

A. a. d. e. f. I.

地質調査所報告第170号

昭和新山地熱地帯の火山地質
および地球物理・地球化学的研究

No. 334 D

昭和32年3月

鉦床部

地質調査所

昭和32年3月

551. 21/.23 (524) Shōwa-Shinzan

地質調査所報告

所長 兼 子 勝

昭和新山地熱地帯の火山地質 および地球物理・地球化学的研究

通商産業技官	根 本 忠 寛
同	早 川 正 巳
同	高 橋 清
文 部 教 官	小 穴 進 也

目 次

I. 序(早川).....	1
II. 火山および地質(根本).....	4
II. 1 緒 言.....	4
II. 2 有珠火山の噴火史.....	4
II. 2. 1 大有珠および小有珠の噴火.....	4
II. 2. 2 記録の明らかな噴火.....	4
II. 2. 3 明治43年(1910)の活動.....	4
II. 2. 4 その他の寄生火山.....	5
II. 3 昭和新山の噴出.....	5
II. 3. 1 第1期(地震頻発期).....	5
II. 3. 2 第2期(爆発期).....	6
II. 3. 3 第3期(ドーム形成期).....	6
II. 4 昭和新山の地形.....	7
II. 5 昭和新山周辺の地質.....	7
II. 6 昭和新山の地質.....	9
II. 7 熔岩の性質.....	11
II. 8 結 論.....	13
III. 重力探査(松田・早川).....	14
III. 1 目的ならびに測定方法.....	14
III. 2 測定結果に対する一応の補正ならびに補正結果.....	14
III. 3 補正方法についての吟味.....	20
III. 3. 1 密度分布について.....	20
III. 3. 2 $\partial g/\partial z$ の影響について.....	23
III. 4 補正方法を吟味したうえでの各重力異常に対する考察.....	33
III. 5 結 論.....	35
IV. 地震探査(早川・森).....	36
IV. 1 野外実験の方法.....	36
IV. 2 測定結果の取り扱い方.....	39
IV. 3 速度分布.....	48
IV. 4 地下構造の推定.....	60
IV. 5 以上の結果と今後に残された問題.....	76
V. 磁気探査(岩崎・佐野・早川).....	77
V. 1 磁気探査の方法.....	77
V. 2 岩石の磁性(室内実験).....	78
V. 3 地形および温度による磁気補正.....	82
V. 3. 1 地形による磁気異常(1).....	82
V. 3. 2 地形による磁気異常(2).....	85

V. 3. 3 磁気異常と温度	86
V. 4 探査結果およびその考察	90
V. 5 結論	98
VI. 地温測定・電気探査および放射能測定(岩崎・佐野・金井・早川)	100
VI. 1 地温測定	100
VI. 2 電気探査	107
VI. 3 放射能探査	110
VI. 3. 1 区域および方法	110
VI. 3. 2 r 線強度の分布	110
VI. 3. 3 β 線強度の分布	114
VII. 地球化学的方法による調査(高橋・小穴)	115
VII. 1 昭和新山の火山ガスについて	115
VII. 1. 1 緒言	115
VII. 1. 2 噴気孔	115
VII. 1. 3 試料の採取	117
VII. 1. 4 測定の方法	118
VII. 1. 5 測定の結果	120
VII. 1. 6 測定結果に対する考察	124
VII. 1. 7 総括	125
VII. 2 火山ガスの平衡条件について	125
VII. 2. 1 緒言	125
VII. 2. 2 方法	126
VII. 2. 3 結果	128
VII. 2. 4 結論	132
VIII. 地熱に関する考察(早川・長谷川)	133
VIII. 1 各調査結果の関係	133
VIII. 2 ドーム内の熱の移動についての解釈	135
VIII. 2. 1 ドームの熱伝導	135
VIII. 2. 2 熱対流	142
VIII. 2. 3 割れ目による熱の発散	142
VIII. 2. 4 ドームの生成機構	142
VIII. 3 地熱の根源としての Magma Reservoir について	143
VIII. 4 今後の問題	144
VIII. 4. 1 岩漿を対象としての調査方法	144
VIII. 4. 2 岩漿からの熱蒸気の導き出し方	144
附 地殻変動(早川)	146
文 献	147
Abstract	1

昭和新山地熱地帯における 火山地質および地球物理・地球化学的研究

通商産業技官	根 本 忠 寛
同	早 川 正 巳
同	高 橋 清
文 部 教 官	小 穴 進 也*

I. 序

わが国は火山・温泉に富み、地熱そのものは豊富だといわれているが、この地熱を将来充分われわれが利用できるようにするには、開発に適する地熱地帯を探すことが必要である。

わが国においては地熱開発の問題が昭和22年にとりあげられて以来、地質調査所でも数多くの地熱調査が実施されてきた。しかしこのように調査方法の確立されていない、まったく新しい分野を対象とする場合には、つねに非常な困難が伴うものである。本所においては

1) すでに地熱蒸気露頭の数多く存在するいわゆる“地熱地帯”において、地質・試錐・電探・比抵抗等の方法を用いて、変質帯を考慮して地熱の試験的調査を行つてきた。

2) 今回、われわれは1)と異なり、火山現象と関連のある、条件の比較的簡単な小規模の地熱地帯の1つの例として昭和新山をとりあげ、これに対してわれわれとして可能な範囲の地質・地球物理・地球化学的方法によつて、地熱探査のための基礎資料をうることを目的として調査を行つた。

本研究は直接に昭和新山の地熱開発自体を目的としたものではなく、先に述べたような目標のもとに熱的狀態を含めた火山体の構造を調べ、最後に同火山の生成機構と熱の発散・冷却についてある程度の解釈を与えようと試みたものである。

研究の対象として昭和新山を選んだのは、この火山が噴火生成以来すでに10年にもなるが、未だにその円頂丘(ドーム)においては高熱狀態を保つており、かつ新熔岩等が露出している部分もあり、わが国の活火山の多くとは異なり、直接高温の場所に近づくことができ、地熱や火山の本質的な問題を調べるうえに種々都合がよいと思われたからである。

調査研究を実施したのは、昭和27年以來、4か年で、その方法としては重力・磁氣を初め、地震・電気・放射能・地温ならびに化学的方法等、多方面にわたるが、総合的な面から成果を得るため、これらと関連して地質調査および水準(おもに重力のための)測量をも併せ行つた。

調査を担当したのは主として当所物理探査部・技術部地球化学課¹⁾および北海道支所の所員であるが、そのほかに現地および室内実験をも含めて、名古屋大学・北海道大学²⁾・京都大学・科学博物館等から技術的な協力を得ることができた。計画・調査および実験の種別・期間・担当者等を一括して次表に掲げた。

研究の内容は以下各章に詳しく述べるが、それらの概要について一言する。

地質調査は種々の物理化学的探査の結果をそれぞれ独立に考える際にも、またそれらを横に結びつけて解釈するにも必要であるから、これをまず第II章に記した。

第III章に述べる重力探査は、地下の構造を大きく把むために行つたのである。調査は高低

* 名古屋大学教授、地質調査所兼任

註 1) 担当者は当時は化学課に所属していた。

註 2) 担当者は当時は東大地震研究所に所属していた。

方法 (種別)	年度 ¹⁾ 昭和 27年8~9月	昭和 28年6~8月	昭和 29年8~9月	昭和30年 8月	備 考
計画, 検討	早川 正巳・藤原 健一 ^十				
地 質	根本 忠寛	根本 忠寛 ²⁾	根本 忠寛 植 村 武		
重 力	松田 武雄	松田 武雄 早川 正巳 須田 芳朗			
地 震		早川 正巳 佐野 浚一 古谷 重政	早川 正巳 森 喜義 小尾 中丸 大滝 忠雄		左記のほか昭和29年には3成分地震計による実験として村内必典(科学博物館)が協力した
磁 気	早川 正巳 岩崎 章二 佐野 浚一		齋藤友三郎		左記のほか昭和29年には磁気(伏角)およびドームの温度測定に佐久間修三 ^十 (北大)・村瀬勉 ^八 (北大)が協力した
温度(ドーム以外の) 電 気 放 射 能	岩崎 章二 佐野 浚一 金井 光明 早川 正巳				
測 量	窪木時雨郎 佐々木次雄	窪木時雨郎 井上 正夫	同年の地震のメンバー ³⁾	早川 正巳 (補測)	
化学および ドームにお ける温度	高 橋 清	高 橋 清 小穴進也 ^七 松尾禎士 ^八	中井信之 ^六 (名大) 安藤直行 ^七 (名大)	高 橋 清 小穴 進也	
室内実験	大森えい (化学課) ⁴⁾ 久保寺 章 ^五 (京 大)		齋藤 友三郎 ^六 佐久間修三 ^七 (北大) 村瀬勉 ^八 (北大) 南雲 昭三郎 ^九		
考察(主として熱に対する)			早川正巳・藤原健一 ^十 ・長谷川博 ^九		

註 1) 月は野外調査期間を示す。

2) 本地域を含む図幅調査については同年太田良平(地質部)が実施した。

3) ドーム・辰根山・柳原等の地震探査の測線の測量。

4) 密度測定。

5) 岩石中の地震波速度の測定。

6) 岩石磁性の測定。

7) 温度上昇による岩石弾性率・粘性変化の測定。

8) 岩石中の地震波速度の測定。

9) 地熱の計算。

の多い所だけに、地形・Bouguer 補正等では油田・炭田における重力探査に較べて、かなりの困難があった。

重力探査と関連して問題となるのは磁気探査であるが、これは磁性を引き起こす原因となるものと、測定器械との距離による影響が重力探査の場合よりもさらに強く、また熱による磁性の変化等も問題となるので、地熱の問題としては大切なものである。しかしそれだけに調べ方、整理等については充分の注意をしなければならなかつた。これら磁気的方法については第V章に詳しく述べた。

これらの重力探査・磁気探査はポテンシャルを利用して地下構造を推定しようとするのであ

るが、例えば重力探査によつてある程度地下構造を大ざかみにできると、次に部分的に小区域をさらに詳しく定量的に調べてみる必要が起こつてくる。そのような場合は多く地震探査の方法を用いる。その結果を第 IV 章に述べた。

およそ地震探査に限らず重力探査でも磁気探査の場合でもそうであるが、物理探査をやる際に、その地域を構成する種々の地質の間に物性(密度・磁気・波の速度等)の差がはつきりと存在することが望ましい。いまの場合、地熱調査であるから、熱を無視することはできない。例えば磁気探査の際の磁気および地震探査の際の波の速度は、そのもの個々の物性のほかに熱による影響が非常に大きい。であるから温度による影響を充分考慮しなければならない。このような考えのもとに磁気探査および地震探査を実施した。磁気探査を地震探査の後章にしたのは、地震探査等によつて状態を含めたかなり具体的な地下構造を推定した後に、磁気探査および室内実験による結果から、熱の問題を論じようとしたからである。

次にごく僅かであるが電気探査を実施したので、それを第 VI 章の一部に記述した。

第 V 章までは地下の少し深い部分(もちろん物理探査的な意味での)に原因のあるような問題について行つた結果であるが、第 VI 章では放射性・温度分布等、割に地表に近い部分が影響すると思われる問題について調査したことを述べた。

以上は地球物理学的な方法によるものであるが、これと並行して地球化学的な方法を実施した。その結果、噴気孔から出るガス成分と温度分布(活動度)との関係や、微量成分のガスの検出や昇華物と活動度などについてかなり詳しく調べ、地熱の本質的な問題を考究するのにも都合のよい資料が得られた。これを第 VII 章に記した。

このように現地調査ならびに室内における実験を実施したが、得られた資料から状態を含めた地下構造および昭和火山の熱の問題について総合的な考察を第 VIII 章において試みた。

ふりかへつてみるに、昭和火山においてはすでに地球物理学・地球化学・地質学的に、噴火当時いろいろの方面から詳しく観測・測定が行われており、かつ水準測量等は断続的に現在も続行されているが、熱の状態を含めての地下の様子を詳しく知るためには、重力・地震・磁気・放射能・地温・化学等の調査方法を適当な期間において実施することが非常に大切だと思われる。現在地熱の開発利用が要望されている折から、こゝに各種の物理・化学的方法を併用して総合調査を行うことのできたことは、その意味からも時宜を得た試みといえるであろう。

今後は本研究の結果を確かめ、さらに実際の地熱の問題との関係をつけるために試錐を実施し、上記方法の再測の行われることを希望する。

もちろんこれだけで昭和火山における地熱の研究が充分だとは決していえないが、ごく概略の基礎だけは調べられたものと思う。本研究が地熱の基礎的問題の解明の一資料となり、今後の一般的な地熱調査に対して多少なりとも方法的に役立ち、かつわが国の他の火山についても総合的調査と長期間の観測が行われ、地熱が地球科学的に研究される緒となるならば著者らの望外の喜である。

本問題をとりあげ、かつ推進するにあたり種々検討・指導をおしまれなかつた三土知芳前地質調査所長ならびに飯田波事前物理探査部長(現名大教授)に深く感謝する次第である。なお昭和火山噴出当時の種々の資料をみせて戴き、かつ同山の使用を快諾された三松正夫氏(当時壮瞥村郵便局長)、種々調査の便をはかられた湯浅壮瞥村長、さらに宿舎の提供等便宜を計つて戴いた昭和火山徳永達之氏、また調査に協力された藤盛浜治氏にそれぞれ厚く御礼を申し述べる。

最後に種々討議していたといた東京大学地震研究所水上武教授、かつ助言を与えて下さつた北海道大学石川俊夫教授、東京大学の久野久教授に感謝の意を表する次第である。

II. 火山および地質

II. 1 緒言

昭和新山は昭和18年12月から同20年9月にわたる約2カ年に及ぶ火山活動によつて、有珠火山の東麓に寄生火山として出現したペロニーテ式火山である。このような活動は火山学上異例とされているが、有珠火山はすでに数回同じような活動を繰り返しているのので、順序として母火山である有珠火山の活動を回顧し、次に昭和新山の活動を記述することにする。今回の火山活動については、多くの研究者によつて詳細に報告されているので、こゝではその概要を記し、併せて筆者の知見を附加することにする。

II. 2 有珠火山の噴火史

有珠火山は洞爺カルデラの南縁に噴出したコニーデ式火山であるが³²⁾、火山主体が形成されてから後に特異な火山活動を繰り返し、大有珠・小有珠の異例な中央火口丘および潜在円頂丘(crypto-dome)と考えられる数個の屋根山(roof-mountain)を形成した(第2図)。

II. 2. 1 大有珠および小有珠の噴火

有珠火山の頂上にある円形の火口の東西両端に近く2つの火口丘が突出している。東方のが大有珠(725 m)、西方のが小有珠(611.4 m)と呼ばれる(図版1)。これら2火口丘の噴出時期については記録がないが、小有珠の方が大有珠よりも古いものようである。いずれにしてもそれほど古くないことは、現在なお大有珠から少量ながら水蒸気を噴いていることから推定される。これらの2火口丘は形はドーム状であるが、その生成機構から pseudo-belonite と呼ばれている⁷⁵⁾。

