

秋田県相内—小坂—大湯地域の地質

島津光夫* 山田敬一** 成田英吉** 五十嵐俊雄***

Geology of the Ainai-Kosaka-Oyu Areas, Akita Prefecture

By

Mitsuo Shimazu, Keiichi Yamada, Eikichi Narita & Toshio Igarashi

1. ま え が き

調査地域は、秋田県鹿角郡の北部に位置し、毛馬内—大湯—安久谷川を結ぶ線の北側の地域で、西縁は堀内沢、北縁は秋田、青森県境である。

この地域には、新第三紀中新世の火山岩および火山碎屑岩・泥岩が広く分布している。また、これらの基盤をなして古生層が一部に分布している。

なお、これらの岩石を覆つて、1～2枚の八甲田熔結凝灰岩、3枚の十和田軽石流堆積物、同降下軽石堆積物が本地域の過半部を占めて堆積している。火砕流堆積物は礫層を挟んでいる注1)。

この地域の地形の特徴としては、3～4段の地形面と野口凹状地の存在である。野口凹状地とよんだものは、小坂町野口を中心として、直径4 kmに及ぶ陥没状の凹地形で試錐資料によると、数100 mに達する火砕流堆積物および砂礫によつて埋められているとのことである。

このような第四紀層の広範な分布と、野口凹状地の存在のため、第三紀層の露出は分断され、地層の追跡を困難にしている。しかし、一方、本地域は最近、黒鉱鉱床の探鉱、開発が進み、試錐資料が急激に増大し、第四紀層の下の地質が次第に明らかになってきている。

なお、本地域は、古くは木下亀城(1930, 1931)により、近年は、井上武ら(1960)、上田良一ら(1961)、堀越毅(1960)、林宗一(1962)により調査がなされている。また、小坂・相内・古遠部などの鉱山周辺は鉱山の地質家により詳細に調べられている(橋本綱治ら, 1962; 堀越毅, 1964; 石井康夫, 1963)。

2. 地質と層序注2)

本地域に分布する岩石は、大部分、下部～中部中新世の火山岩類、いわゆるミグリーントフクで、下部と上部に黒色泥岩を挟んでいる。それらの基盤をなして、兎尻川上流、小坂元山北方に古生層が露出している。

古生層は、千枚岩質粘板岩・チャート・砂岩・シャールスタインなどからなる。兎尻川上流の古生層の上には、厚さ数mの礫岩がのつている。この礫岩は、古生層の岩石の円礫とそれをうめる、やはり古生層の岩石の碎屑物から構成され、新第三紀層の岩石を含まない。

新第三紀層は、下位から、福倉沢累層、古遠部川累層および兎尻川累層、折戸層、細越累層、大湯累層に分けられる。各累層相互の関係は、必ずしも明らかでないが、第2図に相互の関係を模式的に示した。

2.1 福倉沢累層

本累層は、地域の東部、安久谷川支流、福倉沢付近を模式地とする。この調査地域内には、この累層の下位の地層の露出がないので、下位層との関係は明らかでない。上部層と下部層にさらに細分される。

下部層は、安山岩質含礫凝灰岩・同質凝灰角礫岩を主とし、酸性安山岩の熔岩を挟んでいる。酸性安山岩は、灰褐色で斜長石の斑晶をもつているが、プロピライト化している。

上部層は、泥岩・凝灰質砂岩の互層からなり、普通輝石安山岩熔岩を挟む。また、上位に淡緑白色の流紋岩質凝灰角礫岩を挟んでいる。しかし、上部層は、福倉沢中流を南北に横切る断層を境にして、岩相が変化し、その西側には泥岩の分布がみられない。西側に分布する岩石は、大部分、石英安山岩質凝灰角礫岩である。この凝灰角礫岩は、灰青緑色、無層理のかたい岩石で、熔結凝灰岩状を呈する部分がある。

