径約2cm，長さ約30cmの小枝，枝は枝元でもぎ取られた

15) 現地には仁賀保町院内，熊谷天治氏に御案内いただいた。

16) 泥炭の花粉分析はバリノ・サーヴェイ株式会社徳永重元・大嶋秀明・伊藤良永・河西 学氏によって行われた。それによるとTaxodiaceae 23.2%，Cryptomeria 53.6%と圧倒的にスギが多い。スギの変遷と移動に関しては晩氷期以降泥炭を主とする堆積物の花粉分析データから解明されつつある（塚田，1980）。これによると氷河期に若狭湾地域に逃避していたスギは晩氷期の温暖化によって生息地を拡大北上し秋田県女潟へは3,500-4,000年B. P. に根を下し始めた。この試料は2,760±140年B. P. であり，時代的にスギが移動した後の堆積物と考えられ，スギ属が圧倒的に多く検出されたものと思われる。

17) 以下の試料採取場所を地質図上に示す。

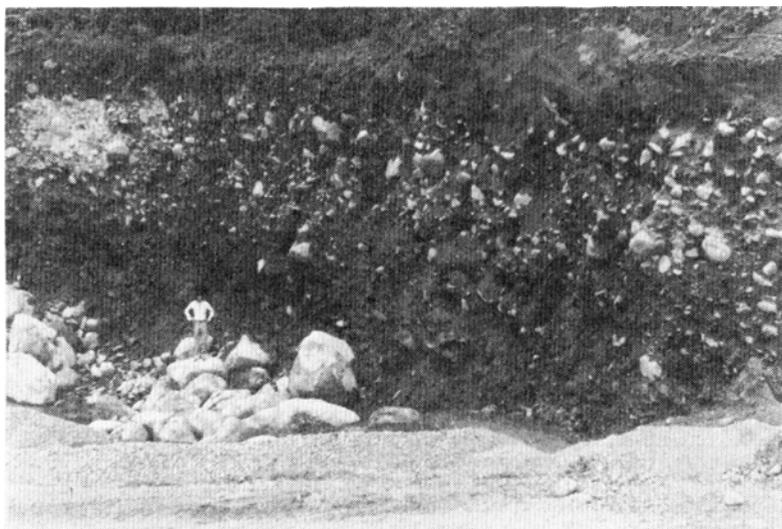
形を示す。

測定意義：4）及び5）は、象潟泥流堆積物からの採取試料であり、加藤（1977, 1978）の舟岡からの試料の2,570±100年 B. P. (GaK-6588)や、矢島岡幅地域内の3試料ともほぼ似た値を示している。3）は値が離れており、加藤（1977, 1978）の1420±100年B. P. (GaK-6589)とも考え合わせて、地質について更に検討を必要とする。

加藤（1977, 1978）は象潟泥流堆積物を約2,600年前に形成されたと推定した。今回加えられた資料によっても、その推定は大きく変わるものでないが、ここでは約3,000年前と考えることとする。本地域の遺跡分布図（秋田県教育委員会、1976）では、仁賀保・金浦町・象潟町において、象潟泥流堆積物の分布範囲内においては2例を除き縄文晩期土器、土師器及び須恵器の出土が知られる。例外の2例は、山田遺跡及び鹿島台遺跡であり、いずれも金浦町前川にあつて、“縄文土器片（中期）、住居跡”と記載されている。前川は象潟泥流堆積物の下位の西目層が露出している所であり、遺跡包含層の詳細な調査を今後必要とするが、現在のところ、泥流堆積物の時代については上記の推定に相反するものでない。

IV. 8 新期扇状地堆積物

新期扇状地堆積物は、本岡幅地域南西部白雪川沿いに分布し、扇状地地形を示す。本堆積物は直径0.1-2.0m、ときに2.0m以上の円礫一亜円礫が大部分であり、直径0.1m以下の円礫一亜円礫及び砂が基質となつていて、淘汰がすこぶる良好である（第26図）。これら円礫及び亜円礫は、鳥海火山噴出物に属する安山岩である。所々に、ほとんど砂からなる厚さ1.0m内外のレンズ状の挟みを有する。層厚は0-20mであつて、仁賀保町横森及びその南南東方から小出發電所南方に至る一帯では、厚く、10-20m若しくは20m以上¹⁸⁾である。末端部では3m以下である。



第26図 仁賀保町横森南西方の新期扇状地堆積物 (F₂) の露頭

18) 試掘井のデータでは象潟泥流堆積物と本堆積物とが一括されているのではっきりしないが、ところにより20m以上と推定した。

IV. 9 小 滝 層

小滝層（新命名）

小滝層は、象潟泥流堆積物などを被覆して、本図幅地域南東部に分布し、主として砂からなる。

模式地 象潟町小滝本郷付近一帯

分布及び層厚 象潟町小滝東方から本郷に至る間に分布している。層厚は2m以上である。試掘井のデータから見て、最大10m以下であろう。

岩相 本郷部落北端で見られる本層は、層厚130cmで粗粒と細粒の砂層の互層であり、ときに安山岩及び泥岩の礫を含み、極めて軟弱である。ほぼ水平の構造を示す（第27図）。

層位関係 下位の象潟泥流堆積物の凸凹面を不整合関係で被覆し、幾つかの泥流丘を埋め残している。本層を堆積させた堰止湖は奈曽川から排水されて消滅した。

IV. 10 象 潟 層

象潟層（新命名）

象潟層は象潟泥流堆積物の堆積後、現在の象潟市街の東から北にかけて生成し、文化元年（1804年）の地震によって隆起消滅した潟湖である象潟湖¹⁹⁾（平野ほか、1979）に堆積した地層であり、砂・シルト及び粘土からなる。象潟湖の発生については、約3,000年前の象潟泥流堆積物の堆積後であることは明らかであるが、文徳実録による嘉祥3年（850年）象潟陥没説で（村山、1978）は疑わしい。象潟湖の地震による地形変化については平野ほか（1979）、象潟層に含まれる軟体動物群から古環境の復原は渡部・



第27図 象潟町本郷付近の小滝層（Ks₁）の露頭

19) 渡部・佐藤(1980)は古象潟としている。

腹 足 類

Monodonta (*Monodonta*) *labio* (LINNÉ)
Lunella coronata coreensis (RÉCLUZ)
Stenothyra edogawaensis (YOKOYAMA)
Fluviocingula nipponica KURODA et HABE
Assiminea lutea japonica v. MARTENS
Cerithideopsisilla djadjariensis (K. MARTIN)
Batillaria zonalis (BRUGUIERE)
Batillaria multiformis (LISCHKE)
Batillaria cumingii (CROSSE)
Reishia clavigera (KÜSTER)
Reticunassa festiva (POWYS)
Cingulina cingulata (DUNKER)
Didontoglossa koyasuensis (YOKOYAMA)

二 枚 貝 類

Crassostrea gigas (THUNBERG)
Corbicula japonica PRIME
Trapezium (*Neotrapezium*) *liratum* (REEVE)
Meretrix lusoria [RÖDING]
Cyclina sinensis (GMELIN)
Ruditapes philippinarum (ADAMS et REEVE)
Macoma contabulata (DESHAYES)
Macoma incongrua (v. MARTENS)
Macoma sp.
Mya (*Arenomya*) *arenaria oonogai* MAKIYAMA

生 痕

Naticidae (?) gen. et sp. indet.
 Teredinidae (?) gen. et sp. indet.

佐藤 (1980) によって行われた。

分布及び層厚 本層は西目層・古期砂丘堆積物及び象潟泥流堆積物を覆い、金浦町前川から象潟駅南方に至る間の南北約5.5km、東西的1.0kmの分布を示し、大部分が象潟泥流堆積物の凸凹面上に堆積したものである。このため層厚の変化が激しく、1.0-18.4mである。既に渡部・佐藤 (1980) は5.0m、平野ほか (1979) は4.5mの層厚を確認している。一方蚶満寺南東約0.5kmにおける象潟島温泉試錐によると、地表下18.4mまで貝殻混じりシルトが続き、岩屑堆積物に達すると言う²⁰⁾。

岩相 前述の柱状図から見ると、砂及びシルトを主とし、粘土は基底部及び地表部に認められる。平野ほか (1979) のB-3では、層厚約0.5mの泥炭層が示されている。全般に貝殻が含まれており、平野ほか (1979) は地表下約1m、海拔約1mの2地点からの貝殻について920±100年B.P. (TH-201) 金浦町象潟湖北岸付近、870±100年 (TH-202) 象潟町象潟湖中央部の¹⁴C年代を報告している。これは

20) 試掘中であつた羽州観光開発K.K. 佐藤勝夫氏の御教示による。

象潟湖が象潟泥流堆積物の堆積以後に形成したと整合するが、象潟湖嘉祥年間生成説に疑問を差し挟む一つの根拠ともなる（平野ほか、1979）。

層位関係・化石及び環境変化 下位の象潟泥流堆積物・古砂丘堆積物及び西目層を不整合関係で被覆する。特に象潟泥流堆積物には、起伏に富んだ性状で接し、象潟層の中に泥流丘が埋め残されている。

本層の中には多くの軟体動物化石が含まれる。蚶満寺東方の水田の中を北東－南西に流れる水路（象潟川）では、岸は護岸されているが、川底には象潟層のシルトが露出し、多量の貝殻が認められる。ここではマガキ *Crassostea gigas* が密集直立してマガキ礁を形成している。

渡部・佐藤（1980）は象潟層から第12表の軟体動物化石を採取し、象潟湖の発生から消滅までの経緯を考察した。以下にその要約を述べる。

当時の海岸線を越えて海にまで流れ込み、多数の泥流丘を形成した象潟泥流堆積物の凹地に沿って、海水が入り込むような複雑な水域が最初形成された。この狭い水域は急速に埋積され、一部淡水化した所もあったが、大体同様な環境が維持された。3,000年 B.P. 前後の小海退から2,000年前後の海進に伴い、水域面積が拡大し、それに並行して象潟湖西岸が砂丘や浜堤によって閉塞され、象潟湖は完成期を迎えた。完成後の象潟湖は、地表下1m前後の部分に含まれる貝化石によって示されるように、非常に浅い状態が続いた。地表下約1m前後の貝殻の¹⁴C年代は1,000年 B.P. より若い。しかしこの上に約1mの堆積物があり、かつ隆起直前の水深が約1mあったとすれば、象潟湖は完成以後2m程度沈降し、それは除々にあるいは何回かに分かれて継続したものと思われる。そのため象潟湖は埋積しつくされることなく存在したが、1804年の象潟地震による約2mの隆起によって消滅した。

IV. 11 新期砂丘堆積物

新期砂丘堆積物は、新第三系・西目層・古期砂丘堆積物・象潟泥流堆積物・象潟層などを被覆し、本図幅地域内の現在の海岸線に沿って分布していて、砂からなる。現在の海岸線から東へ0.1-0.5km、金浦町前川西方では最大1.2km侵入している。最高40mの高さまで達している。この飛砂は北西季節風により海岸から長い年月をかけて少しづつ陸内に運ばれたものである。下位の地形を埋めているので厚さは不明であるが、3-10mであろう。

IV. 12 河床堆積物

河床堆積物は、象潟泥流堆積物に被覆されるものから、新期砂丘堆積物と同時期のものまであり、本図幅地域内全域に主として河川に沿って分布している。砂・礫及び泥からなる。

V. 第四紀地殻変動と地震

既に述べたように、第四紀更新世前期の西目層は、下位層とは不整合であるが、断面図に見られるようにそれ自身もまた油田褶曲に参加しており、また断層で変位している。したがってこれらの褶曲、断