大有珠南東の屏風岩は大有珠の生成に関連してできた潜在円頂丘であつて、昭和新山の屋根山に相当するものである。これは外輪山熔岩が押し上げられて、ほぼ水平に横たわつていることから推定される。

II. 2. 2 記録の明らかな噴火

今回の活動以前の噴火で記録の明らかなものは次の5つである¹²⁾。

寛文 3年8月16日	(1663)	嘉永 6年4月22日	(1853)
明和 5年1月23日	(1768)	明治 43年7月25日	(1910)
文政 5年3月9日	(1822)		

上記のうち寛文と文政の活動は最も激烈で、南屏風山に爆裂火口を開き、南屏風山泥流を南側斜面に流下させた。

II. 2. 3 明治43年(1910)の活動

これについては佐藤伝蔵^{67) 68)}・大森房吉^{57) 58)}の調査報告があるので、こゝではその概要を記

すにとどめる。

1910年7月(明治43年)火山性地震を先駆として火山活動を開始し、7月25日その北麓から噴煙し始め、同年8月上旬までに45の小噴火口を生じた。これらの噴火口は湖岸に平行にほぼ東西に並んでいる。噴出物としては多量の火山灰・火山砂が飛散したが、熔岩の流出はまったくなかつた。

この噴火で特筆すべきことは、噴火の末期に新火口の湖岸寄りの地域が約100m隆起し、饅頭形の隆起地形(四十三山)を形成したこと、隆起部の一部に有珠外輪山熔岩塊が押し上げられ高さ5~6mの塔状をなし、その周辺から現在でも水蒸気を噴気していることである。これは地下浅所における潜在円頂丘の存在を示すものであつて、噴火機構は今回の昭和新山と同一であり、たゞその規模が小さかつたにすぎない。

II. 2. 4 その他の寄生火山

大有珠の西麓に俗称オガリ山(生長する山の意)と呼ばれる小火口丘がある(図版2)。火口原からの高さ約40mで、比較的近年に高度を増加したといわれる。これはおそらく寛文または文政の活動に関連してできた潜在円頂丘であろう。

その他有珠火山を取り巻く寄生火山と考えられるものに、西山・金比羅山・西丸山・東丸山・南山などがある。これらはいずれもその形状から昭和新山の屋根山および四十三山と同じく潜在円頂丘と考えられる(第2図)。

このように有珠火山は火山主体形成後しばしば特異の火山活動を繰り返してきた。すなわち噴火の末期には常にペロニーテまたは潜在円頂丘を形成して火山活動を終熄している。

II. 3 昭和新山の噴出

昭和新山の噴火については石川俊夫^{22) 23) 24)}・水上武^(3) 44) 45)・八木健三⁸¹⁾・福富孝治⁸²⁾・三松正夫⁴²⁾によつて詳しく報告されているので、こゝではその概要を記すにとどめる。

昭和新山を形成した火山活動は約2カ年にわたつて継続した異例の活動様式を示すものであるが、この長期にわたる活動を次の3期に分けて記載する。

第1期 昭和18年12月28日~19年6月22日

第2期 昭和19年6月23日~10月31日

第3期 昭和19年11月~20年9月

II. 3. 1 第1期(地震頻発期)

第1期は火山性地震の頻発した時期で、爆発はまったく行われなかつた。すなわち今回の火山活動の初期段階である。

昭和18年12月28日午後7時突然有珠火山麓一帯に強震が感じられた。その後地震は12月31日頃まで連続し、その間1日200回くらい感じられた。

昭和19年1月4~5日以後、地震は山麓一帯の地域では微弱になつたが、東麓の柳原・上長流部落では依然として継続していた。まもなく東麓区域に地盤の隆起ならびにそれに伴う亀裂がでし始めた。この隆起は地震研究所、表俊一郎⁵⁹⁾の水準測定の結果によれば、上長流一柳原間の隆起の中心部において最大30cm/日、平均24cm/日に及び、4月初旬までに16m、8月初旬までに最高50m上昇するに至つた。

同年4月以降、隆起は柳原から北方へ移動し始め、次第にフカバ部落に接近してきた。これに伴つて亀裂も次第に北方区域にみられるようになった。特にフカバ部落西方の丘陵、通称九万坪といわれた如地には形状・規模において大小様々の地割れが数多く生じた。地割れは小

さなもので延長10~20 m、大きなものは600 mに達した。

フカバ区域においては地震は引き続き感じられ、爆発直前の6月中旬頃には1日100回以上、爆発前日には250回に達している。また隆起も顕著となり、最大150 cm/日に及んだ。

II. 3. 2 第2期 (爆発期)

火山活動の最も激烈な時期で、10数次の大爆発に伴って火口の生成・降灰などが反復された。

昭和19年6月23日午前8時半頃、松本山南東麓の畑中にできた地割れから初めて噴煙が緩やかに昇り始めたが、10時頃には強い爆音を伴って砂・礫・岩塊を抛出し、径50×35 mの新火口(第1火口)が形成された。地震は急激に減少して23日110回、24日20回となった。

6月23日~7月1日、上記のような活動が間歇的に行われ、6月27日第2火口を生じた。

7月2日午前10時30分、大爆発、北方に降灰、フカバでは降灰30 cmに達した。

7月3日朝、大爆発、東方に降灰、2、3両日の大爆発の噴煙の高さは1,000 m以上に達し、フカバ部落民は避難を開始した。

7月11日、大爆発、第3火口形成。

7月13日、大爆発、第4火口形成。この火口は今回の活動のうち最も主要な役割をなし、10月31日の最後の爆発まで活動を継続した。火口の大きさも今回の活動でできた火口のうちの最大のもので、初め直径70 mほどであったが、その後の爆発によって180 mほどに広がった。

7月15日、豪雨中に爆発。

8月1日夜、10回目の大爆発。噴煙は原爆雲のように筒形をなし、2 kmの上空に達した。

8月17日、第5火口形成、直径50 m。

8月26日、第4火口と第5火口とが同時に爆発、それまで残存していたフカバ部落の家屋はことごとく壊滅した。図版3はその当時の状況を示すものである。

9月10日、中爆発、第6火口生成、直径30 m。

10月1日、大爆発、第7火口生成、直径30 m。

10月16日、第4火口爆発。

10月31日、第4火口爆発。これは最後の大爆発で、これまでに7火口を形成した。これらの7火口は現在のドームの基底の円周に沿ってほぼ円形に配列していた。

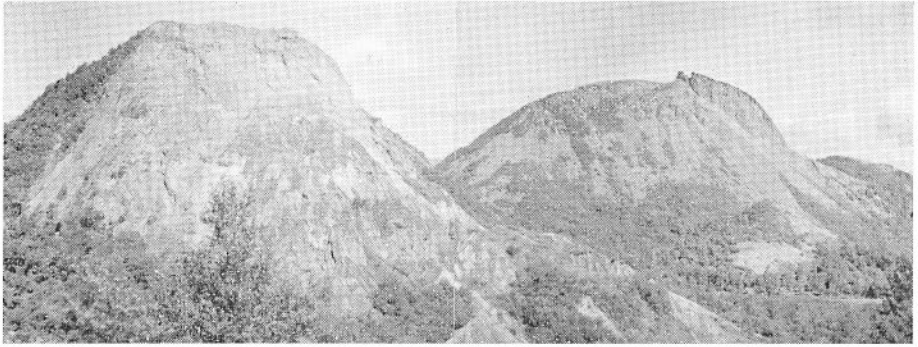
この期間隆起は引き続き行われ、7月中旬から8月中旬までの1日の最大隆起量は2 mに及び、全活動期間を通じて最大値を示している。このようにして8月10日頃の総隆起量は約100 mに達した。さらに10月下旬には海拔130~160 mであったフカバ西方の畑地は250~300 mに及ぶ饅頭形の屋根山の地貌を呈するに至った(図版4)。

II. 3. 3 第3期 (ドーム形成期)

本火山活動の末期であって、爆発はほとんど行われなかつたが、末期の産物としてドーム(ペロニーテ)が出現した。

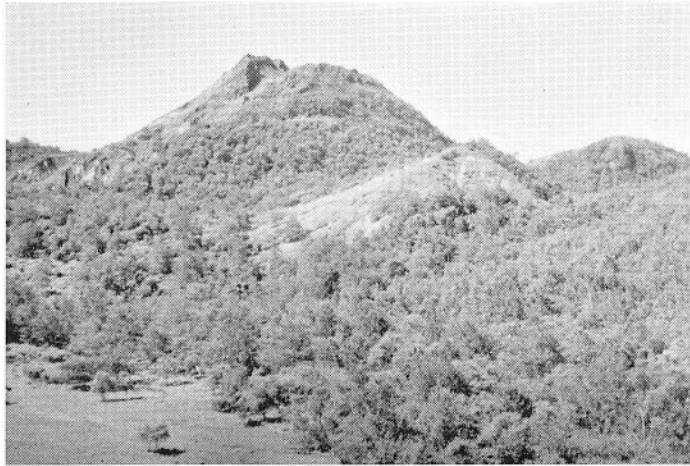
昭和19年11月中旬、第4火口附近に黒色の岩塊(ペロニーテ)の出現が認められた。このペロニーテは徐々に上昇を続け、昭和20年9月ドームの頂上の高さは406.9 mとなり、屋根山に対する比高は約150 mに達した。ドームの1日の平均隆起量は0.6 mである。その後著しい変化がなく、現在に至っている。

地盤隆起の初めからドーム完成までの上昇経過は三松正夫によって、独特の方法で記録された。この記録は三松ダイアグラムとして著明である(第3図)。



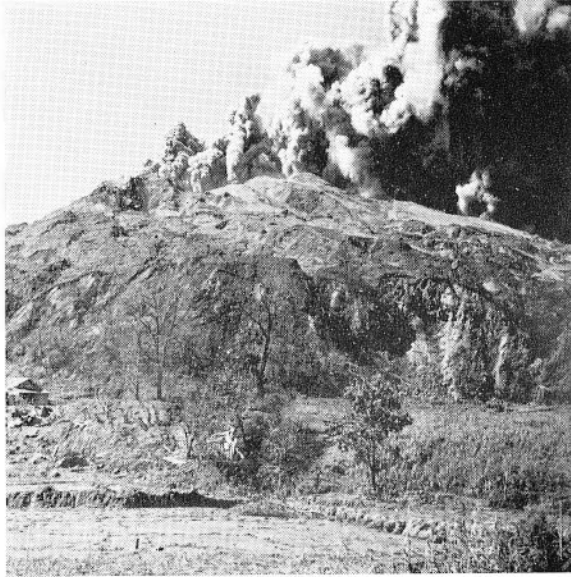
図版1 有珠外輪山南西壁上からみた大有珠(右)および小有珠(左) (昭和29年8月撮影)。
 2者ともにペロニーテ式中央火口丘である。大有珠は半球状の円頂丘を示している。この円頂丘は数個のブロックに分かれ、それぞれ異なった上昇運動を行つたので、写真に示すような喰い違いを生じている。小有珠は山頂・山腹とも長流層によつて覆われ、熔岩は左側の急崖に露出するにすぎない。

Photo. 1 Ousu (right) and Kousu (left) viewed from their southwestern direction. (Aug. 1954)



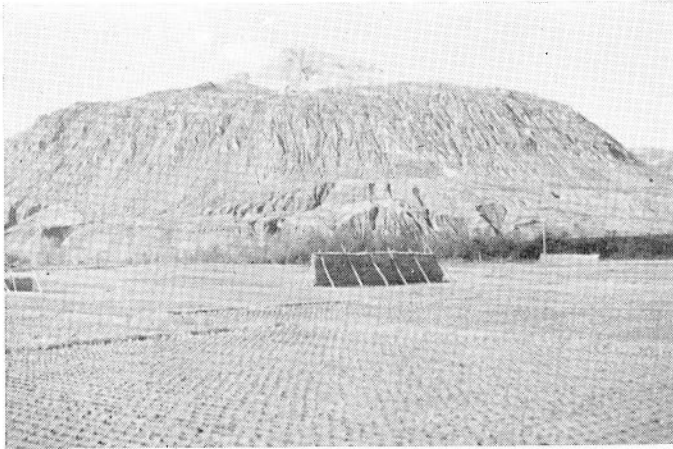
図版2 大有珠南麓からみたオガリ山(中央)および小有珠(左) (昭和29年8月撮影)。
 中央の円錐状の禿山がオガリ山である。小有珠の頂上にはドーム生成の際生じた割れ目がみられる。

Photo. 2 Ogari (middle) and Kousu (left) viewed from their south. (Aug. 1954)



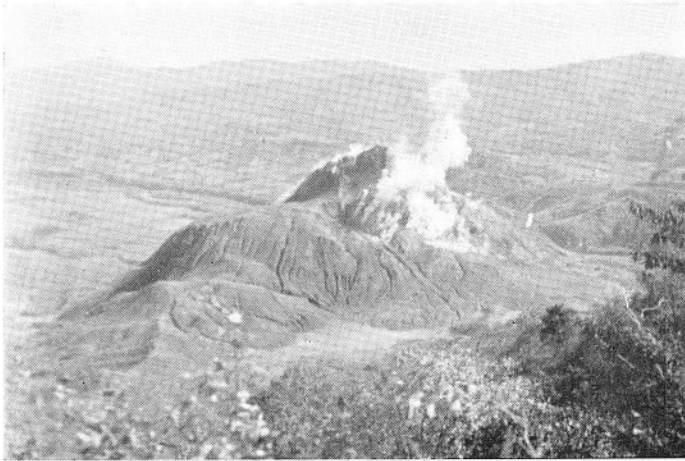
図版 3 隆起途上の東屋根山（昭和 19 年 8 月，三松氏撮影）。
第 2 期（爆発期）の景観で，フカバ部落が壊滅する最後の
光景である。

Photo. 3 Violent explosion and growth of the roof-mountain.
(Aug. 1944, by M. Mimatsu)



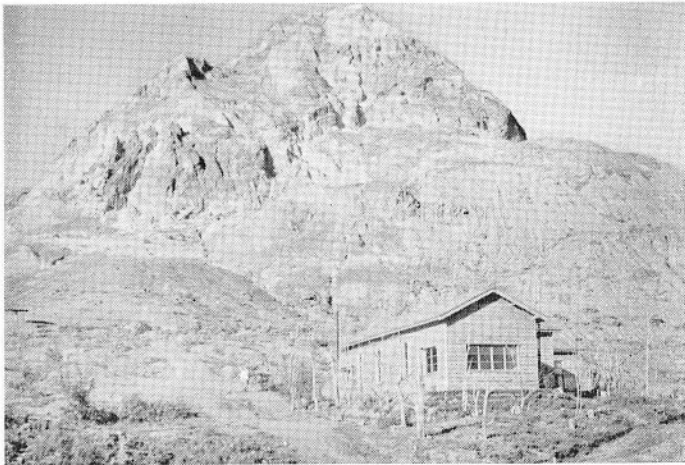
図版 4 東方からみたドームおよび東屋根山（昭和 25 年 10 月撮影）。
饅頭形の屋根山の急斜面に刻まれた山皺および雨裂がよくみら
れる。隆起途中の図版 3 と完成後のこれとを比較すれば，隆起状
況の一端がうかがわれる。