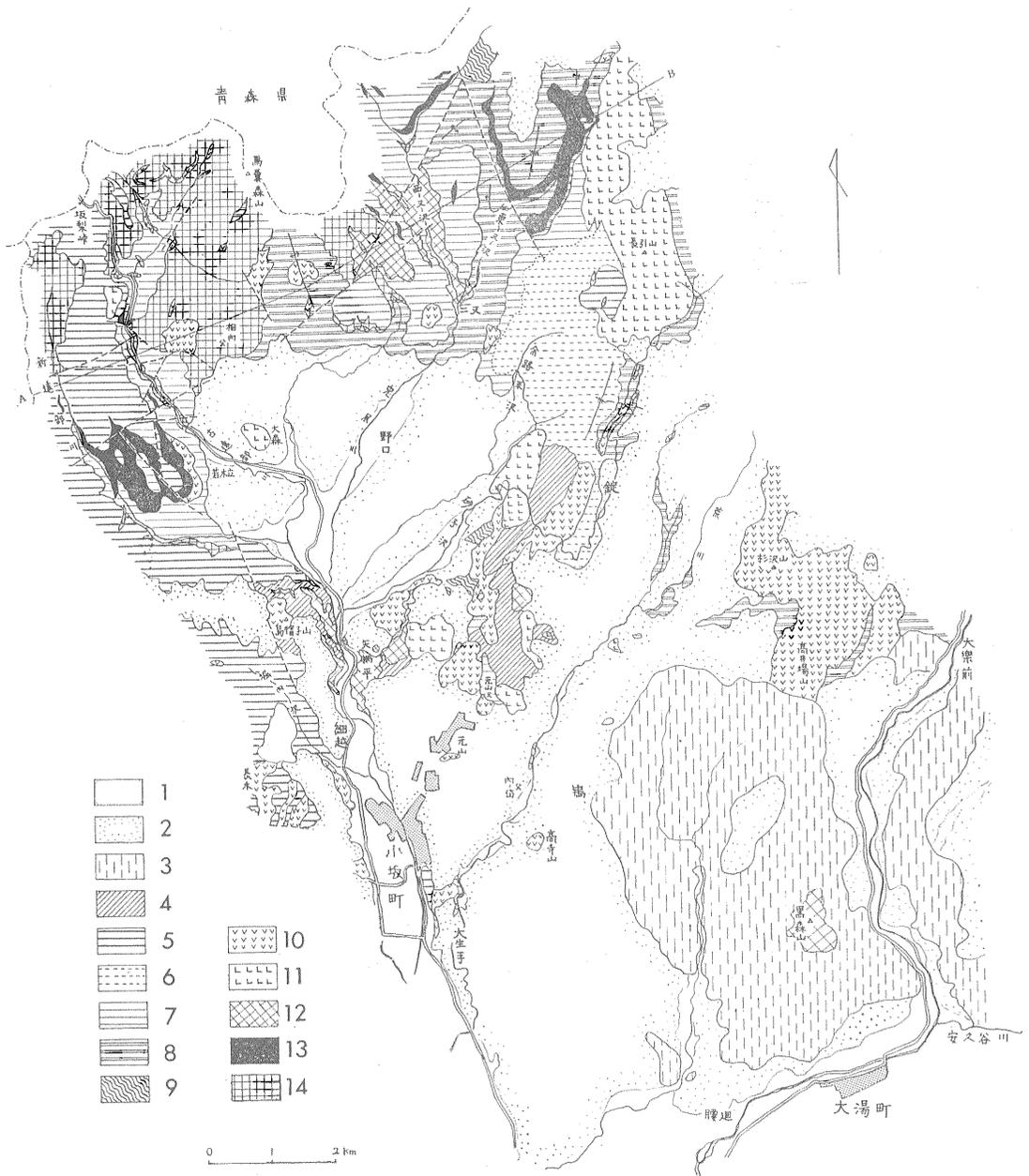
2.2 兎尻川累層

本累層は、本地域の北部、兎尻川流域を模式地とするもので、古遠部川累層と同層準のものであるが、異つた層相を示すので、一応区別して命名した。この累層の最下限は明らかでない。かなり下位に当る部分が、上述の礫岩の上に重なつている。

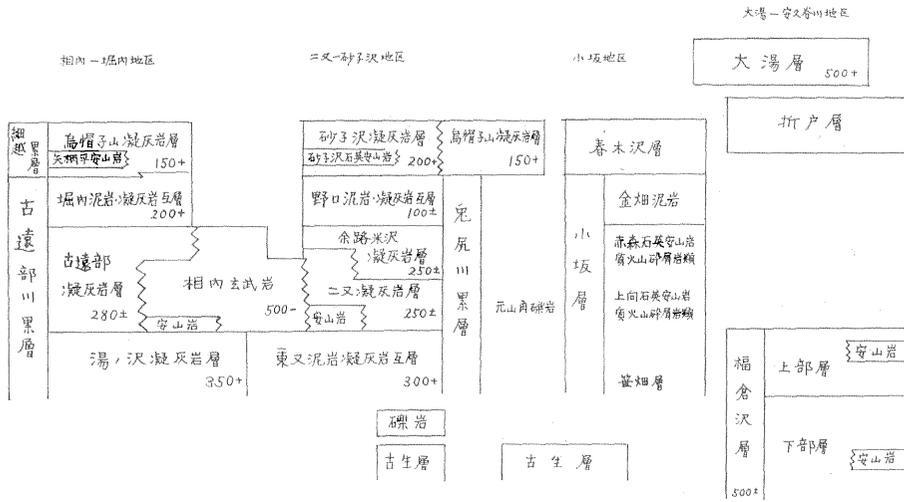
本累層は、下位から、東又(泥岩・凝灰岩)互層、二又(凝灰岩)層、余路米沢(凝灰岩)層、野口(泥岩・凝灰岩)互層の4つの部層に分けられる。

注1) 第四紀層については、佐藤博之(北海道支所)の調査結果による。

* 元所員
** 北海道支所
*** 鉱床部



第 1 図 1 沖積層 2 洪積層(八甲田, 十和田火砕流堆積物および段丘礫層) 3 大湯層
 4 細越果層 5 堀内互層, 野口互層, 金畑泥岩 6 余路米沢層 7 古遠部および二又層
 8 東又互層および湯ノ沢層 9 古生層 10 流紋岩類 11 石英安山岩類 12 酸性安山岩類
 13 粗粒玄武岩類 14 玄武岩類



第 2 図 各層相互の関係

東又互層は、東又沢に分布し、淡緑色～緑白色の凝灰角礫岩・細粒凝灰岩（ともに流紋岩質）と灰黒色の凝灰質泥岩の互層からなる。

泥岩は細かい葉理が発達し、植物破片を含み、比較的下位に多い。一部に、粘板岩の小さい破片を多く含む凝灰角礫岩が発達するので、比較的に浅い所に古生層基盤が存在する可能性がある。