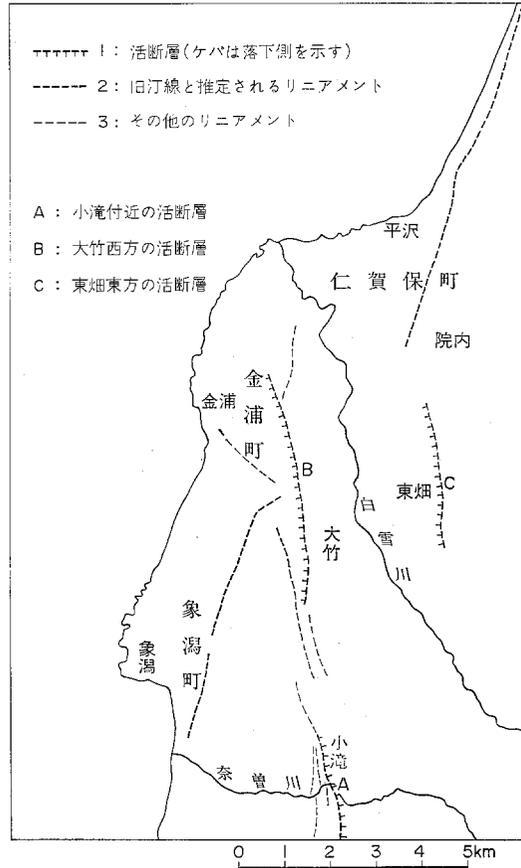
第28図 象潟地震（文化元年，1804年）以前の象潟風景
 原画 45×58cm，絵師牧野永昌（1748-1824）の描いたものを明治初め（恐らく20年代）木版にしたもの（紺満寺住職 熊谷能忍氏による）

層運動は，更新世後期にも及んでいることは十分考えられる。

しかし，本地域の主要部は完新世の堆積物にカバーされているため，活褶曲などの状況は明らかではない。したがって以下では，地形から推定される活断層と，歴史時代の地震活動について述べることにする（第28図）。

V. 1 活断層

東北地方の活断層は，中部日本以西とは異なり，新第三系の一般構造と調和的な，南北方向・逆断層型のものが主体をなし，かつ，特定の地帯に比較的密集して発達する傾向がある。日本海沿岸地域も比較的活断層の発達する地帯に属するが，本地域も例外ではなく，南北方向の活断層が数本知られている（活断層研究会，1980）。しかしながら，本地域の活断層は，鳥海火山の噴出物や泥流堆積物に覆われていて，その性状は必ずしも明らかではなく，断層露頭は未発見であり，すべて推定活断層である。なお，かつて活断層とされていたリニアメントのなかで，今回の調査では別な解釈が可能であるため，活断層からは除いたものもある。これらの活断層とリニアメントを，新発見のものを含め第29図に示す。



第29図 象潟図幅地域の活断層

小滝付近の活断層 (活断層研究会, 1980 ; 衣笠ほか, 1981) (第29図A)

図幅地域の南部, 小滝集落とその裏山 (最高200m) の境をなし, 奈曾の滝の東を通り, 標高点221.0 mの山の東側斜面基部を通過し, 図幅地域南端部付近で終わる, 延長約2.5kmの南北性のリニアメントで, 西側隆起の活断層と推定される. この断層は, 辻村・木内 (1936) により既に指摘されていたが, 活断層研究会 (1980) はこれを, 長さ4km, 確実度II, 活動度A-B, 変位量30m以上で西側隆起の活断層とした.

このリニアメントは奈曾川以北では比較的明瞭で, 小滝集落の裏山に比高約15m内外の直線状で東向きの急崖が続いており, 断層崖と考えられる. 奈曾川以南では, 標高点221m山の南北性尾根の東側斜面又は斜面基部を通過するものと考えられるが, 厚い崖錐とローム層に覆われて, 明確でない. リニアメントの西側は鳥海火山噴出物・小滝泥石流堆積物などからなる山地であるが, 開析が進んでおらず, 膨隆丘を思わせる. 東側は, 完新世の象潟泥石流堆積物と, これを薄く覆う小滝層からなる.

このリニアメントは, その直線性, 西方山地の膨隆丘を思わせる形態, 東側の湖沼堆積物の成因など

を考えると、西側上りの逆断層的な変位を反映したものと解釈するのが合理的であろう。その平均変位速度は、小滝泥流堆積物堆積後少なくとも15m以上（前記15mの断層崖参照）の断層運動があったと考えると、B級と考えられる。後述するように1804年の象潟地震時には、小滝の集落到東隣する平地（前田甫）が5-9尺沈降したという記録がある。あるいは地震時に小滝断層が変位したのかもしれないが、確認できなかった。

なお、推定活断層線の西側の山地内に、これと平行する直線状の谷地形が、リニアメントとして認められる。これらの位置には、主断層に平行し、西側がわずかに隆起した副断層が存在する可能性がある。

大竹西方の活断層（活断層研究会，1980；衣笠ほか，1981）（第29図B）

本図幅地域の中央部、前川集落と大竹集落の中間付近において、象潟泥流堆積物の中に、浅く、幅の狭い、非常に直線的な南北性の谷が続いており、リニアメントとして認められる。この谷を境にして泥流丘の分布や堆積様式が異なることは古くから気付かれており、辻村・木内（1936）はこの位置に断層を考えた。式（1969）も、その地形分類図において、ここに東側隆起の断層を示している。活断層研究会（1980）は、この位置に、長さ5km、確実度Ⅱ、活動度A-B級、変位量5-30mの活断層を示した。

地質図にも明らかなように、この南北性の谷を境にして、象潟泥流の堆積様式が大きく異なっている。すなわち、西側では泥流丘は小型でかつ孤立しており、その間を充填する砂礫層が広く、特に谷の内部では泥流丘は埋積されて、その頂部がわずかに認められるにすぎない。また、泥流丘の長軸方向は概して流走方向に平行（南北性）である。これに対して東側では、大型の泥流丘が互いに基底部を接して重合しており、充填砂礫層による埋積はほとんど見られない。また泥流丘の長軸は、概して流走方向に直交（東西性）である。このような流動・埋積様式の違いは、そこに顕著な地形的障害物が存在したことを示唆している。現在の谷（リニアメント）の両側における泥流丘頂部の高度差は、南北両端部ではほとんどないが、むしろ西側が高いが、中央部では東側が10-30m高くなっている。恐らく象潟泥流の堆積以前には、この付近に、東側が高い、比高数10m以内のシャープな直線的崖地形が存在しており、それが泥流の流動様式を規定したのであろう。この崖地形は、その直線性、基盤の新第三系の構造と調和していること、当時の海岸線とは斜交していること、等から考えて、活断層の断層崖であった可能性が大きいと考えられる。

なお、この活断層が象潟泥流の堆積以後に活動した可能性も、必ずしも否定できない。活断層研究会（1980）はこの立場から、断層変位基準として泥流丘の高度を採り、断層の活動度をA-B級と極めて大きく推定した。しかし、上述のように、泥流丘の高度差はもともとあった崖地形によってできたものであり、これを断層変位基準として採用することは無理であろう。

東畑東方の活断層（新記載；衣笠ほか，1981）（第29図C）

本図幅地域東部の、東畑一水沢間の丘陵頂部は小起伏面をなしており、その内部に長さ約3kmで南北方向のシャープなリニアメントがある（第29図）。リニアメントの付近は、鳥海火山の噴出物に薄く覆われているが、油田調査資料によれば、その下には下部更新統の西目層が、下位の新第三系とともに緩やかな背斜構造をなしている。地質断面図で明らかなように、本図幅地域の東部山地の新第三系中に

は、南北性の仁賀保衝上断層群が認められ、そのうちの1条がこのリニアメントの位置と一致している。

リニアメントは、その南部では東側が高い山地高度急変帯として認められ、北部では直線状の河谷やコルを結ぶ線として現れている。リニアメントを挟む東西の高度差は、中・南部では30m以上あるが、北部では次第に減少し、北端部では5m以下となる。このリニアメントは、西目層中の断層帯の差別浸食によって生じたとも考えられるが、断層両側における小起伏面に高度差があることから、更新世中・後期にも活動したと考えられる。しかし、その活動度は低く、小起伏面の生じた時代を更新世中期（先下末吉期のある時期）と考え、平均変位速度は最大でもB級の低い方、恐らくはC級であろう。

なお、この断層の南端部は完新世の象潟泥流堆積物及び新时期扇状地堆積物に覆われるが、その延長部は横森南方まで伏在している可能性がある。横森南方の白雪川発電所北の露頭で、西目層と象潟泥流堆積物を境する、走向N10°W、(東下り正断層)が認められた。この断層露頭は、前記推定活断層の南方延長部に当たり、変位のセンスは異なるが、推定活断層の運動に伴う副次的な断層運動がこの付近まで及んでいることを示唆している。

その他のリニアメント

上記3断層のほかに、文献では活断層とされたが、本報告では活断層と認めなかった2条のリニアメントについて記載しておく。

平沢東方のリニアメント

本図幅地域の北東隅から海岸線沿いに南下し、平沢東方の両前寺付近で内陸へ入り、横根の西方に達する、北北東-南南西方向で西向きの直線状の崖線として認められる。この急斜面は新第三系からなるが、その走向は、西目層及び新第三系の構造方向と斜交している。

このリニアメントは、式(1969)の地形分類図には断層として示されている。活断層研究会は、このうち南半(内陸部)のリニアメントを、長さ5km、確実度Ⅱ、活動度B級、変位量100m以上の東側隆起の活断層とした。しかし、筆者らは、この地形は象潟泥流が流下する以前の古海岸線を示すものにほかならないと考える。急斜面の下部には至る所で砂丘砂がはり付いているが、特に内陸の横根付近では、リニアメントの東側に、海拔約35mに達する砂丘地形が保存されている。ここでは、砂丘砂は西目層を不整合に覆い、厚さ10m以上に達するがその最下部1.5m-2m間は、ローム質の砂及びシルト層、腐植土層、粘土層などの水中堆積物からなる。地質調査所山崎晴雄技官(未公表資料)によれば、最下部の泥炭層の年代は7,700±210年 B.P. (GaK-7096)、その上位地表から約2mの所にある風成砂中のクロズナ(腐植混じり砂)の年代は5,740±210年 B.P. (Gak-7090)を示した。したがって、この砂丘が約3,000年前の象潟泥流の流出期以前の縄文海進期の前後に形成されたことは明らかである。以上のことから、このリニアメントは、北方に連なる海岸線と同様に、縄文海進期までに形成された海食岸として解釈可能であり、これを活断層と考えなければならない理由は認められない。

天神沼東方のリニアメント

象潟町南部の関付近から北北東へ、鳥ノ海一田ノ神一天神沼東方一前川へと連なる。直線状で西向きの崖地形が認められ、佐藤(1950)により断層崖とされた。崖地形は田ノ神一前川間すなわち古象潟の

東方で特に顕著であり、高度差は40-50m、斜面は新鮮で新しい谷にほとんど刻まれていない。活断層研究会（1980）は、このリニアメントを、長さ5km、確実度Ⅱ、活動度A-B級、変位量50m±の東側隆起の活断層とした。

しかし、この地形も、前述した平沢東方のリニアメントと同様、象潟泥流流出以前の縄文海進期に形成された海食崖として解釈可能である。すなわち、本リニアメントと平沢東方のリニアメントは、象潟泥流の流出以前はほぼ直線的に連なる海岸線をなしており、この間に白雪川の扇状地が海岸平野を形成していたと考えられる。天神沼付近では急斜面の中腹にまで砂丘砂がはり付いている（中野、1956）が、これも平沢東方のリニアメントと同様、ここが古海岸線であったことを示している。