Photo. 4 The roof-mountain and the dome viewed from their
east. (Oct. 1950)



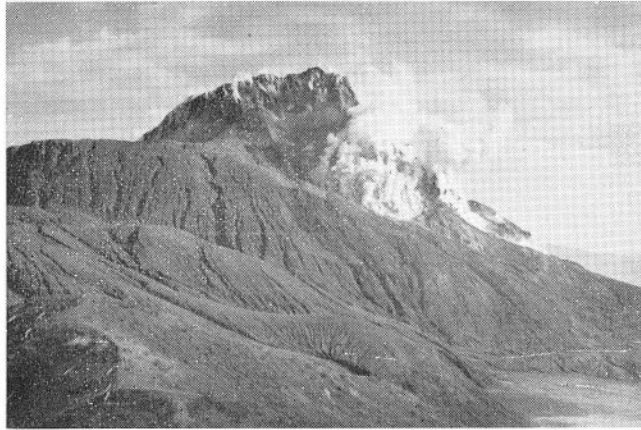
図版 5 有珠外輪山東壁上からみおろした昭和新山(昭和27年9月撮影)。
昭和新山の西側急崖と北屋根山とがよくみられる。北屋根山の左下の小丘が松本山で、多量に噴煙を噴いている所が珊瑚岩である。

Photo. 5 The roof-mountain and the dome viewed from the eastern rim of the Usu somma. (Sept. 1952)



図版 6 南麓からみたドーム(昭和29年8月撮影)。
夏季、晴天の日中撮影したため噴煙(水蒸気)はほとんど認められないので、ドームの南側がよく観察される。頂上より左方の凸起が中剣山、その下部の鋸歯状の岩塊が珊瑚岩である。珊瑚岩の左側の黒色に見える部分は岩脈状に貫入した新熔岩である。前景の家屋は地熱開発のために建てられた事務所である。

Photo. 6 The dome on the roof-mountain viewed from its south foot (Aug. 1954)



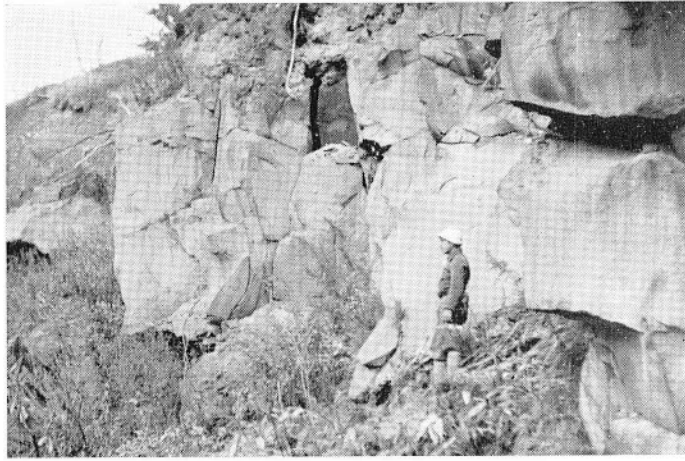
図版7 西方からみたドーム(昭和25年10月撮影)。
頂上西側の急崖とその下部の珊瑚岩附近から噴出する噴煙の状況がよくみられる。噴煙している箇所の下半部に新熔岩が露出している。

Photo. 7 The dome viewed from its west. (Oct. 1950)



図版8 西方からみた珊瑚岩(昭和29年8月撮影)。
鋸歯状に尖った岩が珊瑚岩である。新熔岩の加熱により、赤・褐・黄色などを呈しているために命名された。左方の岩体はドームの主体で、両者の間に割れ目がみられる。珊瑚岩およびドームの主体の下部の黒ずんでみえる部分は新熔岩である。図版6と同様に夏季、晴天の日中撮影したため噴煙(水蒸気)はほとんど認められない。

Photo. 8 Sango-iwa viewed from its west. (Aug. 1954)



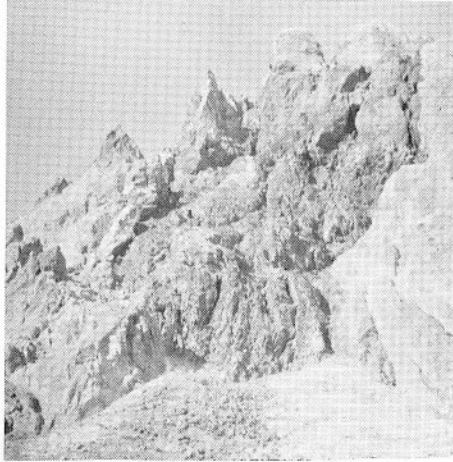
図版 9 柳原西断崖にみられる有珠外輪山熔岩(昭和 25 年 10 月撮影)。
主体は堅硬な岩質であるが、下部および上部は鈹滓状をなしている。隆起のため生じた割れ目が認められる。

Photo.9 The somma lava at Yanagiwara. (Oct. 1950)



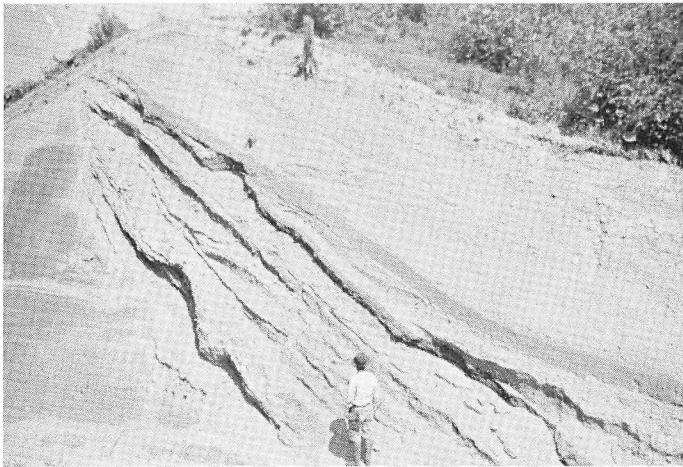
図版 10 ドーム東側斜面中段にみられる擦痕(鏡肌)(昭和 27 年 9 月撮影)。
新熔岩とともに押し上げられた長流層中には摩擦によつて生じた擦痕が多数みられる。写真は其の著しいものの 1 つである。

Photo.10 Slickenside caused by growth of the dome. (Sept. 1952)



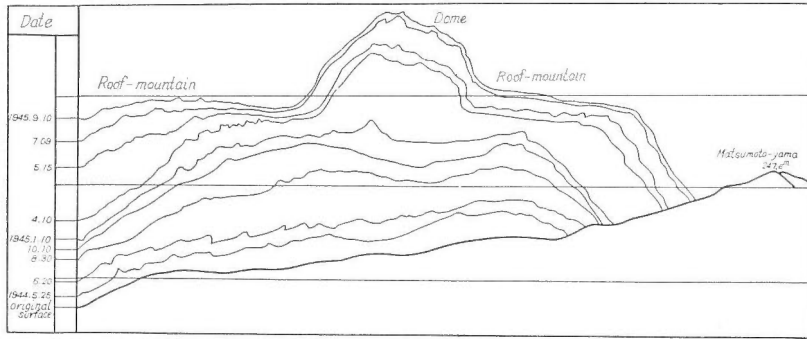
図版 11 珊瑚岩の南側にみられる岩脈状の新熔岩(昭和 29 年 8 月撮影)。
中央黒色の部分が新熔岩である。縦に並ぶ割れ目からは無色の
高温ガスを噴出している。左右の灰色の部分は加熱によつて
やゝ硬化した長流層である。

Photo.11 New lava (dyke form) at the southern part of Sango-
iwa. (Aug. 1954)



図版 12 松本山西方の道路の切り割りの露出(昭和 28 年 8 月撮影)。
左端の水平の層理を示すものは有珠外輪山抛出物層である。
その上に傾斜不整合をなして横たわっている粗粒のものが大有
珠および小有珠噴出物層、その上部の細粒無層理状のものが、
四十三山噴出物層である。最上部の現地形に平行に堆積してい
る薄層が今回の噴出物層である。四十三山噴出物層と昭和新山
噴出物層との境界面には黒く焦げた木根や腐蝕土がみられる。

Photo. 12 Outcrop showing the succession of volcanic ejecta
layers of the following four periods; Usu (left end),
Ousu & Kousu, Yosomi-yama, and Showa-shinzan
(upper most) (Aug. 1953)



第3図 三松ダイアグラム
Fig. 3 "Mimatsu" Diagram

II. 4 昭和新山の地形

今回の火山活動によって誕生した昭和新山の地形は昭和24年8月金子政利³⁰⁾の詳細な測量によって明らかにされた。本報告に載せられている地形図はすべてこの測量によって得られたものである。

昭和新山はドームおよび屋根山の2部分から構成されている(図版4,5)。

ドームはほとんど固化した新熔岩が火孔を通じて上昇してできたもので、基底部の直径約350 m, 屋根山に対する比高は約150 mである。全体としてドーム状をなしているが、頂上(406.9 m)を境としてその東斜面と西斜面とは著しい対照をなしている。すなわち東半は半球に近い地形をなすが、西半は断崖をなしている(図版5,6,7)。この断崖は爆発によってできたものではなく、新熔岩が上昇する時に生じた割れ目によるものと考えられる。すなわち強圧の下に上昇してきた熔岩が低圧の地表に到達すると同時に、膨脹して先端が数個の個体に分岐したために生じた割れ目である。この分岐した数個の個体はその後それぞれ異なった上昇運動を行ったことは三松正夫⁴²⁾によって記載されている。このようにして、珊瑚岩や中剣山のような鋸歯状の独立尖峰を形成するに至った(図版6,8)。

屋根山は東西約1 km, 南北約800 mの楕円形をなしているが、高度によって2段に分けられる。すなわちドームの北西のもの(北屋根山, 高度310 m)と、ドームの東方のもの(東屋根山, 高度250~260 m)との2つである。隆起の最大は200 mに及び、斜面は急峻な部分において30~40°に達する。斜面上には亀裂の跡と思われる雨裂が発達し、美しい皺をつくっている(図版4)。

屋根山の頂部は凹凸がはなはだしく、波状を呈しているが、東屋根山ではほぼ北西—南東の方向に走る鞍部が3条、互に並列している。

屋根山の頂部および急斜面には隆起によってブロック化した有珠外輪山熔岩および、まれに滝ノ上熔岩が累々として重なって奇観を呈している。

II. 5 昭和新山周辺の地質

昭和新山は有珠火山の一寄生火山であるので、こゝではまず有珠火山周辺の地質を記載する。

有珠火山周辺の地質は第1表に示す通りである。地質図(第4図)には昭和新山周辺のみを图示した。

第1表 有珠火山周辺の層序
Table 1. Stratigraphy of Usu Volcano and Adjacent Areas

時代 Age	地層名 Formation	岩質 Lithological characters	
第 四 紀 Quaternary	昭和新年火山噴出物 Lava & ejecta of Shōwa-shinzan	熔岩および火山灰・火山砂・火山礫 Lava, and volcanic ash, sand & lapilli	
	四十三山火山噴出物 Ejecta of Yosomi-yama	火山灰・火山砂・火山礫 Volcanic ash, sand and lapilli	
	大有珠および小有珠火山噴出物 Lava & ejecta of Ousu & Kousu	熔岩および火山灰・火山砂・火山礫 Lava and volcanic ash, sand & lapilli.	
	新期段丘堆積層 Lower terrace deposits	砂・礫・火山灰 Sand, gravel & volcanic ash	
	有珠外輪山拋出物 Somma ejecta of Usu volcano	火山灰・火山砂・火山礫 Volcanic ash, sand & lapilli	
	有珠外輪山熔岩 Somma lava of Usu volcano	玄武岩質熔岩 Basaltic lava	
	有珠外輪山拋出物 Somma ejecta of Usu volcano	火山灰・火山砂・火山礫 Volcanic ash, sand & lapilli	
	フカバ層 (古期段丘堆積層) Fukaba formation (Higher terrace deposits)	砂・礫・粘土・浮石 Sand, gravel, clay & pumice	
	滝ノ上熔岩 Takinouye lava	石英安山岩 Dacite	
	長流層 Osaru bed	酸性安山岩質火山灰・火山砂・浮石 Acid andesitic volcanic ash, sand & pumice	
第三紀 Tertiary	鮮新世 Pliocene	火山噴出物 Lavas & pyroclastic rocks	安山岩質熔岩・同質集塊岩および同質凝灰岩 Andesitic lava, agglomerate and tuff

(1) 火山活動の概要

第四紀更新世の初期に古洞爺火山の活動が行われた。長流層および滝ノ上熔岩はその当時の噴出物の一部と考えられる。古洞爺火山の火山活動が休止した後に洞爺カルデラが形成された。引き続いてその南縁に有珠火山が噴出し、多量の基性の熔岩および拋出物を噴出し、現在の有珠火山を形成した。

有珠火山の主要な火山活動は以上で一段落したが、火山活動はなお終わることなく、前記のような火山学上異例な活動を週期的に繰り返してきた。

(2) 地層および火山噴出物

新第三紀火山噴出物

本噴出物は北海道南西部に広く分布するものの一部で、おもに輝石安山岩質の集塊岩・熔岩および凝灰質岩の累層からなっている。岩質から黒松内期(鮮新世)のものと考えられる。本地域では有珠火山の西麓および北西方に広く分布している。

長流層^{註3)}

本層は有珠火山の東麓から、さらにその東方長流川流域に広く分布する。浮石を混ざる火山

註 3) 長流層は此田國暲(1956)の洞爺浮石流に相当するものである。

灰、火山砂を主とし、ほぼ水平の累層をなしている。たゞ壯瞥滝附近では洞爺湖に向かって20°内外の緩傾斜をなしている。これは洞爺カルデラの影響によるものと考えられる。層厚は30 m (+)である。しばしば安山岩塊を混じ、集塊岩状(厚さ7~8 m)を呈する所もある。

本層は古洞爺火山の噴出物と考えられる。岩質は酸性安山岩質である。

滝ノ上熔岩

本熔岩は滝ノ上を中心として、北東、南西両側に細長く分布するもので、本地質図域内では屋根山北側の沢底および屋根山中央部の高所(祠附近)に露出している。後者は潜在円頂丘によつて押し上げられ(約200 m)、1~数 m 大にブロック化し、累々として重なっている。

本熔岩は長流層とは同時代の噴出物で、火山灰層とは漸移関係にある。岩質も長流層と同じく酸性安山岩ないし石英安山岩質である。

フカバ層(古期段丘堆積層)

