

550.85(084.32)(521.11)[1:50,000](083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

大 間・佐 井

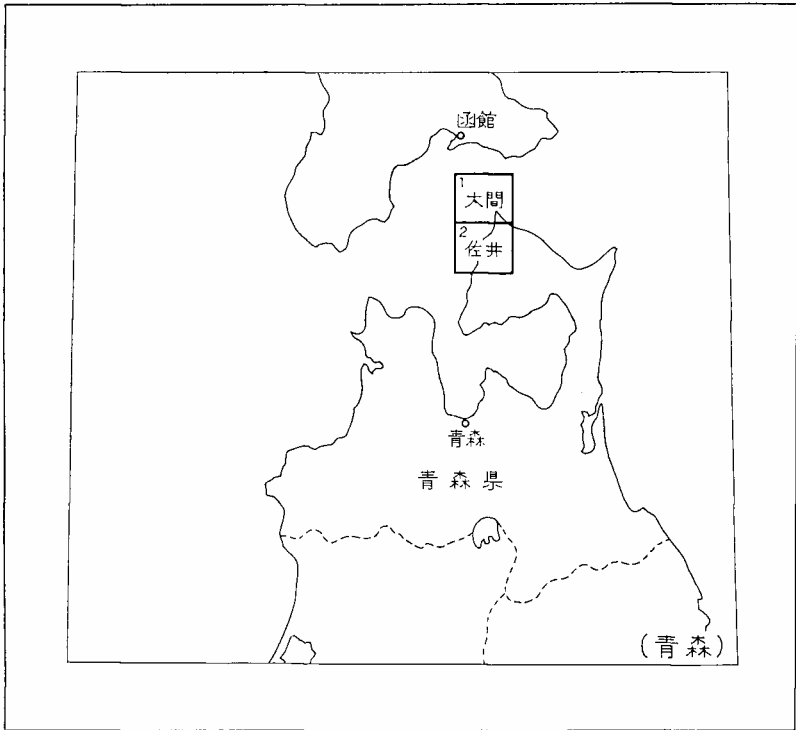
(青森-第1号・第2号)

通商産業技官 上 村 不 二 雄

地 質 調 査 所

昭和 37 年

位置図



()は1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	3
II. 1 概 説	3
II. 2 基盤岩類	8
II. 2. 1 長浜層	8
II. 2. 2 石英閃緑岩	10
II. 2. 3 石英玢岩	11
II. 3 新第三系	12
II. 3. 1 佐井層	12
II. 3. 2 葉研層	17
II. 3. 3 大間層	23
II. 3. 4 弁天島流紋岩	24
II. 3. 5 折戸山玄武岩	24
II. 3. 6 材木川層	25
II. 3. 7 易国間安山岩類	26
II. 3. 8 花崗閃緑玢岩	31
II. 3. 9 大畑層	32
II. 4 第四系	33
II. 4. 1 段丘堆積層	33
II. 4. 2 冲積層	33
III. 応用地質	34
文 献	38
Abstract	1

大 間・佐 井

(青森一第1号・第2号)

本図幅は昭和32～33年に地質調査を行ない完成したものである。本図幅の調査にあたっては東北大学北村信・鈴木義身・多田元彦氏と、資源科学研究所桑野幸夫氏から種々有益な助言を仰ぐことができ、また佐井鉦山周辺の調査については、日室鉦業株式会社から多くの便宜を受け、同社鮎川昭氏からは参考資料と教示を載くことができた。

I. 地 形

大間・佐井両図幅地域は下北半島の北西端に位置し、津軽海峡を隔てて西北海道の函館方面と相對している。

地域は主として比高数100mの起伏をなす山地からなり、平地はほとんどない。この地域の地質は、佐井図幅の南西端に先第三系の地層と、それを貫く石英閃緑岩が、小範囲に分布するほかは、大部分新第三系の火山岩類と堆積岩とからなっており、とくに火山岩類が広く分布している。

地形はこれらの岩石の性質や構造に支配されており、おおむね次のような4地域に分けることができる。

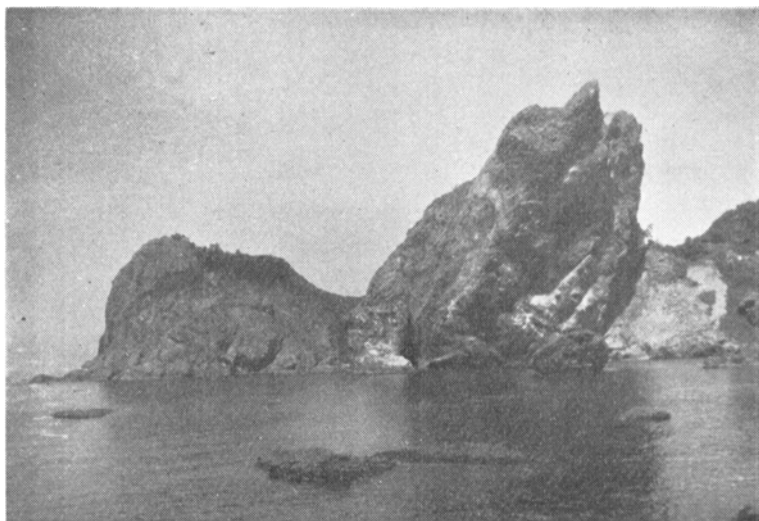
すなわち、佐井図幅地域南東の大畑川流域、佐井図幅地域南西部の古佐井川・大佐井川流域、佐井図幅の北半と大間図幅を併せた地域、および大間付近から佐井付近にかけて海岸線に沿った段丘地帯とである。

大畑川の流域は主として緑色凝灰岩と呼ばれ、変質したやゝ硬い火山碎屑岩類で構

成された中新世の葉研層と、それを不整合に覆い、主として軽石質凝灰岩からなる鮮新世の大畑層とからなっている。両層の分布する地域の間には、地形上の差異がかなりみられる。葉研層の分布している地域では侵蝕が進んだ、やゝ急峻な壮年期の地形を示しているのに較べて、大畑層の分布している地域では、起伏の緩やかな幼年期の丘陵性地形を呈している。たゞこれを刻む沢は、軟弱な軽石質凝灰岩を削り下刻が進み、谷の両壁が20～30mに及ぶ懸崖をなしていることがある。

古佐井川・大佐井川の流域には、中新世佐井層の流紋岩類がもっとも広く分布している。流紋岩類は比較的堅硬で、この付近に分布しているほど同時期の頁岩や、前記の葉研層の分布する地域に比較して侵蝕が遅れており、河川は支谷の発達が少ない。また山頂部に流紋岩が分布するために、その部分だけ侵蝕がおくれ、とり残されて平坦化した鍋掛山山頂など、特徴的な地形を示している。

佐井図幅地域北半から大間図幅地域にかけては、主として中新世末期から鮮新世に生成した安山岩質な凝灰角礫岩が拡がっている。この地域では山稜は目滝山(618.4m)、大滝山(563.3m)付近から北に向かって緩やかに低下している。これらは奥戸川・



佐井層の流紋岩が周囲の頁岩より侵蝕が遅れて取り残された例 手前の海中の岩は頁岩である
図版1 佐井-磯谷間海岸の通称鍵掛岩

目滝川などの河川と、それらに伴う細かい支谷によって刻まれている。稜線の近くには、風化を受け易い凝灰角礫岩の分布する地域の特徴として、屏風立岩・天狗山など崩壊地形や頽岩が処々に認められ、また河川は深く刻まれており、晩幼年期～早壮年期の地形的な特徴をそなえている。

また奥戸川の中・上流や材木川の上流など南北性、あるいは北西－南東方向のほぼ直線に近い谷は、いずれも断層に沿って生じた谷である。

大間付近から佐井にかけて海岸沿いには海岸段丘が認められる。これらは標高50～80mの高位段丘面と、標高10～20mの低位段丘面との2段に分けられる。また佐井から奥戸に至る海岸汀線付近には、やゝ広い海蝕台が発達している。

この地域はさきにも述べたように山地は海岸線までせまり、とくに佐井から南は、ほぼ南北ないし南南西の高い懸崖が発達している。この海岸線は基盤岩類から新第三系の上部までを直線状に載っていることからみて、明らかな断層地形とみられる。この懸崖はさらに南に向かって延び、陸奥川内図幅地域を経て脇野沢図幅地域の貝崎付近まで発達しており、断層線はおそらくこの懸崖の西側の海域に存在し、北はおそらく大間岬のやゝ西方の海域まで延びているものと推定される。

II. 地 質

II. 1 概 説

この図幅地域（今後単に図幅地域と呼ぶ場合は、佐井・大間両図幅地域を併せたものとする）は主として新第三系の堆積岩類と火山岩類とからなっている。地域の南西部には、これらの新第三系の基盤をなす先第三系の長浜層と、これを貫く石英閃緑岩・石英玢岩などが小範囲に分布している。

長浜層は時代未詳の地層であり、新第三系に不整合に覆われている。この地層は従来は岩相から単に古生層と呼ばれてきたが、時代的な裏付けとなる化石はまだ発見されていない。この地域ではやゝ変成作用をうけており、千枚岩質になっている。石英閃緑岩と新第三系との直接の関係は、この地域内では明らかにすることはできなかつ

第1表 地質総括表

時代	層序表		堆積岩相	火成岩類	
	北部地域	南部地域			
第四紀	現世	沖積層		砂・礫・粘土	
	更新世	段丘堆積層			
新第三紀	鮮新世	大畑層		軽石質凝灰岩 砂岩・泥岩	
	中新世	易園間安山岩類		珪藻質淤泥岩	花崗閃緑玢岩 石英安山岩 輝石安山岩凝灰角礫岩 ・熔岩 石英含有安山岩 ?
		材木川層			
		大間層			
		Rb	Bo		
	新第三紀	?		硬質頁岩	Bo: 折戸山玄武岩 Rb: 弁天島流紋岩
		湯ノ川緑色凝灰岩層	葉研層		
	先第三紀	湯ノ川砂岩泥岩層			
佐井層		黑色硬質頁岩	玄武岩 粗粒玄武岩		
先第三紀	長浜層		黑色千枚岩・緑色千枚岩 ・珪岩および石灰岩	石英玢岩 石英閃緑岩	

たが、隣接する「陸奥川内」図幅地域内を筆者が調査した際^{註1)}、佐井村福浦付近において、長浜層および石英閃緑岩に接していて、この地域の葉研層に相当するとみられる凝灰岩中に、石英閃緑岩の礫が認められており、石英閃緑岩は葉研層より以前の、おそらく先新第三系の貫入岩と考えられる。石英玢岩と新第三系との関係も明らかではないが、岩質や貫入の方向性などからみて新第三系以前に貫入したものとみられる。新第三系の層序を下位から佐井層^{註2)}・葉研層・大間層・材木川層・大畑層とす

註1) 20万分の1「青森」地質図は編集のための補備調査。

註2) 佐井層の名称は東北大学、北村信・鈴木養身・多田元彦らによって命名された地層名である(文献-14)。この図幅では区分、層準などに若干異なる点があるが同一地層名を用いた。

る。このような区分は主として堆積岩の性質，堆積環境などのちがいによって分けたものであるが，この地域の新第三系は堆積岩に比較して火山岩類がかなり優勢であり，例えば材木川層のように火山岩類のなかに堆積岩がわずかに夾みとなっているものもある。隣接の大畑図幅地域と，津軽半島北部との最近の調査結果を参考にして，区分した各地域間の大略の対比を第2表に示してある。

第2表 津軽・下北両半島各地域の新第三系対比表
 (I)三鷹・母衣月・小泊・蟹田図は (II)大間図幅 (III)佐井図幅 (IV)同上 (V)大畑図幅

(I) 津軽半島北部	(II)大間付近	(III)佐井付近	(IV) 目滝山付近	(V)大畑地域
蟹田層			大畑層	大畑層
塩越層	今別安山岩類 材木川層	易国間安山岩類	易国間安山岩類	易国間層
		易国間安山岩類		
小泊層	大間層			
長根層			湯ノ川緑色凝灰岩層	湯ノ股川石英安山岩凝灰岩層
冬部層			湯ノ小川砂岩泥岩層	葉研層
磯松層				釜ノ沢凝灰岩砂岩頁岩層
{?}				大畑川緑色凝灰岩層
権現崎層		佐井層	佐井層	
古生層		長浜層 (先第三系)		

