

550.85(084.32)(521.43)[1:50,000](083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

小 口 瀬 戸

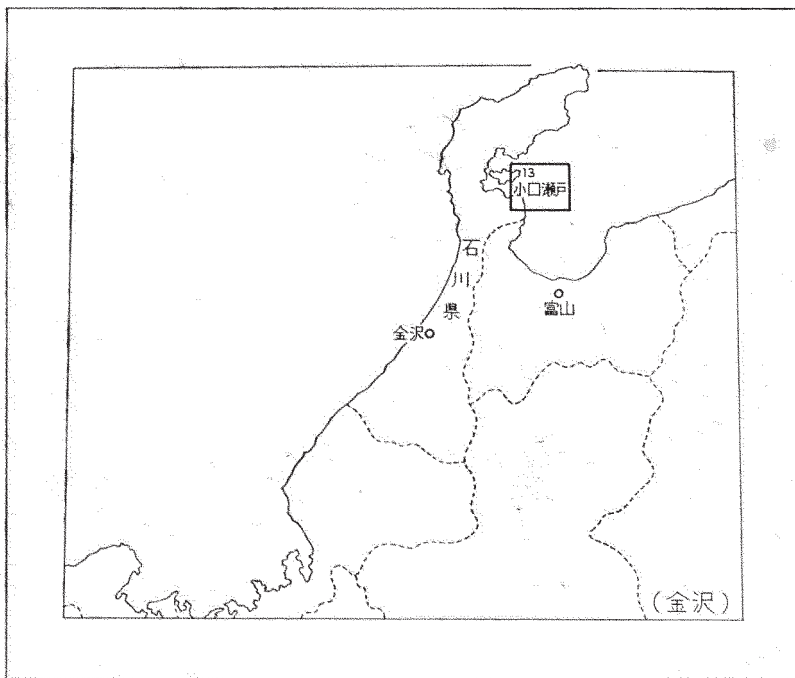
(金沢一第 13 号)

通商産業技官 今 井 功

地質調査所

昭和 40 年

位置図



() は 1 : 500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	4
II. 1 概 説	4
II. 2 新第三系	5
II. 2. 1 崎山半島の新第三系	6
穴水累層	7
多根互層	7
赤浦砂岩層	10
虫崎泥岩層	12
赤崎シルト岩層	12
崎山シルト岩層	14
II. 2. 2 能登島の新第三系	15
須曾泥岩層	15
縁繫泥岩層	16
二穴シルト岩層	16
野崎シルト岩層	18
II. 3 第四系	18
II. 4 地質構造	20
III. 応用地質	24
文 献	25
Abstract	1

小 口 瀬 戸

(金沢一第 13 号)

この図幅調査は、邑知潟・虻島両図幅調査にひき続き、昭和 36 年度に行なわれた。調査にあたっては、金沢大学の粕野義夫教授から種々の資料を見せていただき、また多くの御教示を得た。

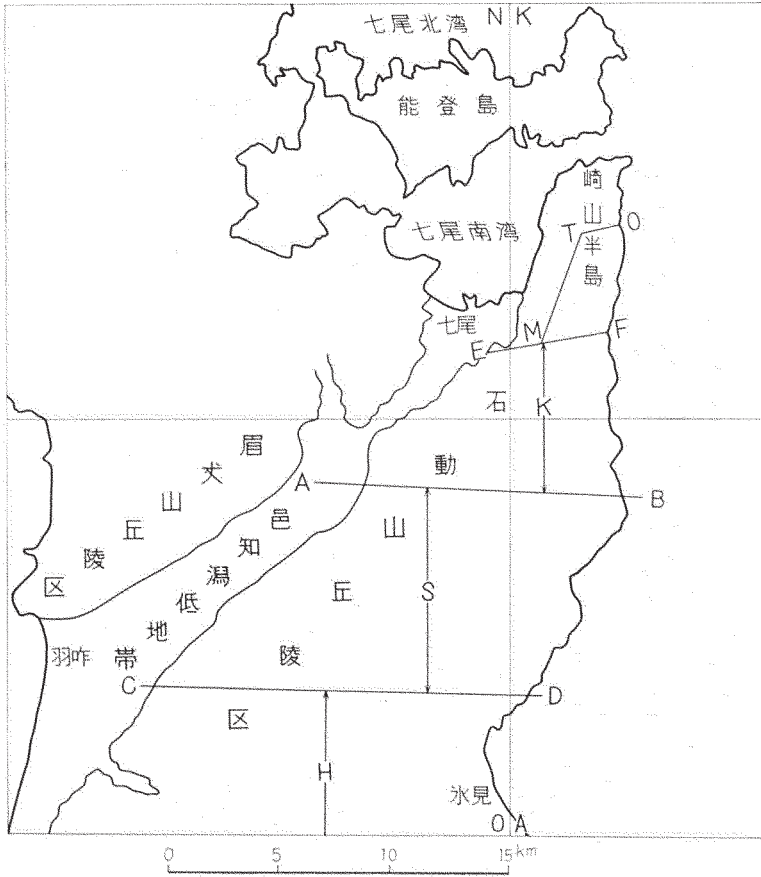
I . 地 形

この図幅地域は、七尾湾の中央に横たわる能登島の東半部と、七尾南湾の東縁をかざる崎山半島の主部を占めている。

崎山半島は、邑知潟・虻島図幅地域における石動山丘陵区の北東方延長部にあたるもので(第1図)、本図幅地域内では、南西隅が標高420mでもっとも高く、これから北北東に向かつて徐々に低くなり、北端の^{みむろ}三室・鶴ノ浦付近では標高50m以下の低丘陵となる。崎山半島は、地形的特徴から佐野一庵^{いおり}を結ぶ東西線によって南北両域に大別され、北域はさらに、大野木—大坪—松尾を結ぶ線によって東西両域に2分される(第2図)。

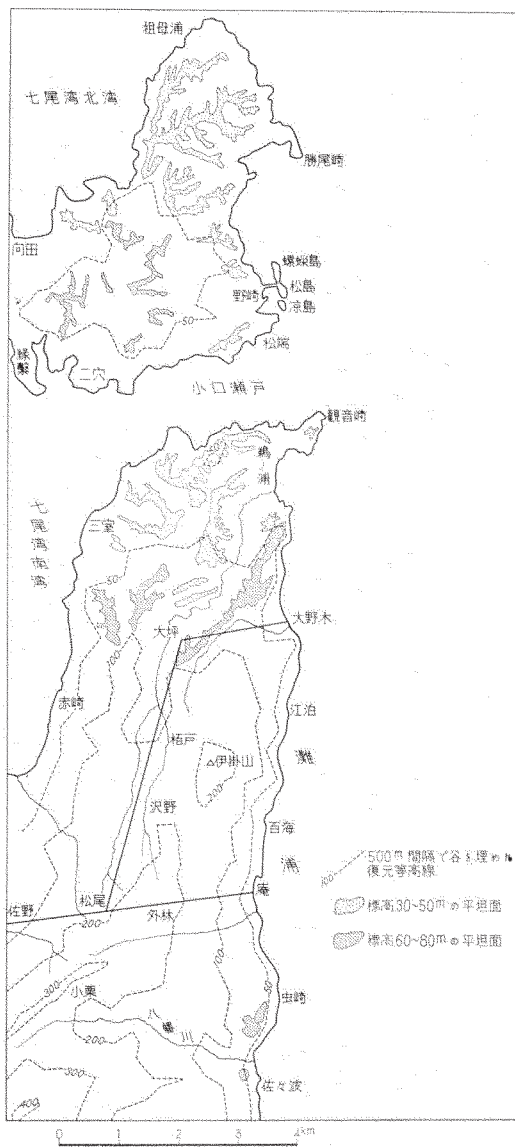
佐野一庵線以南の地域は、石動山丘陵区における熊淵区^{注1)}の北半部にあたり、標高400m台以下の丘陵性低山地をなしている。地質的には新第三系最下部の穴水累層の卓越する地域である。北東—南西方向にのびる2軸の稜線があり、一つは標高300~400mで、熊淵区の南西部(邑知潟図幅地域)から本図幅地域の南西隅に達しており、他は標高約300mで、小栗付近を直線状に走っている。両者はほぼ八幡川付近