なお、これを断層崖とした佐藤（1950）は、泥流の流出後に断層が形成されたとし、また活断層研究会（1980）も断層変位基準を泥流丘の高度に求めているが、象潟泥流の流出年代が非常に新しいことを考えると、日本内陸部では例を見ないほどの大きい変位速度を考えねばならず、極めて不自然である。筆者らは、泥流の一部が既にあった海食崖を乗り越えて海中に溢流し、現在の象潟低地を形成したと考えている。

このほか第29図には、成因の不詳なリニアメントも示しておいた。それらの大部分は象潟泥流の中にある、これを境にして泥流丘頂部の高さが異なる等、その流動様式を規制しているように見える。この中で、A、Bの活断層に平行するものが注目される。泥流の流出以前に何らかの地形的な不連続が存在していたと考えられるが、その成因は分からなかった。

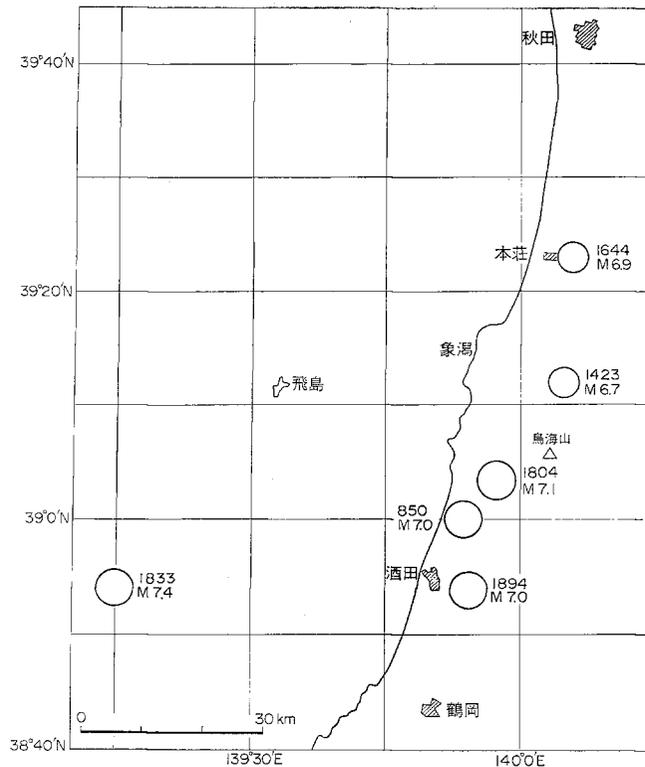
V. 2 地震及び地震隆起

象潟地方は有史以来たびたび大地震を被ってきたが、特に1804年（文化元年）の象潟地震は、芭蕉が「奥の細道」において東の松島と比べて絶賛した象潟湖が一夜にして消失したことにより、地震学的にはもとより、一般の著者にもしばしば紹介されて有名である。ここでは、まず本図幅地域とその周辺に被害を与えた主な地震について概略を述べ（第30図）、次に象潟地震の地変についてやや詳しく紹介する。

象潟周辺の地震

以下の地震の記述は主として「日本被害地震総覧」（宇佐美、1975）により、部分的に小藤（1895）、今村（1920）、武者（1941）、斉藤（1977）、宇佐美（1978）、東京大学地震研究所（1981）などによって補った。

850年11月27日（嘉祥3年10月16日）震央140.0°E、39.1°N、M7.0。出羽の国で地裂け、山崩れ、圧死者が多数にのぼった。国府（山形県飽海郡本楯村樋ノ口）の城柵が傾倒した。津波による被害も大きかった（津波階級2）。この地震には文徳実録に「山谷易處」とあるほか、地変についての言い伝えが多い。主なものでは、象潟陥没し九十九島が出現した；西目村出戸—^{あまはぎ}海士剝一帯が陥没し、柏台村が海中に没した；鳥海山北側に大沼（7km×13km程？）あり中に八島があったが、地涌き出て陸となり矢島（＝八島）の地名の起源となった；飛島と象潟はもと地続きであったが離れた；等、最後の項はもちろんあり得ないことであり、また象潟陥没説は、村山（1978）が鳥海山のマグマ活動によるとしているが、地下地質からみて疑わしい（平野ほか、1979）という。



第30図 象潟地域に被害を与えた主な地震 (宇佐美, 1975)

数字は発生年及びマグニチュード (M)。ただし 1894 年地震の M は宇津 (1979) による。細線の枠は 5 万分の 1 図幅の枠と同じ

1423年11月23日 (応永30年10月11日) 震央 140.1°E , 39.2°N , M6.7, 羽後。三日三夜地震い人畜死傷し, 建物の倒壊多数であった。正史にはなく, 新庄の古老覚書によるという。

1644年10月18日 (寛永21 \ll 正保元 \gg 年9月18日) 震央 140.1°E , 39.4°N , M6.9, 羽後本荘。本荘城廊が大破し, 家屋倒れ死者が出た。市街も多く焼失した。石沢村にも家屋倒壊及び死傷者があった。院内村で地裂け水が湧出した。伝説によれば象潟で大津波起こり, 117人が溺死したというが信頼性はなく, 本荘付近を震源とする局地的な地震だったらしいという。

1804年7月10日 (文化元年6月4日) 震央 139.95°E , 39.05N , M7.1。象潟地震被害地域は羽後本荘から羽前鶴岡にまで及び, 記録された死者約400人, 全壊家屋約8,000戸に及んだ。壊家数は酒田—遊佐地方で多かったが, 全壊率は象潟地方で大きく, 小砂川で100%, 象潟 (塩越) で85% (一説では88%), 平沢で50%であった。象潟地方の被害は塩越のみで全戸数512のうち全壊441, 死者65人, 金浦で全壊74, 死者27人, 平沢で全壊50, 死者20人等となっている。この地震で象潟湖が隆起して陸となったほか, 数々の地変が記録されているが, これについては後述する。酒田付近, 白雪川河口等で津波 (津波階級1) あり, 噴砂現象も各地であった。この地震は余震が多く, 酒田では6月中毎日余震, 特に6月5日朝の余震で15戸が壊れた。

1833年12月7日（天保4年10月26日）震央139.15°E, 38.9°N, M7.4 天保庄内地震，又は鼠ヶ関地震津波。羽前・羽後・越後・佐渡で震害と顕著な津波。激震地域は象潟付近から鼠ヶ関までに及び、庄内地方で特に被害が大きかった。記録された死者約130名，全壊約600戸，流失約300戸。象潟では溺死5名，全壊6戸，流失16戸。新発田藩で地裂け，水砂を噴出した。津波は函館・福山・鯉ヶ沢から佐渡・能登にまで及んだ（津波階級2）。

1894年10月22日（明治27年）震央139.9°E, 38.9°N. M7.0（この地震のMのみ宇津，1979による）。庄内地震。被害域は最上川沿いに新庄から山形まで，北は本荘にまで及んだが，倒壊家屋は主として吹浦一鶴岡間の庄内平野に集中。山形県内の被害は，死者726人，全壊3,858戸，全焼2,148戸に及んだ。象潟町の倒壊・破損291。この地震には前兆的地変があり，酒田で地震の約20日前から川水減少，井戸涸渇，吹浦で14-15日前から海水の引くこと1.5尺に及んだ。また，庄内平野余目町付近から北東方向の山地にかけて延長約10km，北西側がわずかに沈下した地震断層（矢流沢断層，小藤，1896）が出現したが，詳しい記載がなく，同辺の活断層の方向（活断層研究会，1980）とも調和していない。

象潟地震に伴う地変

1804年の象潟地震は，象潟湖を陸化させたほかにも，数多くの地変をもたらしたことが，今村（1920）の丹念な資料蒐集によって知られ，また，信頼性の高いと見られる地元資料にも散見できる。それらの中から，地震の前兆，地震時の地変，被害と地盤の関係についての記事を2，3引用しておく。

「金浦年代記」²¹⁾（斉藤，1977に収録）によれば，「此年六月四日四つ時（午後10時）前大震未申（南西）の方より寄り来り，間もなく寄りなをし海山共に一丈余も高くなり低くなり其動くこと，大木の枝はほうきとなり，大地をはぐ事恐しく，心も魂も身に是なく，大石の転び落るは手まりの山より降る如く，家蔵共にばたばたと倒れ潰れ即死怪我の人馬は算数の尽すにあらず，大地割れて大底より硫黄臭き砂水涌き上る事登る滝の如し，就中塩越処と象潟は姿形も無く皆ならし潰れ一丈も地は高くなり，金浦も一丈余りも高くなり潤形北国第一の名所も潤形も皆跡形もなく潰れ申候事，金浦は山地あればこそ家数も残りて人も馬も助かりける（中略）

田地の破損夥しく砂水涌出して山の如し，金浦村の内山田辺吉森口の田地は見事なり（中略）

大地震は金浦の山根の地形はよろし，上町地高き処は痛みも無し，片町新町沢月かげんの処は恐しく候，物の痛み地形の大割目は見るも恐しく候，上町山の根元家土蔵共によろし山の上は猶々吉し（後略）」とあり，地震隆起，噴砂，地盤条件による被害の差を記録している。またこの後，泥流丘の間の凹地にある田畑に著しい噴砂現象のあったことを丹念に記している。更に，「金浦年代記」には，金浦浄蓮寺九世白瀬知秀²²⁾による記録が引用されているが，これによれば「（前略）此夜四つ頃戌の刻と覚しき頃 大地二三尺もただ持上る如く思う処に少時止む 夫れ地震よ出よと云ふ間もなく又より来る大地震強きこと前に百倍に増り前後忘却夢中の如し（中略）」とあり，本震の直前地震を伴わないかあるいは長周期地震による隆起があったかと疑わせる記事があるが，何を基準として隆起したと感じたのか定かではない。地震に関しては「（中略）当村地震以前漁船場所は直々家々の下たにあり 山王嶋は大船

21) 金浦町公民館長斉藤武司氏の談話によれば，金浦年代記は金浦町で歴代漢方医である佐々木清兵衛家の記録（1612年より1852年まで）であり，文書の字体が変化していることから代々の日記と考えるとのである。ただし，地震直後に記されたものでないらしいことは，文面から読み取れる。

22) 前記斉藤武司氏の談話によれば白瀬知秀の生年は1749年？没年は1837年。

入り泊りせし澗形也。然るに此度の地震に干潟砂浜となり海辺海中に突き出たること百間に及ぶ云々町々の中にも砂涌き出たること浜の如し。或は水の涌き出る二三尺も立上り川の如く流れ硫黄の匂にひとしく 山々田畑村々にも皆如斯数百ヶ所也(後略)」として、海岸の隆起とおびたしい噴砂を記録している。