火山岩類は堆積岩と互層，あるいは指交 (Interfinger) する関係で厚い熔岩流や火山碎屑岩がみられるほか，これらを貫く岩脈や岩床などの貫入岩が，酸性なものから塩基性なものまで，種々の岩質に亘って分布している。これらの火山岩類のうち，大

間層とほぼ同時期に生成したとみられる折戸山玄武岩と、弁天島流紋岩および大間層の上部から材木層の堆積と同時に噴出した易国間安山岩類は、記載の便宜上各地層とは別に取り扱うこととした。

最下部の佐井層は長浜層を覆い、基盤の長浜層の構成岩類である珪岩や、千枚岩の礫のみからなる基底礫岩にはじまり、黒色の硬質頁岩と、玄武岩ないし粗粒玄武岩・流紋岩などの火山岩類とからなる海成の地層で、量的には後者が卓越している。頁岩中にはまれに *Makiyama* を含み、西南北海道における福山層などと同じく、新第三紀中新世初期のいわゆる下部グリーンタフと呼ばれている地層と、同時期の堆積層とみられるものである。

薬研層は佐井層を不整合に覆う地層である。最下部には佐井層を構成する玄武岩や、流紋岩の礫からなる基底礫岩が認められるが、全体としては安山岩、ないし石英安山岩質の火山噴出物を主体としており、ことに変質作用をうけて緑色化したいわゆる緑色凝灰岩がよく発達している(湯ノ川緑色凝灰岩層)。このほかに凝灰岩質の砂岩や礫岩・泥岩などを不規則に挟み、とくに図幅地域の南東隅から隣接の陸奥川内図幅地域にかけて、これらの互層が凝灰岩を挟んで広がっている(湯ノ小川砂岩頁岩層)。大畑図幅地域の薬研層中からは、中新世中期を示す貝化石や植物化石などの産出が報告されている。

大間層は図幅の北端大間岬付近に分布し、いわゆる硬質頁岩を主とする海成の地層で、その上部は易国間安山岩と一部指交している。薬研層との直接の関係は両層の分布地域がへだたり、その間に易国間安山岩類が広がっているために明らかではないが、津軽半島北部における調査結果などからみて、その間にそれほど大きな不整合はないものとみられる。易国間安山岩類は大間付近では、大間層と一部指交しながら整合に重なり、さらに珪藻土質淤泥岩からなる材木川層を挟んで広く広がっている。大畑川上流の支流である近藤川、弥一郎沢の上流付近では大間層を欠いて薬研層を、また佐井付近では大間層と薬研層とを欠いて直接佐井層をそれぞれ不整合に覆っている。この事実からみておそらく易国間安山岩類生成時期には、基盤の長浜層に近い図幅地域の南西側は、次第に陸化削剝を受けていたものであろう。大間層と材木層とはほぼ中新世末期の地層と考えられる。

大畑層は図幅地域の南東部において佐井層と薬研層とを不整合に覆う地層で、おそ

らく湖成の堆積層とみられ、主として軽石質凝灰岩からなり、その間に砂岩・泥岩などを挟有している。本層中からは時代を決定するに足りる化石は発見できなかった。岩相から下北半島東部の、砂子又層は海成の地層であり、堆積環境がやゝ異なると考えられるので、正確な時代を決めることは今後の調査にまたねばならない。

これらの新第三系を地質構造のうえからみると次のようである。

図幅地域の南半は主として基盤岩と佐井層および葉研層が、また北半は大間層と易国間安山岩類とが分布している。佐井層は基盤を不整合に覆い単斜構造をなしており、佐井村の大佐井川の流域から、東側ではほぼ北北西の走向をもってほぼ $20\sim 30^\circ$ 東に傾斜しているが、南に向かって湯ノ川越え林道の峠付近と荒沢岳とを結ぶ稜線付近から南側では東南東の走向をもって $10\sim 15^\circ$ 南に傾斜している。葉研層の分布する大畑川の流域では、葉研層は一般に層理の発達が悪く、細部の構造は判り難いが、部分的な乱れをのぞいて全体としては東北東の走向をもって $10\sim 15^\circ$ 南に傾斜している。

北半の地域には、北端の大間崎付近から南北ないし北北西—南南東の軸をもった背斜構造が大間層と易国間安山岩類とのなかに認められる。背斜軸はゆるく南に傾斜しており、軸の西翼は一般に $10\sim 20^\circ$ の緩傾斜をしており、東翼は $30\sim 40^\circ$ 、ところによっては 60° 以上の比較的急な傾斜を示している。この背斜の南側の地域には易国間安山岩類が材木川層を局所的に挟んで広く分布している。この安山岩類は層理の不明瞭な凝灰角礫岩を主体としており、また鍵層となるような連続性のある地層にも乏しいため、構造は判り難い。しかし海岸線や、屏風立岩などの大きな露頭では、凝灰角礫岩のなかに、礫のやゝ粗い部分と細かい部分とが互層している状態がみられ、また材木川層の泥岩を薄く挟んでいることなどによって、部分的には構造を知ることができる。そのような場所で見られる限りでは、著しい褶曲構造を示しておらず、材木川と奥戸川との間において北西—南東に延び、北西側に開いた緩い半盆地状の向斜構造をなしているものようである。

断層は地質図上に示されているように、南北方向と北西—南東方向とのものが認められ、いずれも地形にかなり明らかにあらわれている。このほか地形の項に述べたように、この地域の西側を南北に載る直線に近い海岸線は、明らかに断層地形とみられ、この海岸線に沿った海域に、大規模な断層が伏在していることが推定される。この断層は平館海峡をへだてて津軽半島の蟹田付近の海岸線に、ほぼ南北に延びている

推定断層（蟹田海岸断層と呼ばれており、鮮新世の蟹田層を截っている）とともに平館海峡の形成に関係した、新しい時期の断層運動によるものであろう。

II. 2 基盤岩類

II. 2. 1 長浜層

本層はこの地質図幅では、佐井村磯谷付近から南に長後を経て福浦（5万分の1地形図陸奥川内）付近に至る間の海岸線（長浜と呼ばれている）と、大佐井川の上流とに挟まれた三角形に近い地域に分布している。従来は岩相だけの観察で古生層とされてきた。しかし本層からは化石は未だ発見されておらず、正確な時代は不明である。岩相からみて第三紀以前の地層であることは確実であるが、古生層と呼ぶことは適当ではないので、長浜層の名称を付することとした。

本層は主として泥質、輝緑凝灰岩質および輝緑岩質の岩石からなっており、珪質の岩石と石灰岩とを伴っている。これらは全般に変成作用をうけており、多くは片理の発達した千枚岩質な岩石や、さらに再結晶作用が進んだ黒色片岩・緑色片岩に変わっている。そのほかに石英閃緑岩に接している付近では、これらの変成岩が接触変成作用を受けている。

千枚岩や片岩の片理はおおむね層理と一致している。構造は一般にN30～60°Wの走向をもって、20～30°の比較的緩い傾斜で波状の褶曲構造を示しているが、一部走向に直交するN30～50°Eの方向性をもった断層の付近では、かなり乱れている。とくに大佐井川の上流の佐井鉾山付近では、地質図上には全部は示していないが、NE-SW方向の断層が多く認められ構造は複雑である。

泥質岩石は量的にもっとも多く、片理面は黒色～黒灰色の絹糸状の光沢をもっており、線構造が認められる。しばしば薄い砂質の層を挟み、あるいはレンズ状にとりこみ、黒白の縞状の構造がみられる。鏡下では片理に沿って延びた石英・絹雲母・緑泥石・炭質物などの微細な結晶が認められる。

輝緑凝灰岩質岩石は、泥質の岩石と互層している。淡緑色～緑色のいわゆる緑色千枚岩ないし片岩で、片理面には絹糸状の光沢があり、線構造がみられる。鏡下では石英・絹雲母・緑泥石・緑泥石・陽起石・炭酸塩鉱物などが認められ、また、まれに

曹長石の微斑状変晶が認められる。

輝緑岩は佐井鉱山付近、長後付近などで千枚岩・片岩のなかに岩床状に挟まれている。これらは露頭では進入岩床か、熔岩流かは区別できない。本岩は濃緑色～緑色の岩石で、片理はあまり認められないが、圧碎構造がみられ、野外では風化すると脆く多角形的に砕け易くなる。鏡下ではオフィチック構造を示しているが、0.2～0.5 mm程度の柵木状の斜長石のほかは、初生の有色鉱物はまったく残っていない。斜長石の間に、あるいは脈状に、2次的な石英・緑泥石・炭酸塩鉱物などが認められる。珪質岩石は本層のほぼ中部、佐井村磯谷付近から南東に向かってやゝ厚く発達しているほか、前記の黒色片岩・緑色片岩などの間に夾みとして全域に亘って分布している。灰白色・淡赤褐色・淡緑色などの珪岩ないし石英片岩からなり、緻密、堅硬で板状、あるいは片状を呈している。鏡下では石英のほか少量の絹雲母・緑泥石・陽起石・緑簾石などが認められる。

石灰岩はこの地域内では長後に近い喜平次沢の中流に、わずかに薄い夾みとして認められるに過ぎない。灰白色を呈し、片理は発達していない。まったく結晶質であり、化石は認めることができなかった。

石英閃緑岩に接して発達している泥質岩源の変成岩には、多量の白雲母の斑状変晶が含まれていることが特徴的である。このような岩石は福浦に近い釜ノ沢の下流二股沢付近にも転石としてみいだされるが、その露頭は発見できなかった。しかしこの図幅地域外では、上記の転石を発見した地点よりやゝ下流の道路沿いの露頭で石英閃緑岩に接して同様の岩石が認められ、また福浦の東南東、流石沢の上流の支沢において、石英閃緑岩に貫かれている黒色千枚岩が接点から幅1～2mに亘って同様な特徴をもった岩石に変わっている^{註3)}。このような事実から考えて、これらの岩石は長浜層中の千枚岩ないし片岩が、石英閃緑岩の貫入によって変わった接触変成岩であることは明らかである。転石の分布からみて、この地域内にも石英閃緑岩岩体の外縁部に同様な変成岩が生成しているものと考えられるが、おそらくその幅は狭く数mを超えないものであろう。釜ノ沢二股付近の転石について鏡下で観察した結果は次のようである。

この岩石は石英・白雲母ないし絹雲母・緑泥石・斜長石・炭質物のほか少量の金紅

註3) 20万分の1青森図は編集のための補備調査の際、筆者が観察したものである。

石・磁鉄鉱からなっており、またまれに微細な黒雲母が認められる。ほとんどのものが波動消光を示す石英と、片理と平行に並び、やゝ多色性の強い緑泥石と、少量の白雲母とからなるモザイク構造を示す基地のなかに、白雲母の長さ2.0～5.0mm大の斑状変晶が片理に平行に密集し、縞状の構造を示している。しかし個々の斑状変晶は片理に平行には排列しておらず、かなり不規則な方向をとっており、白雲母は石英を取り込みポイキロプラスチック構造を示している。長石は長さ0.5mm程度以下で少量散在している。

石英閃緑岩に近い位置の、輝緑凝灰岩源の片岩を鏡下で観察した結果、帯緑色の黒雲母や普通角閃石らしい濃色の角閃石など、接触変成作用の影響とみられる変成鉱物が認められた。

II. 2. 2 石英閃緑岩

本岩はこの図幅地域の南東隅に、長浜層を貫く小岩体として分布しており、長後一福浦間の海岸（長浜）、あるいは福浦に近い釜ノ沢付近でよく観察することができる。本岩が長浜層を貫いている様子は、この地域の南に続く福浦付近で観察することができる。その接触部の変成岩については長浜層の項に記載されている。

本岩はやゝ緑色を帯びた灰白色の粗粒～中粒の岩石である。一般に変質作用をうけており、緑泥石や緑簾石が岩石中に弥漫し、処によっては網状の細脈をなして発達しており、また部分的には灰白色の、一見石英斑岩ないしは流紋岩様外観の岩石に変わっていることがある。