本層は屋根山北側の沢口および屋根山中央部の高所(祠附近)に分布する。前者は粘土および砂の累層をなし、有珠外輪山噴出物に覆われている。後者は礫層で、上記の滝ノ上熔岩を取り巻いて分布する。これは滝ノ上熔岩の上部に累積していた礫層が同熔岩とともに潜在円頂丘によつて押し上げられたものである。礫は安山岩・流紋岩・変朽安山岩を主とするが、まれに閃緑岩・珪化岩・脈石英などが混在している。

大有珠頂上にある礫層も同時代のものと考えられる。

有珠外輪山熔岩

本熔岩は東麓の柳原附近によく発達し、外輪山の山裾によく露出している。柳原では長流層の上部に厚さ7~8 m の熔岩が直接のつている。熔岩は一般に堅硬であるが下部約1 m、および上部2~3 m は暗赤褐色の鈹滓状となつている。また同熔岩の末端と考えられる屋根山北方のものも著しく鈹滓状である(図版9)。

同熔岩が潜在円頂丘によつて押し上げられ、1~数 m 大にブロック化したものは屋根山の頂面および斜面に累々と重なっている。これは屋根山の特殊な景観をなし、人の注意を引くばかりでなく、また一面、土木用石材として利用されている。

有珠外輪山抛物体

本抛物体は火山砂礫・浮石および火山灰からなり、有珠火山に主体を構成するものである。昭和新山附近の山体上部に分布するのみでなく、外輪山の斜面および有珠火山の南麓に広く分布している。

大有珠および小有珠火山噴出物

昭和新山のドームが出現する前に、同様な火山活動によつて大有珠および小有珠が形成されたが、この場合も火山活動の規模は大きくなく、したがつて火山抛物体の量も著しくない。ドームを構成する熔岩は石英安山岩で、外輪山熔岩の基性安山岩に対し著しい対照をなしている。

四十三山火山噴出物

この噴火では熔岩の流出はまったくなく、火山灰・火山砂などを抛出したにすぎない。

II. 6 昭和新山の地質

(1) 火山抛物体

昭和新山は大有珠および小有珠と同じく、ドームの突出前多量の火山灰・火山砂などを抛出した。抛物体は周辺に広く分布したが、特に北方に厚く堆積した。抛物体の厚さは山麓部で5 m 以上に及んでいるが、北東方向に約1 km 離れた地点では10~15 cm 程度である。地質

図上には他の地層との混乱をさけるため、特に厚く堆積した部分だけを塗色し、その他は省略した。なお降水量 1 m の地点を推定し曲線で記入した。

ドームの周辺には粗粒の抛造物およびドームからの崩落物が厚く堆積している。これらの主分布範囲を地質図上に曲線で表現した。

(2) ドームおよび新熔岩

ドームの表面は大部分厚さ 5 m 以上の長流層に覆われている。長流層は新熔岩によって加熱され、やゝ硬化するとともに、赤・褐・黄など、とりどりの色彩を呈し、特に粘土質のものはしばしば赤煉瓦状となっている。ドーム上半の赤色化岩中には、ところどころに孔隙があり、暗赤色に灼熱された岩石の割れ目から無色の高熱ガスが噴出している。ガスの温度は噴火後 10 年を経た現在でもあまり変化がなく、800~900°C と記録されている。またドームの表面には固化した熔岩の上昇の際摩擦によって生じた擦痕（鏡肌）があちこちに認められる（図版 10）。

新熔岩はドームの骨格をなすものであるが、その露出箇所はドームの西側、珊瑚岩附近、およびドーム南東側に限られている。新熔岩は断崖の下部に露出し、上部に長流層がのるのが常であるが、珊瑚岩の南側では図版 11 に示すように長流層中に岩脈状に貫入している。新熔岩には一般に縦の割れ目が発達し、この割れ目からは水蒸気とともに無色の高熱ガスが噴出している。多量の高熱ガスを噴出する附近の新熔岩はその表面に析出した昇華物のために黒色を呈している。新熔岩の岩質は後記するように大有珠および小有珠の熔岩と同様に石英安山岩である。

ドームはほとんど固結した高粘性の酸性安山岩質熔岩が火孔を通って押し上げられ、地表に到達して形成されたものであるが、このような噴火機構は類例が少なく、興味深いものである。

(3) 屋根山

屋根山は今回の火山活動以前は有珠外輪山東麓の一部をなし、断面図(第4図)に示すように単調な地質を示していたが、潜在円頂丘の突入によって最大 200 m ほど隆起し、現在みられるような饅頭形を示すに至った。この隆起によって地層および岩石はブロック化するとともに徐々に押し上げられたために、累重関係は著しく錯乱されるに至った。有珠外輪山熔岩は最も堅硬であるため細分をまぬかれ、1~数 m 大のブロックとなり、屋根山の頂面および斜面いたるところに累々として散在している。

屋根山の中央南よりの祠附近およびドームの北西基部附近にフカパ層の礫およびブロック化した滝ノ上熔岩が分布している。これはこの部分の隆起量が他の部分より大であつたために有珠外輪山熔岩より下位の上記岩石が地表にまで押し上げられたものである。

噴煙はドーム全表面から認められるが、最も多量の噴煙を噴いているのは、ドーム西側の珊瑚岩附近である（図版 7）。これに次ぐものは南東および北方の基底部である。これらの噴気地点には硫黄・明礬・珪酸・硼酸などの昇華物を析出している。特に硫黄の賦存量は大である。

大有珠および小有珠・四十三山・昭和新山などの噴火に際しては火山砂礫・浮石・火山灰などを抛出し、これら是有珠外輪山抛造物層の上部に順次堆積した。しかし岩相が同一であるため区別し難いことと、その量が少ないことなどで地質図上には塗色を省略した。これら 4 期の火山抛造物の累積状態は松本山西の切り割りでよく観察される（図版 12）。

有珠外輪山抛造物層上に傾斜不整合をなして、大有珠および小有珠噴出物層（厚さ 4 m）、四十三山噴出物層（2.5 m）、昭和新山噴出物層（0.5 m）がのっている。これらの 4 噴出物層のうち、前 2 者は岩質の著しい差により、後 3 者は岩質はほぼ同一であるが、堆積面にみられる腐

植土および黒焦げの木炭化した木根の存在によつて明らかに区別される。

II. 7 熔岩の性質

有珠外輪山熔岩および昭和新山熔岩については、八木健三⁽⁴⁵⁾⁽⁸¹⁾によつて詳細に記載されているので、こゝでは大要を記すにとどめる。

(1) 滝ノ上熔岩

肉眼的に斜長石の斑晶に富み、かつ流理構造を示す。岩質は石英安山岩に属する。

斑晶 斜長石・石英・(紫蘇輝石・普通輝石)

斜長石は新鮮で累帯構造は著しくない。中性長石の成分を示す。石英は一般に少量で、薄片によつてはまったくこれを欠くものもある。小粒状のものが多い。紫蘇輝石および普通輝石はさらに少量で、まれにみられる程度である。

石基はガラス質で流理構造を呈するのが普通であるが、まれに顕晶質の部分がある。この顕晶質の部分には微文象構造をなす石英とアルカリ長石および淡緑色の角閃石様の微晶が認められる。またときには変朽安山岩状の捕獲岩が含有され、その著しい場合は一見熔結凝灰岩状を呈するものもある。

(2) 有珠外輪山熔岩

斑状構造が顕著で、暗色石基中に数 mm 大の斜長石および輝石斑晶が散点する。斜長石はまれに 1 cm 以上の大晶をなすこともある。組成鉱物から分類すれば、橄欖石および普通輝石含有紫蘇輝石安山岩であるが、化学成分からいえばむしろ玄武岩となる。

斑晶 斜長石・紫蘇輝石・(普通輝石・橄欖石)

斜長石は新鮮、かつ多量に存在する。成分は An 70~80 のものが多いが 1 cm 大のものは An 90 前後で灰長石に近い。累帯構造は著しくなく、たゞ僅かに周辺部に認められるにすぎない。この外殻部はやゝ Ab 成分に富むようである。紫蘇輝石は斜長石に較べれば、遙かに少量で、多くはコロナ構造を示し、ピジオン輝石の反応縁によつて取り囲まれている。普通輝石および橄欖石はまれに存在する程度である。橄欖石は紫蘇輝石と同様にコロナ構造をなし、ピジオン輝石の反応縁を有するものと、著しく融蝕を受けてアメーバ状の断面を示すものがある。

石基はやゝ粗粒なインターサータル構造をなし、斜長石・輝石・磁鉄鉱および淡褐色のガラスからなる。輝石はピジオン輝石に類する。磁鉄鉱はさほど多くない。上記の微晶間にしばしば屋根瓦状のクリストバル石が認められる。

本岩の化学成分は第 2 表に示す通りである。

(3) 大有珠および小有珠熔岩

両熔岩とも細粒で、よく類似した岩質を示す。

斑晶 斜長石・紫蘇輝石

斑晶は両熔岩とも比較的少量に認められる程度である。

斜長石は中性長石で一般に累帯構造を示さない。紫蘇輝石は小柱状をなすものが多い。

石基は結晶度低く、暗色のガラス中に針状の結晶胚が配列している。結晶胚はときに網目状の構造を示す場合もある。

第 2 表に示す化学組成からいえば、紫蘇輝石石英安山岩と称すべきであろう。

(4) 昭和新山熔岩

大有珠および小有珠熔岩と同様に細粒緻密で無斑晶に近い。

斑晶 斜長石・紫蘇輝石

斜長石は 0.5 mm 内外の小斑晶をなし、かつ量も多くない。累帯構造は著しくなく、An

第2表 有珠火山熔岩の化学成分と花崗岩の平均化学成分
 Table 2 Chemical Composition of Usu Volcano Lavas and Average
 Chemical Composition of Granite

	1*	2**	3*	4*	5***	6	7
SiO ₂	69.74	68.26	71.25	53.46	51.88	70.18	72.25
TiO ₂	0.45	0.36	0.43	1.06	n. d.	0.39	0.35
Al ₂ O ₃	15.59	15.77	13.21	18.99	21.53	14.47	14.04
Fe ₂ O ₃	1.52	1.91	3.19	2.75	2.45	1.57	0.38
FeO	2.59	2.15	1.96	6.74	6.36	1.78	2.32
MnO	0.08	0.31	0.27	0.22	0.20	0.12	0.19
MgO	0.85	0.99	0.84	3.82	2.08	0.88	0.67
CaO	3.63	4.37	3.10	9.79	11.09	1.99	2.13
Na ₂ O	3.43	3.83	4.02	2.47	3.12	3.48	3.43
K ₂ O	1.36	1.29	1.15	0.48	1.56	4.11	3.17
H ₂ O ⁺	0.67	} 0.51	0.50	0.33	} 0.17	} 0.84	0.64
H ₂ O ⁻	0.23		0.25	0.20			0.21
P ₂ O ₅	0.22	0.18	0.46	0.32	n. d.	0.19	0.22
Total	100.36	99.93	100.63	100.63	100.44	100.00	100.00

分析：*八木，**地質調査所，***北大

1. 昭和新山熔岩 昭和新山ドーム北西の崖
Shōwa-shinzan lava Cliff N. W. side of Shōwa-shinzan dome
2. 大有珠熔岩 大有珠円頂丘頂上
Ousu lava Summit of Ousu dome
3. 小有珠熔岩 小有珠円頂丘頂上
Kousu lava Summit of Kousu dome
4. 有珠外輪山熔岩 昭和新山屋根山東部
Usu somma lava Eastern part of roof-mountain of shōwa-shinzan
5. 有珠外輪山熔岩 有珠火山頂上旧火口
Usu somma lava Summit crater of Usu volcano
6. 花崗岩(全世界, 各時代のもの) 546分析の平均値 (R. A. Daly)
Average chemical composition of 546 granites (the World) (R. A. Daly)
7. 花崗岩(日本) 94分析の平均値(鈴木および根本)
Average chemical composition of 94 granites (Japan) (Suzuki & Nemoto)

50 前後の成分を示すものが多い。紫蘇輝石は長柱状をなし、最大2mmに及ぶものもある。含有量は斜長石よりやや多い程度である。

石基はハイアロピリチック構造を示すが、結晶度は比較的高い。針状の斜長石、小粒状の輝石および磁鉄鉱、淡褐色のガラスなどが網目状に配列し、特有の構造をつくっている。この網目の間隙にはパッチ状にアルカリ長石の集合体が認められる。またまれにアルカリ長石とともに屋根瓦状のクリストパル石の随伴することがある。

化学成分は第2表に示す通りである。大有珠および小有珠熔岩と同様に、紫蘇輝石石英安山岩に属する。

(5) 化学成分

大有珠および小有珠熔岩・有珠外輪山熔岩ならびに昭和新山熔岩の化学成分を第2表に掲げる⁽⁵⁾⁽⁸¹⁾。

有珠外輪山熔岩が基性であるのに対し、大有珠・小有珠ならびに昭和新山熔岩は酸性であ

り、かつこれら3者はきわめてよく類似している。このことはこれら3者の噴火機構がまったく同一であることとよく一致する。したがってこれら酸性熔岩の成因も同一であると推定される。

II. 8 結 論

結論として有珠型噴火の機構ならびに酸性熔岩の成因に関する考察を述べる。こゝで“有珠型噴火”と仮称したものは有珠火山主体形成後の特異な噴火、すなわち pseudo-belonite および crypto-dome を形成した噴火型式を指すものである。

有珠型噴火の例として今回の火山活動の経過をたどると、次のような特異な現象が認められる。

- 1) 火山活動の初期および中期にわたって地震が頻発していること。
- 2) 約2カ年にわたる火山活動の全期間を通じて地盤の隆起が続行したこと。
- 3) 火山活動の中期に10数回の爆発が行われたが、火山灰・火山砂を抛出したのみで、熔岩はまったく流出しなかつたこと。
- 4) 火山活動の後期に pseudo-belonite が出現して、火山活動を終熄したこと。

隆起地域は長さ3 km、幅1 km に及び、その高度は平均40 m と算定される。この広い地域の隆起はその下部の地殻中の比較的浅い所に固体に近い物性を示す岩漿（剛体の性状をもつ岩漿）が貫入した結果であつて、貫入による衝撃が地震として地表で観測されたものである。したがって地震の頻発は岩漿が反覆して貫入したことを示すことになる。

このように連続的に行われた貫入の結果として貫入体の容積は次第に増大するとともに、その上端は漸次地表に接近してきた。このようにして貫入体の上部に蓄積されたエネルギーが、地盤の抵抗より大となるに及んで、始めて爆発が開始された。この爆発による開口によつて貫入岩漿の受ける地圧が急激に減少したため、貫入岩漿の上昇および深部の岩漿溜からの岩漿の貫入が促進された。このようにして貫入岩漿の上端は火孔を通つて地表にその姿を現わすようになり、また周辺地域はますます隆起を続行した。そしてついに現在みられるようなドームおよび屋根山が形成された。