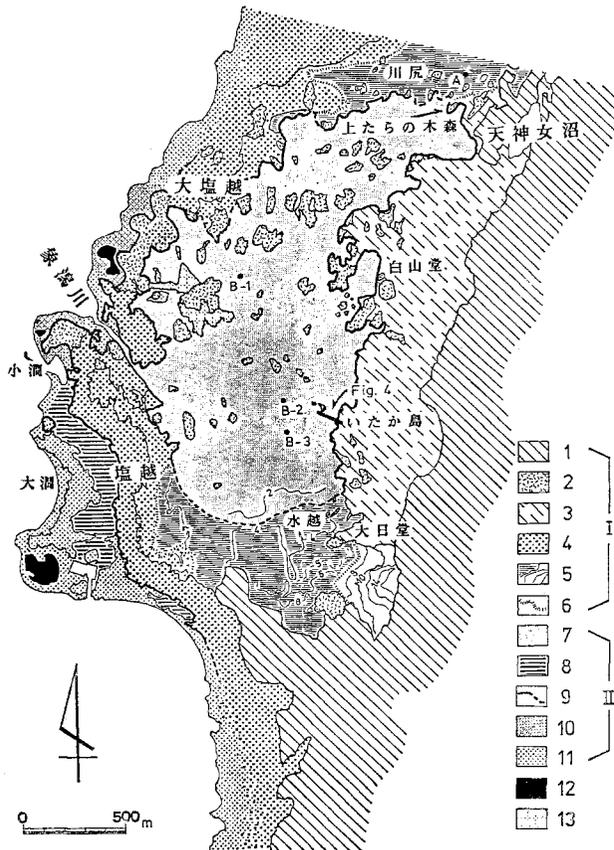
象潟付近については、当時塩越の名主が領主に差し出した届書によると、象潟は「泥涌出埋」、大澗は「如陸相成候」、小澗は「如陸相成入津之船出船致兼候」とある。しかし、このような潟湖や入江が「陸の如く」なった現象を当時の人はもちろん、明治の学者も地震隆起のためとは考えず、地震による泥土涌出や周辺の土砂崩壊による埋め立てのせいと考えたらしい。これを地震隆起と断定したのは今村(1920)であった。今村(1934)は、金浦港内に、地震前は干潮時にも水面下にあった暗礁が、地震後は海面上3尺の高さに現われ、鱧岩と称せられていることを紹介し、自らの地震隆起説を補強した。

海岸付近とは別に、内陸各地でも地変が報告されているが、それらは一般に沈降となっている。すなわち、「由利郡役所調」(今村, 1920紹介)によると、象潟東方の台地(横山)は平均3尺の沈降、小澗東隣の前田甫で5-9尺の沈降である。海岸線付近の地変とは異なり、内陸には基準(不動)面を決定できないので、これらの沈降は現在では確認が難しい。前田甫の沈降量は、小澗奈曾の白滝のある小澗南部を不動とし測定したらしい。横山の沈降は地震前は塩越から横山の台地とその東方の巾山(白雪川東側の山地)が一線に連なっていたのに、地震後は巾山の頂部が見えるようになったことによるらしい。しかしこれは、横山に対して海岸側が相対的に隆起したとしても説明できる現象である。このほか、小澗では南部の集落40余戸には被害がなかったのに対し、北部の40余戸には大被害があり、その境界にあった落差3.5尺の滝が平坦化した(北部側が沈降した?)という。いずれも非常に興味深い現象であるが、これらを付近の活断層の運動に結びつける証拠は見いだせなかった。村山(1978)は、象潟地震時の海岸側隆起、内陸側沈降の現象を、鳥海山のマグマの運動—地下のマグマが地表の一ヶ所を押し上げることによるシーソー運動—によって説明し、嘉祥三年の地震時には文化元年とは反対のシーソー運動が起こったとした。しかし、現在の地震学では、著しい隆起に隣接する若干の沈降は、震源断層(逆断層)の上盤側の現象としても説明できそうである。

なお、地震の前兆に関しては、「小澗北部の井水悉く減じ或は濁水となり、長岡においても井水赤色に変じ或は減少したるもの数々あり」という記事がある。

象潟湖及び周辺の地震隆起

象潟地震に伴う土地の隆起量について、今村(1935)は、象潟町小砂川から仁賀保町芹田に至る約20kmの海岸沿いに計測し、小砂川310cm、塩越220cm、飛170cm、芹田120cmと、南側ほど隆起量の大きな値を得た。これに対して今村(学)・小笠原(1942)は古象潟の隆起量を東部で9m、西部で4mと著しく大きく推定した。この値は「日本列島」(湊・井尻, 1958)に引用されて一般に広まった。しかし、最近平野ほか(1979)は、詳細な現地調査と、空中写真、大縮尺地形図、昔の絵図面等の判読により、古象潟の旧湖岸線及び周辺海岸の旧汀線について、より実証的な高度分布を求めた。特に象潟地区では地震直前の湖岸線を第31図のように復元した。これで見ると、地震直前の象潟湖は、周辺を埋め立てられて、東西1km、南北2kmのほぼ楕円形をした小潟湖となっていた。旧湖岸線の海拔高度は155-213cm、平均181cmであった。一方、旧汀線の高度分布は第32図のとおりで、隆起域は南北25km

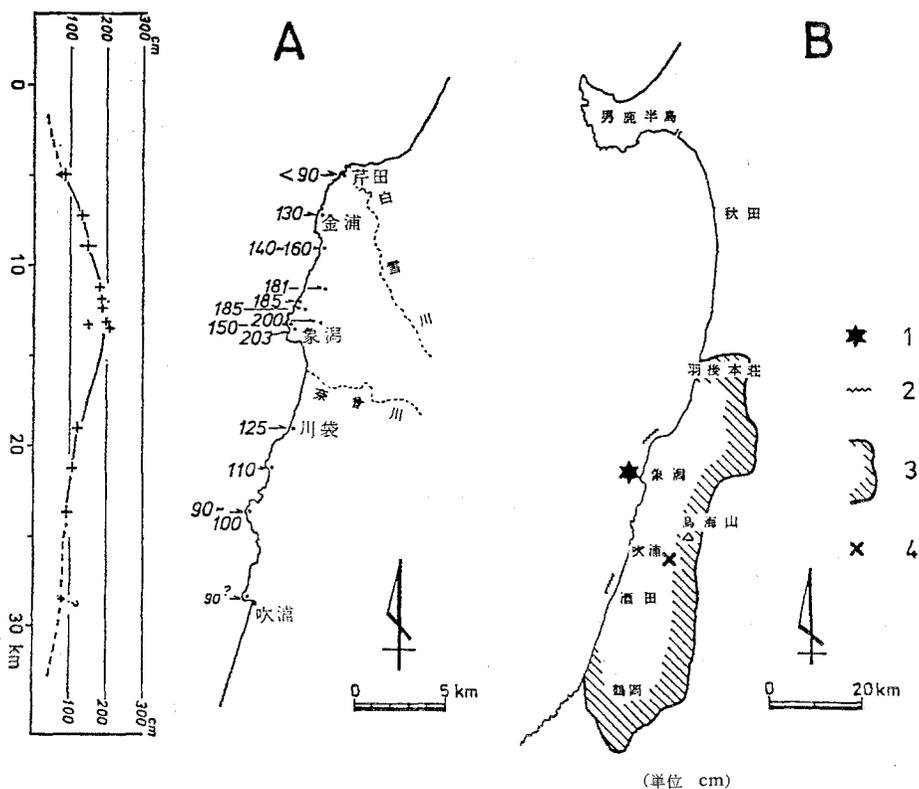


第31図 象潟付近の地形分類図 (平野ほか, 1979)

- I. 象潟地震前に陸上であった部分：1. 丘陵地及び山地, 2. 泥流丘, 3. 地震前に陸上にあった平坦面, 4. 地震前に形成されていた浜堤及び砂丘, 5. かつて湖域であったが河成作用で埋積された地域及び沖積錐, 6. 小屋
- II. 地震後陸化した部分：7. 象潟湖湖底面, 8. 堤間低地, 9. 旧汀線及び湖岸線(破線部は堆定線), 10. 離水礫浜, 11. 地震後形成された浜堤及び砂丘, 12. 陸封された沼及び池, 13. 人工平坦面。

以上にわたり、推定隆起量は象潟付近の海岸で最大となり約180cmで、南・北へ高度を減じている。東西方向では、象潟湖東部と象潟海岸間で有意の差は認められなかった。

以上の地震隆起のパターンから見て、平野ほか (1979) は、象潟地震の震央は隆起の中心である象潟付近にあり、しかも海岸付近には断層変位の証拠を発見できず、また弱い津波の発生をも考慮して、震源断層は海岸にごく近い海底にあり、海岸線にほぼ平行した走向を持ち、東へ傾斜する逆断層であったと推定している。恐らく震源断層についての平野ほかの推定は正しいであろう。ただし、震源断層が海岸近くにある東傾斜の逆断層であるならば、震源深さを考慮すれば、震央位置は多少内陸に入り込んでいてもおかしくないであろう。



第32図 象潟地震に伴う海岸付近の隆起量(A)と象潟地震に伴う被害の広がり及び震央(B) (平野ほか, 1979)

1. 平野ほか(1979)による震央
2. 津波来襲地域
- 3, 4. 宇佐美(1975)による被害域及び震央

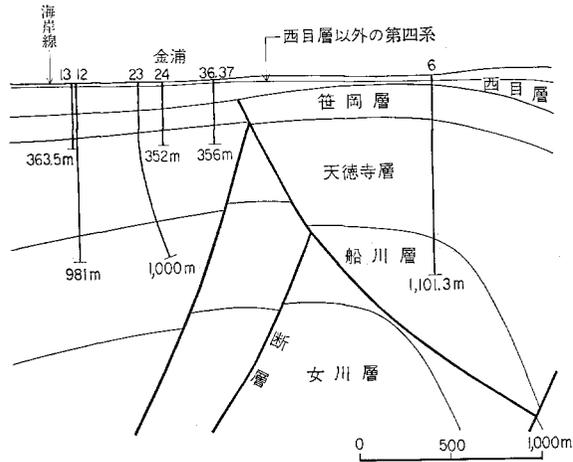
VI. 応用地質

象潟図幅地域は、東北地方緑色凝灰岩地域に属し、地表の大部分は、象潟泥流堆積物などに被覆されているが、地下に広く含油第三系が分布していて、古くから多数の油田及びガス田が知られている。ほかに、小規模な沈澱褐鉄鉱床、石材、温泉及び鉱泉が見られる。地質構造の項で述べたように、西にN-S性の象潟背斜群、東に仁賀保背斜群があり、小滝油田・小浜油田・院内油田・桂坂油田などがある。

VI. 1 象潟ガス田

象潟ガス田²³⁾は、秋田県由利郡象潟町を中心とする地域に位置し、羽越本線は本ガス田のほぼ中央を

23) 主として井上・荒川(1958)による。



第33図 象潟ガス田付近の地質断面図（帝国石油株式会社の資料による）

走っている。本地域は古くより天然ガスの徴候が多く、世人の注目を引いていたが、ガス鉱床を目的とした試掘は1950-52年（昭和25-27年）にわたって行われた秋田県庁の象潟R. A及びR. Bが最初である。その後帝国石油株式会社が1954年（昭和29年）からR式により8坑掘さくした。地下の地質層序は、下位から女川層・船川層・天徳寺層・笹岡層及び西目層からなる（第33図）。ガス層はA・B・C・D・E及びFの6層位が考えられ、主要層はC層である。C層の層厚は60-65m、孔隙率は50%内外、滲透率は1,140md内外である。昭和56年現在稼行中である。

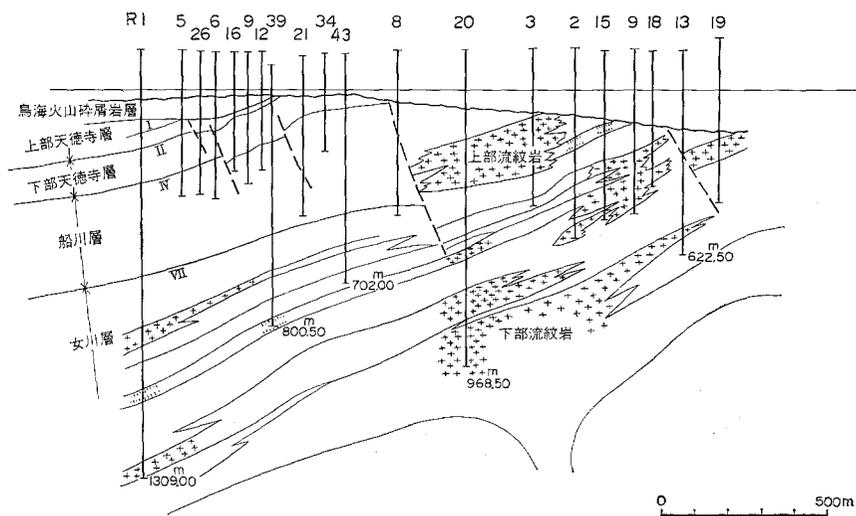
VI. 2 小滝油田及び上浜油田

小滝油田及び上浜油田²⁴⁾は、秋田県由利郡象潟町奈曾川流域一帯に位置し、北部を小滝油田、南部を上浜油田と呼ばれている。小滝油田は1938年（昭和13年）日本石油（株）によりR式にて第1号井が開坑されたのが試掘の最初である。本地区では深度300-400mの油層を対象として開発が行われた。更に、1940年（昭和15年）小滝R. 39号井において深度530mで良油層を発見し、引き続き浅層及び深層を開発している。上浜油田は1940年（昭和15年）にR式で第1号位が掘られたが、出油しなかった。翌1941年（昭和16年）に掘られ、R. 2号井が成功し、本油田の開発が開始された。昭和56年現在稼行中である。