主成分鉱物：石英・斜長石・角閃石・黒雲母

副成分鉱物：燐灰石

2次鉱物：緑簾石・緑泥石・絹雲母・石英・炭酸塩鉱物

本岩体のうち、場所を異にする4個の標本を鏡下で観察した結果、いずれも著しい変質作用とともに軽度の圧砕作用を受けている。すなわち石英は多くが波動消光を示し、角閃石・黒雲母などが幾分屈曲している。変質作用のために、斜長石はほとんどのものが絹雲母化が進んでおり、また、角閃石と黒雲母とはまれな場合をのぞいては緑泥石化しているが、外形、劈開などから他の鉱物とは判別することができる。

II. 2. 3 石英玢岩

長浜層を貫いて多数の岩脈が認められる。その大部分は石英玢岩の岩脈であるが、そのほかに磯谷一長後間に流紋岩の岩頸が認められる。

石英玢岩の岩脈は大佐井川と喜平次沢との間に多く、その大部分はほぼN30~50°Eの方向にほとんど直立して貫入している。この方向性は長浜層の断層の方向と一致しており、おそらく断層に沿って貫入したものであろう。なお長浜層のなかには後に述べるように黄銅鉱・黄鉄鉱などを含む同方向の石英脈が発達しているが、これらは石英玢岩の岩脈を載って胚胎していることがあり、またさらに鉱脈を載る同じNE方向の小断層が佐井鉱山付近では認められており、この方向の断層にはかなり新しいものも含まれている。

地質図上では石英玢岩として一括しているものを、岩質から2つの型に分けることができる。すなわち、石英と長石とのかなり大きな斑晶を含む斑状の岩石と、肉眼的にはほとんど斑晶を認めることができない無斑晶質な岩石とである。しかし鏡下では石基は両者ともそれほど差異はなく、また斑晶は後者は前者に比較すると量は少なく小型であるが、ほぼ前者と同じものが含まれており、成分上はそれほどの差は認められない。両者の前後関係を示すような露頭はみられなかったが、岩質からみてほとんど同じ時期に生成したものであろう。

いずれも一般に変質作用が進んでおり、色は淡緑色~灰白色を示し、やゝ粗鬆な岩石で、柱状の節理が発達している。斑状の岩石を鏡下で観察すれば次のようである。

斑晶：斜長石・石英・角閃石・輝石

斜長石は中性長石ないし灰曹長石に属し、長さ1.0~2.0mmで累帯構造が認められ、またところにより変質作用のため緑泥石・絹雲母などに変わっている。石英は径2.0~5.0mmで、円味を帯び、清澄である。角閃石は普通角閃石に属し、長さ1.0mm内外の柱状のもので、ほとんどが緑泥石化している。輝石は0.6~0.7mmでまったく緑泥石化しているが、外形から輝石とみられるものである。

石基：微晶質で、微細な針状の斜長石と、その間隙をうずめる石英・アルカリ長石などからなっている。全体に亘り変質作用をうけており、不定形の緑泥石・絹雲母などが散在している。

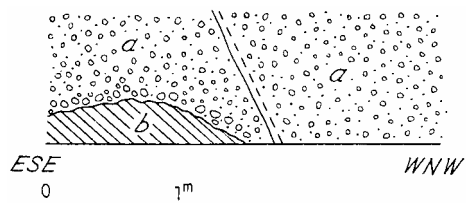
副成分鉱物：ジルコン・鉄鉱物

磯谷―長後間に認められる岩頭は、長浜層の珪岩を貫いて新第三系の基底に近い部分に発達している。本岩は新第三系の流紋岩の一部と岩質とはほとんど一致しており、とくに磯谷北方の矢越付近に分布するものとは近似している。色は灰白色を示すが、表面は風化によって茶褐色～赤褐色を帯びている。やゝ粗鬆で、細い柱状の節理が認められる。本岩は岩質からみて、荒沢流紋岩類と同時期に生成したものとみられ、同流紋岩類中に包括した。

II. 3 新 第 三 系

II. 3. 1 佐 井 層

本層は長浜層を覆う基底礫岩からはじまり、主として異色の硬質頁岩および緑色擬灰岩からなる堆積岩と、玄武岩ないし粗粒玄武岩（粗粒玄武岩類と呼ぶ）および種々の流紋岩（流紋岩類と呼ぶ）など火山岩類とからなる地層である。本層の標式地は佐井村佐井から同村磯谷付近までの海岸沿いの路線とする。従来佐井層という名称は東北大学の北村・鈴木・多田氏らによって佐井付近に分布する硬質頁岩層に対して命名された地層名である（文献14）。この図幅では層序的な見解を異にするが、同氏らによる佐井層のうち大間付近に分布するものをのぞいた部分と、砥石川層・中磯谷層・白土山層および桧川層との一部のほか、小太郎川流紋岩・川目貫入玄武岩などの火山岩類を含めた地層に対し、再定義して同じ地層名を用いたものである。本層の層厚は約1,500mである。



第1図 佐井鉾山に近い通称湯ノ川越ノ沢の露頭における長浜層の黒色千枚岩 (b) を覆う佐井層の基底礫岩層 (a) 礫岩層中に小断層がみられる

本層の基底礫岩層は、標式地の礫谷付近に露出しているほか、大佐井川の上流に広く分布している。層厚は処によりやゝ異なるが、平均して30m程度である。この基底礫岩層は粗粒の砂岩を薄層として挟むほかは、ほとんど礫岩からなっている。礫岩の礫は基盤の長浜層を構成している珪質、あるいは粘板岩質の岩石と類似のものだけからなっており、そのほかのもの、例えば石英閃緑岩の礫などはまったく含まれていないことが特徴である。礫の大きさは拳大以下でよく円磨されている。礫のうちもっとも多いものは珪岩ないしチャートで、そのほかに粘板岩ないし黒色千枚岩・緑色千枚岩などが含まれている。礫岩の膠結物は礫と同じ珪質、あるいは粘板岩質の岩石粒からなる粗粒の砂である。

なお地質図上には示していないが、礫岩と同じような組成の細礫岩が穴澗山の西側の斜面や、礫谷部落の北では、上部の黒色硬質頁岩層のなかに薄い夾みとして挟まれている。

黒色硬質頁岩は、本層の下部にやゝ厚く発達し、上部に向うに従い主として流紋岩からなる岩相に移り変わり、その中に頁岩が薄い夾みとして現われている。本岩は黒色～暗灰色、あるいは暗灰褐色の緻密、堅硬な岩石で板状の層理が発達している。風化をうけるとこまかく砕け易くなり脱色し、表面は酸化鉄のために茶褐色に汚れている。また粗粒玄武岩によって貫かれている部分では、数cmないし数10cmの幅に亘って脱色固化しており、とくに湯ノ川の上流田の沢、三九郎沢付近では、かなり広い範囲に亘って灰白色の著しく堅い岩石に変わっている。緑色凝灰岩は大佐井川の上流の基底礫岩層の直上部に発達しているが、そのほかの場所では欠いている緑色あるいは淡緑色砂質なもので、しばしば変質作用を受けて珪化、または粘土化している。

本層中の流紋岩類は主として熔岩流からなっているが、同質の凝灰岩・凝灰角礫岩を不規則に少量挟有しており、さらに岩脈、岩頸など貫入岩を伴っている。これらは熔岩流と区別しにくい場合が多い。流紋岩の岩質には節理、斑晶の多少、色などに処によって若干のちがいがみられる。しかし鏡下では、古佐井川下流の真珠岩などをのぞいては、斑晶の多少と大きさのはかは、それほど大きなちがいは認められない。この地域では堆積岩の夾みが少なく、こまかい地質構造が判り難く、かつ不規則に累重しているために、岩質や現出状態によって地質図上にこまかく分けて示すことはむづかしく、一まとめにして現わしている。これらのうち代表的な岩質のものをあげる。

1) 図幅地域の南部、三森山・荒沢岳付近に分布する流紋岩は薬研層中の石英安山岩に似ており柱状節理が発達し、暗灰色を呈する多斑晶質の岩石で、石英と斜長石との3.0~4.0mmの斑晶がかなり密に含まれている。

斑晶：石英・斜長石・角閃石

斜長石は中性長石に属し、長さ3.0mm程度で累帯構造が著しい。角閃石はまったく緑泥石および炭酸塩鉱物に変わっているが、外形から推定したもので、2.0mm程度の柱状のものである。

石基：珪長質組織

微細な長石、石英および鉄鉱物からなり、一部緑泥石化している。

2) 古佐井川の上流荒沢の小太郎沢付近をはじめ矢越の鍵掛岩や磯谷付近、恵比須籠山付近などのほか、大畑川の支流仁部沢や太兵衛沢の上流などに分布している流紋岩は、灰白色・赤褐色などを呈し、斑晶はほとんどなく、流理構造をもった岩石である。この流紋岩のなかには凝灰岩も挟有されているが、熔岩と肉眼的には区別のつきにくいものが多い。しばしば径4.0~5.0cmの美しい柱状節理が発達している。

(図版2)



図版2 佐井層中の一流紋岩の柱状節理（古佐井川上流荒沢）

斑晶：石英

石基：微晶質～隠微晶質組織

やゝ流理構造をもち、流理に沿って空隙が認められる。微細な珪酸鋁物・アルカリ長石・黒雲母などからなり、0.5mm以下の球顆が散在している。

3) 古佐井川の下流およびその支流である橋掛沢付近、およびその以北には真珠岩および同質の凝灰角礫岩を不規則に挟む、斑状の流紋岩が分布している。

この流紋岩は前述の小太郎沢付近のものに岩質は似ているが、やゝ斑晶に富むものである。色は灰色～灰白色であるが表面は赤褐色に汚れており、流理様の構造をもった石基中に2.0～3.0mm大の石英・斜長石・角閃石などの斑晶が散在している。また、しばしば柱状節理を示すが一般に径50～60cmのものが多く、まれに径4.0～5.0cmのものが認められ、ときに板状節理を示すものがある。

斑晶：石英・斜長石・角閃石・黒雲母

石英は3.0mmまでの円味を帯びた清澄なものである。斜長石は灰曹長石に属し、長さ3.0mm程度までで累帯構造の著しいものと、そうでないものがある。角閃石は普通角閃石に属し長さ1.0mm程度で、しばしば周囲を黒雲母によって取巻かれている。黒雲母は角閃石とともにあるほか、0.5mm程度の単晶として含まれている。

石基：微晶質

微細なアルカリ長石・珪酸鋁物と少量の黒雲母および鉄鋁とからなっている。流理構造をもつが鏡下ではそれほど顕著ではない。

真珠岩は古佐井川沿いの荒沢灌漑用水道に面した切りでよく観察することができる。岩質は灰色・青灰色・灰白色を呈し、2.0～3.0mmの石英・斜長石・角閃石などの斑晶が散在している。一部に真珠岩の角礫を多量に含む、一見凝灰角礫岩様の部分を伴っているが、このような岩石は硬質頁岩を貫いていることがあり、またその基質が砕屑岩の構造をもたず、ガラスからなっていることなどからみて、その大部分は貫入岩あるいは熔岩であろうと思われる。鏡下では斑晶は石英・斜長石・角閃石からなり、石基は真珠構造をもつ、ほとんど無色のガラスからなっている。

4) 流家戸山付近に分布する流紋岩は、古佐井川の支流橋掛沢の北、通称太衛門沢に露出している。この付近の流紋岩は熔岩流のほかに凝灰角礫岩と軽石質凝灰岩とを伴っている。

流紋岩は茶褐色を呈し緻密な岩石で、斑晶をほとんど含んでいない。柱状の節理が認められ、また部分的に自破碎熔岩様の部分を挟んでいる。鏡下における観察は次のようである。