厚い変質した粗粒玄武岩岩床、変質安山岩・斜長流紋岩・石英安山岩（ネバダ岩質）に貫かれているが、熔岩を挟在しない。

二又層は、二又付近に分布し、半ドーム状をなす東又互層の両翼に重なっている。東又互層の中の凝灰岩と区別しがたい、淡緑～淡青緑色の凝灰角礫岩を主としている。ところどころに灰黒色泥岩を挟むが、その泥岩の露出には連続性がなく、不規則な産状を示す。

西又沢沿いでは、この部層の下位に、2～3枚の酸性安山岩熔岩を挟む。この熔岩は、最下位のものが最も広く分布している。淡灰褐色で、斜長石斑晶を含み、大部分がプロピライト化している。

また、この部層の下位には、相内川上流では後述の相内玄武岩に相当する岩石が挟まれている。これは、泥岩・酸性安山岩を挟んで、上下2枚に分けられる。

この部層は、やはり粗粒玄武岩・酸性安山岩・斜長流紋岩に貫かれている。

余路米沢層は、東又沢の東方から余路米沢上流にかけて分布し、さらに鏡の南方にも分布している。白色粗粒凝灰岩を主とし、下位の2部層の凝灰岩とは明らかに区別される。また、泥岩を全然挟まず、黄鉄鉱を鉱染状に

全体にわたり含んでいる。

鏡の南方では、この凝灰岩の上位に灰白色の石英の斑晶をもつた流紋岩が発達している。

これと同性質の流紋岩が、鏡付近では東又互層を貫いている。

野口互層は、長引山の西南、山頂部に、余路米沢層を覆つて分布している。淡緑色凝灰岩と軟い暗灰色泥岩の互層からなる。斜長流紋岩に貫かれている。

2.3 古遠部川累層

本累層は、本地域の西部、古遠部川を模式地とし、さらに新遠部川、堀内沢などに分布するものである。下限は明らかでないが、下部から、湯ノ沢（凝灰岩）層、相内玄武岩、古遠部（凝灰岩）層、堀内（泥岩・凝灰岩）互層の4部層に分けられる。

湯ノ沢層は、湯ノ沢東方に分布し、元尻川累層の東又互層に連続するものであるが、それとちがつて、ほとんど泥岩を挟んでいない。

無層理の淡緑色の凝灰岩および凝灰角礫岩を主とし、凝灰岩の性質も東又互層と大差がない。古遠部東又沢、赤川では流紋岩熔岩を挟んでいる。この流紋岩は白色、変質した岩石である。各所で斜長流紋岩に貫かれている。

なお、試錐資料によると、本層はこの地域の下部にかなり広く分布しているようである。

相内玄武岩は、相内鉱山付近から、北は馬糞森、西は新遠部川まで分布している。湯ノ沢層の上に溢流した厚い玄武岩質岩石で、紫黒色～緑黒色の塊状熔岩、緑色～雑色の自破砕熔岩、青緑色の火山角礫岩からなる火山岩累層である。薄層を含めると数枚の層に分けられるが

顕著なものは、湯ノ沢層を直接覆う下位のものと、古遠部層と堀内互層の間に挟まれる上位のもの2つである。それらの構成岩石はほぼ同じであるが、下位のものには、最下部あるいは末端部に灰褐色または灰紫色の安山岩が発達している。上位のものは、泥岩の薄層を挟み新遠部川上流では集塊岩を伴っている。また、坂梨峠に至る道路沿いのものは粗粒で、粗粒玄武岩状を呈するが、岩質は塊状熔岩とかわらない。下位のものと上位のもの間には古遠部層が発達するが、中ノ又沢付近ではそれらは直接重なっているようである。なお、古遠部層と玄武岩類は指交関係をなしている。

新遠部川下流には、堀内互層の泥岩の下位にガラス質の玄武岩熔岩が挟在している。

相内玄武岩を構成する岩石は、大部分変質し、とくに有色鉱物は緑泥石、炭酸塩鉱物に変化しているものが多い。集塊岩の一部や、ガラス質玄武岩に単斜輝石が残存しているだけである。斜長石斑晶は曹長石化し、石基の斜長石やガラスも曹長石・緑泥石などの集合に変化している。熔岩には杏仁状組織が発達しているものも多く、杏仁は、炭酸塩鉱物、蛋白石、沸石(ローモン石)あるいは鉄サポーナイトと石英の集合などに埋められている。相内玄武岩は、各所で流紋岩・粗粒玄武岩に貫かれている。

古遠部層は、相内玄武岩の中の、下位の火山岩層の凹凸ある上面を被覆して、古遠部付近に分布している。淡緑色～淡黄緑色の浮石質凝灰角礫岩(流紋岩質)を主としている。

古遠部川沿いの凝灰岩は、湯ノ沢層のものと区別しがたいが、新遠部川沿いのものは、火山凝灰岩が多く、一部に石英を含むものもある。

本層は多くの流紋岩を挟在するが、とくに太郎沢付近には、無斑晶の斜長流紋岩が厚く発達している。同様の流紋岩は若木立付近にも分布している。一方、新遠部川沿いには一部に石英の斑晶に富んだ流紋岩・真珠岩が分布している。