小滝油田の浅層は、桂根層（筆者らの天徳寺層に含む）中にあるもので砂岩及び泥岩の互層が主体であり、I-V層と呼ばれている。IV-V層は凝灰岩の介在が多くなる。VII層はR. 39号で発見された油層で酸性凝灰岩が主体をなしている。女川層中には良好な油層がない。地質構造上南方に上っているのが上浜油田では、鳥海火山岩層の下が直接船川層下部及び女川層となっている。この地区で船川層及び女川層中に流紋岩²⁵⁾の進入が数枚認められ、この流紋岩の上部あるいはこれに接する硬質頁岩の破碎部が

24) 主として井上・荒川（1958）による。

25) 原文では石英粗面岩となっているが、現在地質調査所で使用しないので流紋岩とした。



第34図 小滝油田及び上浜油田付近の地質断面図 (天然ガス鉱業会, 1969)

油層となっている。主要油層は2枚あり、 I_1 及び I_2 層と呼ばれる。なお上浜油田では火山岩屑と下位地層との不整合面、あるいは船川層中の凝灰岩中などの浅層も油層を形成しているが大したことない。地質構造は北東方向に沈降する半ドーム構造をなし、出油地域はいずれの地区も北西翼が良好である(第34図)。昭和56年現在稼行中である。

VI. 3 西小国ガス田

西小国ガス田²⁶⁾は、秋田県由利郡仁賀保町伊勢居地で、院内油田最南部より南西約1.5km、桂坂油田北方約3kmに位置する。探鉱は1940年(昭和15年)日本石油株式会社による西小国1号井の試掘で始まり、1955年(昭和30年)までに3本の試掘と、1952-53年(昭和27-28年)帝国石油株式会社による仁賀保地震探鉱2班が行われた。これまでの探鉱で得られた諸資料を再検討し、1964年(昭和39年)から秋田県が国の補助金を得て西小国AK-1号井を掘さくした。本井は1,205mで掘り止めたが、目的とした西小国R3(帝石)で発見された下部天徳寺層中の油層(1,170m層)は発達せず、代わりに上部天徳寺層上部の砂岩層が仕上げられ、日産ガス約4万 m^3 の成績を収めた。ここで本井の名称は、AK-1号井からSK-1号井に変更された。以後、上部天徳寺層のガス層開発を目的とする坑井2坑(SK-2及び4)及び女川層までの探鉱を目的とする坑井2坑(SK-3及び5)を掘さくしたが、SK-2号井が成功したのみで、それ以外は不成功に終わった。結局2坑の産ガス井が出来上がったのみで、浅層の開発は終わった。生産は1964年(昭和39年)から1966年(昭和41年)にかけて足掛け3ヵ年行われたが、その累計ガス量は約230万 m^3 にすぎず、1966年(昭和41年)に休山となった。

26) 鶴飼(1974)による。

VI. 4 院 内 油 田

院内油田²⁷⁾は、秋田県由利郡仁賀保町字院内・下小国・馬場及び上小国地内に位置し、鳥海山山麓の高原の西縁部に沿い、南北約4kmにわたって発達している。本油田の沿革については、南部の上小国地区から開発された。上小国地区においては、1878年（明治11年）より、しばしば手掘、上総掘が行われ、深度25-70mにて出油した（院内Ⅰ層付近と考えられる）。1881年（明治14年）日産3.6klに達したと言われる。その後1922年（大正11年）に至り、大日本石油鉱業株式会社が綱式1号井を掘出し、深度115mにて0.36kl、177mにて0.36kl、187mにて2.7klの日産油量を有する油砂に会した。これに力を得て、鉦区を有する中野興業株式会社とともに競って掘られた。この当時の対象油層の深度は、300-500mであった。この間、院内及び小国地区において日本石油株式会社が1925年（大正14年）、旭石油株式会社が1928-1930年（昭和3-5年）にそれぞれ試掘を行ったが、いずれも600m未満の深度でガスを見たのみで不成功に終わった。しかるに旭石油株式会社では1931-1932年（昭和6-7年）において、綱式新1号井が深度646mで、初日産8klという成功を収めた。本井の成功により、本地区の開発は日本石油株式会社・旭石油株式会社及び中野興業株式会社の3社により競って進められるに至った。この当時の開発の対象となった油層はⅠ層と呼ばれるものであった。その後1936年（昭和11年）平沢口式3号井が院内Ⅲ層で出油し、平沢地区の開発が始められた。Ⅰ-Ⅲ層を目的とした開発は1942年（昭和17年）まで活発に進められたが、第2次大戦中及び戦後は西院内地区においてⅠ-Ⅱ層が開発された以外著しい発展は見られなかった。1940年（昭和15年）日石小国R.65号井で初めて出油を見た1,500m層あるいはそれ以深の下部層の探鉦に力が注がれ、1953年（昭和28年）以来数坑の深掘井が掘られたが、いずれも出油するに至らなかった。上小国北部地区において1953年より小国Ⅱ層に対する試験的水攻法が実施された。昭和56年現在稼行中である。

第13表 院内油田の地質層序

（井上・荒川，1958）

地 層 名	層 厚	含まれる油層	岩 質
鮭 川 層	200m+		細土層，粘土 （西目層）
脇 本 層	400m±		灰色細土岩，泥岩に砂，凝灰岩を挟む。 （出戸層+阿部館層）
北 浦 層	200-300m	Ⅰ，Ⅱ層	凝灰質砂岩と細土岩，泥岩との互層下部に凝灰岩が多くなる。 （本油田では従来前垣層と呼ばれた）
船 川 層	500m+	Ⅲ，Ⅳ，Ⅴ層	暗灰色—黒色の泥岩に凝灰岩と凝灰質砂岩を挟む。下部の方に凝灰岩をだんだん多く挟んでくる。
凝 灰 岩 層	300m	1,350m層 1,500m層	塊状の凝灰質砂岩を主とし，黒色頁岩を挟む。

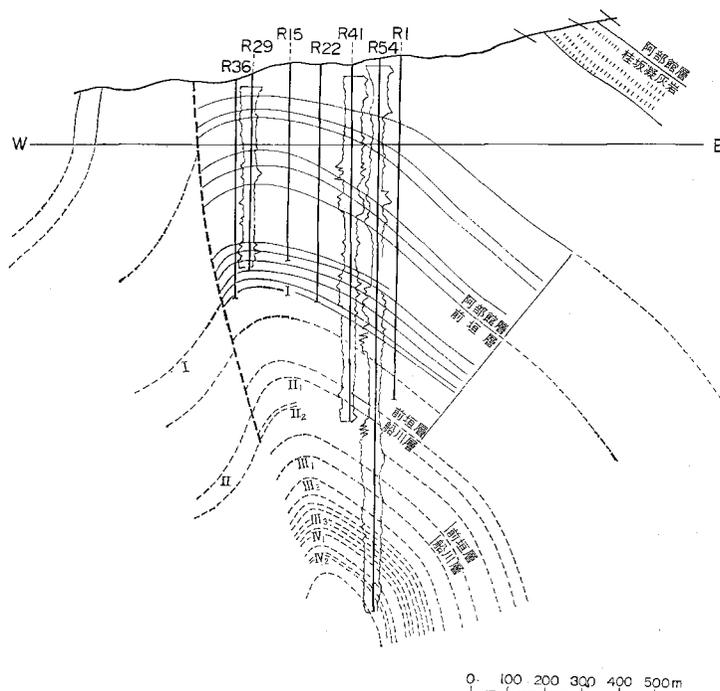
鮭川層は西目層，脇本層はほぼ笹岡層，北浦層はほぼ天徳寺層に当たる。なお，凝灰岩層は船川層に含めている。

27) 主として井上・荒川（1958）による。

少なく、両翼 $20-30^{\circ}$ の背斜と考えられる。下部の凝灰岩層の構造は前垣層及び船川層の急斜した構造とは大部分その性状を異にし、下部に行くほど、緩い構造になっていると考えられる。含油状況の最も良好なのはI層である。院内油田の総産油量の51%を占める。次いでII層、III層の順となる。I層は小国地区で最も多量の出油を見、これより南、北、東方に向かって不良になる。II層の良好な地域もI層とほぼ同様である。III層は現在最も広い地域に出油を見ているが、最もよく開発されたのは平沢、院内などの北部地域である。1,350m層及び1,500m層は含油に好適と考えられる凝灰質砂岩の厚層よりなるので、将来の開発に期待が持たれる(第35図及び第36図)。

VI. 5 桂坂油田

桂坂油田²⁸⁾は秋田県由利郡仁賀保町字桂坂付近の高さ200-300mの丘陵地に位置している。本油田の開発は新しく、1927年(昭和2年)日本石油株式会社が綱式1号井を開坑したのに始まっている。日本石油株式会社以外に本油田の南端において、旧大日本石油株式会社が綱式で2坑掘ったが不成功に終わった。以来約60坑を掘り、深度600m付近と900m付近の2油層を開発している。1954年(昭和29年)より深層の探掘を始めたが不成功に終わった。1956年に本油田の北部、程ヶ沢との中間地域に新しく出油地帯を発見し、探掘中である。最盛期は1941年(昭和16年)頃で、日産70klに達した。昭和56年



第37図 桂坂油田の地質断面図(井上・荒川, 1958)

28) 主として井上・荒川(1958)による。

現在稼行中である。

本油田付近の地質層序は、坑井のデータによれば次のとおりである。船川層は深度950-1,500mに潜在し、主として黒色泥岩からなり、凝灰岩及び凝灰質砂岩を頻繁に挟む。前垣層との境界付近の砂層が第Ⅱ油層を形成している。前垣層は深度450-950mに潜在し、灰色泥岩・暗灰色泥岩に砂岩及び頁岩の互層を挟み、第Ⅰ油層となっている。阿部館層は深度0-450mに潜在し、灰色頁岩・泥岩に厚い砂・礫層を挟む。院内油田を構成する背斜が南部に沈降し、それが再び隆起した地域に発達したのが本油田であり、西翼は50°以上の急傾斜を示すが、東翼は20-30°の緩傾斜を示す非対称背斜からなる。西翼は断層により切られているので、Ⅰ層の出油区域は構造の中心部から東翼部に限られている(第37図)。油層は500m層と言われているものと、900m層と言われているものと二つの層がある。500m層(Ⅰ層)は前垣層の中部にあつて、泥岩と凝灰質砂岩との互層からなる。900m層(Ⅱ層)は黒色泥岩上部にある厚さ0.1-2.0m内外の薄い砂又は凝灰岩からなる油層である。