微斑晶：石英・斜長石

一般に肉眼で認められる程度の斑晶はほとんどなく、0.1mm程度以下の石英と斜長石との微斑晶が多数散在している。斜長石は灰曹長石に属し、柵木状を呈している。

石基：微細な珪酸鉱物・アルカリ長石および黒雲母からなる微晶質な部分と、ガラス質な部分とが、まだら状を呈している。

軽石質凝灰岩は材木川の上流に狭い範囲に分布しており、細い軽石ないしガラスからなり、灰白色～灰色を呈しほとんど層理を示していない。

粗粒玄武岩類は、粗粒玄武岩ないし玄武岩質の熔岩流と、岩床、岩脈を一括して地質図上に示してある。

これらはおもに、本層下部の硬質頁岩に伴なって現われているほか、焼山沢下流や流家戸山の南方にやゝ大きな岩体としてみられる。

岩質は必ずしも一様ではなく、原岩の組織や変質作用の程度など処によってやゝ異なっている。すなわち、湯ノ川の upstream 付近には比較的鉱物組成のあらい、濃緑色の斑晶岩質のものがみられるが、全体としては黒色を帯びた粗粒玄武岩質のものが多し。また古佐井川の下流には粗粒玄武岩質のものに伴なって、さらに鉱物組成のこまかい黒色、あるいは濃緑色の玄武岩質の岩石がみられる。

これら種々の岩質の岩石を鏡下で観察した結果では、造岩鉱物にはそれほどの大きなちがいはみられない。大部分を構成している粗粒玄武岩は、一般に柱状の節理の発達した岩石で、風化すると表面から玉葱状に砕け易くなる。

主成分：斜長石・普通輝石・橄欖石

副成分：燐灰石・鉄鉱

2次鉱物：緑泥石・蛇紋石・炭酸塩鉱物

斜長石は亜灰長石～曹灰長石に属し、長さ0.5mm内外の柱状をなしている。普通輝石と橄欖石とは0.3mm程度の粒状をなして、斜長石の間隙をうずめている（オフィチック組織）。たゞし、橄欖石はまったく緑泥石・蛇紋石などに変化している。このほか2次的に蛋白石・方解石・緑泥石などからなる球状体が少量含まれていることがある。

斑糲岩質のものは、粗粒玄武岩質の岩石と混在しており、鏡下では造岩鉱物はほとんど異ならないが、斜長石は0.8~1.2mm、普通輝石は1.0mm程度の、比較的粗粒なものである。たゞし湯ノ川上流のこの種の岩石のなかには、著しい変質作用のため有色鉱物がまったく残っていないことがある。

古佐井川下流の玄武岩質岩石は、細粒、緻密である。少量の斜長石・普通輝石の斑晶を伴ない前2者に較べてやゝ新鮮なものが多い。

斑晶：斜長石・普通輝石・橄欖石

斜長石は曹灰長石に属し1.0~3.0mmのものが少量含まれている。比較的新鮮なもの、褐色のガラスによって篩目状に侵されたものと2種ある。普通輝石は1.0mm程度のものが少量含まれている。

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱・ガラス

間粒状組織を示しており、斜長石および輝石の一部は緑泥石に変わっている。

晶洞：小さな晶洞をうずめて鱗珪石が簇生しているほか、2次的に間隙をうずめて緑泥石が認められる。

これらの粗粒玄武岩・玄武岩類はさきに述べたように熔岩流のほか、岩脈・岩床などからなっているが、岩脈・岩床は進入の際、接触部の他の岩石に対して、やゝ変質作用をあたえていることがある。すなわち、硬質頁岩層は幅10~15cmに亘り脱色硬化しており、また真珠岩質の流紋岩は、数cm~数10cmの幅にわたり、濃灰色のガラスが、灰白色に変わっていることがある。このような事実のほか、まれに粗粒玄武岩の岩床の縁辺部に数cmの、やゝガラス質の急冷相がみられる。このような事実によって、熔岩と進入岩とは区別できることがあるが、判別することがむずかしい場合が多い。

佐井層のなかからは今までほとんど化石はみつかっていないが、硬質頁岩中には、まれに *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が認められる。本層は含有化石と薬研層の下位に不整合に位置することと、その火山岩相などからみて、西南北海道渡島半島に分布する福山層に、ほぼ相当する中新世初期の地層と考えられる。

II. 3. 2 薬 研 層

本層は中性ないし酸性の火山岩や、火山碎屑岩を主体とする地層で、その標式地は

大畑図幅地域内の大畑川流域薬研温泉付近である。この付近では下部は安山岩質の凝灰岩を主とする大畑川緑色凝灰岩層と、その同時異相である釜ノ沢凝灰岩砂岩頁岩層とからなり、薬研温泉に近い井戸淵ダムの付近から、中新世中期を示す貝化石を多産している（文献9）。上部は石英安山岩質凝灰岩を主とする、湯ノ股川石英安山岩質凝灰岩層からなっている。

この図幅地域では大畑図幅地域とはやゝ異なり、地質概説の項に述べたように、本層の基底礫岩と安山岩質、ないし石英安山岩質の緑色化した凝灰岩とからなる湯ノ川緑色凝灰岩層と、本凝灰岩層中に挟まれたレンズ状の異相であり、主として砂岩・泥岩からなる湯ノ小川砂岩泥岩層とからなっている。

本層の層厚はこの地域で知られる限りでは600m以上である。

湯ノ川緑色凝灰岩層は地域の南東に広く分布しており、標式地の大畑川緑色凝灰岩層と、湯の股川石英安山岩質凝灰岩層とを併せたものに相当する。標式地を含む大畑図幅地域内では、下部は安山岩質、上部は石英安山岩質と2つの岩相が上下関係で明らかに分かれているが、この図幅地域内では大畑川の支流の囲沢付近では、大畑図幅と同じような関係で2つの岩相が重なっているが、それ以外の地域では両者の境は明らかではなく、ほぼ大畑川緑色凝灰岩層に相当すると思われる薬研層の下部の層準には、安山岩質の凝灰岩と石英安山岩質の凝灰岩とが互いに混在している。この地域内では凝灰岩の堆積状態が、一般の堆積岩に比較して不規則なこと、層理が不明瞭であることなどから、混在している状態を地質図上に示すことが困難であるため、これらの岩相を併せて単一層として取扱った。湯ノ川緑色凝灰岩層の標式地は、この図幅地域の南隣、陸奥川内図幅地域内にある湯ノ川部落に近い湯ノ川流域である。本層は桑野による日々渡層⁹⁾にほぼ相当する。

本凝灰岩層の最下部に発達する基底礫岩層は、湯ノ川の上流田の沢から大畑川の上流上狄川にかけて分布している。厚さは所によりやゝ異なるが、薄い砂岩層の夾みを含めて約40～60mである。礫岩は緑色～灰褐色の粗粒な膠結物中に、おおむね人頭大以下、ときに60～70cm大の礫を多量に含むものである。礫質は場所によってちがいが、田の沢付近では主として灰褐色の流紋岩からなっているが、上狄川付近では流紋岩と粗粒玄武岩とが混在している。

主体をなしている凝灰岩層は、さきに述べたように、安山岩質および石英安山岩質

の擬灰岩ないし擬灰角礫岩であるが、このほかに局部的に泥岩・砂岩などを挟み、また処々に安山岩や石英安山岩の熔岩を伴っている。安山岩質擬灰岩は灰緑色、緑色などの粗鬆な岩石で、擬灰角礫岩質の部分ではそのなかに緑色の軽石のほか、淡褐色、灰緑色、緑色などの安山岩礫と頁岩、流紋岩などの礫を含んでいる。一般に層理の発達には悪く、地層の走向や傾斜は擬灰質砂岩や泥岩などの薄い夾みによって知られるほかはきわめて判り難い。石英安山岩質擬灰岩は、安山岩質のものに似ているが色はやゝ淡く、2.0～5.0mm大の石英や長石粒を含み、また褐色、帯緑褐色、灰色などの石英安山岩礫を含むことにより区別することができる。泥岩は大畑川流域の近藤川の沢口から、弥一郎沢の沢口付近にかけて数枚挟まれており、淡黄褐色～灰色の板状の層理をもったものである。また、大畑川の上流重兵衛沢には緑色の、よくラミナの発達した擬灰質砂岩が挟まれ、また、はしご沢の上流には、泥岩と擬灰質砂岩とが挟まれている。いずれも連続性が乏しく、また層厚もうすいので地質図には略してある。

湯ノ小川砂岩泥岩層は、図幅の南隣陸奥川内図幅地域の湯ノ小川付近に標式的に分布する地層で、桑野らによる湯ノ小川層に相当する（文献11）。湯ノ小川層については、従来湯ノ川緑色擬灰岩層に相当する日々渡層を、不整合に覆う地層と考えられてきた。それは基底部に一見不整合を示すような礫岩層があり、この礫岩層を境として岩相が急に変わることが認められるからであった。しかし図幅地域南東隅のめな川、新助沢などでは、本砂岩泥岩層は新助沢からめな川に向かうに従い層厚を減じ、めな川以西では湯ノ川緑色擬灰岩層として一括した石英安山岩質擬灰岩層の間に尖滅している。尖滅点の付近でも、上下の岩層の間に岩質の差異がみとめられず、また尖滅した地層の延長に、はっきりした不整合面を認めることはできなかった。以上の事実から、本砂岩泥岩層は湯ノ川付近の緑色擬灰岩を不整合に覆うものではなく、湯ノ川緑色擬灰岩層の堆積中、きわめて短時間に局地的な沈降に伴って堆積したもので、大畑図幅地域の釜ノ沢砂岩頁岩擬灰岩層に相当すると考えられる。岩相は横への変化がみられ、めな川付近では主として擬灰質砂岩・礫岩などからなり、その間に泥岩を薄く挟んでいるが、新助沢付近では最下部は礫岩および擬灰質砂岩からなっていて、上部に向かうに従い、擬灰質砂岩と泥岩との互層を主とする岩相を経て、泥岩を主とし、安山岩質ないし石英安山岩質の擬灰岩層を挟む岩相に移化する。砂岩は擬灰質のもので、粗粒～細粒のものまでであり、黄褐色・黄灰色・暗灰色などを呈している。泥岩

は黄灰色～暗灰色で、表面は黄褐色～褐色に汚れている。比較的堅硬で、所によって板状のラミナがよく発達している。礫岩は凝灰質の膠結物中に一般に拳大～指頭大の、まれに人頭大の玄武岩・流紋岩・石英安山岩や珪質頁岩などの礫をもっている。凝灰岩は緑色化した部分と比較的新鮮な部分とがあるが、おおむね湯ノ川緑色凝灰岩層を構成する凝灰岩と同質のものである。本砂岩泥岩層からは図幅地域のめな川において *Chlamys* sp. が採取されている（桑野幸夫氏採取）。そのほかにこの図幅地域に隣接する陸奥川内図幅地域内の名由川の流域において、桑野らによって本岩層（桑野らによる湯ノ小川層）の基底に近い部分から次のような化石が発見されている（文献10）。

“Protothaca” n. sp.

Panope japonica A. ADAMS

Arca sp. (cf. *boucardi*?)

Patinopecten cf. *Sagamianus* (YOK.)

Lima (*Acesta*) sp.

Fulgoralia sp.

Venerupis ? sp.

Monia radiata (SOWERBY)

Venericardia sp.

Chlamys swiftii (BERNARDI)

Chlamys sp. (*akitana* type)

Cancellaria sp.

Margarites sp.

Crassatellites sp.

Anadara sp.

Periploma ? sp.