本層は粗粒玄武岩・流紋岩に貫かれている。

堀内互層は、相内玄武岩、古遠部層の上位に重なり、おもに古遠部川以西に広く分布する。古遠部層とは、この互層の下位に発達する比較的連続性のある泥岩で境される。この泥岩は有孔虫化石を含んでいる。

泥岩・凝灰角礫岩・火山凝灰岩・凝灰質砂岩などの互層からなるが、上位にゆくに従い、粒度が細かくなり、成層し、また、南側にゆくに従い硬質頁岩に富んでくる。なお、この互層の下部には異常堆積がみとめられ、一部には、粘板岩・花崗岩なども含む層内礫岩がレンズ

状に発達している。

堀内互層と同層準と考えられるほしきば沢(烏帽子山北方)の凝灰角礫岩は、泥岩を挟まず、自破砕状真珠岩を挟在する。これらはいずれも青緑色で、モンモリロン石を生じている。

また、堀内互層の下位には、細越累層にみられるような黄白色のベントナイト層を挟在している。

堀内互層は、粗粒玄武岩岩床、斜長流紋岩、石英安山岩(ネバダ岩質)に貫かれている。

2.4 小坂地区の古遠部川累層相当層

小坂地区にも古遠部川累層の一部に相当する地層が分布しているが、広く第四紀層に覆われて露出が少ない。露出しているものも大部分、火山岩類である。酸性火山岩類については後で述べるので、ここではおもに元山角礫岩について記述する。なお、この地区の南部、金畑、大生手付近には、凝灰岩・凝灰質泥岩が分布しているが、これは堀内互層に相当するものと思われる。

元山角礫岩は、元山鉱床露天堀付近によく露出している。流紋岩質の火山角礫岩～凝灰角礫岩で、古生層の千枚岩の角礫を混在している。石倉森流紋岩に移化し、露天堀東壁の細越累層の直下では、ラミナの発達した礫質の凝灰質砂岩となつている。

元山角礫岩に類似したものは、不動沢、落樫沢にも分布している。

2.5 細越累層

この累層は、従来、赤森凝灰岩(木下, 1931; 林, 1961; 橋本ほか, 1962)とよばれてきたものであるが、最近この名前は違つた内容のものにも用いられているので、混乱をさけるために、新しく命名した。

この累層は、小坂町細越付近を模式地とするが、烏帽子山凝灰岩層と砂子沢凝灰岩層の2つの部層に分けられる。前者は模式地に近い、烏帽子山、矢柄平、および赤森などに分布し、従来の赤森凝灰岩と全く同一のものである。一方、後者は、砂子沢中流から洪沢付近まで分布するものである。両者の関係は同時異相と考えられる。

烏帽子山層は、淡黄～淡灰緑色凝灰角礫岩、火山凝灰岩を主とし、一部礫質凝灰岩を挟んでいる。酸性安山岩(矢柄平安山岩)・真珠岩・流紋岩(赤森流紋岩)熔岩を挟在している。凝灰質岩、真珠岩にはベントナイト化しているものが多い。自破砕状真珠岩の一部は青緑色を呈し、モンモリロン石を生じ、上述のほしきば沢の岩石(堀内互層)によく類似している。

礫質凝灰岩は、やや成層し、酸性安山岩の角礫～亜角礫を含んでいる。細越、矢柄平付近に産する。

元山付近に分布するものも、同様な凝灰岩である。べ

ントナイト化した真珠岩は高森付近に産する。この部層に挟在する酸性安山岩は、自破碎状で、一部は貫入状をなしている。烏帽子山山頂には、平坦、板状の節理の発達した流紋岩が露出している。

この部層と下位層との関係は次のとおりである。矢柄平付近では流紋岩(後述の不動沢流紋岩に相当する)の上に直接重なり、堀内互層との関係は明らかでないが、上述のような岩相の類似性から、一部指交関係にあるのではないかと考えられる。元山鉱床付近では、直接、元山角礫岩および流紋岩を覆っている。

元山付近では、赤森石英安山岩・高森安山岩に貫かれている。

砂子沢層は、余路米沢層の上に重なる、白色塊状の凝灰岩で、石英を多く含んでいる。これに伴う石英安山岩は、灰白色～淡緑色、塊状で、石英斑晶に富み、一部ベントナイト化している。

2.6 折戸層

本層は安久谷川沿いの折戸付近を模式地とするもので、福倉沢累層とは断層で接し、大湯層に不整合に覆われる。

大部分、淡灰青色の粗しような砂質凝灰岩で、風化面では白色を呈する。一部に黄色のシルト岩を挟んでいる。一般に無層理で、炭化木片を含むものがある。本層に相当するものは堀内川中流にもわずかに分布する。本層の層準については不明な点が多いが、一応、第2図のように考えた。

2.7 大湯層

本層は、大湯付近を模式地とし、そこから北方の山地にかけて広く分布している。

東部では折戸層の上に不整合に重なり、北部では、高井場山付近で、下位のシルト岩が杉沢山流紋岩の上に30~40°の傾斜でのつている。西部では関係は不明であるが、鶴付近では、緑色凝灰岩あるいは細越累層の上に重なっているものと考えられる。