注1) 邑知潟・虻島図幅の石動山丘陵区は地形的特徴から、さらに北から熊淵区・石動山区・氷見区に3分される。各区における稜線の主軸はそれぞれ北西方に偏在し、各区ごとに雁行して配列している。



N: 七尾図幅 K: 小口瀬戸図幅 Q: 邑知湾図幅 A: 蛇島図幅
 A-B: 二宮一東ノ浜線 K: 熊淵区 C-D: 飯山一藪田線 S: 石動山区
 E-F: 佐野一庵線 H: 氷見区 O-T-M: 大野木一大坪一松尾線

第1図 地形区分図



第2図 地形概要図

を境として雁行している。河川の流路はほぼ東西方向で、穴水累層の火山砕屑岩類をうがって、深い谷をつくっている。

佐野—庵線以北の地域では、南域と異なり、稜線および主要河川の方向は北北東—南南西となる。北域の東部、すなわち大野木—大坪—松尾線以東の地域は、標高200m台以下の丘陵で、主として新第三系の下半部の岩層からなり、地質構造的には背斜部にあたっている。伊掛山から外林に達する稜線は沢野付近で雁行している。大野木—大坪—松尾線以西は、標高100m台以下の低丘陵で、新第三系上半部の岩層からなり、地質構造的には向斜部にあたっている。この地域の稜線の主軸も雁行性である。このように、崎山半島の地形は、新第三系の地質構造とよく調和している。

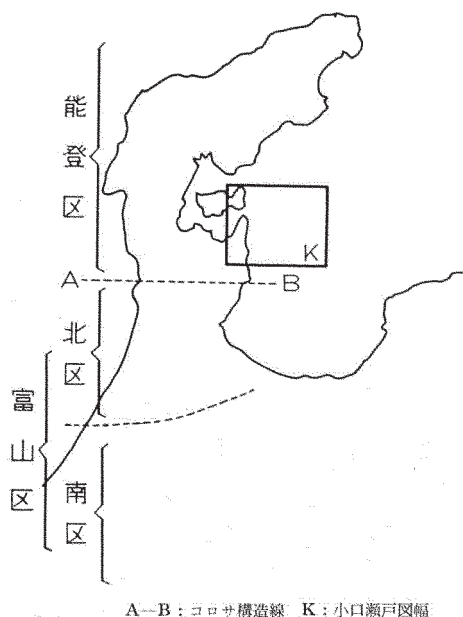
なお、大野木—赤崎間以北では、海拔60～80mと、30～50mの2段の平坦面が認められる。いずれも海岸に向かって徐々に高度を減じている。図幅地域南部の東海岸、虫崎・佐々波付近には海拔60mの平坦面がある。同様の平坦面は南隣虻島図幅地域の東海岸にもあり、灘浦海岸に小範囲に分布する海岸段丘の一部とみなされる。

能登島の東半部は標高100m以下の低丘陵で、地質的には主として新第三系の上半部の地層からなる。丘陵は開析がすまみ、狭長な谷が縦横に発達している。山頂は一般に低平で、標高60～80mと30～50mの2段の平坦面が認められる（第2図）。おそらく、崎山半島の2段の平坦面にそれぞれ対応するものであろう。海岸線は屈曲が多い。東海岸に突出する勝尾崎、北北東—南南西に配列する螺^{さざえ}島・松島・涼島および松端はいずれも新第三系の砂岩からなり、他の大部分の海岸線は新第三系の泥岩からなる。とくに南海岸では、風化して白色を呈する泥岩の崖が連なり、美しい景観を呈する。沖積平地は乏しく、向田・野崎付近にわずかにみられるにすぎない。

Ⅱ．地 質

Ⅱ．1 概 説

この図幅地域は、主として新第三紀の堆積岩類および火山岩類からなり、他に第四系が小範囲を占めて分布する。これらの新第三系は、北陸東部積成区のうち、能登区の南部に含まれるものである。能登区の南限は、南隣虻島および邑知潟図幅地域をほぼ東西によぎるコロサ構造線で示される⁸⁾（第3図）。



第3図 北陸東部新第三系積成区（鮎野・坂本・石田，1961による）

能登区の一般的特徴としては、新第三系下半部の穴水累層・八尾累層相当層が広く発達するのに対し、上半部の音川累層・氷見累層相当層の発達が地域的に限られていること、各累層間に堆積間隙が多いこと、能登半島北端部をのぞいては顕著な褶曲構造が認められないこと、海緑石・燐鉱・珪藻土・マンガンなど堆積源鉱床が多いことなどがあげられ、富山北区や南区に較べると、地向斜的というよりはむしろ台地的性格が強い。本図幅地域は能登区のうちでも音川累層・氷見累層相当層の発達が良好な地域で、地質構造のうえでも富山北区における諸特徴と共通する点が多い。

II. 2 新第三系

崎山半島および能登島の地質について、これまで総括されたものとしては、小川琢治¹⁾²⁾・大塚弥之助³⁾⁴⁾⁵⁾・桑野幸夫⁶⁾・鮎野義夫⁹⁾¹⁰⁾・市川渡⁹⁾らの資料がある。しか

第1表 新第三系対比表

富山標準層序	嶺山半島	能登島
鮮新世 氷見累層	嶺山シルト岩層	野崎シルト岩層
中 音川累層	赤崎シルト岩層	二穴シルト岩層
	虫崎泥岩層	縁繫泥岩層
新 八尾累層	赤浦砂岩層	須曾泥岩層
	多根互層	穴水累層
	穴水累層	

し、複雑な地質構造、地域的欠層、岩相変化などのために、嶺山半島と能登島の新第三系の対比については、なお問題が残されていた。本図幅では、邑知湯・虻島両図幅の調査結果を参考にして、第1表のような対比を試みた。

これらの新第三系は、各層の最大層厚を累積すれば1,600m以上となるが、地域的に層厚変化があるために、一般には1,000m内外の厚さとみつめられる。本図幅地域内では最下部の穴水累層および多根互層からはまだ海棲化石は発見されないが、これから上位の地層はいずれも海成層である。地質時代は中新世中期（初期？）から鮮新世に及んでいる。層相の垂直変化からみれば、八尾累層相当層はいずれも粗粒堆積岩類を主とし、地域的に岩相、層厚の側方変化がはげしく、堆積環境、累重関係も場所によって変化するが、音川累層相当層以上は、いずれも細粒堆積岩類を主とし、岩相の側方変化も八尾累層相当層に較べれば少ない。

II. 2. 1 嶺山半島の新第三系

嶺山半島の新第三系は、下位から穴水累層・多根互層・赤浦砂岩層・虫崎泥岩層・赤崎シルト岩層・嶺山シルト岩層の各層に区分される。このうち、安山岩質火山砕屑岩類を主とする穴水累層は、能登区全域にわたって広く発達するものであるが、八尾累層に相当する多根互層および赤浦砂岩層は、能登区南部に発達して変化の多い岩相を示し、細粒堆積岩を主とする虫崎泥岩層・赤崎シルト岩層および嶺山シルト岩層は富山北区における音川累層および氷見累層と岩相上共通した性質をもっている。した

がって、崎山半島は、それぞれ異なった広がりをもって発達する各層が累重しており、能登区のうちでも特異な位置を占めている。

穴水累層

能登半島北部に広く発達する穴水累層の一部をなすもので、崎山半島ではおもに南部に露出する。虻島・邑知潟図幅地域の熊渕川流域で標式的に観察されるので、熊渕安山岩類ともよばれている。本層は層序的に富山積成盆地の岩縮累層に対比される。本累層は安山岩熔岩・安山岩質凝灰角礫岩・凝灰岩などからなり、ところにより、砂岩・泥岩の薄層を挟んでいる。