(同定：大森昌衛・青木 滋)

薬研層中に挟まれている安山岩は、大畑川の流域に点々と露出しており、すべて熔岩流とみられるものである。これらは岩質から2つの型に大別することができる。すなわち弥一郎沢上流と、近藤川上流および太兵衛川支流の右衛門四郎沢の上流とに分

布するもの1) と、大畑川本流と囲沢の上流に分布するもの2) とに分けられる。

1) の岩石は一般に濃緑色の塩基性な安山岩である。岩質は処によってやゝ異なり、弥一郎沢付近のものは、普通輝石の大型斑晶に富む特徴的なものであるが、近藤川上流と右衛門四郎沢上流とに分布するものには、普通輝石の大型斑晶は含まれていない。石基の色や組織などには、それほど大きなちがいはなく、鏡下の観察では、久野久によるIVc型か、またはそれに近い玄武岩質な橄欖石普通輝石安山岩である。弥一郎沢付近に分布するものの、鏡下の観察結果は次のようである。

斑晶：斜長石・普通輝石・橄欖石

斜長石は長さ2.0mm程度までで、中核または大部分が緑泥石におきかえられている。普通輝石は大部分は長さ5.0mm程度までであるが、1.0cm大の大型のものが含まれている。劈開が発達し、これに沿って緑泥石化している。橄欖石はことごとく緑泥石、または鉄サポナイトに置き換えられている。

石基：間粒状組織

斜長石と単斜輝石とからなっているが、大部分は緑泥石・炭酸塩鉱物に変わっている。

この岩石は、後に述べる花崗閃緑玢岩によって貫かれているが、その接触部近くでは軽微な熱変質作用をうけており、この付近の岩石全体が黄色味を帯び、斑晶鉱物を置き換え、あるいは脈状に緑泥石・炭酸塩鉱物などが弥漫している。

2) の岩石は一般に灰褐色でガラス質の石基をもち、流理構造の発達した普通輝石安山岩である。処により板状、あるいは柱状の節理が発達しており、また部分的に変質作用をうけて緑色化していることがある（囲沢の上流）。

斑晶：斜長石・石英・普通輝石

斜長石は中性長石に属し2.0mm以下で比較的清澈である。石英は少量で円味がある。普通輝石は0.6mm以下のものが少量（一枚の薄片中に数個程度）含まれており、処によって緑泥石化している。

石基：ガラス質

流理構造がよく発達している。少量の斜長石・鉄鉱を含み、部分的には脱ガラス化している。

石英安山岩は図幅地域の南東隅の石山付近や、大畑川上流重兵衛沢などに分布している。いずれも熔岩流とみられるものであり、石山付近のものは全体が著しく珪化

しているが、概して均質であり、碎屑岩のような構造が認められないことなどによりそれと認められる。

重兵衛沢の石英安山岩は暗灰色、暗灰褐色のやゝ粗鬆な斑状の岩石で、風化すると砕け易くなり、凝灰岩とよく似ている。

斑晶：斜長石・石英・普通輝石

斜長石は中性長石に属し、長さ1.5～3.0mm、一部は2次的に炭酸塩鉱物によって置き換えられている。石英は径1.0mm程度の円味を帯びた不定形のものである。普通輝石は長さ2.0mm程度までの大きさで、一部は緑泥石化している。

聚斑状集合：大きさ3.0mm内外のものが少量含まれており、斜長石・普通輝石からなっている。

石基：隠微晶質組織

不定形の孔隙が認められ、これをうずめて2次的に炭酸塩鉱物が認められる。

この地域の薬研層からは前述のめな川を除いては化石は発見されていない。しかし図幅地域外では、さきあげた湯ノ小川砂岩泥岩層（名由川における湯ノ小川層）中の化石のほか、大畑図幅地域内の本層の標式地である薬研温泉の下流では、次のような化石が発見されている。

Anadara cf. ninohensis OTUKA

Barbatia sp.

Cardita siogamensis (NOMURA)

Chlamys arakawai (NOMURA)

Chlamys kaneharai (YOKOYAMA)

Glycymeris vestitoides NOMURA

Luciniscus cf. yokoyamai (OTUKA)

Patinopecten kimurai (YOKOYAMA)

Taras ustus (GOULD)

Acmaea sp.

(日本地方地質誌，東北地方 p.207)

Pecten swifti BERN.

Pecten paraplepejus NOMURA et HATAI

Pecten kaneharai YOKOYAMA

Lima goliath yagenensis OTUKA

Lima sp.

Saxidomus gigananteus (DESHAYES)

(青森県の地下資源, p. 116)

本層は薬研温泉付近の化石から、その地質時代はほぼ中新世中期とみられており、また、岩相のうえからみても、津軽半島北部における訓縫層に対比される地層と考えられる。

II. 3. 3 大 間 層

本層は、主として東北日本から西南北海道にかけて分布する新第三系に特徴的な、いわゆる硬質頁岩を主体とする地層である。本層の標式地は函幅地域の北端、大間以北の海岸線である。本層は従来蒲野沢層（下北半島東部の近川付近を標式地にする）あるいは佐井層（函幅地域の佐井付近に分布する本函幅の佐井層の一部で、佐井を標式地とする）の一部と考えられてきたが、この函幅では新たに大間層と命名することとした。本層は大間付近から風間浦村蛇浦付近にかけて、易国間安山岩類と一部指交しながら、この付近の東海岸に近く発達する背斜構造の軸部に分布しているほか、背斜の南の延長に近い易国間安山岩類のほかにも薄い夾みとして現われている。易国間安山岩類と本層の上部とが指交する様子は、大間町南方の小奥戸川上流や、蛇浦付近でよく観察することができる。本層の層厚は、この地域で知られる限りでは700m以上である。

本層は、前に述べたように硬質頁岩を主とする地層であるが、最上部では層理のあまり発達しないやゝ軟弱な泥岩を主とする岩相に漸移し、また、上部では易国間安山岩類の安山岩質凝灰角礫岩と同源とみられる黄白色の砂質凝灰岩の薄層を挟み、一部はこれと互層している。硬質頁岩は暗灰色～暗褐色の硬い岩石で、板状の層理がよく発達している。風化を受けると灰白色に変わり、砕け易くなり、表面は褐色に汚れている。また、泥岩は暗褐色塊状で、風化すると灰白色を呈し、表面は褐色に変わり、さらに黄色に粉を吹いたようになる。

本属の頁岩および泥岩中からは *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) 多産する

ほか、*Cyclamina*, *Diatom*などを産する。岩相と層序的位置からみて、本層は津軽半島北部の小泊層にほぼ相当し、西南北海道における八雲層に対比され、中新世中上部の地層と考えられる。

II. 3. 4 弁天島流紋岩

本岩は大間岬の北、弁天島にのみ分布している。本岩と大間層との関係は、大間層が弁天島にはまったく分布しておらず、大間岬の露頭とは、クキド瀬戸をもってへだてられているため不明である。しかし、大間層が本岩を不整合に覆っている事実、例えば大間層のなかに流紋岩の円礫をもった礫岩層が、発達するというような事実はまったく認められず、また岩質が津軽半島北部の小泊層と同時期の母衣月流紋岩類とよく似ているため、本岩もまた、小泊層にほぼ相当する大間層と同時期のものと考えられる。

本岩は灰色、粗鬆な岩石で柱状節理がみられ、おそらく熔岩流とみられる。数mmの石英と斜長石の斑晶がかなり密に含まれている。鏡下の観察の結果は次のようである。

斑晶：斜長石・石英・角閃石

斜長石は灰曹長石に属し、長さ3.0～5.0mmのものがやや密に散在している。角閃石は緑泥石よりの2次鉱物にまったく置き換えられており、外形から判別されるものである。

石基：隠微晶質組織

細かい孔隙に富み、微細な鱗珪石が認められる。

II. 3. 5 折戸山玄武岩

本岩類は図幅地域の北方、大間岬―易国間間の通称潮垂石付近と、折戸山近傍とにかけて分布している。大間層中の小進入岩体で、大間層の硬質頁岩と接している部分では、硬質頁岩は幅数cmに亘って軽微な熱変質のため変色固化している。

岩石は橄欖石普通輝石玄武岩で柱状節理をもち、全体として濃緑色～黒色の、やや粗鬆な岩石である。鏡下で観察した結果は次のようである。

斑晶：斜長石・普通輝石・橄欖石

斜長石は少量で、周囲および劈開に沿ってやゝ変質し、緑泥石よりの鉱物が生じている。普通輝石は1.0mm程度、あるいはそれ以下で、縁辺部はやゝ鉄サポナイトに変質しているがおおむね新鮮である。橄欖石はまったく鉄サポナイト・炭酸塩鉱物などに置き換えられているが、外形から他の鉱物と識別できる。

石基：間粒状組織

斜長石・単斜輝石・鉄鉱などからなっているが、有色鉱物の大部分は鉄サポナイトに変わっており、識別は困難である。

2次鉱物：鉄サポナイト・絹雲母・炭酸塩鉱物・蛋白石、ところによって炭酸塩鉱物、あるいは炭酸塩鉱物と鉄サポナイトまたは蛋白石からなる径数mmの球状体が散在している。

本岩は大間層を貫いているが、その上部の易国間安山岩類は貫いていない。おそらくその侵入時期は易国間安山岩類の火山活動より以前の、大間層上部の堆積中であろう。

II. 3. 6 材木川層

本層は淤泥岩ないし細粒の砂岩からなる地層で、大間町材木川の中流の河床に、この付近では易国間安山岩類の擬灰角礫岩と、安山岩熔岩とに整合に覆われて小範囲に露出している。そのほかに奥戸川の上流大滝沢や目滝沢の上流などに凝灰角礫岩中の薄い夾みとして分布している。

大間層との関係は、間に易国間安山岩類が介在するため明確でない。しかし大間岬付近の大間層の最上部にみられる暗褐色の泥岩は、本層の淤泥岩よりやゝ細粒であるが、岩相がかなりよく似ているので、大間層と本層との間には、それほど大きな時間的な間隙はないものようである。

本層の淤泥岩ないし細粒砂岩は、暗褐色～暗色灰、塊状のやゝ軟弱な岩石で、下位の大間層を構成する頁岩に比較して著しく珪藻に富み、比重が軽いことが特徴である。風化をうけると灰白色になり、表面は黄褐色に汚れ、また黄色の粉が岩石の表面に附着していることがある。

本層中には珪藻のほかに *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) を少量含み、岩相や層序的な関係から津軽半島北部の塩越層（三厩図幅地域内の今泉層）にほぼ相当し、西南海道の黒松内層に対比されるものと思われる。

II. 3. 7 易国間安山岩類

本岩類は大間層の上部から材木川層にかけて、それとほぼ同時期に生成した安山岩質から石英安山岩質まで、一連の火山岩類を一括命名したもので「安山岩類」と呼んでいるが、地質図上では安山岩（石英含有安山岩と輝石安山岩質凝灰角礫岩および熔岩）と石英安山岩（目滝山型と材木型）に分けて示している。

この安山岩類は図幅の北東隅の易国間付近、および易国間川流域から図幅地域の北半部に広く現われており、大畑図幅において易国間層と命名したものは、ほぼ本岩類に相当する。岩体の北側では大間岬付近に分布している大間層の上部と、一部指交しながらその上位に整合に累重しているが、南側では佐井層および薬研層を不整合に覆っている。

本岩類の主体は、さきあげた安山岩質の凝灰角礫岩であって、石英安山岩はそのなかに小さな岩体として部分的に挟まれている。その分布範囲は図幅の中央東部の目滝山と図幅地域北西の海岸の奥戸部落とを結ぶ線と、大滝山と奥戸の南の材木部落付近とを結ぶ線とに挟まれた、ほぼ北西－南東方向の地帯にかぎられており、他の地域でほとんどみられない。

他の火山岩類や下位の地層と本岩類との関係を観察するには、佐井村の古佐井付近から大間までの海岸線と、易国間－大間岬間の蛇浦付近の海岸がもっとも便である。

石英含有安山岩は熔岩流のみからなり、佐井南東の大開山付近の山頂に佐井層の硬質頁岩を覆って分布している。佐井－磯谷間の矢越から、川目部落に至る山道の岬付近で観察することができる。

本岩は帯緑灰色のやゝ粗鬆の岩石で、肉眼で識別できる程度の大きさの斑晶はほとんど含んでいない。また、やゝ流理状に一定方向にのびた孔隙に富み、孔隙の内壁には微細な珪酸鋁物と緑泥石のような2次鋁物が簇生している。

斑晶：斜長石・石英

斜長石は曹灰長石ないし中性長石で0.5mm程度の比較的清澈なものが少量含まれている。そのうち一部のもは、累帯構造がよく発達している。

石英は不定形のもが少量認められる。

石基：ガラス基流晶質

針状の斜長石と緑泥石化した有色鉱物（おそらく輝石と思われる）・磁鉄鉱およびガラスからなり、そのほかに少量のクリストパル石が含まれている。

輝石安山岩は処によってやゝ差異があるが、主として凝灰角礫岩からなり、その間に薄い熔岩流を挟んでおり、一部では両者は互層状を呈している。地質図上ではそれらを一括して示している。

凝灰角礫岩は火山礫擬灰岩ないし凝灰岩を挟み、処によっては互層状をなしている。凝灰角礫岩は黄褐色～灰色の、粗粒な膠結物中に本質火山角礫として、黒色の安山岩礫を多量に含むものである。角礫の大きさは普通人頭大以下であるが、所により1m以上のものも含まれている。礫のなかには火山弾と考えられるものも含まれ集塊岩質な部分もある。また一見花崗岩よりの捕獲岩片を含むものがある（佐井-奥戸間の海岸線の露頭）。そのほか部分的には異質火山角礫として石英安山岩・流紋岩・緑色凝灰岩などを少量含む。