柳原からフカバに至る地帯の隆起量は概算で120,000,000 m³ となる。したがってこの地帯の下部に貫入した岩漿は大体上記の値に匹敵する容積となる。この容積の岩漿が地下深部の岩漿溜から上部の地殻中に移動したことになり、その移動によつて岩漿溜内の不均衡が除去されて平衡状態に復し、火山活動を終熄するに至つた。

酸性熔岩の成因については、まったく推定の域をでないが、参考のため筆者の知見を述べる。

大有珠および小有珠を構成する酸性熔岩は、有珠外輪山熔岩によつて代表される基性岩漿が火孔内において重力による著しい岩漿分化を行つた結果、生じたものと説明されている^{32) 75)}。しかし上記のような物性を示す岩漿においては重力による岩漿分化の行われにくいことは明らかである。したがって酸性熔岩は地下深部の岩漿溜においてすでに生成されていたものである。

主として玄武岩質岩漿からなる岩漿溜内の一部に酸性岩漿が生成される方法としては次の2作用が考えられる。

- (1) 分別結晶による岩漿分化作用
- (2) 岩漿溜の周壁をつくる花崗質岩石の再熔融作用

第2表に示すように大有珠・小有珠および昭和新山の酸性熔岩は、アルカリ岩と石灰-アルカリ岩の特性であるアルカリ、特に K₂O と CaO とがやゝ著しい差を示すほかは花崗岩の平

均化学成分に類似することから、その成因は主として(1)よりはむしろ(2)の再熔融作用によるものと推定するのが妥当ではあるまいか。このようにして生成された酸性岩漿は岩漿溜の上部に胚胎しているので、火山活動の初期、特に小規模な火山活動の場合には、この酸性岩漿のみが上部の地殻中に貫入するものと推定される。

III. 重力探査

III. 1 目的ならびに測定方法

始めに序論で述べたように、重力を用いた大きな理由は、まずこの探査法によつて大抵みに地下の様子を知りたかつたからである。

ところで昭和新山の噴出経過、成因等から考えてみると、ドーム・屋根山の下およびこの活動当初に隆起した屋根山南部の地下等には重力異常を生じうるような要素が一応考えられるのである。

しかしこの際問題となるのは、密度のうへではたして新しく噴出したような物質が、地下で古い熔岩等と劇然と区別しうるかどうかということである。

このようなことを考えに入れながら、野外調査としては結局ドーム・屋根山およびその南方、さらに洞爺湖畔に明治年間に隆起した四十三山等を含む有珠外輪山の北東部分において重力の測定を行つた。

測定に用いた器械は North American Geophysical Co. 製の重力計 AG-108 で、これによつて比較測定を行つた。器械の読取りは 0.01 mgal まで行つたが、精度は 0.05 mgal 程度である⁴⁾。また現地における数回の tide 測定により、スプリングによる drift 等は測定期間中ほとんど一定であることがわかつた。測定間隔は昭和新山周辺および屋根山南方の柳原地域では 50~400 m ごとに、その他の地域では 100~500 m ごとにとつた。

測点の位置は平板測量により、また標高は水準測量によつて求めた(なお測点番号 74 は位置および標高ともに本所金子政利の作製した 5,000 分の 1 地形図³⁾によつた)。

位置の精度は緯度 1' ごとに約 1 mgal の差があるとみて、0.01 mgal まで測るには位置の精度は約 20 m 程度までは正確に測らなくてはならない。今回の場合、平板測量では位置の精度は大体 10 m 程度まで正確に測定した。

高さについては、0.01 mgal というのは高低差 3 cm に対する重力差に相当する。測定点の高さがこの精度において知られていなければならないから、このことを考えに入れて水準測量を行つた。その結果 closed error はわれわれの場合 ± 2 cm 以下になつている。

このようにして測定した点の数は昭和 27 年度 75、同 28 年度 191、合計 266 点に及ぶ。

III. 2 測定結果に対する一応の補正ならびに補正結果

次にこれら測定結果の整理方法について簡単に述べよう。

まず、始めにこれら測定結果から器械の drift および天体潮汐による影響をそれぞれ実験計算によつて除く。次に緯度の違いによる補正を行うが、これについては international formula^{註4)}による形式を採用した。そして最後に Bouguer 補正(地形、高度補正を含む)を行つた。

註 4) International Gravity Formula, 1930

$g_0 = 978.049 (1 + 0.0052884 \sin^2 \varphi - 0.0000059 \sin^2 \varphi)$

第3表 昭和新山重力測定結果表
Table. 3 Results of the Gravity Values

測点 番号 No.	測定年月日 Date	高度 Height (m)	測定値 (A) Observed value* (mgal)	高度補正值 (B) Free-air correction (mgal)	地形補正值 (C) Topogra- phical correction (mgal)	標準重力値 (D) Normal gravity value (mgal)	$4g_0''$ A + B + C - D Results (mgal)
1	年 月 日 27 10 13 (13 Oct 1955)	42.99	980 450.40	9.67	1.41	980 407.23	+54.25
2	14	101.86	438.05	22.91	1.56	407.25	+55.27
3	17	161.37	425.94	36.30	1.86	407.36	+56.74
4	17	194.60	419.48	43.77	1.72	407.48	+57.49
5	17	201.90	418.11	45.41	1.82	407.56	+57.78
6	17	174.66	425.27	39.28	1.45	407.75	+58.25
7	17	173.41	426.92	39.00	1.36	407.94	+59.34
8	13	173.81	427.55	39.09	1.38	408.14	+59.88
9	15	243.53	410.05	54.77	2.87	408.04	+59.65
10	17	272.60	400.82	61.31	2.88	407.59	+57.42
11	17	261.38	403.25	58.78	2.62	407.54	+57.11
12	17	252.91	404.30	56.88	2.72	407.51	+56.39
13	14	264.27	402.08	59.44	2.87	407.65	+56.74
14	14	188.82	420.70	42.47	1.35	407.36	+57.10
15	14	162.72	425.19	36.60	1.66	407.21	+56.24
16	13	144.58	435.36	32.52	1.10	408.31	+60.67
17	13	121.34	441.32	27.29	0.86	408.50	+60.97
18	13	101.49	446.27	22.83	0.77	408.72	+61.15
19	13	86.97	450.43	19.56	0.88	408.93	+61.94
20	13	86.67	450.20	19.50	0.54	409.03	+61.21
21	13	87.89	450.04	19.77	0.57	409.02	+61.36
22	13	86.61	450.18	19.48	0.55	409.04	+61.17
23	13	54.81	450.37	12.33	0.78	408.17	+55.31
24	13	51.19	450.76	11.52	0.92	408.01	+55.19
25	13	50.83	451.40	11.43	1.06	408.12	+55.77
26	13	39.32	452.10	8.85	1.07	407.73	+54.29
27	13	36.34	452.27	8.18	1.12	407.48	+54.09
28	13	35.91	452.03	8.08	1.29	407.28	+54.12
29	13	46.48	449.58	10.46	1.28	407.04	+54.28
30	13	52.35	448.20	11.78	0.85	406.79	+54.04
31	13	51.03	447.92	11.48	1.13	406.55	+53.98
32	13	74.19	444.22	16.69	1.34	406.97	+55.28
33	14	208.98	417.27	46.72	1.48	407.60	+57.87
34	14	257.51	405.22	57.92	2.44	407.77	+57.81
35	14	275.91	401.31	62.06	3.33	407.85	+58.85
36	14	314.77	391.54	70.79	4.00	407.89	+58.44
37	14	288.61	397.96	64.91	4.52	408.00	+59.39
38	14	288.54	398.24	64.90	3.28	407.89	+58.53
39	14	251.96	406.77	56.69	2.08	407.77	+57.75
40	14	251.17	406.92	56.49	2.38	407.87	+57.92
41	14	260.90	404.03	58.68	2.73	407.93	+57.51
42	14	251.54	405.94	56.57	2.75	407.88	+57.38
43	14	254.14	404.63	57.16	2.85	407.83	+56.82
44	14	258.91	404.70	58.23	2.27	407.82	+57.38
45	14	256.46	404.58	57.68	2.44	407.74	+56.96
46	14	244.73	407.07	55.04	2.26	407.57	+56.80
47	14	240.46	408.42	54.08	2.23	407.67	+57.06
48	19	333.58	385.78	75.02	5.56	407.80	+58.56
49	19	336.37	372.19	86.90	7.25	407.77	+58.57
50	19	369.45	376.58	83.09	6.28	407.74	+58.21

* Observed value: by using the value of 54.3 mgal at Kotoni (Sapporo)

測点 番号 No.	測定年月日 Date	高 度 Height (m)	測定値 (A) Observed value (mgal)	高度補正值 (B) Free-air correction (mgal)	地形補正值 (C) Topogra- phical correction (mgal)	標準重力値 (D) Normal gravity value (mgal)	Δg_{net} A + B + C - D Results (mgal)
51	年 月 日 27. 10. 19	404.82	980 365.04	90.05	10.31	980 407.72	+58.68
52	17	272.34	401.21	61.25	2.86	407.65	+57.67
53	17	297.32	394.82	66.87	3.62	407.61	+57.70
54	16	99.95	446.14	22.48	0.64	408.74	+60.52
55	16	118.66	440.79	26.69	0.86	408.43	+59.91
56	16	132.63	436.77	29.83	1.23	408.26	+59.57
57	16	127.60	437.48	28.70	1.03	408.26	+58.95
58	16	160.97	428.74	36.21	1.56	408.12	+58.39
59	16	179.22	424.53	40.31	1.92	408.32	+58.44
60	16	178.96	425.79	40.25	1.47	408.57	+58.94
61	16	50.23	452.04	11.30	1.37	408.19	+56.52
62	16	50.43	453.20	11.34	1.22	408.38	+57.38
63	17	42.95	448.79	9.66	1.17	406.32	+53.30
64	17	42.87	448.37	9.64	1.36	406.11	+53.26
65	17	43.70	447.37	9.83	1.38	405.92	+52.66
66	17	45.06	446.97	10.14	0.88	405.69	+52.30
67	17	57.67	443.24	12.97	1.67	405.76	+52.12
68	17	27.98	450.49	6.30	0.86	405.79	+52.86
69	17	71.68	441.82	16.12	1.77	406.35	+53.36
70	17	79.77	441.50	17.94	1.42	406.70	+54.16
71	17	36.08	451.24	8.85	1.07	407.41	+53.75
72	28. 7. 11 (11 July 1953)	129.04	428.64	29.02	1.16	405.98	+52.84
73	11	177.46	419.25	39.91	1.55	406.35	+54.36
74	27. 10. 21 (21 Oct 1952)	172.00	419.97	38.68	2.27	406.54	+54.38
75	28. 7. 10 (10 July 1953)	97.52	438.02	21.93	1.69	406.93	+54.71
101	28. 6. 23 (23 June 1953)	75.04	444.10	16.88	1.79	407.64	+55.13
102	23	86.18	441.96	19.38	1.99	407.75	+55.58
103	23	78.01	443.73	17.54	1.99	407.82	+55.44
104	23	75.21	443.59	16.91	1.74	407.54	+54.70
105	23	205.88	416.59	46.30	2.03	407.43	+57.49
106	23	221.71	412.75	49.86	1.78	407.33	+57.06
107	23	211.67	414.55	47.60	1.69	407.21	+56.63
108	23	203.16	415.89	45.69	1.66	407.13	+56.11
109	7. 12 (12 July 1953)	332.32	386.01	74.74	5.73	407.81	+58.67
110	12	335.07	385.40	75.36	6.18	407.78	+59.16
111	12	344.06	383.37	77.38	6.07	407.81	+59.01
112	12	335.47	385.45	75.45	5.69	407.82	+58.77
113	6. 24 (24 June 1953)	232.90	408.32	52.38	2.96	407.52	+56.14
114	24	230.15	409.44	51.76	3.66	407.75	+57.11
115	24	250.57	405.83	56.35	3.36	407.93	+57.61
116	24	255.34	405.47	57.43	2.17	407.70	+57.37
117	24	252.69	406.23	56.83	2.25	407.75	+57.56
118	13	236.97	409.14	53.27	2.13	407.60	+56.94
119	6. 29	106.81	436.55	24.02	2.27	407.39	+55.45
120	29	99.17	439.97	22.30	1.86	407.94	+56.19
121	29	94.42	441.64	21.24	1.93	408.04	+56.77
122	27	88.65	449.81	19.94	0.82	408.05	+61.52
123	27	86.71	449.09	19.50	0.87	409.21	+61.25
124	27	86.85	448.56	19.53	0.97	409.26	+59.80
125	27	85.50	448.56	19.23	0.98	409.44	+59.33