熔岩は紫蘇輝石普通輝石安山岩からなる。黒色～暗灰色を呈し、ガラス質石基のものが多く、斑晶の一部は汚濁し灰白色となっている。

斑晶：斜長石，2mm，清澄

普通輝石，1mm，一部炭酸塩鉱物に置換

紫蘇輝石，1mm， //

石基：ガラス基流晶質組織

斜長石・磁鉄鉱・ガラスからなる。

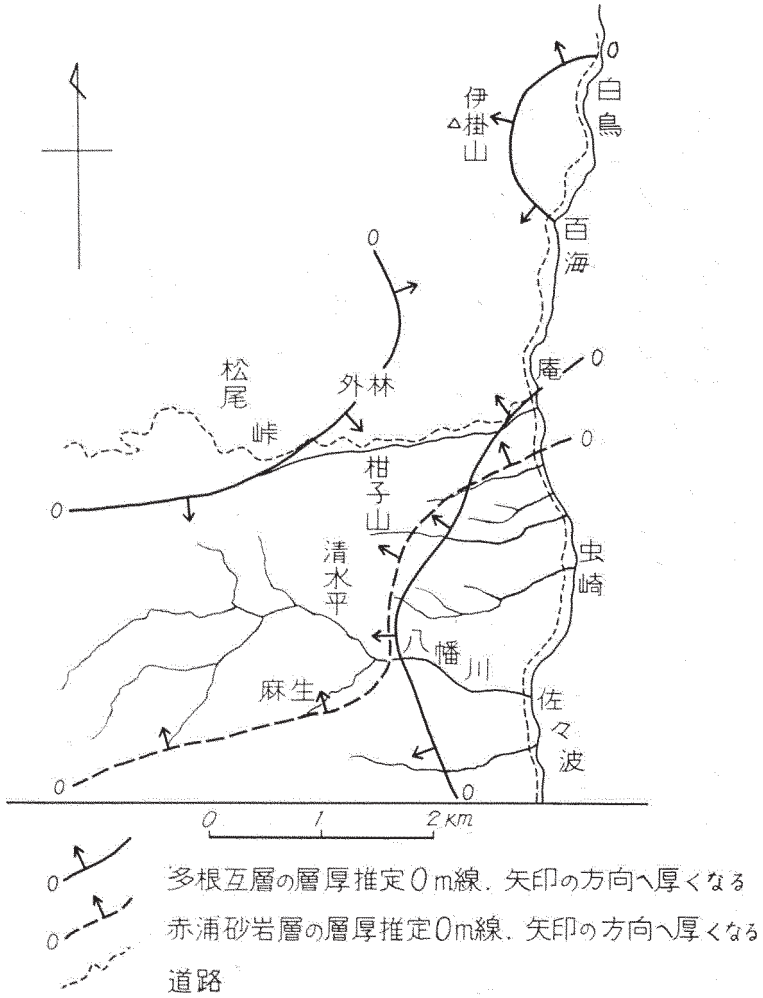
凝灰角礫岩は、一般に径10cm大の角礫の集合からなり、ときに火山礫岩状または集塊岩状を呈し、また不規則に凝灰岩に移化し、岩相の変化がはげしい。崎山半島の穴水累層の大部分はこの凝灰角礫岩およびこれに随伴する凝灰岩からなる。

凝灰角礫岩および凝灰岩中に挟まれる砂岩は、一般に黒色～暗灰色を呈し、中粒～粗粒の火山岩質砂からなり、しばしば青灰色の砂質シルト岩の薄層を挟む。泥岩は黒色～暗灰色を呈し、風化すると灰白色となる。一般に砂質で、凝灰質である。

崎山半島における穴水累層の層厚は、下限不明で明らかでないが、図幅地域南部の露出範囲で200m以上である。

多根互層

佐野一庵線以南・^{どうみ}百海付近・^{えのとまり}江泊の西方に分布する。大塚弥之助⁵⁾の百海層はほぼ本層に相当する。佐野一庵線以南の本層は、邑知潟・虻島国幅地域の多根互層から直接連続している。層序的には、邑知潟・虻島国幅地域の八尾累層下部の層準に相当する。本層は不規則な基底面をもつて穴水累層を被覆し、ところによって岩相、層厚が

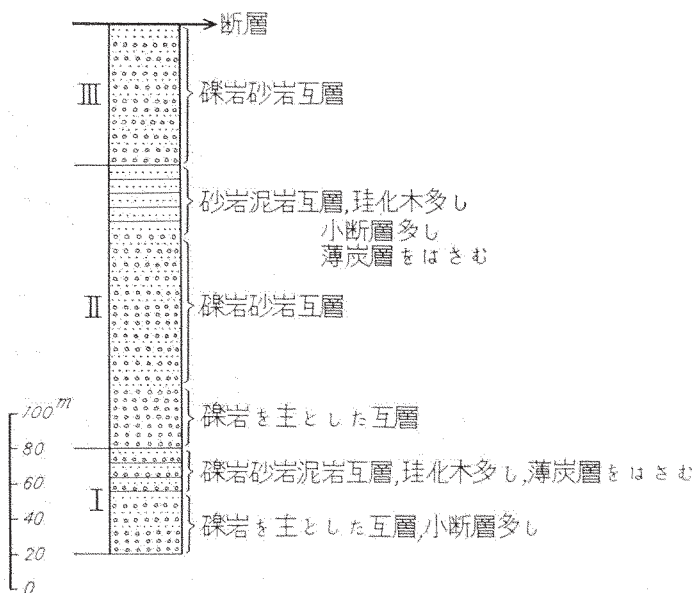


第4図 多根互層・赤浦砂岩層の層厚0m線

著しく変化する。おそらく、穴水累層積成後の古地形の凹所を埋積しながら形成されたものであろう。層厚は図幅地域の南西隅でもつとも厚く、500m内外に達するが、これから北方および東方に向かつて薄化消滅し、百海付近ではふたたび300m以上の層厚となる（第4図）。

本層は一般に安山岩質の砂岩と泥岩との不規則な互層からなり、部分的に安山岩礫からなる厚い礫岩層が発達する。

佐野一庵線以南の本層は凝灰質の砂岩・シルト岩および泥岩の不規則な互層からなる。ときに薄い礫岩層あるいは含礫砂岩層を挟む。麻生一小栗間の谷では、本層の基底部に顕著な礫岩層が発達する。礫はほとんど安山岩の亜角礫からなり、最大粒径30cm、平均10cmである。また、麻生付近では本層の下部に厚さ1.5~2mの黄白色細粒凝灰岩層が数枚認められるが、連続性に乏しい。小栗の南方では、しばしば本層中の泥岩・細粒砂岩中に植物片が認められ、また薄い炭層がレンズ状に挟まれる。大家弥之助⁹⁾はこの付近で“Sequoia”の毬果を認めている。



第5図 百海西方の多根互層

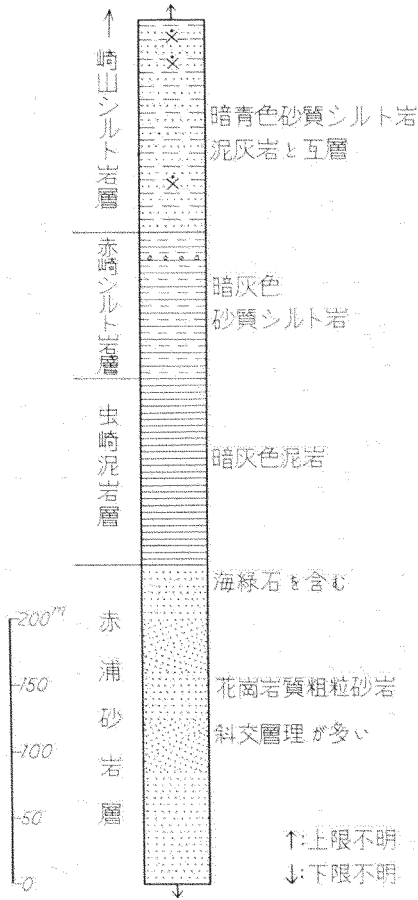
百海付近の本層は礫岩を主とした岩相からなる。この岩相は、礫岩から砂岩あるいは砂岩泥岩互層に移化する垂直変化の傾向から、3つの単位に区別することができる(第5図)。いずれも下半部に礫岩が卓越し、上半部は砂岩ないし砂岩泥岩互層が多くなる。この砂岩がちの部分には、斜立または直立した珪化木が多数含まれ、また薄炭層がレンズ状に挟まれる。全体を通じて小断層がきわめて多い。礫はほとんど安山岩の角礫ないし亜角礫で、基質も同様の砂からなる。礫の最大粒径は60cm以上、一般に粗粒部の平均粒径は5~10cmである。