熔岩は厚さ数mのものが各所に挟まれている。節理は柱状のものが多く、上部はやゝ多孔質になっていることがある。

安山岩の岩床の岩質は熔岩をなす安山岩とよく似ており、熔岩か、岩床かは一見判別し難い場合がある。柱状節理がよく発達しており、また、両壁と接している部分に約10cm程度の幅に、やゝガラス質の急冷相を伴っていることが多く、そのような点で熔岩と区別することができる。

熔岩と凝灰角礫岩中の本質火山角礫をなす輝石安山岩とは、黒色のものがもつとも多く、暗褐色・暗灰色のものなどがある。斑晶は処によって多少があるが、一般に長さ2～3mmの斜長石が認められ、有色鉱物はそれほど多くはない。なお一部では長さ1.0cm程度の斜長石の大晶を、多量に含むものがある（易国間の南方、目滝沢の上流付近、奥戸の南方、奥戸川の中流付近など）。鏡下における観察を一般にみられるもの（Ⅰ）と、斜長石の大型斑晶を多く含むもの（Ⅱ）とに分けて記載する。

（Ⅰ）の安山岩は普通輝石紫蘇輝石安山岩で、そのうち久野久による火山岩の分類方法に従えばVd型のものが多いが、そのほかにVd→c型のもものが若干含まれている（目滝沢、易国間川支流滝ノ沢など）。

そのうちVd型のを記すと次のようである。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石（石英）

斜長石は曹灰長石に属し、長さ2.0～3.0mm程度で、外縁部に累帯構造がみられる。紫蘇輝石は長さ1.0mm程度の短柱状である。普通輝石は長さ0.5mm程度の短柱状で、やゝ波動消光をなすものが含まれている。量的には紫蘇輝石が普通輝石に較べてやゝ多い。石英はまれに2.0mm程度の円味を帯びたものが含まれている。

聚斑状集合体：斜長石・普通輝石および紫蘇輝石からなる径3.0～4.0mm程度のもがまれに含まれている。

石基：ガラス基流晶質ないし填間状の組織を示し、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および少量の鉄鉱とガラスとからなっている。

Vd→c型のもは斑晶はVd型のものとはほとんどかわりはないが、石基にピジョン輝石を含み紫蘇輝石の周囲はピジョン輝石によって取り巻かれている。

さきに述べた凝灰角礫岩の抛出物中に、取り込まれた花崗岩のような捕獲岩片は、Vd型の岩石のなかにみられる。鏡下では白色部は石英・斜長石からなり、黒色部は主として褐色のガラスからなっている。そのほかに紫蘇輝石と少量の普通輝石および鉄鉱が含まれている。白色部の石英・斜長石・紫蘇輝石は集まって花崗岩に似た粒状の組織を示しており、このような集合体や単晶が、いずれも融蝕を受けて円味を帯びた破片として、ガラスのなかに散在している。斜長石はほとんどのものが、外縁部あるいは全体が虫喰状にガラス化しており、紫蘇輝石は中核、あるいは全体に細かい鉄鉱粒を伴ない、また劈開に沿ってガラス化している。このような捕獲岩は、おそらく花崗岩質な岩石が岩漿中に捕獲され、一部は再熔融してガラスを生じ、また角閃石あるいは黒雲母の大部分は輝石に変化してできたものであろう。

(Ⅱ)の安山岩は石基は暗灰色で、やゝ粗鬆な岩石で、鏡下に検するとVd→c型に含まれる橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石

斜長石は長さ5.0～10.0mm程度のものと、0.5～2.0mm程度のものがある。前者は灰長石に属し、後者は曹灰長石に属す。普通輝石は長さ1.0mm位までで比較的沢山含まれており、一部のものは波動消光する。紫蘇輝石は長さ0.5mm位まで、ほとんどが普通輝石と平行連晶をしている。橄欖石は少量含まれており、まったく緑泥石のような鉱物によって、置き換えられているが外形から判別することができる。

聚斑状集合体：径3.0～5.0mmのものが少量含まれており、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石からなっている。

石基：間粒状組織を示し、斜長石・ピジョン輝石・紫蘇輝石・鉄鉱および少量のガラスからなる。紫蘇輝石は比較的少量で、ほとんどがその周囲をピジョン輝石によって取り巻かれている。

石英安山岩は輝石安山岩とともに目滝山付近、材木部落付近などをはじめ、各所に小さな岩体をなして散在している。主として熔岩と凝灰角礫岩とからなっており、また一部に岩脈がみられる。岩質からみて目滝山・大滝山の付近などに分布して、石英と斜長石とのやゝ大型な斑晶を密に含むもの（Ⅰ）と、材木部落付近に分布して石英の斑晶を含まず、斜長石の斑晶が小型なもの（Ⅱ）とに分けることができる。

（Ⅰ）の型のものを目滝山型、（Ⅱ）の型のものを材木型の石英安山岩と呼ぶこととする。

（Ⅰ）目滝山型の石英安山岩は、図幅地域のほぼ中央の大滝山および目滝山の周辺部に、やゝ広く分布するほか、易国間川の目滝沢の上流や、奥戸川おこつべの上流大滝付近などに粗い凝灰角礫岩と熔岩流として分布するほか、奥戸川の中流や、奥戸部落の南の天狗山付近に岩脈として現われている。

熔岩・岩脈や凝灰角礫岩中の本質火山礫の石英安山岩は、岩質は斑晶の大きさ、石基の色などにやゝ違いがみられるが、鏡下で観察した結果では、大部分は紫蘇輝石普通輝石角閃石石英安山岩である。一般に帯緑灰色・暗灰色・灰白色などを示し、やゝ粗鬆な岩石である。鏡下の観察を次に述べる。

斑晶：石英・斜長石・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石

石英は5.0mm程度以下で、円味を帯び清澄である。斜長石は中性長石に属し、長さ5.0mm程度で累帯構造がよく発達している。角閃石は普通角閃石で、長さ3.0mm程度、一部または全部がオパサイト化しているものがある。普通輝石および紫蘇輝石は、長さ0.5mm程度である。角閃石と輝石とは一部縁泥石化していることがある。

聚斑状集合体：斜長石・角閃石・輝石などからなる1.0～2.0cm大のものが多数含まれている。

石基：ガラス質ないしガラス基流晶質、あるいは微晶質組織を示し、斜長石・アルカリ長石・珪酸鉄物・鉄鉱・ガラスなどからなる。また、まれにジルコンと燐灰石とが含まれている。

なお、弥一郎沢の支沢の上流に分布している石英安山岩は、これらとよく似た見掛けをしているが、有色鉱物の斑晶として角閃石と少量の黒雲母とを含み、輝石をまったく含まないものがある。

(Ⅱ) 材木型の石英安山岩は、大間町材木部落の近くに分布する。材木部落から北に向かい、ほぼ赤石までの海岸線において観察することができる。本岩は熔岩流のみからなり、火山砕屑岩は伴っていない。熔岩は美しい柱状節理が発達しており、この地方では材木石と呼んでいる。

本岩は青灰色を呈し、斑状のやゝ粗鬆な岩石で、円味を帯びた捕獲岩片が所によって著しく多量に含まれており、大きなものは径1mに達するものがある。

材木北方の赤石と呼ばれている付近の岩石は、白く著しく珪化された変質岩で、表面は酸化鉄のため赤く汚れている。この付近は後に記載する赤石鉱山の鉱脈を胚胎しており、岩石は変質作用のために、原岩の鉱物や組織はまったく残っていないが、少なくとも海岸線に近い部分にみられる岩石は、周囲の関係からみて本石英安山岩から変質したものと思われる。

本岩は鏡下の観察では、久野久によるVe型に含まれる普通輝石紫蘇輝石石英安山岩である。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は中性長石に属し、2.0~3.0mm程度のもので、そのうちに清澄なものと、ガラスや塵状の包有物に富むものや、内核が包有物に富み、周縁が清澄なものなどがある。後者はおそらく外来結晶に由来するものであろう。普通輝石および紫蘇輝石はいずれも長さ1.0mm以下のもので、周囲や劈開に沿って、わずかに2次的に鉄サポナイトに変わっている。

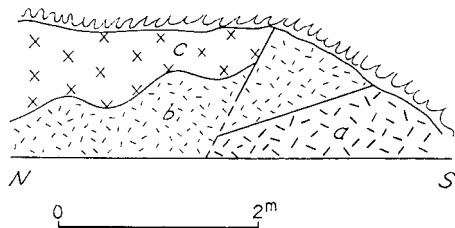
石基：微晶質

少量の斜長石・紫蘇輝石・鉄鉱とその間隙をうずめるアルカリ長石・珪酸鉱物からなり、また微細な空隙をうずめてクリストバライト・鱗珪石が認められる。

前記の捕獲岩は帯黄灰色を呈し、鏡下では斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱およびガラスからなる玢岩ような同源捕獲岩である。なお、この捕獲岩のなかには細かい空隙に富み、空隙中には微細な鱗珪石が簇生していることがある。

II. 3. 8 花崗閃緑玢岩

本岩は大畑川の支流弥一郎沢から上近藤沢にかけて、葉研層の擬灰岩と普通輝石安山岩とを貫いている。貫いている状態は弥一郎沢でよく観察することができる（第2



a, b : 石英安山岩質凝灰岩 c : 花崗閃緑玢岩
第2図 花崗閃緑玢岩と葉研層との貫入関係を示す一例（大畑川支流弥一郎沢付近）

図)。こゝでは玢岩は、前記の岩石を岩脈状にこまかく貫いており、接している付近では周囲の岩石にやゝ変質作用をあたえている。すなわち、葉研層の凝灰岩や熔岩は、一般に岩石全体あるいは造岩鉱物の一部が緑泥石化しており、局部的に粘土化、あるいは珪化しているが緑簾石はみられない。しかし玢岩が頻繁に貫いている弥一郎沢の中流では、安山岩は緑簾石化作用を著しく受けており、とくにこの付近に分布している濃緑色、緻密な普通輝石安山岩は、玢岩に接している部分で帯黄緑色粗鬆な岩石に変わり、粒状あるいは脈状に緑簾石が弥漫している。

本岩は緑灰色の中粒な岩石で、露頭の表面は風化が進み砕け易くなっている。

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・角閃石・普通輝石

斜長石は長さ3.0mm程度の斑晶のようなものと、長さ2.0mm以下のものが含まれており、いずれも自形を呈し、一部は曹長石化している。石英とカリ長石とは連晶をなし微文象組織を呈して、他の鉱物の間隙をうめている。角閃石は長さ3.0mm程度で、ほとんどが緑泥石に変わっている。普通輝石は長さ2.0mm程度までで、角閃石に比較するとやゝ量は少ない。一部は緑泥石化しているものもあるが概して新鮮である。

副成分鉱物：ジルコン・鉄鈹

2次鉱物：緑簾石・緑泥石・曹長石・炭酸塩鉱物

なお、本岩の一部には変質作用を著しく受けている部分があり、また鏡下ではやゝ

圧碎作用を受けているものが認められる。

本岩は大畑層には覆われているが、易国間安山岩類およびその他の岩類との関係は的確には定められない。

II. 3. 9 大 畑 層

本層は軽石質の凝灰岩と、凝灰質砂岩・淤泥岩などからなる、おそらく湖成堆積と思われる地層であり、標式地の東隣の大畑図幅内では、大畑川の下流、薬研温泉と小目名部落との間で易国間層（この図幅における易国間安山岩類に相当する）を不整合に覆っている。この図幅地域内では、大畑川の上流にやゝ広く分布している。

標式地付近とこの地域とでは、分布が離れており直接の関係は判らないが、岩質や下位層との関係などからみて、同一の地層としたものである。

この地域の本層は、先にも述べたように易国間安山岩類から、薬研層におよぶ著しい不整合面をもって覆っている。本層は凝灰岩だけからなる部分では、ほとんど層理を示さないために細部に亘る構造は明らかではないが、砂岩・淤泥岩などを多く挟んでいる部分で知られる限りでは、ほとんど水平に近く、大畑川の上流仁部川の付近では、ほぼ南北の走向をもって緩い褶曲を示している。本層の層厚はもっとも厚い所で100mである。