測点 番号 No.	測定年月日 Date	高 度 Height (m)	測定値 (A) Observed value (mgal)	高度補正值 (B) Free-air correction (mgal)	地形補正值 (C) Topogra- phical correction (mgal)	標準重力値 (D) Normal gravity value (mgal)	$\Delta g_0''$ A + B + C - D Results (mgal)
	年 月 日						
126	28. 7. 27	85.65	980 448.25	19.26	0.93	980 409.54	+58.90
127	27	86.61	448.50	19.48	1.46	409.60	+59.84
128	27	90.33	447.60	20.32	1.04	409.66	+59.30
129	27	92.03	447.29	20.70	0.93	409.70	+59.22
130	27	86.49	449.14	19.45	1.30	409.66	+60.23
131	27	88.12	449.90	19.82	0.76	409.72	+60.76
132	25	158.53	425.09	35.65	0.78	406.91	+54.61
133	30	149.56	426.85	33.64	0.52	406.79	+54.22
134	30	138.36	429.56	31.12	0.50	406.65	+54.53
135	30	130.81	431.33	29.42	0.51	406.49	+54.77
136	30	154.30	425.46	34.70	0.64	406.81	+53.99
137	30	163.20	423.07	36.70	0.99	406.90	+53.86
138	30	153.74	425.10	34.58	1.28	406.93	+54.03
139	30	155.15	427.95	34.89	1.26	406.98	+57.12
140	30	157.50	423.81	35.42	1.94	406.86	+54.31
141	30	150.99	425.03	33.96	1.72	406.89	+53.82
142	30	158.07	424.30	35.55	0.70	406.63	+53.82
143	30	154.34	425.41	34.71	0.63	406.50	+54.25
144	30	151.22	425.88	34.01	0.68	406.52	+54.05
145	30	147.96	426.41	33.28	0.79	406.56	+53.92
146	27	108.07	445.84	24.30	1.17	409.48	+61.83
147	27	127.39	441.00	28.65	1.52	409.24	+61.93
148	27	158.80	433.85	35.71	1.07	409.36	+61.27
149	28. 6. 27	216.86	420.58	48.77	1.64	409.23	+61.76
150	27	224.12	418.59	50.40	1.71	409.17	+61.53
151	28	235.98	415.58	53.07	3.14	409.09	+62.70
152	27	226.29	418.23	50.89	1.72	409.19	+61.65
153	27	237.21	415.53	53.35	1.53	409.23	+61.18
154	27	252.65	410.83	56.82	2.18	409.26	+60.57
155	28	247.31	412.81	55.62	2.56	409.21	+60.78
156	28	253.46	411.11	57.00	3.11	409.14	+61.08
157	28	249.92	412.15	56.21	2.11	409.11	+61.36
158	28	244.58	413.45	55.01	1.79	409.23	+61.02
159	28	236.39	415.64	53.16	2.43	409.18	+62.05
160	28	239.66	414.44	53.90	1.59	409.26	+60.67
161	27	221.73	419.55	49.87	1.36	409.16	+61.62
162	27	192.21	426.15	43.23	1.95	409.28	+62.05
163	27	88.81	450.21	19.97	0.65	409.73	+61.14
164	29	102.67	445.01	23.09	1.12	409.41	+59.91
165	29	130.46	439.12	29.34	1.27	409.24	+60.49
166	29	147.50	435.21	33.17	1.13	409.16	+60.35
167	28	241.85	414.30	54.39	2.63	409.04	+62.28
168	28	242.18	414.36	54.47	3.28	408.96	+63.15
169	28	250.77	411.72	56.40	2.11	409.10	+61.13
170	28	245.43	413.41	55.20	1.82	409.14	+62.29
171	29	156.27	433.08	35.15	1.39	409.07	+60.45
172	29	166.87	430.59	37.53	1.76	409.14	+60.74
173	30	157.29	427.90	35.37	1.21	406.98	+57.50
174	30	117.40	437.15	26.40	1.16	407.15	+57.56
175	30	117.86	434.84	26.73	1.17	407.08	+57.66
176	30	101.48	440.03	22.82	1.15	407.15	+56.85
177	30	52.87	451.08	11.89	1.32	407.10	+57.19
178	30	50.14	452.03	11.28	1.36	407.07	+57.60
179	30	47.30	452.50	10.64	1.53	407.01	+57.66
180	28. 7. 10	107.69	435.66	24.22	2.10	406.93	+55.05

测点 番号 No.	测定年月日 Date	高 度 Height (m)	测 定 值 (A) Observed value (mgal)	高度補正值 (B) Free-air correction (mgal)	地形補正值 (C) Topogra- phical correction (mgal)	標準重力値 (D) Normal gravity value (mgal)	4g ₀ '' A + B + C - D Results (mgal)
181	28. 7. 10	112.90	980 434.22	25.39	2.09	980 406.93	+54.77
182	10	92.04	439.52	20.70	1.55	406.93	+54.84
183	10	90.49	440.06	20.35	1.44	406.93	+54.82
184	10	84.49	441.47	19.00	1.35	406.93	+54.89
185	10	79.74	442.61	17.93	1.38	406.93	+55.09
186	10	75.39	443.54	16.96	1.25	406.93	+54.82
187	10	68.57	445.04	15.42	1.31	406.93	+54.84
188	10	63.87	446.04	14.36	1.27	406.93	+54.74
189	10	58.63	447.14	13.19	1.26	406.93	+54.66
190	10	51.99	448.49	11.69	1.16	406.93	+54.41
191	10	50.63	448.76	11.39	1.25	406.93	+54.47
192	10	48.14	449.02	10.83	1.26	406.93	+54.18
193	10	38.62	451.28	8.69	1.30	406.93	+54.34
194	10	35.92	451.70	8.08	1.28	406.93	+54.13
195	10	33.45	452.21	7.52	1.28	406.93	+54.16
196	10	32.48	452.53	7.30	1.29	406.93	+54.19
197	10	30.66	452.93	6.90	1.28	406.93	+54.18
198	10	47.48	448.72	10.68	1.20	406.53	+54.07
199	10	43.66	449.53	9.82	1.18	406.51	+54.02
200	10	40.34	450.31	9.07	1.15	406.49	+54.04
201	10	37.68	450.90	8.47	1.16	406.47	+54.06
202	3	35.58	447.95	8.00	0.99	405.55	+51.39
203	3	27.74	449.33	6.24	1.20	405.32	+51.45
204	3	21.80	449.96	4.90	1.16	405.06	+50.96
205	6	18.63	451.10	4.19	0.73	404.93	+51.09
206	6	16.15	451.70	3.63	0.66	404.83	+51.16
207	6	12.51	451.42	2.81	0.68	404.72	+50.19
208	6	12.27	453.35	2.76	1.31	404.92	+52.50
209	6	14.38	453.14	3.24	1.16	405.15	+52.41
210	6	17.19	452.54	3.87	0.82	405.30	+51.93
211	3	19.03	449.89	4.28	1.00	404.87	+50.30
212	3	20.00	449.59	4.50	0.72	404.74	+50.07
213	3	24.72	448.30	5.56	0.93	404.82	+49.97
214	3	31.00	446.52	6.97	0.95	404.80	+49.64
215	3	85.06	434.78	19.13	0.90	404.83	+49.98
216	3	88.11	434.97	19.82	0.48	404.94	+50.33
217	3	100.18	433.23	22.53	0.57	405.17	+51.16
218	3	116.98	430.45	26.31	0.55	405.39	+51.92
219	3	136.29	426.46	30.65	1.20	405.69	+52.62
220	3	157.47	422.81	35.42	1.15	405.88	+53.50
221	3	183.49	418.10	41.27	1.15	406.12	+54.40
222	3	211.86	412.59	47.65	1.40	406.31	+55.33
223	3	237.89	407.75	53.50	1.70	406.50	+56.45
224	3	217.09	411.58	48.82	1.46	406.30	+55.56
225	6	96.21	433.19	21.64	0.58	405.01	+50.40
226	6	100.42	432.84	22.58	0.58	405.20	+50.80
227	6	115.65	430.08	26.01	0.67	405.40	+51.36
228	6	126.85	428.16	28.53	0.69	405.57	+51.82
229	3	141.90	425.53	31.91	0.81	405.72	+52.53
230	6	161.15	421.46	36.24	0.95	405.86	+52.79
231	6	183.51	417.37	41.27	1.12	406.06	+53.70
232	6	204.48	413.68	45.99	1.26	406.21	+54.72
233	6	159.68	422.22	35.91	0.90	405.90	+53.13
234	6	166.92	420.31	37.54	0.98	405.96	+52.87
235	6	156.57	422.76	35.21	1.10	406.06	+53.01

测点 番号 No.	测定年月日 Date	高 度 Height (m)	测 定 值 (A) Observed value (mgal)	高度補正值 (B) Free-air correction (mgal)	地形補正值 (C) Topogra- phical correction (mgal)	標準重力値 (D) Normal gravity value (mgal)	A_0'' A + B + C - D Results (mgal)
236	28. 7. 11	140.62	980 426.14	31.63	1.61	980 406.06	+53.32
237	11	145.63	425.30	32.75	1.41	406.10	+53.36
238	11	147.75	424.98	33.23	1.34	406.13	+53.42
239	11	150.23	424.44	33.79	1.37	406.15	+53.45
240	11	151.72	424.08	34.12	1.29	406.17	+53.32
241	11	155.41	423.34	34.95	1.32	406.20	+53.41
242	11	160.83	422.07	36.17	1.33	406.22	+53.35
243	11	172.99	419.71	38.91	1.51	406.28	+53.85
244	11	173.75	419.85	39.08	1.54	406.31	+54.10
245	11	180.96	418.77	40.70	1.67	406.41	+54.73
246	11	182.76	418.20	41.10	1.94	406.49	+54.75
247	11	187.88	417.15	42.25	1.96	406.56	+54.80
248	11	147.68	424.97	33.21	1.25	406.08	+53.35
249	6	138.15	426.11	31.07	1.40	405.77	+52.81
250	6	144.23	425.00	32.44	1.01	405.80	+52.65
251	6	123.57	428.66	27.79	0.73	405.56	+51.62
252	6	140.54	425.47	31.61	0.93	405.77	+52.24
253	6	153.56	422.15	34.54	1.04	405.76	+51.97
254	6	156.57	422.21	35.21	1.00	405.94	+52.48
255	6	137.77	425.93	30.98	0.96	405.65	+52.22
256	6	132.12	426.83	29.71	1.14	405.56	+52.12
257	6	127.65	427.74	28.71	1.05	405.46	+52.04
258	10	51.87	447.86	11.67	1.27	406.56	+54.24
259	10	57.60	446.58	12.95	1.22	406.58	+54.07
260	10	58.96	446.31	13.26	1.33	406.59	+54.31
261	10	64.43	445.49	14.49	1.38	406.60	+54.76
262	10	67.34	444.35	15.14	1.39	406.62	+54.26
263	10	70.38	443.74	15.83	1.55	406.64	+54.48
264	10	76.06	442.23	17.11	1.71	406.67	+54.38
265	10	79.57	441.33	17.90	1.82	406.68	+54.37
266	10	90.38	438.99	20.33	1.87	406.72	+54.47
267	10	34.52	449.81	7.76	1.24	406.09	+52.72
268	10	31.54	451.50	7.09	1.15	406.07	+53.67
269	10	29.72	451.82	6.68	1.12	406.06	+53.56
270	10	29.16	452.02	6.56	1.04	406.03	+53.59
271	10	31.03	451.70	6.98	1.01	406.01	+53.68
272	10	28.64	452.19	6.44	1.05	405.99	+53.69
273	10	22.63	453.43	5.09	1.08	405.98	+53.62
274	9	93.10	447.03	20.94	0.98	409.49	+59.46
275	9	119.94	441.41	26.97	1.04	409.32	+60.10
276	9	138.68	437.18	31.19	1.32	409.20	+60.49
277	9	99.69	447.95	22.42	0.91	409.59	+61.79
278	9	120.15	443.10	27.02	1.28	409.37	+62.03
279	9	145.22	436.68	32.66	1.45	409.25	+61.54
280	9	231.67	416.47	52.10	1.65	409.30	+60.92
281	9	218.93	419.29	49.24	1.54	409.33	+60.74
282	10	47.78	447.74	10.75	1.47	406.20	+53.76
283	11	55.82	445.63	12.55	1.55	406.27	+53.46
284	11	66.16	443.08	14.88	1.81	406.31	+53.46
285	11	85.76	438.52	19.29	1.82	406.26	+53.37
286	11	101.13	434.66	22.74	1.97	406.19	+53.18
287	11	116.10	430.93	26.11	2.00	406.12	+52.92
288	11	128.99	428.00	29.01	1.86	406.07	+52.80
289	11	175.21	419.77	39.40	1.79	406.45	+54.51
290	11	135.51	427.42	30.48	1.11	406.00	+53.01
291	11	146.69	425.19	32.99	1.09	406.01	+53.27

これら補正の際、一応 $\rho=2.0$ として計算した。また測定の基準値としては、昭和 26 年石狩の重力探査の際に行つた札幌市琴似の値 54.3 mgal を用いた。第 3 表にこれら各補正および全補正值の結果を示した。

第 5 図に測点の位置、番号、全補正值から得られる等重力線を示した註 5)。

このようにしてつくつた等重力線図をみると、まず全般的傾向として、重力の値が南に小さく、北に向かつて大きくなつていくことがわかる。

このほかに有珠山を中心とする高重力地域が存在するものようである。このことは以前に大島三原火山において重力測定した場合⁵⁾にも、またハワイにおける重力測定の結果からもみられることである。

さらにこの等重力線図を細部にわたつてみると、この測定区域内にいくつかの重力異常地域のあることが考えられる。これらを列挙すると大略次のようになる。

(1) 円頂丘地区 新山円頂丘を中心として一つの高重力地域がある。その異常値はおよそ 1 mgal に達する。

(2) 四十三山および松本山地区 四十三山⁵⁾は明治 43 年に活動隆起した地域で(潜在円頂丘が考えられる)約 0.5 mgal、松本山はさらに小さく 0.2 mgal 程度である。松本山は昔の潜在円頂丘と考えられている。

(3) 屋根山上の東部地区 測定番号 114, 115 附近¹¹⁾に 0.1~0.2 mgal の高重力地域がみられる。

(4) 柳原地区 ほゞ南北につながる重力異常地域で高低差が著しい所では 1 mgal に達する。

(5) 達観内地区 重力異常を予想しなかつた地域であるが、かなりはつきりした高重力地域がみられた。

III. 3 補正方法についての吟味

さてこれら各異常の内容についていろいろと考察する前に、このようにして計算した異常が実際に地下の構造を反映しているのかどうか吟味する必要がある。というのはこの地域の地形は狭い範囲内でかなりの高低差をもっており、重力の補正方法について少し慎重に考えてみる必要があるからである。

いろいろと考えてみなければならないが、こゝには 2 つのことがらについて検討を行つた。まず、高度補正(地形補正も含め)を行う際に、密度を 2.0 と仮定して計算したが、地形の高低が著しいため、密度分布は実際には簡単なものではないと思う。

いま一つは地下に異常があれば、地上で測定する重力の $\partial g/\partial z$ には必ず影響がある筈で、それはいまの場合どの程度のもので、それが結果にどう影響を与えるかということである。

実際にはこれら 2 つの影響を分離して考えることはできないけれども、考え方の便宜上別々に取り扱うことにする。

III. 3. 1 密度分布について

高さによつて重力の値が変化する関係は、次の式によつて示される。

$$g = (0.3086 - 0.04185 \rho) H \text{ mgal/m} \quad (1)$$

$$(\partial g/\partial z)$$

ところで、この式の第 1 項は、地球の平均密度を 5.5 とした場合の高さにより重力の変化す

註 5) 図をつくる時には、基準値を任意にとつたが、その後琴似の値 54.3 mgal と比較するため、すなわち第 3 表の結果にあわせるため、図の値に + 31.6 mgal の修正を加えた(相対的にはもちろんさしつかえない)。

る割合, すなわち $\partial g/\partial z$ を表わしている。また第2項は, Bouguer 補正の係数で, $2\pi k^2\rho$ の値を示している。

この g のなかには地形による影響の補正が加わっている(もちろんその際も仮定の密度の値ははいつているが, 地形補正の値そのものは他の項に較べてそんなに大きくはない)。

さて, こゝで密度の問題について考えてみる。

例えば有珠山および昭和新山の熔岩のみについて調べてみても, 現地で採集したサンプルによる密度は第4表のようになる。

第4表 有珠山および昭和新山の熔岩の比重

Table 4 Density of Lava

熔岩名 Name of lava	見掛比重 Effective density (apparent)	比重 Density
滝ノ上熔岩 Takinouye lava	2.33	2.51
有珠外輪山熔岩 Usu-somma lava	2.78	2.92
大有珠円頂丘熔岩 Lava of Ousu dome	2.30	2.65
昭和新山新熔岩 New lava of Shōwa-shinzan (dome)	2.32	2.64