江泊西方の本層は、主として黒色を呈するシルト質泥岩からなり、やや板状の砂岩の薄層を挟み、ときに互層となる。泥岩は砂粒をまじえ、一般に淘汰が悪い。砂岩は比較的堅硬な、石英質細粒砂岩である。

赤浦砂岩層

本層の模式地は七尾北西の赤浦付近で、南は邑知潟図幅地域の眉丈山丘陵区から、東は崎山半島にかけて広く分布する。しかし、能登島には分布しない。大塚弥之助⁹⁾の庵層は本層に含まれる。層序的には富山北区の八尾累層上部に対比される。眉丈山丘陵区および七尾図幅地域の南東部では、本層は基盤岩類および穴水累層を被覆する滝礫岩層および高島礫岩層から指交関係をもちながら側方に移化し、次第にその上位を占めるに至っている。崎山半島では、部分的には多根互層と指交関係をもつが、大局的には多根互層を整合に被覆している。層厚は小栗付近で230m以上、柑子山・清水水平付近では50~70mで、東方に向かって消滅する。また、庵付近では60m以上、白鳥付近では250m以上と、北方でふたたび厚くなる(第4図)。

本層は花崗岩質の粗粒砂岩を主とし、随所に薄い泥岩層、またときに安山岩からなる礫岩層を挟む。各所で斜交層理が顕著に発達するが、これは崎山半島ばかりでなく、赤浦付近でも眉丈山丘陵区でも認められ、普遍的な現象とみなされる。なお、本層最上部の数mの範囲は海緑石粒に富み、やや堅硬な海緑石砂岩となる。この海緑石砂岩は、江泊付近・庵付近・外林付近における虫崎泥岩層の直下部で観察されるが、和倉周辺・能登島・虻島図幅地域の黒崎付近でみられるほど顕著な海緑石砂岩ではない。庵付近の海緑石粒を含む砂岩はやや細粒、石灰質で、*Chlamys crassivenia*, *Terebratulina quantoensis*, *Aphrocallistes* などの化石を産する。かつて、白鳥付近の海



第6図 松尾付近における新第三系柱状図

岸から *Desmostylus* の臼歯が採取されたことが報ぜられているが、その産出層準については明らかでない。鮎野義夫¹¹⁾ は、臼歯の空孔を海緑石質砂岩が充填していることから、その産出層準を庵砂岩層（本図幅の赤浦砂岩層）最上部の海緑石質砂岩とみなしている。

小栗付近では、本層の下部に厚さ約2mの白色細粒凝灰岩層が数枚挟まれる。また、庵の西方でも本層の下部に薄い凝灰岩層があるが、いずれもその連続性については明らかでない。

虫崎泥岩層

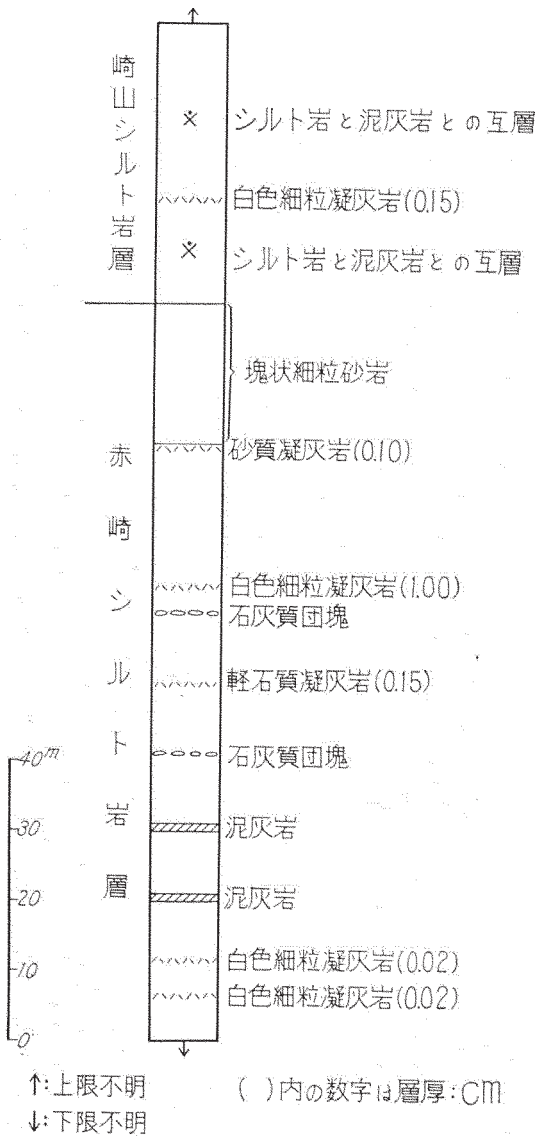
南隣虻島図幅地域から、崎山半島の虫崎・大野木付近・松尾の南方にかけて分布する。富山北区の音川累層下部に対比されるもので、能登島の縁繫泥岩層、七尾周辺の和倉泥岩層は岩質的にも、層序的にも本層に相当する。しかし、和倉泥岩がいわゆる珪藻質泥岩であるのに対し、虫崎付近の本層はより泥質で、珪藻の量が漸減しているものと思われる。本層は下位の赤浦砂岩層を非整合^{注2)}に被覆するが、崎山半島の南部では多根互層、穴水累層を直接被覆しており、顕著な海侵被覆関係が認められる。層厚は虫崎付近で250m以上、佐野一外林間では50～250m、大野木付近で130mである。

本層の主体をなす泥岩は、細粒、均質で層理に乏しく、新鮮な部分では暗灰色を呈するが、風化すると灰白色となり、小角片に破碎する特徴がある。やや硬質で、外観は邑知潟・虻島図幅地域の中波泥岩層に類似する。全般に軽石の微粒や珪藻遺骸、ウニの破片、*Makiyama* などを含むが、大型貝化石はほとんどみられない。また、部分的に径50～60cm大の泥灰岩の団塊を含んでいる。なお、本層基底部数mの部分はややシルト質で、海緑石粒を含んでいる。

赤崎シルト岩層

崎山半島の北部に広く分布する。富山北区の音川累層上部に対比される地層で、能登島の二穴^{ふたあな}シルト岩層は、岩質的にも層序的にも本層に相当する。下位の虫崎泥岩層との関係は、能登島では比較的明瞭な侵食面をもって境されるが、崎山半島では明確

注2) みかけは整合的であるが、各地における累重関係を総合するとかなりの堆積間隙の存在が推定される。



第7図 滝ノ尻付近における赤崎シルト岩層

な境界は認め難く、漸移的關係にある。地質図ではこの漸移部をもって人為的に兩層を區別した。層厚は北部の三室付近で220m以上、滝ノ尻付近で100m以上、松尾付近で120mで、北部ほど厚くなる。