本層の岩相は一般に最下部は淤泥岩を主とし、上部に向かうに従い砂岩および船泥岩と軽石質凝灰岩との互層に移り、さらに主として軽石質凝灰岩のみからなる岩相に移化している。しかし岩相は側方に幾分変化する傾向があり一様ではない。

淤泥岩は一般に灰色～灰白色のやゝ凝灰質な岩石で、層理は余り明らかではない。しかし砂岩などと互層している場所ではラミナが多少発達しているものが認められる。風化をうけると脱色し、表面は黄色～黄褐色に汚れていることが多い。本岩中にはしばしば微細な植物の破片を含み、まれには50cm大までの、やゝ炭化した木片を含んでいることがある。

凝灰質砂岩は灰白色中粒～粗粒のやゝ脆弱な、後に述べる軽石質凝灰岩とよく似た岩石である。一般に有色鉱物粒の多い部分と少ない部分とが黒白の縞状のラミナを示している。

軽石質凝灰岩は灰白色粗粒の、脆弱な岩石であるが部分的にはかなり固結してい

る。石英（5.0～10.0mm大）・斜長石（5.0～7.0mm）・普通輝石（2.0mm大）・紫蘇輝石（5.0mm大）と白色の軽石とを含んでいる。そのほかに少量の淤泥岩（本層の下部にある淤泥岩と同質のものである）、褐色の石英安山岩などの礫を含み、また太兵衛川の上流や重兵衛沢の中流では、下位の佐井層や薬研層の構成岩類を礫として取り込んでいる。軽石は1.0～3.0cmの不定形の礫として取り込まれているほか、5.0cm程度の定方向にのびたレンズ状の岩片が取り込まれていることがある。

本層からは前述の植物破片・木片などのほかはまったく化石を産しない。植物破片は鑑定にたえ得るものはなかった。したがって近隣地域と正確な対比を行なうことはできないが、淤泥岩の固結度からみて下北半島東部の、近川付近に分布する野辺地層より下位の地層と考えられ、また、本層のなかの軽石質凝灰岩は津軽半島における蟹田層、あるいは近川付近の砂子又層のなかに含まれている凝灰岩に岩質が近似しており、ほぼ両層に相当する新第三紀鮮新世の地層と考えられる。たゞし蟹田・砂子又の両層は海成の地層と考えられ、また下位の地層とは少なくとも一部で整合に重なっている点など、本層とやや異なる点がある。本層はこの付近では植物破片などを含み、貝化石をまったく含まず、淤泥岩・砂岩などのなかに、しばしば葉理が発達していることなどからみて、おそらく湖成の堆積層と考えられるが、この時期には地域によって幾分堆積環境が異なっていたものであろう。

II. 4 第四系

II. 4. 1 段丘堆積層

この地域の北方、佐井から大間岬までと、大間岬から易国間までの間の海岸線沿いには、かなり明瞭な海岸段丘面とその堆積物が認められる。

高低2段の海岸段丘が大間岬と奥戸・佐井をむすぶ海岸沿いにみられる。すなわち標高40～60mの高位段丘と、標高10～15mの低位段丘とで、堆積物は主として砂・礫からなり、粘土を挟んでいる。砂層中にはしばしば薄い砂鉄層を挟有し、調査されたことがある¹⁵⁾。大間岬から易国間までの海岸には、高位段丘はみとめられない。

II. 4. 2 沖積層

この地域の海岸線が、断層性のものであるため山地は海岸まで迫っており、沖積層、

はほとんどない。わずかに佐井付近と大間岬に近い部分に狭い範囲に分布しており、砂・礫・粘土からなっている。

Ⅲ. 応 用 地 質

この図幅地域には金属鉱床が多数散在している。しかし交通が不便であり、とくに冬季積雪量が多いため開発が遅れている。現在、稼行されているものには佐井鉱山、また調査当時探鉱中のものには青森鉱山・赤石鉱山がある。このほかに大豊鉱山・三九郎鉱山・白土鉱山・干金鉱山・大畑鉱山など、過去に稼行、あるいは探鉱されたものがある。

また、大間付近の海岸段丘堆積層のなかに、砂鉄層が挟有されており、これを対象として調査が行なわれたが（文献15）稼行の対象となったことはない。以下におもな鉱山について記載する。

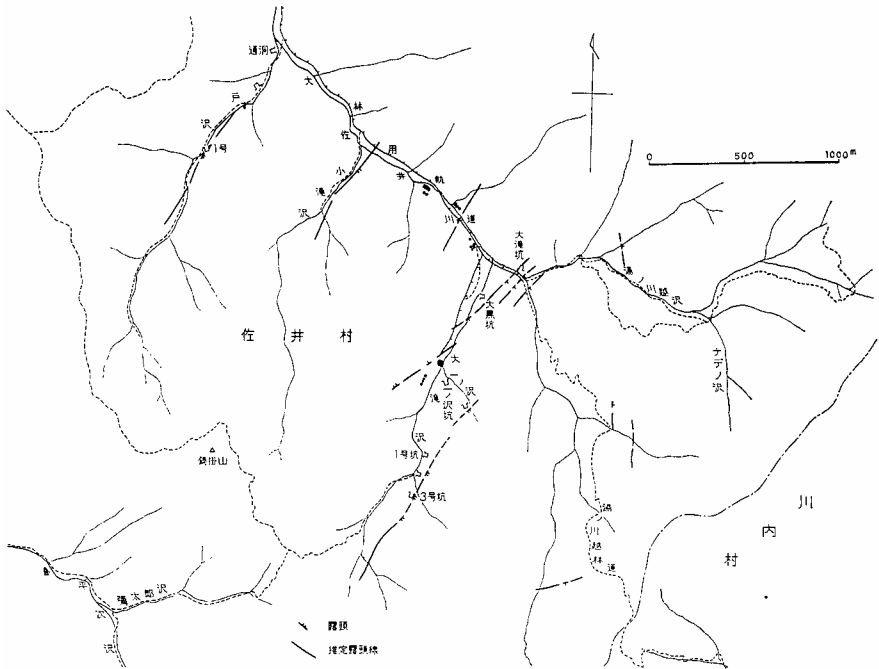
佐 井 鉱 山

位置および交通 本鉱山は下北郡佐井村の大佐井川の上流約10km、大滝沢沢口付近に鉱山事務所がある。佐井からは佐井営林署の林用軌道が通じ、鉱石は軌道上を馬車によって搬出し、佐井港からは船便によっている。最近佐井―川内間の県道新設工事が前記軌道に平行して進捗しており、調査当時はほぼ佐井から戸沢の沢口付近まで延びていた。本道路が完成すればトラック便によって大湊方面に鉱石を搬出することができ、至って便利となる。

沿革および現況 本鉱山発見の事情は詳らかではないが、明治20年に鉱区が設定され着業して以来、大正2年には20t熔鉱爐が建設され、採掘が進んだが大正9年に休業、その後昭和15年に再開、戦事中稼行された。昭和27年現鉱業権者、日室鉱業株式会社が稼行に着手以来、付近の採鉱も、地表調査、電気探鉱なども進み、調査当時は年間2,000tの処理能力をもつ浮游選鉱場を設備し、精鉱として月産銅鉱約100t (Cu : 28~29%)、亜鉛鉱約50~60t (Zn : 50%) を産出していた。

地質および鉱床 この付近の地質は新第三系の基盤をなす長浜層を構成している黒色千枚岩・緑色千枚岩・珪岩などの互層と、これを貫く石英珩岩の岩脈からなってい

る。これらの岩石を截ってNNE方向の断層が多く発達している。本鉱山の鉱床は、この断層に沿って胚胎する鉱脈群であり、大滝沢の中流付近に胚胎する一の沢坑の鉱体（1号鍾と呼ばれている）をはじめ、多数の鉱脈が散在している（第3図）。



第3図 佐井鉱山 鉱床分布図

このうち主として稼行されているものは、一の沢の鉱脈であり、そのほかに大黒坑・戸沢坑において坑道掘進を行ない、採鉱を行なっている。

主鉱体である一の沢の鉱体は、黒色千枚岩と石英珩岩とを截る断層に沿うN30°Wの走向をもち、ほとんど直立ないし70°SWの傾斜をもち、黄銅鉱・黄鉄鉱・石英脈で、閃亜鉛鉱・方鉛鉱を伴っている。その延長は700m以上、鍾幅は0.3~2.0mで膨縮する。一般に石英珩岩中では鍾幅は一定しているが、千枚岩中では不安定で、割れ目に沿って分枝する傾向があるといわれている。

なお鉱脈は、一部でN40~50°Eの方向性をもった断層で截られているが、落差

はあまり大きくないものようである。

青森 鉱山

位置および交通 大間町奥戸部落から奥戸川の上流約6kmの地点に白土沢鉱床、その上流約4kmの上流、大滝山の北北東に大滝鉱床がある。白土沢鉱床の付近までは、大間営林署の林用軌道が通じており、調査当時には、さらに上流の大滝方面に軌道を延長するために工事中であった。

沿革および現況 本鉱山は、大正の初期日本鉱業株式会社および山田初太郎、田中鉱業株式会社らによって採鉱されたことがある。その後昭和11年太陽産業株式会社により採鉱が始められ、昭和13年にはかなり採掘を行なったが、鉱床の周囲が粘土質なため、採掘状件が悪く稼行を中止した。調査当時には、日鉄鉱業株式会社によって電気探鉱と試錐とによる探鉱が行なわれ、白土沢鉱床では坑道掘進の準備を行っていた。

地質および鉱床 白土鉱床付近は、易国間安山岩類に属する安山岩質凝灰角礫岩と石英安山岩（目滝山型）の岩脈とからなっている。鉱床は石英安山岩のなかに胚胎する塊状鉱床で、鉱体の周辺は著しく粘土化および珪化している。変質作用は石英安山岩中でもっとも著しいが、周辺の安山岩質凝灰角礫岩も幾分変質しており、やゝ緑色化している。坑道は奥戸川から東側に向かって掘進されているが、調査当時は一部が水没しており、坑内を整理中で確かめることはできなかったが、従来の調査結果によれば、坑内は主として葉蠟石・ディアスポル石からなる部分（葉蠟石化帯）と、主としてカオリンからなる部分（カオリン化帯）とに分かれ、鉱体は主としてカオリン化帯のなかに胚胎している。鉱体を形成するものは主として黄鉄鉱で、これに硫砒銅鉱を伴っている。なお、そのほかに微量であるが、銅藍の比較的大きく美しい結晶を産することで知られている。

大滝鉱床は、易国間安山岩類に属する安山岩質凝灰角礫岩と、熔岩および石英安山岩質熔岩（目滝山型）とからなっている。鉱床の周辺は広く変質作用を受けている。鉱体は主として安山岩質凝灰角礫岩と、石英安山岩熔岩とから変質したとみられる粘土化帯のなかに胚胎している塊状の鉱体である。現在坑道はほとんど破損しているため、鉱床の状況は明らかではないが、資料によれば粘土化帯中に10cm大の球状の鉱体が散在し、鉱石は主として黄鉄鉱からなり、これに硫砒銅鉱を伴ない、そのほか

に重晶石・繊維亜鉛鉱・ヨルダン鉱などを含むものといわれる。

赤石鉱山

位置および交通 本鉱山は大間町奥戸部落の南，赤石付近にあり，県道から海岸よりに鉱床の露頭がみられる。

沿革および現況 海岸線の露頭付近に，大正初期に試錐調査を実施して以来，永く採鉱は中止されていたが，最近前記青森鉱山とともに日鉄鉱業株式会社によって，県道の東側，天狗山側を試錐調査中であった。

地質および鉱床 赤石付近は易国間安山岩類に属する安山岩質凝灰角礫岩と，石英安山岩質熔岩（材木型）とからなっている。これらのなかには赤石付近から天狗山の南側から黒岩川の中流付近にかけて，やゝ大きな変質帯が分布している。赤石付近の鉱床露頭はこの変質帯のうち珪化帯（おそらく原岩は石英安山岩と考えられる）のなかに発達する黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱などを伴う網状の石英脈で，これらのほかに方解石・重晶石などを含んでいる。