VI. 6 鉄 鉱 床

象潟図幅地域内の象潟泥流堆積物中に小規模な沈澱褐鉄鉱床が知られていて、戦時中数個所で稼行された。高島(1954)によれば、鉄床の厚さは0.5-2.5m、ときに2.5m以上、鉄石は褐鉄鉱である。品位は40-50%、ときに50%以上である。

VI. 7 石 材

象潟図幅地域内の象潟泥流堆積物及び新时期扇状地堆積物、特に前者のなかには、多数の採石場がある。そのうち比較的大規模な採石場は、金浦町金浦駅東方と、仁賀保町横森付近にある。金浦町金浦駅東方のものは、象潟泥流堆積物中の主として泥流丘を構成する輝石安山岩岩塊の部分の採石をしていて、昭和56年現在稼行中である。仁賀保町横森付近の地質は、新时期扇状地堆積物からなり、このうちの輝石安山岩の円礫の部分の採石をしていて、昭和55年現在稼行中である。

VI. 8 温泉及び鉄泉

象潟図幅地域には両前寺鉄泉・赤石温泉・前川温泉・大竹鉄泉・塩焼島鉄泉・象潟島温泉・象潟温泉・湯ノ台鉄泉などがある。ほかに仁賀保町院内北東方約1.1kmの屋根で行われた試掘井で60℃の温泉が出たが、交通が不便な所であるので利用されていない。

両前寺鉄泉は、仁賀保町平沢駅北東方約0.7kmの線路ぎわに位置する。現在埋立てられ、利用されていない。角(1975)によれば、食塩泉であつて、pHが7.6、泉温が7℃である。本鉄泉は、地質構造の項で述べた仁賀保衝上断層群の形成による割目に沿って噴出しているものと考えられる。

赤石温泉は、金浦町金浦駅南南西方約1.7kmに位置し、現在国民宿舎として利用されている。強食塩泉であつて、pHが8.4、泉温が57℃である。

前川温泉は、金浦町金浦駅南方約2.4kmに位置し、現在利用されていない。佐原（1960）によれば、食塩泉であって、pHが7.4、泉温が55°Cである。

大竹鉱泉は、象潟町大竹北方約0.8kmに位置し、現在利用するため準備中であつた。単純硫化水素泉であって、pHが7.4、泉温が17°Cである。

塩焼島鉱泉は、象潟町象潟駅北方約1.1kmの海岸近くに位置し、現在利用されている。単純硫化水素泉であって、pHが8.2、泉温が15°Cである。

象潟島温泉は、象潟町象潟駅北東方約0.8kmに位置し、昭和56年試掘井で温泉が出た。強塩泉で、pHが7.9、泉温が30°Cである。

象潟温泉は、象潟町象潟駅南西方約0.7kmの海岸沿いに位置し、利用されていたが、新潟地震（1964）によって温泉が出なくなり、利用出来なくなった。角（1975）によれば、食塩泉であって、pHが7.6、泉温が25°Cである。

湯ノ台鉱泉は、象潟町小滝東方湯ノ台付近に位置し、現在利用されている。単純硫化水素泉であって、pHが5.9、泉温が120°Cである。

文 献

秋田県教育委員会（1976） 秋田県遺跡分布図。

浅野 清・高柳洋吉（1966） 化石有孔虫からみた日本海域の古地理。日本海地域の地学的諸問題，
p. 29-35.

茅原一也（1958） 昭和32年度加茂・飛島班地質調査報告書。石油資源開発株式会社社内報告（MS）

千谷好之助（1930） 秋田北部油田の地質に就きて。地質学雑誌，付録特別号，vol. 37，p. 732-739.

畠山 昭（1954） 秋田県本荘盆地東部の新第三系。地質学雑誌，vol. 60，p. 171-184.

———（1955） 飛島の地質。地質学雑誌，vol. 61，p. 442-448.

樋口 雄・荒木直也・高橋 清・藤岡展价（1972） 西黒沢層の岩相・化石相分布と石油地質学的考察。
石油技術協会誌，vol. 37，p. 185-193.

平野信一・中田 高・今泉俊文（1979） 象潟地震（1804年）に伴う地殻変形。第四紀研究，no. 18，
p. 17-30.

藤岡一男（1959） 5万分の1地質図幅「戸賀・船川」及び同説明書。地質調査所，61 p.

———（1963） グリーン・タフ地域の地質。鉱山地質，vol. 13，p. 358-375.

———（1968） 秋田油田における出羽変動。石油技術協会誌，vol. 33，p. 283-297

———（1972） 日本海の生成期について。石油技術協会誌，vol. 37，p. 233-244.

———・大沢 穠・高安泰助・池辺 穰（1977） 地域地質研究報告（5万分の1図幅）「秋田」地域の地質。地質調査所，75 p.

———・大沢 穠・池辺 穰（1976） 地域地質研究報告（5万分の1図幅）「羽後和田」地域の地質。地質調査所，65 p.

———・高安泰助・的場保望・佐々木詔雄（1969） 秋田油田の天徳寺層および笹岡層の標式地にお

- ける層位関係. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 37, p. 17-40.
- 池辺 穰 (1954) 山形の油田地質について, 地質学雑誌, vol. 60, p. 286-287.
- (1962) 秋田油田地域における含油第三系の構造発達と石油の集積について. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 26, p. 1-59.
- ・大沢 穰・井上寛生 (1979) 地域地質研究報告 (5万分の1図幅)「酒田」地域の地質. 地質調査所, 42 p.
- 今村明恒 (1920) 奥羽西部の地震帯, 震災予防調査会報告, no. 95, p. 1-102.
- (1934) 地震漫談 (その十二) 鱈岩. 地震, vol. 6, p. 260-261.
- (1935) 奥羽地震による陸地隆起の跡. 地震, vol. 7, p. 592-593.
- 今村学郎・小笠原義勝 (1942) 象潟地震の地変. 科学, vol. 12, p. 18-19.
- 井上重一・荒川洋一 (1958) 青森県・秋田県および山形県下の油田ガス資料蒐集報告, 東北地方天然ガス開発利用調査報告. 石油技術協会, p. 428-527.
- 井上 武 (1960) 秋田油田地域における含油第三系およびその基盤グリーンタフの火成層序学的研究. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 23, p. 1-79.
- 石井基裕 (1953) 最近の探鉱成果秋田地区. 石油技術協会誌, vol. 18, p. 164-170.
- 石和田靖章・池辺 穰・小川克郎・鬼塚 貞 (1977) 東北日本の堆積盆地の発達様式についての一考察——太平洋側と縁海側との比較——. 藤岡一男教授退官記念論文集, p. 1-7.
- 神保 恵・本田康夫・田宮良一・富沢 尹 (1972) 飛島の地質——とくに新第三系について——. 「鳥海山・飛島」総合学術調査報告, 山形県総合学術調査会, p. 35-45.
- 活断層研究会(編) (1980) 日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 363 p.
- 加藤万太郎 (1977) 鳥海山西北麓, 象潟泥流の分布と形成年代について, 秋田地学, no. 26, p. 10-14.
- (1978) 秋田県の第四紀層の¹⁴C年代と象潟泥流について. 秋田博研報, no. 3, p. 56-63.
- 衣笠善博・山崎晴雄・大沢 穰 (1981) 秋田・山形地域活構造図 (1:200,000). 構造図6, 地質調査所.
- 北村 信 (1959) 東北地方における第三紀造山運動について——(奥羽脊梁山脈を中心として)——. 東北大学理学部地質学古生物学教室邦文報告. no. 49, p. 1-98.
- (1963) グリーンタフ地域における第三紀造山運動. 化石, no. 5, p. 123-137.
- 今田 正 (1972) 鳥海・飛島の自然. 「鳥海山・飛島」総合学術調査報告. 山形県総合学術調査会, p. 1-13.
- 小藤文次郎 (1896) 庄内地震に関する地質学上調査報告. 震災予防調査会報告, no. 8, p. 1-22.
- 米地文夫 (1972) 飛島の地形. 「鳥海山・飛島」総合学術調査報告. 山形県総合学術調査会, p. 307-314.
- 米谷盛寿郎 (1978) 東北日本油田地域における上部新生界の浮遊性有孔虫層序. 日本の新生代地質. 池辺展生教授記念論文集, p. 35-60.
- 湊 正雄・井尻正二 (1958) 日本列島. 岩波書店, 東京, 206 p.
- 水野 裕 (1962) 鳥海山麓の火山噴出物とその地形について, 東北地理. vol. 14, p. 103-106.
- 鯨岡 明 (1953) 最近の探鉱成果 IV. A. 2 山形地区. 石油技術協会誌, vol. 18, p. 157-160.

- 三土知芳 (1938) 秋田県仁賀保油田 (大日本帝國油田第三十三区) 地形及地質図, 同説明書. 地質調査所, 73 p.
- 宮城一男 (1958) 男鹿半島緑色凝灰岩層の層序学的岩石学的研究 (第3報)——台島層について——. 地質学雑誌, vol. 64, p. 195-205.
- 村山 磐 (1978) 古記録からみた象潟の地形, 東北学院大学文化研究所紀要, vol. 9, p. 162-175.
- 村山賢一 (1934a) 7万5千分の1地質図幅「本荘」及び同説明書. 地質調査所, 38 p.
- (1934b) 7万5千分の1地質図幅「飛島」及び同説明書. 地質調査所, 39 p.
- 武者金吉 (1941) 増訂大日本地震史料. 文部省震災予防評議会, vol. 1, 945 p. 及びvol. 3, 945 p.
- 中野尊正 (1956) 日本の平野. 古今書院, 東京, p. 67-68.
- 長坂 満・高橋 清 (1966) 昭和40年度「仁賀保総合」班地表調査報告書. 石油資源開発株式会社社内報告 (MS).
- 中島欽三 (1905) 鳥海火山地質調査報文 震災豫防調査会報告
- 大橋良一 (1930) 男鹿半島の地質. 地質学雑誌, vol. 37, 付録特別号, p. 740-754.
- 大村一蔵 (1926) 石油地質学概要 (18). 地球, vol. 9, p. 303-310.
- (1930) 秋田中部及南部油田の地質及鉱床. 地質学雑誌, vol. 37, 付録特別号, p. 755-765.
- (1935) 日本石油地の区分. 石油時報, no. 684, p. 1-11.
- 大塚弥之助 (1936) 秋田県由利郡の高瀬川凝灰岩層. 地質学雑誌, vol. 43, p. 697-706.
- OTUKA, Y. (1936) Pliocene mollusca from Manganzi in Komoto-mura, Akita Pref, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 43, p. 726-736.
- 大沢 穠 (1963) 東北地方中部における新第三紀造山運動, 火成活動および鉱化作用 (第1報 新第三紀の火成活動について). 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 50, p. 167-184.
- (1968) グリーン・タフ (緑色凝灰岩). 地下の科学シリーズ14, ラテイス, 東京, 231 p.
- ・加納 博・丸山孝彦・土谷信之・伊藤雅之・平山次郎・品田正一 (1981) 地域地質研究報告 (5万分の1図幅)「太平山」地域の地質. 地質調査所, 69 p.
- ・松田武雄・杉山友紀 (1964) 20万分の1地質図「新庄」. 地質調査所
- ・須田芳郎 (1980) 20万分の1地質図幅「秋田及び男鹿」. 地質調査所
- ・高安泰助・池辺 穰・藤岡一男 (1977) 地域地質研究報告 (5万分の1図幅)「本荘」地域の地質. 地質調査所. 55 p.
- 佐原良太郎 (1960) 秋田県に於ける温泉の化学的研究. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 22, p. 32-69.
- 斉藤武司(編) (1977) 金浦町郷土史年表. 金浦町公民館, 321 p.
- 桜井 操・佐藤任弘 (1971) 最上舟状海盆の地質構造と発達史. 地質学雑誌, vol. 77, p. 489-496.
- 佐藤 久 (1950) 朝日, 月山, 鳥海の地形. 出羽国立公園候補地学術調査報告, 鶴岡公民館, p. 33-57.
- 石油資源開発株式会社 (1973) 昭和48年度仁賀保AK-1 試掘完了報告 (MS). 秋田県
- 柴橋敬一 (1973) 鳥海火山の地質学的研究. 山形県の地質と資源, p. 7-16.
- ・今田 正 (1972) 鳥海火山の地質と岩石. 「鳥海山・飛島」. 総合学術調査報告, 山形県総合