大部分、無層理の黄褐色凝灰角礫岩で、炭化木片を含む部分があり、火砕流堆積物と考えられる。一部に板状節理の発達した部分がある。東部では、最下位に礫岩あるいは砂岩が発達するが、その分布は局部的である。礫岩はシルト岩を挟み、3~4枚の場合もあり、また、厚さ10mに達する部分もあるが、連続性がな

い。最大径数10cmの亜角礫~円礫で、石英安山岩の礫が多い。シルト岩は下位に多く、大湯温泉付近の川底、芦名川上流、高井場山などに分布している。高井場山以外では水平に近く、凝灰角礫岩中に挟在し、連続性がなく、異常堆積を示すものが多い。

本層には下位の砂岩の上に流紋岩、上位の凝灰角礫岩中に1~2枚の安山岩熔岩を挟んでいる。流紋岩は淡灰青色で斜長石の斑晶をもち、下折戸付近に産する。安山岩は灰黒色で、斜長石・普通輝石の斑晶をもつた軟い岩石で、芦名川上流、黒森山頂などに産する。

本層は石英安山岩の岩脈に貫かれている。

3. 火山岩類

3.1 酸性火山岩類

各層に挟在する熔岩および貫入岩については簡単に述べてきたが、ここではこの地域の酸性火山岩(とくに熔岩)の活動時期を、各累層に対応させて、古遠部川期、細越期、大湯期の3つに区分する。火成活動期については、これまでもバラ森期と赤森期(林, 1962)、長木変質火山岩と小滝安山岩(上田ら, 1961)などに分けられている。

第3図に各期のおもな火山岩(熔岩および貫入岩)を示した。

古遠部川期の流紋岩類は、岩質、産状からさらに大きく4つのグループに分けられる。

第1のグループは古遠部東又沢流紋岩で代表される。これは白色の変質した流紋岩で、石英の斑晶のみとめられるものもあるが、大部分は、全体が石英・曹長石・絹雲母などの変質鉱物の集合となっている。湯ノ沢層の火砕岩に相当する熔岩で、これに類似のものは、赤川付近にも分布している。元山露天堀跡の石倉森流紋岩、内ノ

大湯期	元山西石英安山岩	黒森安山岩 流紋岩
細越期	烏帽子山流紋岩 矢柄平酸性安山岩	赤森流紋岩 砂子沢石英安山岩
古遠部川期	4↑ 長木流紋岩 ↑ 岩木立流紋岩 2↑ 太郎沢流紋岩 1↑ 古遠部東又流紋岩	4↑ 金畑流紋岩 ↑ 不動沢流紋岩 3↑ 前山流紋岩 ↑ 鹿木谷流紋岩 1↑ 石倉森流紋岩

第3図 酸性火山岩の活動期
細矢印は熔岩の細分(第1~第4グループ)、太矢印は貫入岩の上限を示す

岱石英安山岩類(とくに鳥越型)もこれに相当するかもしれない。

第2のグループは、古遠部西又沢流紋岩・太郎沢流紋岩・若木立流紋岩などで、古遠部凝灰岩に相当する熔岩である。

無斑晶または斜長石の斑晶のある灰色の岩石で、石基は変質して石英・絹雲母などを生じているが、変質の程度は第1のグループより弱い。若木立のものは石英の斑晶を含んでいる。これに類似のものは、小坂地区の不動沢流紋岩で、渋沢、山神社、白岩のものもこれに相当するものと思われる。なお、新遠部川には若木立流紋岩と同じ層準に、同様な流紋岩のほかに真珠岩がみつめられる。

第3のグループは、小坂地区の前山流紋岩および真木岱流紋岩で、灰白色で石英の斑晶に富むのが特徴である。その他斜長石の斑晶も含み、石基は珪化、絹雲母化をうけているが変質の程度は弱い。前山流紋岩は元山角礫岩を貫いている。真木岱流紋岩は余路米沢層の上のり、錠付近では東又互層を貫いている。したがって、岩質、産状からは、このグループの流紋岩は余路米沢層に相当するものと考えられる。

第4のグループは、長木流紋岩で代表される。堀内互層を貫くもので、小坂地区の金畑、大生手付近の金畑泥岩を貫くものもこれに相当するものと考えられる。

長木流紋岩は白色～灰色で、自破砕構造を示す部分もあり、火山角礫岩を伴っている。

石英・斜長石の斑晶をもち、かなり変質している部分がある。

長木流紋岩は堀内互層を貫くが、一部で火山角礫岩を伴うので、それと同時期のものと考えられる。

その他の貫入状の流紋岩の時期は、必ずしも明らかでない。しかし、相内玄武岩を貫く大槻長根流紋岩、湯ノ沢層を貫く二十四ヶ森付近の流紋岩、二又層を貫く二又付近の流紋岩類、野口互層を貫く流紋岩などは、大部分斜長石斑晶をもち、無斑晶の灰色の流紋岩で、岩質変質の上からは古遠部川期の貫入岩と考えられる。

細越期の火山岩には、矢柄平酸性安山岩・砂子沢石英安山岩・赤森流紋岩がある。

矢柄平酸性安山岩は、暗灰色の岩石で、斜長石の斑晶をもち、石基はガラス質で細柱状の斜長石を含み、わずかに変質している。

砂子沢石英安山岩は、灰白色～灰青緑色の岩石で、多量の石英と斜長石の斑晶をもち、石基は真珠岩質であるが、一部ベントナイト化している。この岩石は、上述の前山流紋岩などと共通した点もあるが、変質(ベントナ