本層は全般に暗灰色を呈するシルト質泥岩またはシルト岩からなり、軽石の微粒を含む。層理に乏しく、露出面に黄色の微粉があらわれる特徴がある。崎山半島北部では、特有の緑色を帯び、処々に刷毛で掃いた跡のような葉理構造をもつ部分がある。全域を通じて、厚さ30cm～1mの泥灰岩層を頻繁に挟み、上部層準には厚さ数cm～1.5mの白色細粒凝灰岩が数枚挟まれる。また、中部層準、上部層準には径1cm±のチャートの円礫が散在するところがある。本層はMakiyamaを含むが、有孔虫化石、貝化石ともに乏しい。

滝ノ尻付近の観察によれば、露出範囲約100mは暗灰色を呈する塊状のシルト質泥岩ないしシルト岩からなり、下部には厚さ2cmの白色細粒凝灰岩が2枚ある。この層準から約40m上に厚さ15cmの軽石質凝灰岩が、その14m上には厚さ1mの細粒凝灰岩が認められる。そして、これらの凝灰岩層の間に、2枚の泥灰岩層と2帯の泥灰質団塊とが配列している。最上部約20mは、粗鬆で層理に乏しい細粒～中粒砂岩からなる。同様の砂岩は滝ノ尻以南には認められるが、北部の三室・鶴ノ浦付近ではみられない。この砂岩の層準についてはなお疑問が残されているが、本図幅では赤崎シルト岩層最上部の異相とみなした。

崎山シルト岩層

崎山半島北部に広く分布する。能登島の野崎シルト岩層、邑知潟・虻島図幅地域の藪田シルト岩層は本層に相当する。下位の赤崎シルト岩層との関係は整合とみなされるが、堆積間隙の有無に関しては今後の検討にまたねばならない。上限不明のため、全層厚は判明しないが、露出範囲では約200mである。

本層は暗青色を呈するシルト岩・微細砂岩・細粒砂岩からなり、風化すると灰白色～青白色を呈し、軟弱となる。下部約150mは泥灰岩や泥灰質団塊に富む石灰質砂岩ないしシルト岩からなり、各所で貝化石を産する。この岩相は富山北区における灘浦地方の藪田シルト岩層とまったく同様である。赤崎付近では、かつてセメント原料としてこの石灰質砂岩が採掘されたことがある。鶴ノ浦・栢戸・松尾付近では、本層の

基底部に厚さ約1.5mの泥灰岩層が発達し、連続して追跡される。また、本層の下部には厚さ30cm～1mの白色細粒凝灰岩が2枚あり、日室・栢戸・赤崎付近でよく観察される。本層の上部約50mは、泥灰岩をほとんど含まず、塊状の細粒砂岩を主とする岩相からなる。この部分からも貝化石を産する。

本層から産するおもな貝化石は、*Acila divaricata*, *Glycymeris yessoensis*, *Conchocele nipponica*, *Turrtella saishuensis*, *T. saishuensis motidukii* などで、鮮新世を指示する東北裏日本の“大桑一万願寺動物群”に属するものである。

II. 2. 2 能登島の新第三系

能登島の新第三系は、島の西半部（七尾図幅地域）に穴水累層および八尾累層相当層が分布し、東半部（本図幅地域）には主として音川累層相当層以上の地層が分布しており、全体として、東方に向かって逐次上位の地層があらわれている。本図幅地域に含まれる能登島東半部の新第三系は、須曾泥岩層・緑繫泥岩層・二穴シルト岩層・野崎シルト岩層からなり、須曾泥岩層は図幅地域西緑部にごくわずかに分布するにすぎない。これらの各層と崎山半島の新第三系とは第1表のように対比される。崎山半島と較べて特徴的なことは、能登島で赤浦砂岩層を欠いていることであり、八尾累層相当層に関しては顕著な積成環境の差異がみられる。しかし、音川累層・氷見累層相当層に関しては、岩相的にも層序的にもまったく共通しており、同一の構成環境下に各層が形成されたものと思われる。

すそ 須曾泥岩層

向田部落付近に小範囲に分布する。本層はかつて大塚弥之助⁵⁾ によって向田（砂岩）層とよばれ、桑野幸夫⁶⁾ によって須曾泥岩層^{注3)} に含められた。富山北区の八尾累層に対比されるが、本図幅地域では分布範囲が狭く限られており、穴水累層を基盤とする周縁相ともみなされるので、他地域の八尾累層相当層との厳密な対比は困難である。認められる範囲の層厚は50m以上で、穴水累層とは不整合関係にあるものと思われる。

注3) 能登島西半部南海岸の須曾付近に露出する泥岩層で、海縁石砂岩の下位にあり、細粒部からは *Dentalium*, *Arca*, *Crassatellites*, *Nuculana*, *Ostrea*, *Pallium*, *Yoldia* などを、粗粒部からは *Acila*, *Crassates*, *Chlamys crassivenia*, *Conchocele*, *Operculina* などを産するといわれる⁹⁾。

本層は向田部落の南と北とで岩相を異にする。向田から南海岸に通ずる道路沿いの露頭では、暗灰色、ときに緑色を帯びるシルト岩ないしシルト質泥岩からなる。軽石粒を含み、風化すると黄褐色となる。向田部落付近では、暗灰色を呈する砂質シルト岩と、黒色を呈する安山岩質中粒砂岩との互層となり、向田部落の北では、板状でやや堅い安山岩質中粒～粗粒砂岩となる。これらはいずれも縁繫泥岩層下に連続して発達する海緑石砂岩層の直下にあり、ほぼ同層準をなしており、周縁部における岩相変化を示すものと思われる。

えんつなぎ 縁繫泥岩層

能登島北端の祖母浦ばがうらの南から縁繫の西方にかけて分布する。大塚弥之助⁵⁾の縁繫層、桑野幸夫⁶⁾の縁繫泥岩層にほぼ相当する。本層は和倉付近の和倉泥岩層、崎山半島の虫崎泥岩層に対比されるもので、層序的には音川累層の下半部を占める。層厚は250～300mである。

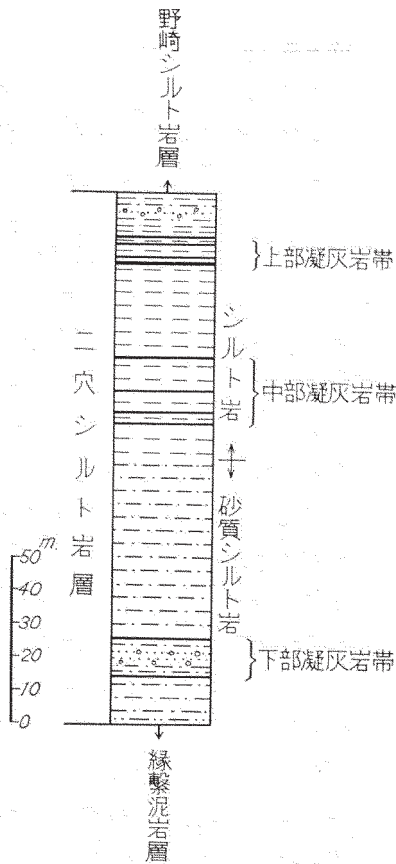
本層は黒色～暗灰色を呈する塊状均質のシルト質泥岩からなる。風化すると、灰白色～黄白色を呈し軟弱となり、葉片状に剝離する特徴がある。ときに軽石の微粒を含み、また、露出面に黄色の微粉があらわれることがある。*Coscinodiscus* などの珪藻や海綿骨針を含み、まれに *Makiyama* を産する。貝化石、有孔虫化石は乏しい。

向田から南海岸に通ずる道路沿いでは、本層の基底部に厚さ60～80cmの粗粒シルト岩ないし細粒砂岩が認められる。これは海緑石を含み、暗緑色を呈する。その下位に厚さ0.6～2.5mの堅硬な海緑石砂岩層が発達している。この海緑石砂岩層は、七尾図幅地域の和倉付近では、和倉泥岩層と下位の赤浦砂岩層との間に発達しており、各地の産状を考慮すると、縁繫泥岩層の基底層とみなすよりも、本層と下位層との堆積間に形成されたとみなす方が妥当と思われる。