これを見てもわかるように, 昭和新山の新熔岩は有珠外輪山熔岩などに較べて, その密度は小である。このような密度の違いがもし所々にあるとすれば, 先に $\rho=2.0$ として算出した重力異常図は, よく考えてみなければならない。

そのため一応重力測定の結果から, 各地域の大略の見掛けの比重が計算できるかどうか, やつてみた。

まずこの地域全体で高さによつて, 重力の(前に述べたように地形補正までははいつている)値がどのように変わるか, 図に描いてみると第6図のようになる。

この図をみると, 大体において高さと重力の値との間に, 1次的な比例関係が成立しているようである。さらにこの1次関係をよくみると, これは単なる一つの線ではなく, ある幅をもつたいくつかの直線の集まりとみることができる。

そこで, これら全体の関係をみるべく全体を含めての両極端を示す2本の線A・Bを引いてみた。

いま第(1)式の第1項の係数をそのまま 0.3086 と仮定して, A・Bそれぞれについて密度を算出してみると, Aに対して 1.63 , Bに対して 2.73 となる。

さらにこの図を詳細にみると, 地区の分けかたについては多少主観的になつているかもしれないが, 調査地域を大略次の10地区に分けて考えることができる。

- I. 円頂丘地区
- II. 屋根山地区
- III. 屋根山周辺地区
- IV. 柳原地区
- V. 達観内地区
- VI. 上長流台地上地区
- VII. 上長流地区
- VIII. 四十三山地区

IX. 四十三山周辺地区

X. 西湖畔地区

このそれぞれの範囲内では、比較的狭い幅におさまっているようであるから、高さと重力の間に1次的関係があるものと考えた。この傾斜がわれわれには問題となるので、その係数を第(1)式の括弧のなかを未知数として最小自乗法で求めてみた。その結果を第5表に示した。

第5表の第3行目に表わしたのが第(1)式の括弧内の値である。この値の内、いわゆる $\partial g/\partial z$ として 0.3086 をそのまま認めれば、これらの値から ρ を計算することができる。それでこのようにして ρ をだしたのが、最後の行の値である。全体に 0.3086 をそのままあてはめることは決して良いことと思わないが、これについては後に検討することにして、こゝには第1近似として ρ を算出したのである。

さてこのようにしてだした ρ が、ある程度意味のあるものとする、 $\rho=1.0\sim 3.0$ まで、この地域内だけでかなりのばらつきがあることになる。なおこれらの単なる算術平均をとつてみると、大体 2.09 となり、始めに $\rho=2.0$ と仮定したことは、全体としてみるときは割に當を得たものといえるであろう。

第5表 地区別による高さとは比重(密度)との関係
Table 5 Calculation of Density by using the Formula (1)

地 区 Area	測 点 数 Numbers of Station	$\partial g/\partial z - 0.041859$ (mgal/m)	比 重 Density
I. 円 頂 丘 地 区 Dome area	8	0.2037±0.0021	2.30
II. 屋 根 山 地 区 Roof-mountain area	33	0.2123±0.0010	2.30
III. 屋 根 山 周 辺 地 区 Surrounding roof-mountain area	27	0.2092±0.0022	2.37
IV. 柳 原 地 区 Yanagiwara area	57	0.2057±0.0026	2.46
V. 達 観 内 地 区 Tatsukannai area	21	0.2541±0.0040	1.30
VI. 上 長 流 台 地 上 地 区 Kamiosaru plateau area	51	0.1821±0.0017	3.02
VII. 上 長 流 地 区 Kamiosaru area	13	0.2701±0.0235	0.92
VIII. 四 十 三 山 地 区 Yosomiyama area	21	0.2021±0.0054	2.05
IX. 四 十 三 山 周 辺 地 区 Surrounding Yosomi-yama area	14	0.2099±0.0050	2.36
X. 西 湖 畔 地 区 Nishikohan area	11	0.2409±0.0070	1.62

さてこれらそれぞれの値がなにかほかの要素、例えば地球物理学ないしは地質学的に意味があるものかどうか、調べてみるために、この全般の地質図⁶⁰⁾を較べてみよう。

先に大分けた10地区中、X地区では、地表面は湖底堆積物(ないしは厚い火山砂礫)からなり、V地区ではルツ層(火山灰)のみからなっている。またVII地区ではルツ層からなる地層が侵蝕され、その上に砂礫が乗っている。これらの地区では密度がこの程度に小さいこと(第5表)は、その地表面近くの地質の特徴と、ある程度の関連性のあることが考えられる。

次にV地区では外輪山熔岩が、地表面をかなりの厚さで覆っていることが考えられる。と

ここで、外輪山熔岩も滝ノ上熔岩も、ともに両輝石安山岩であるが、滝ノ上熔岩が玻璃質で、比重が小なのに対し、外輪山熔岩は遙かに緻密で、比重が大きいと考えられるから、やはりこの場合も地表面近くの地質の条件がかなりこの平均密度に関係しているであろう。

現地で採集した岩石試片の室内での密度測定の結果(第4表)と、現地の重力測定結果から推定される密度の値(第5表)とは、かなり近い値を示している。

要するに重力測定結果にはかなり地表面近くの値が関係していること、いゝかえれば、このようにして算出した密度は、かなり実際の地表面近くの地下を構成している物質の密度と近い値を示すことが結論できる。すなわちこのように狭い範囲で高低差のある地帯での結果から地下構造を論ずる場合には、常に地表面近くの影響を念頭において議論を進めなければならない。

III. 3. 2 $\partial g/\partial z$ の影響について

$\partial g/\partial z$ の値を 0.3086 としてきたが、実際にこれでよいであろうか、考えてみる。

始めに一寸述べたように、地下の密度に異常があれば、地上で測定する重力の $\partial g/\partial z$ には必ず影響がある筈であるが、実際にはその測定がされていないので、こゝでは計算からだすことにした。

例えば、坪井(忠)博士がフーリエ級数を用いて計算した g から $\partial g/\partial z$ をだすのも一つの方法であるが、それでは計算が面倒である。ところが、その後同博士によりベッセル展開を用いて $\partial g/\partial z$ を計算する方法を案出⁷⁾されたが、この方法は簡単であるばかりでなく、測定点の very point の値をだすことができるので、こゝにはこの方法を用いることにした。この方法によれば、いま

$\Delta(\partial g/\partial z)_0$ をある点 0 での $\partial g/\partial z$ の異常

$\Delta \overline{g}(0)$ を 0 点での Bouguer 異常

$\Delta \overline{g}(R)$ を 0 点を中心とした半径 R の円周上での Bouguer 異常

の平均値とすれば

$$\Delta(\partial g/\partial z)_0 = -\left[\frac{\{\Delta \overline{g}(0) - \Delta \overline{g}(R)\}}{R} + \int_R^\infty \frac{\{\Delta \overline{g}(0) - \Delta \overline{g}(r)\}}{r^2} dr \right]$$

で表わされる。

いま、 $\rho=1.75, 2.0, 2.5$ および 3.0 のそれぞれの場合について、この式を用いて R および dr を 50 m にとつて、各測点での $\partial g/\partial z$ を求めてみた。これらそれぞれの結果を第6表に示した。

なお $\partial g/\partial z$ のだし方については加藤元彦の方法³¹⁾もあり、その方法でも傾向的には同じ結果がでた。

第6表をみて驚くことは、新山ドームのような場所ではかなりの程度 $\partial g/\partial z$ の値がばらつくことである。このばらつきの程度は $\rho=1.75$ および 2.0 の場合は割合少なく(もちろんそれでも少しはあるが)、 ρ が大きくなるほど著しくなる。

このように $\partial g/\partial z$ の値がばらつくことは、よく考えてみれば、この地域のように測定点の高低差が大きな場合には考えられることである。すなわち Bouguer 補正を行う場合、岩石の平均比重 ρ のとり方⁶⁾や、地形補正⁷⁾による Bouguer 異常値の誤差が大きいととえられる。したがって、このような場合、多少手数はかゝるが、いくつかの ρ の値について Bouguer 異常を求め、それぞれの場合について $\partial g/\partial z$ を計算し、それらの内、最も妥当と思われるものを採用すべきであろう。いまの場合は $\rho=1.75\sim 2.0$ の場合、ばらつく程度が割合少

註 6) ρ のとり方に 0.1 c.g.s. の誤差があり、測点間の高低差が 50 m とすれば、0.21 mgal の誤差を生ずることになる。

註 7) ドームの頂上付近では 10 mgal を超す。

屋根山周辺
Surrounding Roof-mountain

No.	$\rho=1.75$	$\rho=2.0$	$\rho=2.5$	$\rho=3.0$	No.	$\rho=1.75$	$\rho=2.0$	$\rho=2.5$	$\rho=3.0$
1			+127	- 18	26				
2	+ 73	+ 62	+ 2	+430	27				
3	- 53	- 66	- 15	-212	28				
4	- 90	- 19	- 68	-250	33	- 41	+ 4	-124	- 54
5	+ 48	- 23	- 77	-350	58	+ 5	- 19	-158	-203
6					59	- 57	- 21	+ 20	
7					60	- 27	+ 36	+ 90	+175
8					61	+ 40	+ 36	- 40	-130
9	-107	- 8	+ 51	+ 55	62				
14	- 33	- 8		+ 7	105		+ 65		
15	-100	- 5		+ 30	106				
23					107				
24		+ 2			108		+ 13		
25		+ 56		+ 70					

達 観 内
Tatsukannai

No.	$\rho=1.75$	$\rho=2.0$	$\rho=2.5$	$\rho=3.0$	No.	$\rho=1.75$	$\rho=2.0$	$\rho=2.5$	$\rho=3.0$
132					143				
133					144				
134					145				
135					173				
136		+ 42			174				
137		+290	+470		175				
138					176		- 48	+ 40	
139					177		- 42	-255	
140					178		-163	-445	
141					179				
142		+ 32	+100						

ドーム
Dome

No.	$\rho=1.75$	$\rho=2.0$	$\rho=2.5$	$\rho=3.0$	No.	$\rho=1.75$	$\rho=2.0$	$\rho=2.5$	$\rho=3.0$
48	-170	- 26	+ 40	+150	109	-130	- 67	+ 22	+160
49	-97?	- 29	+ 85	+380	110	-370	-279	-326	-310
50	-97?	+ 55	+320	+630	111	-170	-160	-160	-110
51	-185	-194	- 30	- 10	112	-135	- 83	0	+ 65

屋 根 山
Roof-mountain

No.	$\rho=1.75$	$\rho=2.0$	$\rho=2.5$	$\rho=3.0$	No.	$\rho=1.75$	$\rho=2.0$	$\rho=2.5$	$\rho=3.0$
11	- 97	- 59	+ 75	+160	41	+ 4	+ 50	+210	+250
12	- 19	+ 47	+180	+210	42	- 39	- 29	+ 23	+ 80
13	- 18	+ 8	+140	+240	43	+ 85	+119	+195	-360
34	+326	+140	+140	+ 60	44	- 13	+ 18	+ 95	+125
35	-122	- 66	+ 55	+ 80	45	+ 49	+ 14	+ 95	-180
36	+ 51	+ 65	+190	+210	46	- 63	- 49	- 11	- 9
37	-147	- 60	- 25	- 35	47	- 90	+ 90	+ 25	- 50
38	+ 12	- 15	+ 50	-300	52	+ 78	+ 61	+198	+150
39	- 70	-100	- 65	- 55	53	- 59	+ 1	+190	+270
40	+ 21	+ 21	+ 56	-500	101				

第6表-2 地区別による $\Delta (\partial g/\partial z)$ の最大値および最小値 ($\rho=2.0$ として)
 Table 6-2 Maximum and Minimum Values of $\Delta (\partial g/\partial z)$
 by assuming $\rho=2.0$

地 区 area	$\Delta (\partial g/\partial z)$	
	最大値(E.U.) Maximum Value	最小値(E.U.) Minimum Value
I. 円頂丘地区 Dome area	+ 55	-279
II. 屋根山地区 Roof-mountain area	+140	-122
III. 屋根山周辺地区 Surrounding Roof-mountain area	+ 62	- 66
IV. 柳原地区 Yanagiwara area	+245	-145
V. 達観内地区 Tatsukannai area	+290	-163
VI. 上長流台地上地区 Kamiosaru plateau area	+111	- 54
VII. 上長流地区 Kamiosaru area	+106	- 6
VIII. 四十三山地区 Yosomi-yama area	+119	-178
IX. 四十三山周辺地区 Surrounding Yosomi-yama area	+ 1	- 40
X. 西湖畔地区 Nishikohan area	+ 84	- 38

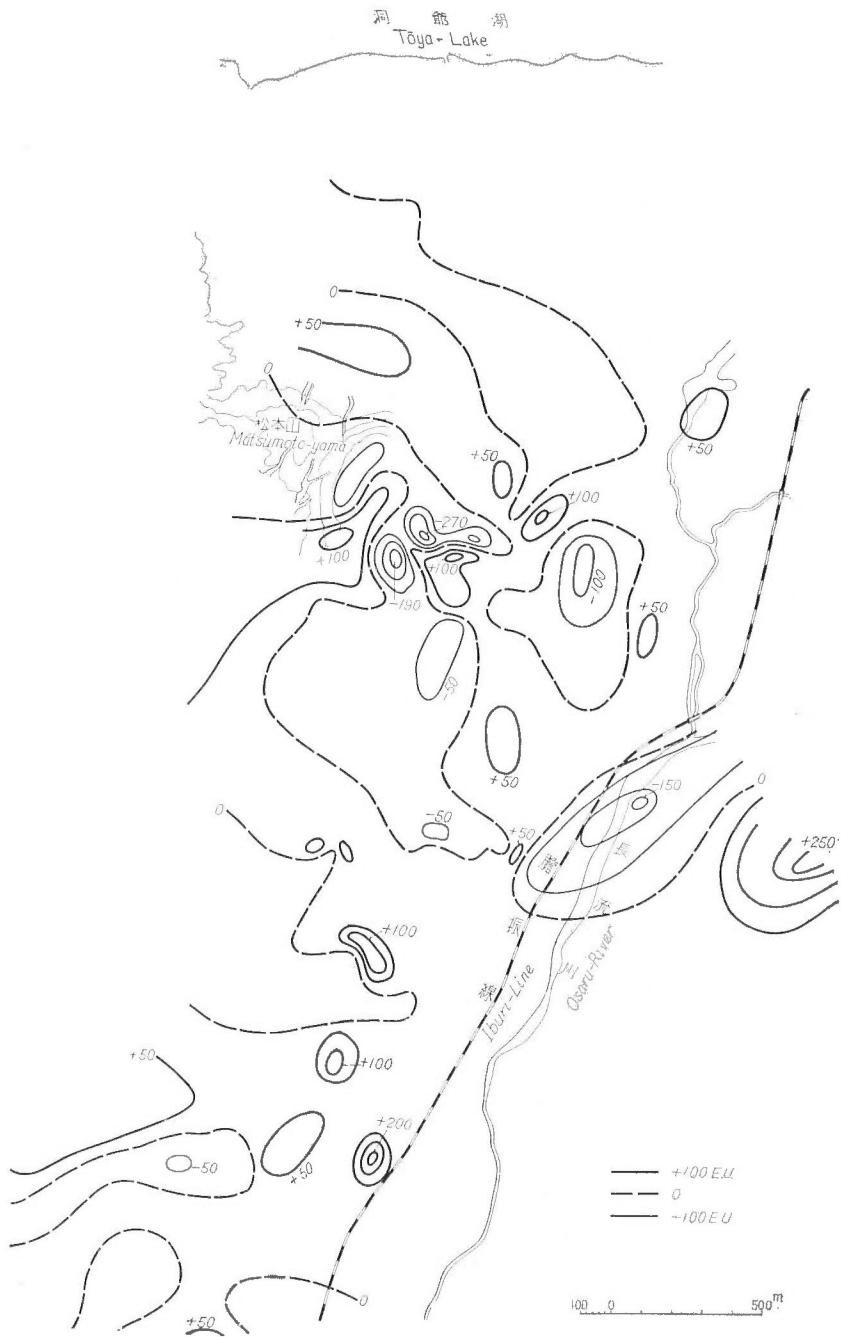
なくてすむ。このことは前に述べた平均として $\rho=2.0$ 程度をとつたのが割合好都合であつたことと考え合わせてみても、非常に興味のあることである。