イト化)の点からは明らかに区別される。なお、烏帽子山層中に挟在するベントナイト化した真珠岩はこれと関係があるものかもしれない。

赤森流紋岩は、灰紫色の岩石で、石英・斜長石の斑晶があり、石基はガラス質であるがわずかに変質している。烏帽子山山頂の流紋岩もこれに類似している。

大湯期の酸性火山岩には上述のように流紋岩がある。

以上のように3つの活動期にわけられるが、その他に正確に活動時期のおさえられないいくつかの岩体(大部分貫入岩)がある。

赤森石英安山岩はその1つで、元山露天堀東壁に、細越累層を貫き、岩床状に産している。これは斑状構造の著しい暗灰緑色の岩石で、融食された石英・斜長石・角閃石の斑晶をもち、石基は石英・斜長石などからなっている。露天堀の下部では変質し、緑泥石、炭酸塩鉱物を生じている。高森の南にも同様な岩石を産するが、熔岩か岩床かは明らかでない。

なお、それは変質をうけていない。

この岩体は細越累層を貫く以外には貫入時期を示す資料がないが、大湯層の基底部の礫のなかに同様なものが含まれるので、少なくとも大湯期以前と考えられる。

野口凹状地のなかの大森の角閃石石英安山岩も類似した岩石である。また、この地域の北方、長引山付近に広い面積を占めて露出する長引山石英安山岩(ネバダ岩質)も同時期のものと考えられる。なお、この岩石は野口互層まで貫くもので、東側では垂直に近く、西側ではほぼ地層に整合的に貫入した岩体である。最大2cmに達する両錐石英のほかに斜長石の斑晶を含んでいる。石基は変質し、緑泥石・緑簾石を生じている部分もある。

小坂地区にはまた、産状不明であるが、比較的分布の広い石英安山岩が矢柄平と不動沢の中間の丘陵の上に産している。灰青緑色、粗しような岩石で、石英・黒雲母の斑晶を有し、石基は球顆組織を示す。

これらの活動期についてはほとんど手がかりがない。なお、この地域の北東方、高井場山から杉沢山にかけて、広大な露出を示す杉沢山流紋岩は、灰色、無斑晶の岩石である。この岩体は大湯層に覆われているので、大湯期以前であることは確かである。

3.2 塩基性火山岩類

塩基性火山岩類のなかで、熔岩として挟在するものについては上に述べたので、ここでは貫入岩類についてだけ記述する。

おもなものは粗粒玄武岩で、そのほかに、2、3の安山岩がある。

粗粒玄武岩は、新遠部川と古遠部川中流部に産するも

のと、東又沢上流に産するものがおもなものである。前者は古遠部層の上部あるいは堀内互層中に岩床として貫入したもので、新鮮なものが多い。まとまった厚い岩体のほかに、うすいものもいくつか産している。後者は、東又互層の泥岩の多い部分に貫入した岩床で、100 mに近い厚さをもっている。一般に変質が著しい。二又地区にはその他にいくつかの岩体が、岩床または岩脈として産している。二又層を貫くものは比較的新鮮である。

新遠部川付近の岩石は、オフィチック組織を示し、鉄サポーナイト化した橄欖石、および普通輝石・斜長石からなる。岩体の周縁のやや斑状を呈する部分も成分鉱物に変化がみられない。変質して炭酸塩鉱物を生じているものもある。

一方、東又沢の岩石は、変質著しく、鉄苦土鉱物は緑泥石に変化し、斜長石は曹長石化しているほか、炭酸塩鉱物、緑簾石を生じているものもある。

これらの粗粒玄武岩は、大部分、東北地方に広く分布する女川期の粗粒玄武岩(井上武による馬場目粗粒玄武岩)と思われる。しかし、上の2つの地区のものは、貫入した層位的位置が違い、そのうえ、下位の層準に貫入した東又沢のものは変質が著しい。したがって、東又沢の粗粒玄武岩は、相内玄武岩の貫入相である可能性も考えられる。

高森安山岩は、元山の北方、高森に産している。細越累層を貫いているが、上限は明らかでない。

その他、不動沢付近にも、2、3の安山岩の小岩脈が産する。そのなかには、鱗珪石を含むものもある。

4. 対 比

上に述べた各層の相互の関係は、第2図に示したが、これは岩相によつて行なつたものである。小坂地区(堀越, 1964)との対比は1つの試案である。

次に、第2図に示した関係について補足的に記述する。

福倉沢累層と兔尻川累層との関係は、露出が欠けていて、直接確めることが困難であるが、背梁山地との対比という点で重要であるので、調査範囲外の2、3の箇所を概査して確めた。大染前の北、雄滝付近に分布する岩石は、灰緑色の安山岩質火山礫凝灰岩で、岩相は福倉沢累層の下部層に類似している。この凝灰岩の上位には、直接の関係は明らかでないが、淡緑色の流紋岩質凝灰角礫岩が重なっている。これは大染前沢下流に良く露出している。さらに西方では、露出がきわめて悪いが、同様な岩石が、行内沢、杉沢山南、荒川、小滝沢などに、とびとびに分布し、とくに小滝沢では銚子付近の東又互層の