ふたあな 二穴シルト岩層

能登島東半部の主部を占めて分布する。桑野幸夫⁶⁾の二穴泥岩層に相当し、崎山半島の赤崎シルト岩層に対比される。層序的には音川累層の上部を占める。下位の縁繫泥岩層との間には若干の侵食関係が認められる。層厚は約150mと算定される。

本層は層理に乏しい暗灰色シルト岩からなる。一般に下部はやや粗粒（砂質シルト



第8図 二穴シルト岩層の模式柱状図

岩ないし細粒砂岩)で緑色を帯び、上部ほど細粒で暗灰色となる。全般に凝灰質で、軽石の微粒を含み、また、ときに細かい葉理構造をもつ部分がある。二穴の北方では本層は不規則な侵食面をもって縁繫泥岩層に接しており、この侵食面上には薄い凝灰質細粒砂岩がレンズ状をなして連なっている。この付近の本層基底は、凝灰質の砂質シルト岩からなる。本層の基底から約20m上位および最上部には、チャートの円礫が散在する部分がある。この部分ではシルト岩は粗粒で、砂質である。また、各

層準に厚さの一定しない泥灰岩が挟まれている。凝灰岩は、最下部の円礫を含む部分の上下に厚さ2～5cmのものが各1枚、中部層準に厚さ10～15cmのものが3～4枚、最上部に厚さ5cm内外のものが4枚ある。いずれも白色の細粒凝灰岩である。化石は、有孔虫、貝化石ともに少なく、*Makiyama* もほとんどない。

野崎シルト岩層

能登島の東海岸に断片的に分布する。桑野幸夫⁶⁾の野崎泥岩層に相当し、崎山半島の崎山シルト岩層に対比される。化石内容および岩相的特徴から富山北区の氷見累層に含まれるもので、能登半島における氷見累層の分布の北限を示すものとして注目される。上限は不明で、本層の層厚は明らかでないが、露出範囲では30～50mである。

本層は一般に暗青色を呈する細粒砂岩およびシルト岩からなり、頻繁に泥灰岩層を挟む。風化すると灰白色～灰青色を呈し、軟弱となる。勝尾崎付近では、本層の基底に厚さ1.5～2mの泥灰岩層が発達している。同様の関係は崎山半島の鶴ノ浦付近でもみられる。勝尾崎・長崎一野崎間・野崎南方では、*Acila*, *Glycymeris*, *Turritella saishuensis* などの貝化石を豊富に含んでいる。野崎の南、松端では、非常に葉理の発達したアルコーズの細粒砂岩がみられる。これは、螺蝶島・松島・涼島にもみられ、おそらく本層の上部層準を占めるものと思われる。しかし、分布が断片的で、それら相互の層序関係は明らかでない。

II. 3 第四系

段丘堆積物

崎山半島南部の東海岸、虫崎付近から佐々波をへて、虻島図幅地域の黒崎に至る地域には、海拔約60mの平坦面が小範囲に認められる。これらの平坦面の堆積物を、大塚弥之助⁵⁾は佐々波段丘層とよんでいるが、本図幅地域では佐々波付近の一部で認められるにすぎない。そこでは、径1～2cmの礫を含む厚さ1～2mの粗粒砂層からなり、シルトの薄層を挟んでいる。

また、半島北部の三室・鶴ノ浦付近には、海拔60～80mと30～50mの2段の平坦面が発達している。このうち高位平坦面では堆積物の存在は確認し得なかった。30～

50mの平坦面には、大塚弥之助⁵⁾の崎山段丘層に相当するものが認められ、鶴ノ清—三室間の山頂部では厚さ4m以上の青灰色シルトおよび粘土があり、殻の薄い貝の破片を含んでいる。また、半島の北端部、観音崎には、海拔30mの平坦面があり、厚さ80cm以上の粗鬆な花崗岩質含礫粗粒砂が認められる。能登島東半部にも、崎山半島と同様2段の平坦面があるが、ともに堆積物の存在は確認されていない。

崎山半島および能登島の30～50mの平坦面は、海拔高度からみれば能登半島の平床貝層・津向貝層・朝日山貝層などに対応するものであり、従来から後期洪積世の海岸段丘面とみなされているが、それらの詳細な関係については今後の検討にまたねばならない。なお、崎山半島西海岸の此木・赤崎付近には局部的に海拔約10mの平坦面があり、貝化石を含むシルト層^{このま}がみられる。大塚弥之助⁵⁾はこの貝化石は津向貝層のものと同様としてしている。

崖錐堆積物

図幅地域の南西部、佐野付近には崖錐性堆積物が発達する。主として砂岩・泥岩・安山岩・凝灰岩などの雑然とした堆積物で、山地の崩壊によって山裾部に堆積したものと、河川によつてもたらされた砂礫とが混合し、2次的にさらに流動して、一種の扇状地様堆積物となつたものと思われる。

沖積堆積物

一般に沖積平地に乏しく、構造性盆地もないために、沖積堆積物の発達は良好とは思われない。崎山半島北部から能登島にかけて発達する狭長な谷を埋めている沖積層は、その海拔高度、谷形との関係などからみて、沖積世初期の海進によって形成されたものとみなされる。

能登島の東海岸、長崎—野崎間の東部中学校南南西の道路脇の島の面、海拔約6mの地点で、厚さ約10cmの貝層があり、邑本順亮⁷⁾によつて能登島貝層Iとなづけられている。これには *Callista chinensis*, *Cardita leana*, *C. veriegata*, *Diplodonta gouldi*, *Mactra crossei*, *M. sulcalaria*, *Ostrea gigas*, *Neverita didyma*, *Nassarius caelatus*, *Olivella spreta*, *Siphonaria sirius*, *Therithium kobelti*, *Tubo coronatus carrensis*, *Umbonium costatum* など50種以上の貝が含まれてい

る。また、^{えのめ}鰻ノ目の北方、八ガ崎部落の南方道路脇西側の海拔約2mのところ、厚さ約10cmの貝層があり、同じく邑本順亮⁷⁾により能登島貝層Ⅱと命名されている。これは、小型の貝類、ウニの骨、有孔虫などが密集しており、貝の種類はやや多いが、ほぼ前記と同様の群集からなっている。これらの貝層は、いずれも沖積世初期の海進堆積物であろう。

深井戸資料などに乏しいために、平地の下の沖積堆積物の性状については明らかでない。

Ⅱ. 4 地質構造

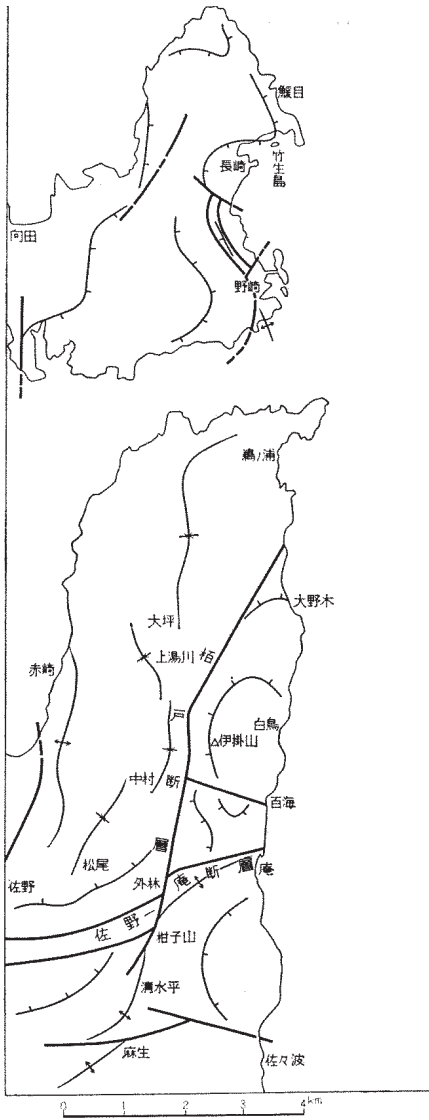
嶺山半島の地質構造は、その形態的特徴から、庵一佐野間に発達する東西性断層によって南北両域に2分され、北域は北北東—南南西方向の栢戸断層^{かやど}によつて、さらに東西両域に2分される。能登島東半部の地質構造は、嶺山半島の北域のうちの西域部の延長とみなされる。このような地質構造区分は、前記の地形区分とほぼ一致している。