- 学術調査会, p. 14-34.
- 式 正英 (1969) 火山泥流の地形. 地理, vol. 14, no. 10, 目次裏.
- 外山四郎 (1925) 秋田県男鹿半島に発達せる第三紀層. 北光, no. 20.
- 角 清愛 (1975) 日本温泉・鉱泉一覽. 地質調査所, p. 28-31.
- TAGUCHI, K. (1962) Basin architecture and its relation to the petroleum source rocks development in the region bordering Akita and Yamagata Prefectures and adjoining areas, with the special reference to the depositional environment of petroleum source rocks in Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 111, vol. 7, p. 293-342.
- 高島 彰 (1954) 日本鉱産誌BI-c, 鉱山別の表 I 鉄鉱. 地質調査所, p. 2-69
- 高安泰助 (1969) 貝類化石群による秋田地域の第三系層序. 化石, no. 18, p. 18-25.
- 帝國石油株式会社 (1973) 昭和47年度金浦AK-1号井試掘完了報告書 (MS). 秋田県
- 天然ガス鉱業会 (1969) 日本の石油・天然ガス資源. 第1篇東北裏日本地域, II 津軽・秋田・山形地域, p. 6-70.
- 東京大学地震研究所(編) (1981) 新収日本地震史料. vol. 1, 東京大学地震研究所, 193 p.
- 土谷信之・大沢 穠 (1981) 山形県飛鳥新第三紀玄武岩質火砕岩に含まれる酸性岩礫. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, p. 101.
- 辻村太郎・木内信藏 (1936) 火山泥流地形. 科学, vol. 6, p. 288-290.
- 塚田松雄 (1980) 杉の歴史: 過去一万五千年間. 科学, vol. 50, p. 538-546.
- 宇井忠英 (1972) 鳥海火山中腹の断層崖と山麓に分布する火砕岩の成因. 「鳥海山・飛鳥」総合学術調査報告, 山形県総合学術調査会, p. 8-13
- 鶴飼光男 (1974) 日本の石油鉱業と技術, 第I編日本油田・ガス田誌, 3. 11 西小国ガス田. 石油技術協会, p. 30.
- 宇佐美龍夫 (1975) 日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 327 p.
- (1978) 大地震. そしえて文庫, 東京, 238 p.
- 宇津徳治 (1979) 1885年-1925年の日本の地震活動——M6以上の地震および被害地震の再調査——. 地震研究所彙報, vol. 54, p. 253-308.
- 渡部 晟 (1979) 象潟平野の沖積層貝化石. 秋田博研報, no. 4, p. 99-102.
- ・佐藤芳和 (1980) 古象潟の軟体動物群. 秋田博研報, no. 5, p. 89-106.
- 渡辺久吉 (1932) 日本地質産誌, 第1編地質編第4章新生界第1節第三系(二) 新第三系(新成統). 地質調査所, p. 92-152.
- 矢内桂三・井上 武・大口健志 (1973) 朝日山地の白亜紀後期田川酸性岩類——新第三系グリーン・タフ層基盤岩の再検討——. 地質学雑誌, vol. 79, p. 11-22.
- 安田初雄 (1951) 東北日本の火山性泥流地域とその開発. 地理学評論, vol. 24, p. 294-302.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Akita (6) No. 37

GEOLOGY

OF THE

KISAKATA DISTRICT

(including TOBISHIMA in the SAKATA District)

By

Atsushi ŌZAWA, Yutaka IKEBE, Yōichi ARAKAWA,
Nobuyuki TSUCHIYA, Hiroyuki SATOH and Toshihiro KAKIMI

(Written in 1981)

(Abstract)

General Remarks

The mapped district is situated to the northwest of Chōkai Volcano, one of prominent active volcanoes of northeastern Honshu. The district is marked with several working wells of oil and natural gas. Along with natural disaster caused by eruptions of Chōkai Volcano, the district was repeatedly attacked by seismic tremor. The Kisakata earthquake in A.D. 1804 changed landscape along the coastal area of Kisakata.

The district is mainly occupied by the Pleistocene-Holocene coverings such as the Chōkai Volcanic Products, Kotaki Mudflow Deposits and fan deposits.

Underneath the coverings, the Neogene rocks of clastic sediments and pyroclastic rocks are distributed, largely identified by boreholes. The Neogene rocks crop out only in localized areas such as the eastern most part of the district and the islands of Tobishima 30km west off the coast.

The stratigraphic succession of this district is summarized in Table 1.

Neogene

The Neogene rocks, 2,500m to 3,500m in total thickness, are divided stratigraphically into six formations, that is, Tobishima, Aosawa, Onnagawa, Funakawa, Tentokuii and Sasaoka Formations as shown in Table 1. The Tobishima and Aosawa Formations are composed mainly of volcanic rocks. Because of their characteristic color they are commonly called "Green Tuff". On the other hand, the Onnagawa, Funakawa, Tentokuii and Sasaoka Formations consist mainly of sedimentary rocks.

Tobishima Formation

The Tobishima Formation is distributed in the islands of Tobishima. This formation consists mainly of acid pyroclastic rock, pyroxene andesite pyroclastic

Table 1

Geologic Age		Stratigraphy		
Quaternary	Holocene	Younger sand dune deposits	River floor deposits	
		Kisakata Formation (1.0-18.4)	Kotaki Formation (2-10)	Younger fan deposits
		Kisakata Mudflow Deposits		
		Older sand dune deposits		
	Pleistocene	Older fan deposits		
		Kotaki Mudflow Deposits		
		Chōkai Volcanic Products		
		Nishime Formation (50 to 450)		
Neogene	Pliocene	Sasaoka Formation (120 to 600)		
		Tentokuji Formation (400 to 1,200)		
	Miocene	Funakawa Formation (500 to 700)		
		Onnagawa Formation (450 to 650)		
		Tobishima Formation (400 to 500)	Aosawa Formation (300 to 550)	

() thickness in meter

rock and basalt pyroclastic rock, with subordinate amounts of rhyolite lava, pyroxene andesite lava and olivine basalt. This formation yields silicified wood and plant fossil.

Aosawa Formation

The Aosawa Formation is latent in underground of the mapped district. This formation is made up mainly of basalt pyroclastic rock and mudstone, intercalated with acid tuff.

Onnagawa Formation

The Onnagawa Formation which is latent in underground of the mapped district conformably overlies the Aosawa Formation. This formation consists mainly of hard mudstone with acid tuff and sandstone.

Funakawa Formation

The Funakawa Formation conformably overlies the Onnagawa Formation, and is latent in underground of the mapped district. This formation is made up mainly of dark grey mudstone with acid tuff, sandy tuff and sandstone.

Tentokuii Formation

The Tentokuii Formation conformably (partly unconformably) overlies the Funakawa Formation, and is distributed in the eastern part of the mapped district. This formation consists mainly of siltstone which is intercalated with sandstone, acid tuff and sandy tuff.

Sasaoka Formation

The Sasaoka Formation conformably (partly unconformably) overlies the Tentokuii Formation, and is distributed in the eastern part of the mapped district. This Formation is made up mainly of sandstone and sandy siltstone, intercalated with acid tuff and sandy tuff, and yields the Onma-Manganji fauna including *Turritella saishuensis*, *Yoldia notabilis*, *Acila insignis*, *Glycymeris yessoensis*, and so on.

Geologic structure

The distribution of the Neogene rocks is controlled by so-called "Oil-field Structure" in Northeastern Honshu whose trend is dominated in a N-S direction.

The eastern part of the mapped district is characterized by the intense fold and reverse fault with a general trend of N-S direction. The Nikaho Thrust Faults form a great fault zone (more than 15km in elongation) which strikes

N-S to N30° E or to N30° W. and dips 65° to 80° E. In the vicinity of the Nikaho Thrust Faults, the Onnagawa, Funakawa, Tentokuji and Sasaoka Formations generally form the overturned fold at some places.

In the other part of the district, the Neogene formations form folds, dipping 5° to 40°, locally more than 40°.

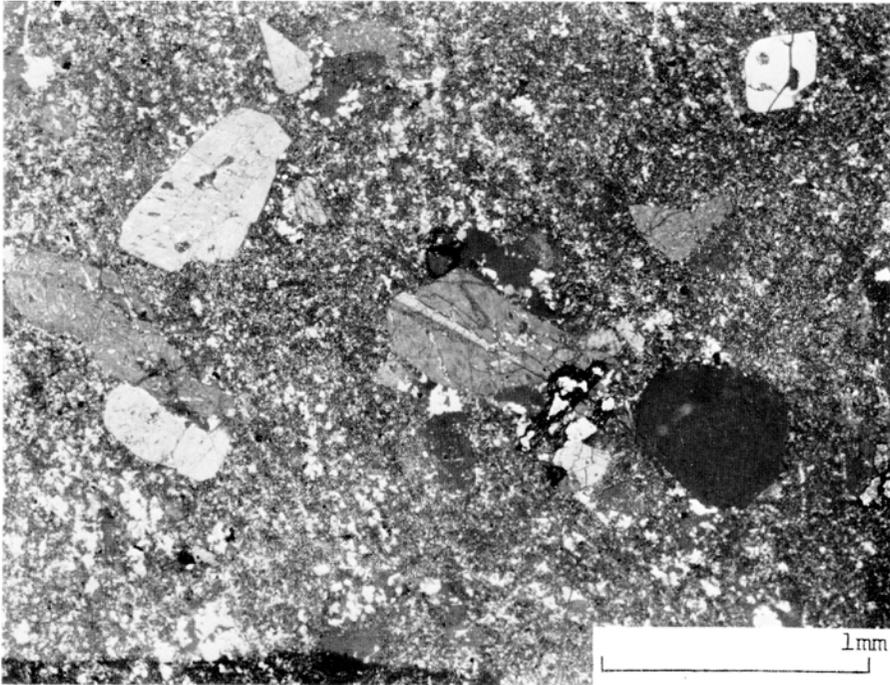
Quaternary

The Quaternary is divided as shown in Table 1. Each boundary is marked with unconformity.