千金マンガン鉱山

位置および交通 佐井村古佐井から古佐井川を上流にのぼり，支沢である橋掛沢からさらに北方の流家戸山に向かい，通称太衛門沢をのぼる。鉱床は太衛門沢の最上流にある。佐井から太衛門沢沢口までは，佐井営林署の林用軌道が通じている。かつて本鉱山を稼働した際には鉱石は山元で粉碎し，木鍾によって鍾流しを行ない，太衛門沢下流の二股付近まで送り，こゝから人力によって沢口まで搬出したという。

沿革および現況 第二次大戦中の開発になり，終戦後一時休止していたが，昭和21年に再開，少量の鉱石を出鉱したが現在は休山中である。

地質および鉱床 この付近の地質は，佐井層の流家戸山型の流紋岩の流紋岩熔岩と凝灰角礫岩とからなっている。鉱床はこのなかに胚胎する酸化マンガン鉱で，玉髄質の石英に伴なって産する。坑道は現在ほとんどが入口が埋没しており，鉱床の型態，規模は判らないが，資料によればほとんど水平に分布しているとのことである。

その他の鉱床

大豊鉱山は長後部落の南西の海岸線に，長浜層の珪岩・輝緑岩と石英玢岩との岩脈が分布している付近で，このなかの珪岩中に発達する黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱を含む石英の網状脈を鉱体とするものである。大正時代に坑道による採鉱が行なわれた

が、その後休止している。

三九郎鉱山は川内町の湯ノ川最上流三九郎沢に位置し、付近は佐井層の珪質頁岩と粗粒玄武岩類とからなっている。鉱床は粗粒玄武岩中に発達する黄鉄鉱・黄銅鉱を含む石英脈であり、一部は岩石中に鉱染している。鉱脈はN40°Eの走向をもち、60°NEに傾斜している。河床に近い部分から坑道が開かれているが、掘進当時の状況については明らかでない。

白土鉱山は佐井村古佐井川の上流焼山沢の東側、白土山に近い通称白土沢の下流に位置している。この付近は佐井層の硬質頁岩と粗粒玄武岩、および白土山付近に広く広がっている流紋岩の熔岩と、一部凝灰岩とからなっている。鉱床は硬質頁岩と粗粒玄武岩中とに発達する黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱を含む石英脈で、N80°Eの走向をもちほとんど直立している。坑道は一部破損しており、詳細は不明である。

大畑鉱山は大畑町大畑川の上流の弥一郎沢の中流に位置し、鉱山のやゝ下流までは大畑営林署の林用軌道が通じている。付近は薬研層の石英安山岩質凝灰岩とそのなかに挟在する頁岩・普通輝石安山岩などと、これら貫く花崗閃緑玢岩とからなっている。鉱床は安山岩・流紋岩質凝灰岩・頁岩などのなかの変質帯に発達する塊状鉱体である。閃亜鉛鉱をまじえる黄鉄鉱鉱床で、坑道は多数開かれているが現在は破損しており、採掘当時の状況は明らかでない。

文 献

- 1) 陸奥国下北地方の地形 (雑), 地学雑誌, Vol. 22, No. 256, 1910
- 2) 佐藤伝蔵: 下北半島, 地学雑誌, Vol. 28, No. 335, 336, 1916
- 3) 佐藤伝蔵: 20万分の1地質図幅「三廐」, および同説明書, 地質調査所, 1916
- 4) 逸見吉之助: 青森県奥戸産繊維亜鉛鉱に就いて (演旨), 地質学雑誌, Vol. 49, No. 578, 1941
- 5) 逸見吉之助: 青森県奥戸産硫砒銅鉱の結晶 (雑), 地質学雑誌, Vol. 49, No. 588, 1942
- 6) 桜井欽一・芦沢 峻: 青森県奥戸産ヨルダン鉱, 鉱物と地質, II-8, 1948

- 7) 半沢正四郎：日本地方地質誌，東北地方，1954
- 8) 青森県庁編：青森県の地下資源，1954
- 9) 上村不二雄・斎藤正次：5万分の1地質図幅「大畑」，および同説明書，地質調査所，1957
- 10) 郷原保真・桑野幸夫・生出慶司：恐山火山の地質（予報），資源研彙報，No. 43，44，1957
- 11) 桑野幸夫：地下資源開発のための地質調査－川内町東南部地質調査報告，下北半島総合開発計画策定に関する基礎調査報告書（昭和32年度），下北郡総合開発促進協議会・資源科学研究所，1958
- 12) 桑野幸夫：地下資源開発のための地質調査－川内町北部地質調査報告書，下北半島総合開発計画策定に関する基礎調査報告書（昭和33年度），下北郡総合開発促進協議会・資源科学研究所，1959
- 13) 鈴木養身：地下資源開発のための地質調査－脇野沢村および川内町西南部地質調査報告書，下北半島総合開発計画策定に関する基礎調査報告書（昭和33年度），下北郡総合開発促進協議会・資源科学研究所，1959
- 14) 北村信・鈴木養身・多田元彦：下北半島西部の地質，青森県の地質について，III，青森県庁，1959
- 15) 丸山修司・服部富雄：青森県下北地区砂鉄資源調査報告，未利用鉄資源，第5輯，1959

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

OMA & SAI

Aomori, Nos. 1, 2

By

FUJIO UEMURA

(Written in 1960)

(Abstract)

GEOLOGY

The area mapped is located in the head part of Simokita peninsula which faces the southwestern Hokkaidō across the Tsugaru strait.

Geologically the area is occupied mainly by Neogene volcanics and sediments, and partly by their basemental rocks. The geologic sequence in this area is given in Table 1.

Age	Formation & member		Igneous rocks
	Northward	Southward	
Quaternary	Alluvium		Granodiorit porphyrite Dacite Pyroxene andesite tuff breccia & lava Quartz bearing andesite Andesite Dacite Rhyolite Basalt Dorelite Quartz porphyrite Quartz diorite
	Terrace deposit		
Neogene	Ohata formation		
	Pliocene	Ikokuma andesites	
		Zaimoku-gawa formation	
	Miocene	Oma formation	
		Rb	
		Bo	
	Miocene	Yunokawa green tuff member	
Yunoko-gawa sandstone mudstone member			
Sai formation			
Pre-Tertiary	Nagahama formation		

BASEMENTAL ROCKS

The Nagahama formation is distributed in the southwestern corner of the area and consists mainly of black or green-colored phyllite or schist, quartzite, diabase and a small amount of crystalline limestone. The contact aureole of the intruded rocks is 2~3 m in width and characterized by thermally metamorphosed part having muscovite porphyroblasts. No fossils are discovered from this formation.

The quartz diorite intrudes the Nagahama formation and is exposed at the southern part of Nagahama coast. Petrographically, it is biotite-hornblende quartz diorite and is characterized

by weakly mylonitized but remarkably altered parts.

Quartz porphyrite Many small dykes of augite-hornblende quartz porphyrite cut the Nagahama formation. Usually they are remarkably altered.

NEOGENE

The **Sai formation** is the lowermost of the Neogene in the mapped area and typically exposes along the coast from Isoya to Sai.

This formation starts from basal conglomerate containing the sorted pebbles of the basemental rocks such as quartzite, black phyllite and green phyllite. Upon this conglomerate, the alternations of black hard shale, rhyolites and dolerites succeed.

The rhyolite widely developed in the central part of the mapped area, occurs as lava flow intercalating thin layers of rhyolitic tuff.

Petrographically, these rocks are grouped into four types, namely remarkably porphyritic hornblende rhyolite, non-porphyrific rhyolite, biotite-hornblende rhyolite with intercalations of pitchstone and vitreous rhyolite of reddish brown color. The last one is partly distributed in Nagaregedo-yama (mountain).

The dolerites in the Sai formation include olivine-augite dolerite and basalt, and occur as lava flows, intrusive sheets and dykes.

In these rocks, fossils have not been discovered except of *Makiyama chitanii* (MAK.), which are rarely recognized in the black hard shale. However, from the stratigraphical point of view, the Sai formation is able to be correlated with Fukuyama formation developed in southwestern Hokkaidō.

The **Yagen formation** typically exposes along the lower course of the Ohata-gawa (river) in the neighbouring Ohata map area. This formation unconformably covers the Sai formation in the southern part of the area. It starts from basal conglomerate and succeeds chiefly to the volcanic products altered to green-colored rocks (so-called green tuff), and in these volcanic prod-

ucts there are some intercalated sediments as a local facies. The former is the Yunokawa green tuff member and the latter is the Yunokogawa sandstone and mudstone member.

Yunokawa green tuff member includes conglomerate containing the pebbles of basalt and rhyolite, andesitic and dacitic green tuff intercalated with lavas and thin layers of mudstone. Yunokogawa sandstone and mudstone member includes sandstone and mudstone intercalated with thin bed of green tuff. Marine molluscan fossils are discovered in the Mutsukawauchi map area.

The Yagen formation may be correlated to the Kunnui formation developed widely in southwestern Hokkaidō, and is regarded as middle Miocene in age.

The **Oma formation** resembles to the rocks of the so-called "hard shale" distributed widely in Northeast Japan and Hokkaidō, and consists mainly of hard shale, but includes non-stratified, dark gray mudstone in the upper part. These rocks rarely contain organic remains such as *Cyclamina* and *Makiyama*.

The **Benten-jima rhyolite** is exposed in the Benten-jima (island) and characterized by abundant phenocrysts of quartz and plagioclase and chloritized hornblende of little quantity.

This rock seems to be contemporaneous with the sediments of the Oma formation.

The **Orito-yama basalt** is composed of olivine-augite basalt and narrowly occurs as intrusive body along the northeastern coast of the area. The rock penetrates into the Oma formation but never the Ikokuma andesites. So the intrusion is assumed to have been just after the sedimentation of the upper part of the Oma formation.

The **Zaimokugawa formation** exposes typically but narrowly in the mid-stream of the Zaimoku-gawa (river) and is composed of diatomaceous siltstone. This formation is lithologically able to correlate with the Kuromatsunai formation of southwestern Hokkaidō.

The **Ikokuma andesites** are intermediate rocks which range from dacite, through quartz-bearing andesite to pyroxene andes-

ite in composition.

The quartz-bearing andesite appears as lava flow covering the upper part of Kodomari formation at the top of Daikai-yama (mountain). The pyroxene andesite occurs mostly as tuff-breccia and partly as lava, and is characterized by the black-colored groundmass and the abundance of phenocrysts. The dacite is petrographically subdivided into hornblende-augite-hypersthene dacite (Metaki-yama type) and augite-hypersthene dacite (Zai-moku type). The former is characterized by the abundance and coarse-grained habit of phenocrysts of plagioclase and quartz. These rocks seem to be contemporaneous with the sediments ranging from the upper part of the Oma formation to the Zaimoku formation.

The **granodiorite porphyrite** is intruded into the dacitic tuff and the andesite of the Yagen formation in the eastern part of the area. The rock is heavily altered with chloritization, albitization etc. and weakly mylonitized.

The **Ohata formation** is typically exposed in the Ohata map-area in the east. This formation consists of pumiceous tuff, sandstone and siltstone, and unconformably overlies upon the Sai formation and Yagen formation.

QUATERNARY

The Quaternary deposits are developed at the seaside constructing the coastal terraces and plains. The coastal terraces are doubly distributed at the elevations of 10~15m and 40~60 m.

ECONOMIC GEOLOGY

Ore deposits

In this area, ore deposits are present at several places in the basement, Neogene formations and igneous rocks, but these deposits are not worked with the exception of Sai mine.

The deposits of the Sai mine are veins with a few branches, and are embraced in the Nagahama formation and quartz porphyrite at the upper course of Ozai-gawa (river). The ore is composed of chalcopyrite, pyrite, zinblende, quartz and calcite.

The closed mines are Aomori mine (pyrite and enargit), Akaishi mine (pyrite, chalcopyrite, zinblende and galena) and Senkin mine (manganese oxide ore) etc.

昭和37年10月20日印刷

昭和37年10月27日発行

工 業 技 術 院
地 質 調 査 所

印刷者 小 林 孝 次

印刷所 泰 成 社 印 刷 所

© 1962 Geological Survey Japan