嶺山半島南部の地質構造

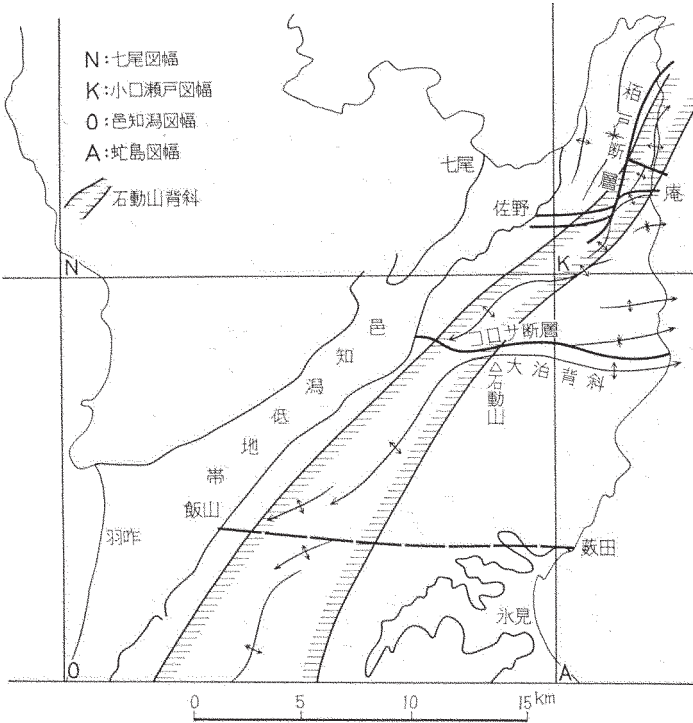
庵から外林をへて、佐野の南に達する断層（これをかりに佐野—庵断層とよぶ）の南側の地域は、麻生から南西に走る背斜と、清水平付近から柑子山をへて庵に達するS字状の背斜とによつて特徴づけられる。これらの背斜は、麻生付近を東西に走る断層を境として雁行している。麻生・佐々波付近の東西性断層は、みかけ上北落ちの性格が強い。この雁行性背斜は、邑知潟図幅地域における石動山背斜の延長部にあたり、この地域においても、背斜軸のS字状屈曲、東西性断層を境とする雁行背斜など、石動山背斜の性格を保持している。佐野—庵断層の南側の地域は穴水累層が卓越しており、構造单元の上からは、邑知潟・虻島図幅地域のコロサ断層以北の熊沢区に含まれるものである。

栢戸断層東域の地質構造

佐野—庵断層と栢戸断層とによつて囲まれた地域の地質構造は、北北東・南南西方



第9図 地質構造図



第10図 石動山背斜の模式構造図

向の長軸をもつドーム状背斜構造からなる。このドーム状背斜は、第10図に示すように、巨視的には石動山背斜の延長に当たるものと思われるが、佐野—庵断層以南の石動山背斜に較べて、その軸長（一単元を画する軸の長さ）、振幅などいずれも規模が小さくなっている。ドーム状背斜構造の微細な特徴は明らかでないが、長軸はかならずしも直線状をなしておらず、また百海付近から西に走る北落ちの東西性断層によって断たれ、その南北両側で軸の位置がずれている。このドーム状背斜は、後述のように栢戸断層以西の向斜構造の成長に関連して強調されたものと思われる。

栢戸断層西域の地質構造

鶴ノ浦付近から松尾付近にかけて発達する雁行性向斜構造と、赤崎付近を南北に走る背斜構造とによって特徴づけられる。向斜構造は、それぞれ屈曲した軸をもつ個々

の向斜の複合からなり、全体として崎山半島の中央部を縦断する複向斜を形成している。複向斜の東縁、栢戸断層に近接する部分では、地層の傾斜は $50\sim 90^\circ$ と急傾斜になる。また、軸部は北方ほど緩傾斜となっている。これに対し、赤崎付近を通る背斜は、軸の屈曲はみられるが、単一の背斜で、両翼部の傾斜も $10\sim 20^\circ$ でほぼ一定している。この背斜の西翼部には、背斜軸にほぼ平行する西落ちの断層があり、断層の西側はやや急傾斜となっている。

邑知潟・虻島図幅では、石動山丘陵区および眉丈山丘陵区をそれぞれ隆起帯とみなし、邑知潟低地帯をこの隆起帯の成長に関連して形成された沈降帯とみなした（第1図）。第10図に示すように、石動山背斜は小口瀬戸・邑知潟両図幅地域の境界部で著しく屈曲している。また、邑知潟低地帯の性格は七尾図幅地域ではかなり不明瞭となる。おそらく栢戸断層の西側の向斜部は、石動山背斜の著しい屈曲に関連して、本図幅地域において新たに形成されたもので、邑知潟低地帯から雁行して派生した沈降帯とみなされる。赤崎付近を南北に走る背斜構造は、北東に向かって次第に消滅する邑知潟低地帯（沈降帯）と、新たに成長する崎山半島の向斜部との間の位置を占めて形成された相対的隆起部であろう。

能登島の地質構造

能登島東半部の地質構造は、概観すれば北北東—南南西の走向をもち、東に緩傾斜する単斜構造をなしている。しかし、一般に走向は波曲し、とくに東海岸の長崎・野崎付近では褶曲と断層とによって、野崎シルト岩層の分布が断片的となり、複雑な構造となっている。長崎—野崎間でS字状をなしている断層は、その西側の二穴シルト岩層の走向の波曲と平行的であり、小規模の向斜構造の西翼部に発達したものである。また、この断層の東側の断片化した野崎シルト岩層は、上記向斜の東翼部をなしてあらわれているものとみなされる。おそらく、S字状断層形成の要因をなしたものは、先駆的に存在したS字状向斜であろう。崎山半島北部の向斜もS字状に近い形態を示しており、このような褶曲軸の波曲は、本図幅地域における一特徴を示すものと思われる。

佐野一庵断層

崎山半島の地質構造を南北に2分する佐野一庵断層は、構造単位としての熊渕区の北縁を画するものである。穴水累層を主体とする熊渕区は雁行した2つのS字状背斜の複合からなっている（第10図）ことで特徴づけられる。また、石動山背斜の各軸は、この熊渕区を中心としてこれより南では南西に沈下し、北では北東に沈下しており、熊渕区は石動山背斜のうちでもつとも軸が浮上した地区として注目される。佐野一庵断層は相対的に断層の南側が隆起した北落ち断層であるが、南北性の栢戸断層によって断たれており、栢戸断層の両側でその性格が異なっている。便宜上栢戸断層の西側ものを佐野一外林断層、東側ものを外林一庵断層とよぶと、佐野一外林断層は正断層、外林一庵断層は逆断層の公算が大である。なお、佐野一外林断層の南には、これと併走する副断層が発達している。この副断層はみかけ上南落ちの正断層で、この両断層に挟まれた地域は地壘状をなしている。外林一庵断層は、その南に発達するS字状背斜の北翼部を断つものであり、邑知潟・虻島幅地域において、大泊背斜の北翼部を断つコロサ断層に性格的に類似している。