泥岩に類似した泥岩を挟在する。したがって、これらの岩石は東又互層の岩石に相当するものと考えられる。すなわち、兔尻川累層の下部は福倉沢累層の上部層に対比されるものと考えられる。

兔尻川累層の下位に当り、古生層の上につている礫岩は、古生層の上に局在し、東又互層の層理と違つて急傾斜していること、礫岩の膠結物が凝灰質でないこと、東又互層がアバット状に被覆することなどから、東又互層の基底礫岩とは考えられない。兔尻川累層よりさらに下位の地層の礫岩の削削し残つたものと考えられる。

兔尻川累層と古遠部川累層は、ほぼ同層準と考えられるが、これらは上田ら(1961)の大葛層に対比されるものと考えられる。

相内玄武岩については、従来種々論議されているが、岩質、産状からは砂子淵玄武岩に相当するものと考えられる。そして、これはとくに熔岩の多い部分(噴出中心に近い)に当るものと考えられる。

細越累層の分布範囲は、この地域では狭いが、上田らの大滝層の一部に対比される。

なお、細越累層の岩石の多くは、変質してモンモリロン石を生じている。しかし、モンモリロン石は、この地域では堀内互層の下位、あるいは古遠部層の上位の岩石にも生じている。そこでは、含モンモリロン石凝灰岩は絹雲母を含む岩石と互層している。

折戸層の対比については証拠がないが、岩相からはやはり大滝層に対比されるものであろう。

大湯層は、岩相、産状などから、上田ら(1961)の遠部層に対比される。

5. 地質構造

本地域の地質構造を概観すると、東又沢中流と相内東方、赤川付近に背斜が認められる。前者では、東又互層が南北方向の半ドーム状の構造を示し、その東翼では走向北北東で東に緩く傾斜して、順次に、二又層、余路米沢層が重なり、最上部に野口互層が重なっている。野口互層は10°前後で東に傾斜している。

ただし、背斜を斜めに切る断層の東側では、背斜と向斜を経て東傾斜となつている。

これに対し、ドームの西翼では、南北から北北西に走向がふれ、うねりながら二又層が重なっている。西翼には余路米沢層が分布していない。

一方、西又沢上流の古生層の分布する付近では、上と違つて、古生層基盤の南のへりに平行して、北東方向の構造をつくつている。

赤川付近の背斜軸は、北北西の方向を示し、この軸部

に湯ノ沢層が露出している。東翼は波うちながら東に傾斜して東又ドームの西翼につながっている。これに対し、西翼は部分的に傾斜の変化はあるが、 20° 以内で南西に傾斜し、走向は次第に西にふれ、新遠部川付近では堀内互層の走向は北西となつている。

東又ドームの東翼と錠付近の間には、錠寄りに北北東方向の向斜がある。錠付近での東又互層の傾斜は 20° ~ 30° 西となつている。この向斜軸は南に落ちているものと思われ、砂子沢中流部付近では、余路米沢層の凝灰岩の上に真木岱流紋岩が重なり、さらに細越累層がのつている。

細越累層は、矢柄平付近のもり上りの東と西でやや違った構造を示している。西側の烏帽子山付近では古遠部川累層とほぼ同様な構造を示して、やや南西に傾いている。一方、東側では北東方向の走向で、ゆるく東南に傾いている。元山露天堀東側では、ほぼ南北の走向で、 10° 前後で東に傾斜している。

小坂以東、安久谷川に至る地域の地質構造は露出が悪く明らかでない。

福倉沢累層は、北東の走向で、北西に 20° ~ 30° の傾斜を示し、上述の面無沢との間に一つの向斜が推定される。

これに対し、折戸層は南北に近い走向を示しているものと思われ、福倉沢累層とは違った構造を示している。

大湯層は、安久谷川沿いでは、折戸層とやや調和した構造を示している。大湯層は、大湯付近では、数度前後で南に傾斜しているが、北の端では北西の走向で 40° 南西の傾斜を示すシルト岩が杉沢山流紋岩の上に重なっている。したがって、大湯層は、下位の地層とはかなり違った構造を示しているといえることができる。

本地域の断層のうちで、最も顕著なのは、福倉沢入口付近を通る南北方向のもので、福倉沢累層と折戸層を境している。これは、いわゆる背梁山地の西縁を区切るものと思われる。これとほぼ平行なものが福倉沢中流でも認められる。

相内一堀内、二又地区にも、いくつかの断層が発達している。古遠部川中流の、東西あるいは、北北西—南南東のもの、西又沢付近の、北北東—北東—南南西—南西のもので、それらの断層では南側が落ちている。また、烏帽子山付近には北北西—南南東の断層が発達し、東又沢付近にも同様な方向の断層がみとめられる。これらの断層の一部は、野口凹状地の形成に関係があるかもしれない。

以上述べてきたことをまとめて、この地域の地質構造の特徴をつぎにあげてみる。

1) 折戸付近を境にして、背梁山地と以西の地域で顕著な対立がある。

2) 下部層は二又付近では南北、錠付近では北北東、相内東方では北西の構造を示している。これは、ブロック化した基盤の間に形成された、北北東と南北—北北西方向の狭長な堆積盆の形を反映するもので、基盤地塊の隆起に伴ない顕著にあらわれたものと考えられる。このような基盤構造にねざしたと考えられる地質構造は火山岩の活動にも反映している。相内玄武岩・西又沢の安山岩・真木岱流紋岩などは地質構造とよく符合している。