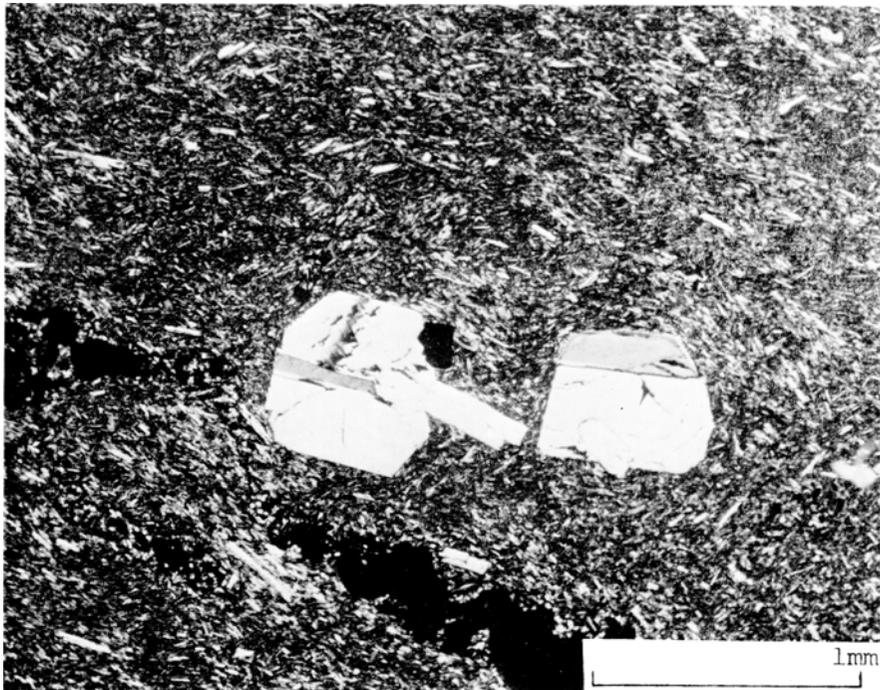
The Nishime Formation unconformably overlies the Sasaoka Formation, and is made mainly of sandstone with gravel, peat and pyroxene andesite pyroclastic rock. The Chokai Volcanic Products consist mainly of (hornblende- olivine-) pyroxene andesite lava and its pyroclastic rock. The Kotaki Mudflow Deposits consist mainly of (hornblende- olivine-) pyroxene andesite block, sand and volcanic ash. The older fan deposits consists mainly of gravel with sand. The older sand dune deposits are made up mainly of sand. The Kisakata Mudflow Deposits consist mainly of (hornblende-olivine-) pyroxene andesite block, sand and volcanic ash. The Younger fan deposits are made up mainly of gravel with sand. The Kotaki Formation consists mainly of sand with gravel. The kisakata Formation consists mainly of sand and silt with peat. The younger sand dune deposits are made mainly of sand. The river floor deposits are made up of sand, gravel and mud.

Economic Geology

The most valuable underground resources in the mapped district are oil and natural gas, and their fields are named Innai, Katsurazaka, Kotaki, Kisakata, etc. Oil seepages are recognized at some places along the anticlinal axis in the Onnagawa, Funakawa, Tentokuji and Sasaoka Formations.

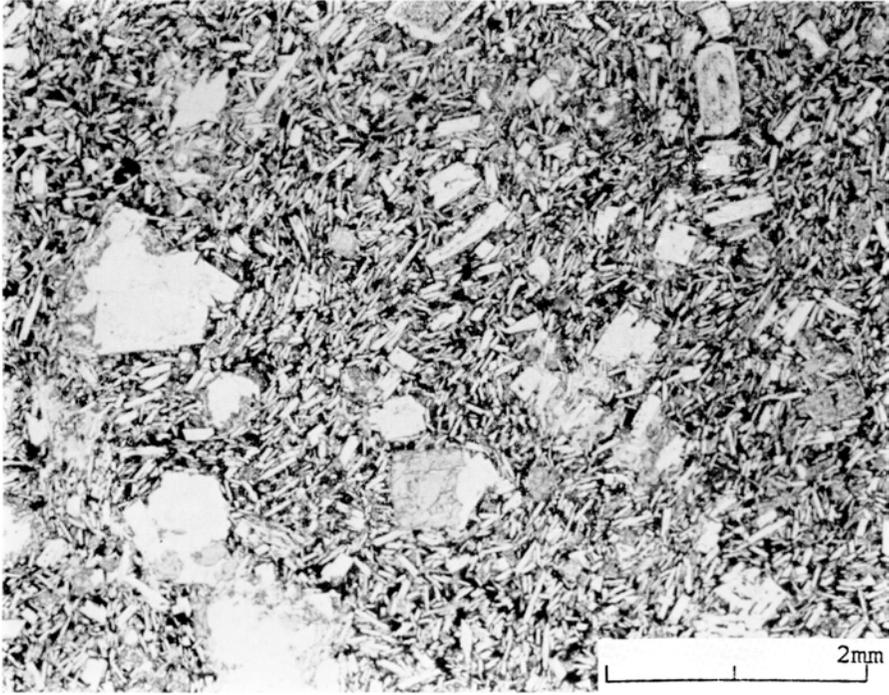


1. 飛島層下部の流紋岩 (Tr) の顕微鏡写真 採集地: 酒田市飛島西方赤島 TB80022

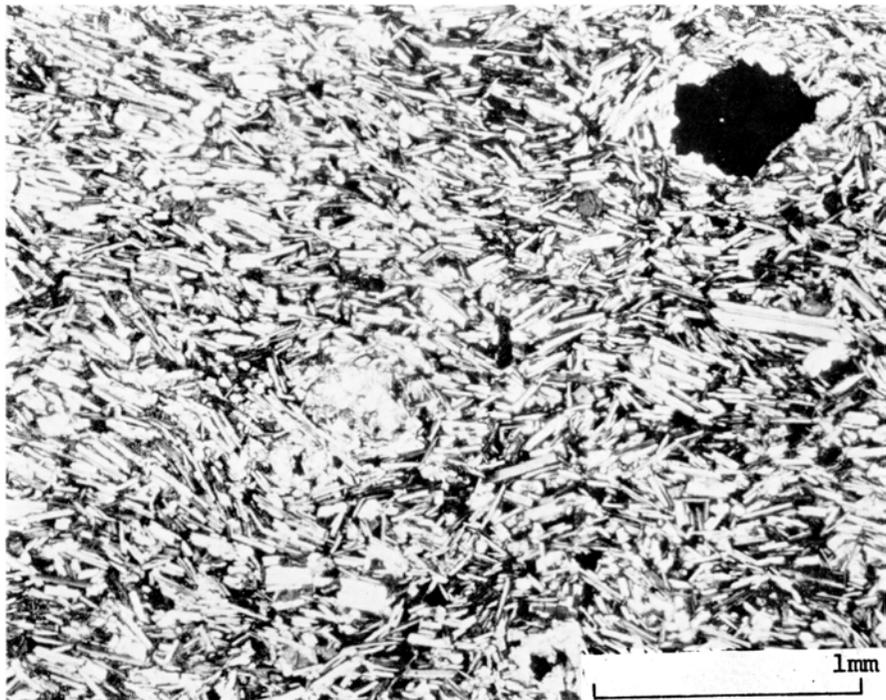


2. 飛島層下部の紫蘇輝石普通輝石含有デイサイト (Ta₂) の顕微鏡写真 採集地: 酒田市飛島寺島 TB80027A

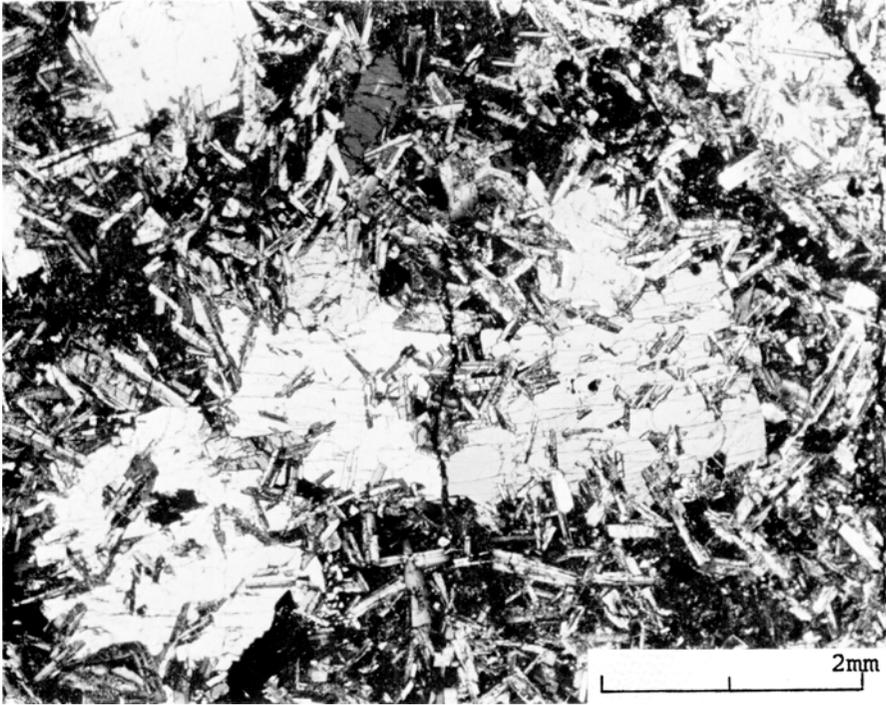
第II図版



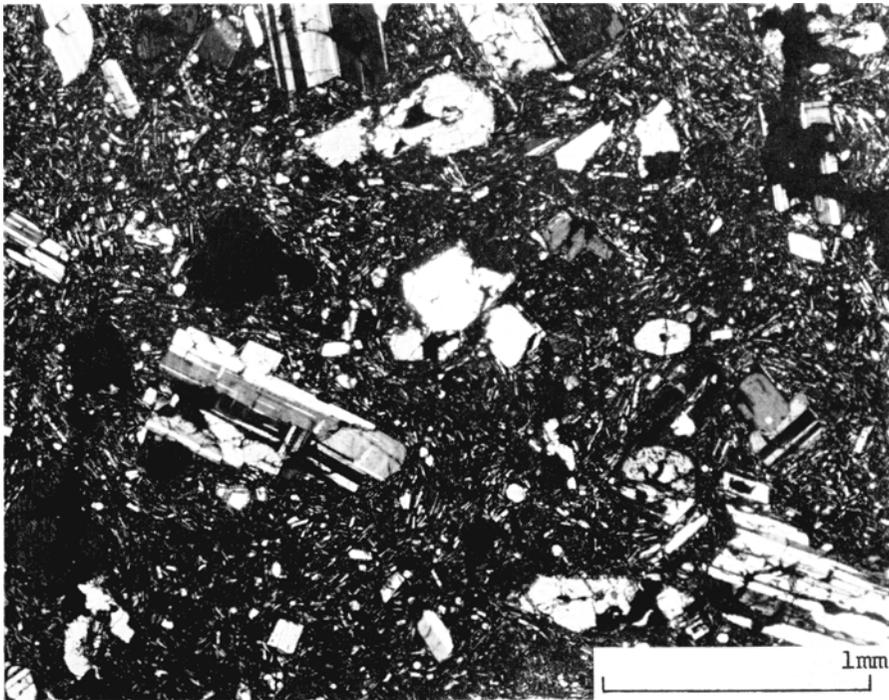
1. 飛島層下部の紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Ta₁) の顕微鏡写真 採集地: 酒田市飛島西方島帽子群島西ノ島 TB80020



2. 飛島層上部のかんらん石玄武岩 (Bs) の顕微鏡写真 採集地: 酒田市飛島北方二俣島 TB80025



1. 青沢層のかんらん石普通輝石ドレライト (Do) の顕微鏡写真 採集地：金浦町金浦 AK-1 試掘井深度 2,609m付近 KS80AK1



2. 鳥海火山噴出物のかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Cv) の顕微鏡写真 採集地：象潟町小滝奈曾の白滝 KS80031

※文献引用例

大沢 穰・池辺 穰・荒川洋一・土谷信之・佐藤博之・垣見俊弘 (1982) 象瀉地域の地質 (酒田地域の一部, 飛島を含む). 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 73 p.

ŌZAWA, A., IKEBE, Y., ARAKAWA, Y., TSUCHIYA, N., SATOH, H. and KAKIMI, T. (1982) *Geology of the Kisakata District* (including Tobishima in the Sakata District). Quadrangle Series, Scale 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 73 p. (in Japanese with English Abstract, 4 p.)

昭和57年2月26日印刷

昭和57年3月2日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 木村正義

印刷所 創文印刷

東京都荒川区西尾久7丁目12の6

© 1982 Geological Survey of Japan