栢戸断層

北北東—南南西に走る断層で、その北東端はわずかに東にふれ、南西端は西にふれており、引き伸したS字状のような屈曲をしている。石動山背斜の延長部にあたるドーム状の背斜部と、崎山半島を縦走する向斜部との間に生じた断層で、断層の西側で地層の傾斜が著しく急傾斜となる傾向から、西側に衝き上げた衝上性逆断層とみなされる。栢戸断層は佐野一庵断層を切っているが、その南では西にふれながら消失する。おそらく向斜部の成長に関連して形成されたものであろう。

Ⅲ. 応用地質

石灰土

崎山半島赤崎の沢奥の山頂部に近いところで、昭和28年から同32年まで石灰土が採掘された。これは東湊鉱山とよばれ、磐城（現住友）セメント株式会社により稼行されたものである。原石は崎山シルト岩層下部に顕著に発達する石灰質砂岩で、昭和31

年における採掘量および粗鉱品位は次のとおりである。

第2表 石灰土の品位および産額

		月										
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
品位	Ca %	36.20	39.29	35.53	38.75	36.54	35.38	36.77	37.52	37.79	39.37	39.74
産額	t	4,588	6,246	5,386	3,992	4,623	4,623	2,877	4,492	5,662	5,267	2,608

採掘された石灰土は、船により磐城セメント七尾工場へ搬入され、セメント原料として使用された。

鉱泉

崎山半島の赤崎および湯川には鉱泉がある。前者は赤崎シルト岩層、後者は崎山シルト岩層から湧出するもので、ともに泉温20℃台の弱塩類泉で、浴用に供されている。

文 献

- 1) 小川琢治 (1907) : 20万分の1地質図幅「珠洲岬」, 同説明書, 地質調査所
- 2) 小川琢治 (1908) : 20万分の1地質図幅「輪島」, 同説明書, 地質調査所
- 3) 大塚弥之助 (1934) : 能登半島邑知地溝, 地理学評論, vol. 10, no. 8
- 4) 大塚弥之助 (1935) : 邑知地溝東北部の地質構造, 地理学評論, vol. 11, no. 11
- 5) 大塚弥之助 (1935) : 石川県邑知地溝東北部附近の層序, 地質学雑誌, vol. 42, no. 503
- 6) 桑野幸夫 (1951) : 石川県能登島の地質, 資源科学研究所彙報, no. 19~21
- 7) 邑本順亮・他 3名 (1960) : 能登島の自然, 第一報, 高岡中学校教育研究会研究紀要, 第19集
- 8) 粕野義夫・他 2名 (1961) : 北陸東部の新第三紀地史に関する一試論, 横山教授還暦記念論文集
- 9) 市川 渡・粕野義夫 (1963) : 能登半島の珪藻土, 石川県

- 10) Kaseno, Y. (1963) : Geology of Southern Noto Peninsula, Central Japan, with Reference to the Cenozoic History, Scie. Rep. Kanazawa Univ., vol.8, no.2
- 11) Kaseno, Y. (1964) : A Tooth of Desmostylus found at Shiratori, Southern Noto, Japan, Annual Rep. Noto Marine Laboratory, Fac. Scie. Univ. Kanazawa
- 12) 今井 功・他2名 (未刊) : 5万分の1地質図幅「邑知潟」・「蛇島」, 同説明書, 地質調査所

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000



KOGUCHISETO

Kanazawa, No. 13

By
ISAO IMAI

(Written in 1964)

(Abstract)

GEOLOGY

The mapped area is situated in the eastern side of the Noto peninsula, central Japan. The geology of the Noto districts, belonging to the so-called "Green tuff area" in a wide sense, is characterized by the Neogene volcanics and sediments. In the sheet-

map area, the rocks are composed mainly of the Neogene Tertiary sediments and volcanics, and Quaternary deposits. The different stratigraphy is established in the Sakiyama peninsula and the eastern half of Notojima in this area. The stratigraphic succession is shown in Table 1.

Table 1

Cenozoic	Quaternary	Alluvial deposits			
		Talus deposits			
		Terrace deposits			
	Neogene (Miocene—Pliocene)		Sakiyama siltstone member (200m+)		Nozaki siltstone member (50m+)
			Akasaki siltstone member (120~220m+)		Futaana siltstone member (150m)
			Mushizaki mudstone member (50~250m+)		Entsunagi mudstone member (250~300m)
			Akaura sandstone member (0~250m+)		Susō siltstone member (50m+)
			Tane alternation member (0~500m+)		Anamizu formation
			Anamizu formation (200m+)		(Notojima)
		(Sakiyama peninsula)			

Neogene Tertiary in the Sakiyama peninsula

The **Anamizu formation**, correlated to the Iwaine formation in the Toyama sedimentary basin, consists mainly of lava of hypersthene-augite andesite, tuff-breccia and tuff. These pyroclastics are frequently intercalated with thin layers of sandstone and mudstone. The **Tane alternation member**, overlying the Anamizu formation disconformably, is composed of the alternation of sandstone, mudstone and conglomerate. Pebbles of the conglomerate are probably derived from the near hinterland. These strata, ill-sorted and changeable in thickness,

contain plant remains and thin coal seams. The **Akaura sandstone member** overlies the Tane alternation member conformably, and besides the Anamizu formation unconformably, or interfingers with the former at places. It is characterized by the coarse-grained arkose sandstone which shows remarkable cross bedding. The uppermost part of it contains grains of glauconite and fossils such as *Chlamys crassivenia*, *Aphrocallistes*, and the lower part is intercalated with few layers of fine-grained white tuff. The **Mushizaki mudstone member** covers unconformably the underlying formation and members. Mudstone is massive, hard and compact, and contains fossil diatom and *Makiyama*, but is poor in shell fossils. The **Akasaki siltstone member** lies conformably on the Mushizaki mudstone member. Siltstone is massive, tuffaceous and partially muddy. The member is intercalated with many layers of marl and few layers of fine-grained white tuff in the upper part, and contains rounded pebbles of chert in the middle and upper parts. The **Sakiyama siltstone member**, underlain conformably by the Akasaki siltstone member, is widely exposed at the Sakiyama peninsula. It is composed mainly of siltstone and fine-grained sandstone, with intercalations of many layers of marl. The lower half of this member is abundant in the Pliocene molluscs that are generally called the “Omma-Manganjian fauna”.

Neogene Tertiary in Notojima

The stratigraphic relation of the Neogene strata in Notojima resembles to that in the Sakiyama peninsula, but in Notojima the Akaura sandstone member is absent. The **Susō mudstone member** covers disconformably the Anamizu formation, and consists of silty mudstone, platy medium- to coarse-grained sandstone, and alternation of sandstone and mudstone. These lithologic facies are variable at places. The **Entsunagi mudstone member** is equivalent to the Mushizaki mudstone member in the lithologic feature, but the former is rich in fossil diatom than the latter. The glauconite sandstone bed, 1.5 ~ 2 m thick, develops between the Entsunagi mudstone member and the underlying Suso mudstone member. The **Futaana siltstone member** is correlated to the Akasaki siltstone member in the

lithologic feature and the stratigraphic relation. The Nozaki siltstone member corresponds with the Sakiyama siltstone member in the same way. Each member, belonging to the Himi formation, may be formed under the common sedimentary environment.

Quaternary

Two terraces are developed in the northern part of the Sakiyama peninsula and Notojima. One is 60~80 m, the other is 30~50 m above sea level. The higher terrace deposits were not observed.

The lower terrace deposits are recognized near Mimuro and Kannonzaki in the Sakiyama peninsula. Near Mimuro, deposits are more than 4 m thick and consist of bluish grey colored siltstone and clay, including fragments of shell. While, near Kannonzaki, it is arkose, coarse-grained sand, more than 80 cm in thickness. The lower terrace deposits are correlated with the Hirodoko, Tsumuki, and the Asahiya shell beds in the Noto peninsula. They are considered to be marine terrace deposits in the late Pleistocene.

昭和40年12月18日 印刷

昭和40年12月25日 発行

工業技術院
地質調査所

印刷者 田 中 春 美

印刷所 田中幸和堂印刷株式会社

© 1965, Geological Survey of Japan