3) 西部では、泥岩の発達する古遠部川以西で北西—南東の構造が卓越する。これは堀内互層の下部の堆積状態にもみられるように、その堆積時期に急激に沈降が進み、海侵が広く行われたことを示すもので、相内玄武岩の膨大な量の溢出はその契機となつたものかもしれない。

4) ほぼ南北方向の背梁山地の隆起に伴ない断層が認められる。このような運動に伴ない、ほぼ南北方向の膨大な酸性火山岩体の貫入が認められる。長引山石英安山岩・杉沢山流紋岩がそれである。

5) 大湯層の構造はそれ以下の地層の構造と著しく異なっている。

6. あとがき

以上、地質層序および火成岩、地質構造について概略を記述した。しかし、この調査の目的が黒鉱鉱床地域の地質を明らかにして、探鉱のための基礎資料を得ることにあるので、最後に広域的にみた場合、黒鉱鉱床と地質の関係について2, 3あげてみたい。

黒鉱鉱床の成因に関連して、従来、問題としてあげられてきたものには、胚胎層準と酸性火山岩類との関係がある。

まず、鉱床の胚胎層準をあげると、相内、古遠部鉱山の鉱床は相内玄武岩の下位、湯ノ沢層の上部で、小坂鉱山元山鉱床は元山角礫岩の中、同内ノ沢鉱床は上向石英安山岩質火山砕屑岩類の上部である。すなわち、古遠部川累層、兎尻川累層の中頃より下、さらに詳しくは堀内互層、余路米沢層より下位といえることができる。相内、古遠部鉱山の鉱床の方が小坂内ノ沢鉱床より下位とも考えられるが、両地区の厳密な対比は不可能であるので、今回の調査では、上にあげた程度以上に、胚胎層準をしぼることはできない。しかし、少なくとも累層の単位では同一層準といえることができるであろう。このようなことは、すでに、堀越(1960)、上田ら(1961)によつて指摘されているところである。

黒鉱鉱床に密接な関連のあると思われる酸性火山岩は、

白色の変質流紋岩(自変質か)で、火山角礫岩を伴うものが多いとされている。元山鉾床の石倉森流紋岩、内の岱鉾床の内の岱石英安山岩がそのようなものとされている。相内、古遠部鉾山周辺では、古遠部東又流紋岩などがそれに類似している。しかし、これらは角礫岩を伴っていない。上にあげた流紋岩類は大部分、古遠部川期の第1のグループのものである。しかしながら、黒鉾床と酸性火山岩の関係は難しい問題で、第4のグループに分類した長木流紋岩なども、上にあげた流紋岩類と共通した点が多い。また、同生鉾床の立場をとっている人たちは、生成当時の環境を推定している。筆者らもその点に注意してきたが、例えば、相内、古遠部の鉾床についてみても、鉾床のまわりはほとんど無層理の凝灰角礫岩で占められ、海域で生じたか陸域で生じたかすら確かでない。

なお、黒鉾床の周辺には、いくつかの網状～鉾脈鉾床が発達している。今後、このような鉾床との関係を明らかにすることが必要であろう。すなわち、鉾床生成の機巧は別にしても、酸性火山岩、鉾床などの形成をもたらした、地質構造上の条件を明らかにすることである。

文 献

- 1) 堀越 毅：花岡一小坂地域におけるクロコウの層序的位置，鉾山地質，Vol. 10, No. 43, 1960
- 2) 堀越 毅：小坂，内ノ岱鉾床周辺の地質，鉾山地質，Vol. 14, No. 63, 1964
- 3) 橋本綱治・加茂野寿・林宗一：小坂，内の岱鉾床について，鉾山地質，Vol. 12, No. 53, 1962
- 4) 林 宗一：小坂鉾山の鉾床群とバラ森火山岩類，Vol. 12, No. 52, 1962
- 5) 井上 武：秋田油田地域における含油第三系およびその基盤グリンタフの火成層序学的研究，秋田大地下資開発研報告，No. 23, 1960
- 6) 井上 武・三橋運一：青森県南津軽郡大鰐町東部と碓ヶ関村における地質調査報告，No. 26, 1962
- 7) 石井康夫：相内鉾山探査業務の過程，鉾山地質，Vol. 13, No. 58～59, 1963
- 8) 井上 武・川尻茂三・上田良一：秋田県大館・花輪両盆地間山地の地質層序について，秋田大地下資開発研報告，No. 22, 1960
- 9) 木下亀城：20万分の1小坂図幅同説明書，1931
- 10) 木下亀城：本邦の金属鉾床，Vol. 3, 黒鉾床，1944
- 11) 上田良一・井上武：秋田県花輪盆地東縁山地地質に関する2，3の新知見について，秋田大地下資開発研報告，No. 24, 1961
- 12) 上田良一・井上武：秋田県北秋田・鹿角両域の遠部層について，秋田大地下資開発研報告，No. 24, 1961
- 13) 上田良一・川尻茂三・井上武：秋田県における鉾床母岩の層位に関する考察—その1 北秋田・鹿角地域—秋田県地下資開発研報告，No. 24, 1961