さて、始めにはこのようにして得た $\Delta (\partial g/\partial z)$ の値によつて、前に求めた Bouguer 異常の第2次補正を行う予定であつたが、このようにばらつきが激しいので、このまゝでは Bouguer 異常に対する第2次の補正を全般的に行うことは少し難しくなり、一応中止した。しかし例えば $\rho=1.75$ および 2.0 の場合について、微少な異常は無視して大局的に等 $\Delta (\partial g/\partial z)$ 線を引いてみると第7図のようになるので、これらの値から2次的な Bouguer 異常値、すなわち

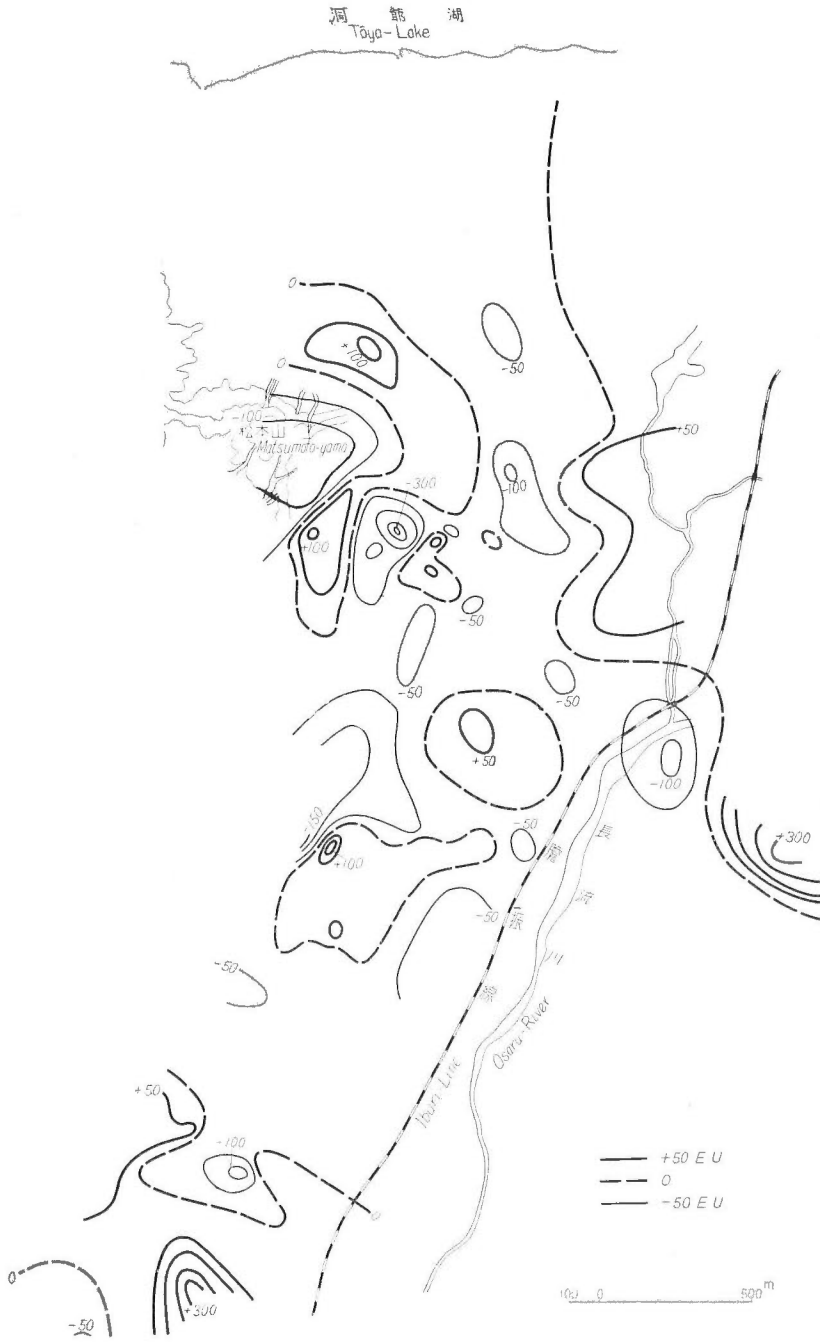
$$\Delta g'' + H \Delta (\partial g/\partial z)$$

を計算してみると第8図のようになる。たゞしこれらの場合にはこの測定地域全体に平均として $\rho=1.75$ とか 2.0 とかを用了ので、先に第6図、第5表等に示したように、そこにはかなり問題があり、そのことを念頭においてこれらの結果をみなければならぬ。第8図をみると、傾向的には前に得た第5図と類似している(ドームおよびその南の南北方向の異常など)。たゞし絶対値は変わつており、ある部分はむしろ強調されたような値にすななつてゐる。したがつて実際には前述のように A. B. C. 等に分けておいて、そのおのおのについて異なつた ρ の値を用いて $\Delta (\partial g/\partial z)$ を計算し、その結果を用いればよいが、現在のところ、個々に分けたのでは採用する R の範囲の足りないこと、またかりに、これらができたとしても、各部分をつなぐところが不連続になり、このやり方でおしとおすことができない。

したがつて、結果的には ρ と $\Delta (\partial g/\partial z)$ はいまの場合、同時には論じ得ず、個々別々に計算しておいて、考える時に総合的にみるより仕方がない。すなわちいずれの場合でも、お互いに他方の事情を考察しながら結果を推定してゆくべきである。



第7図 a $\Delta(\partial g/\partial z)$, ($\rho=1.75$)
 Fig. 7 a $\Delta(\partial g/\partial z)$, ($\rho=1.75$)

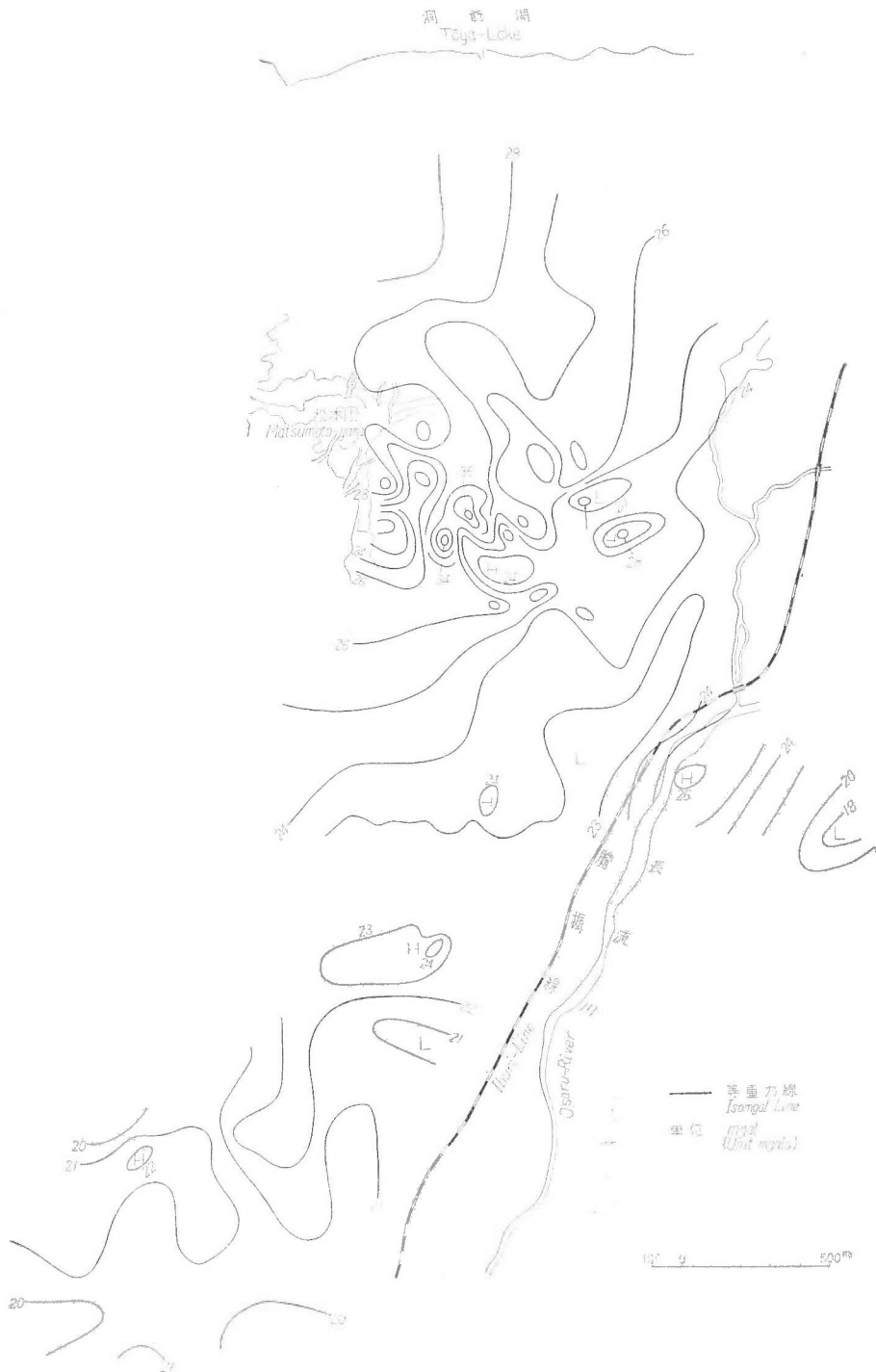


第7図 b $\Delta (\partial g / \partial z)$, ($\rho = 2.0$)

Fig. 7 b $\Delta (\partial g / \partial z)$, ($\rho = 2.0$)



第8圖 a $\Delta g_0'' + \Delta (\partial g / \partial z) H$ ($\rho = 1.75$)
 Fig. 8 a $\Delta g_0'' + \Delta (\partial g / \partial z) H$ ($\rho = 1.75$)



第8圖 b $\Delta g_0'' + \Delta (\partial g / \partial z) H$ ($\rho = 2.0$)
 Fig. 8 b $\Delta g_0'' + \Delta (\partial g / \partial z) H$ ($\rho = 2.0$)



第9図 $\partial^2 g / \partial z^2$ $\rho = 2.0$ $S = 50$

Fig. 9 $\partial^2 g / \partial z^2$ $\rho = 2.0$ $S = 50$

なお以上2つの影響のうち、どちらがどの程度利くかは、第5表・第6表をみれば明らかのように、平均としてみた場合には大体同程度の利き方をしていることがわかった。最後に参考までに重力の2次微分 $\partial^2 g / \partial z^2$ も計算し、その1例を第9図に示した。

III. 4 補正方法を吟味したうえでの各重力異常に対する考察

上のような補正を頭に入れ各地区の重力異常について考えてみよう（個々の異常図には地形が書入れてないから、地形地域との関係を見る場合には、第3図などを参照されたい）。

円頂丘地区

新山円頂丘を中心として一つの高重力地域がみられる。その異常は1 mgal（第5図）に達する。ところでわれわれは地形補正のときに海水面から上の岩石の平均比重を2.0としているので、重力異常図から得られるこの附近の比重および室内実験による新熔岩の比重2.30等からみると、結局いくらかこの附近ではまだ補正が足りないと考えられる。したがってその差^{註8)}により、円頂丘が屋根の頂上の面から突出している部分のために生ずるであろう重力値を除かなければならない。それを計算してみると、測点番号51付近ではほぼ0.50 mgal（第5図の場合）となる。これだけの値を差し引きし、結局円頂丘の屋根山の（頂山の）面から下の部分による重力異常値としては、約0.50 mgal 程度と考えることができる。

この値から屋根山のなかにドーム根がどの位はいりこんでいるか、推算してみることはかなり難しい。この異常が0.50 mgal 程度の小さな値として表われたのは、昭和新山の基盤の一部をなすと考えられる滝ノ上および有殊外輪山の両熔岩の比重が、それぞれ2.33および2.78であつて、昭和新山の熔岩の比重にほぼ等しいか、やゝ大きい程度のものであることが一つの原因とも考えられる。

したがって仮定のとり方次第でドームの屋根山中えのはいりこみ方は、どのようにも考えられるからである。

しかし屋根山のなかに、ある程度ドームの根がはいりこんでくることは、以上の結果から疑をいれないところとなつた。さらにその程度については、地震探査の結果等とも見比べて判断すべきものと思われる。

なお屋根山は破砕された輝石安山岩からなり、またドームの方は、後述のことがらからも考えられるように、灼熱の石英安山岩からできているが、結果的には密度（比重）の値は見掛上同じ程度になつていたのであろう（第5表）。

四十三山(A)および松本山地区

いずれも潜在円頂丘と考えられているこれらの地区でも、円頂丘の場合とほぼ同じような高重力域がみられ、その重力異常値は四十三山では0.5 mgal、松本山で0.2 mgal 程度^{註9)}である。四十三山では第5表からわかるように、平均比重は2.05で、始めに補正の際仮定した2.0とほとんど差がなく、補正の過不足という点は心配がない。

さて、これらの異常値が小さいことでは、やはり円頂丘地区で述べたと同様な理由によるものであろう。しかしいずれにしても0.5 mgal 程度の異常の残ることは、明らかに潜在円頂丘であることを裏書きしていると考えてよいであろう。

密度については、四十三山は潜在円頂丘であるから、輝石安山岩が破砕されて、全体として密度が小さくなつているとも考えられる。また、昭和新山では熔岩が地表に突出するだけでな

註8) 第6図から最小自乗法で第5表の値を計算するとき、ドームの資料について同図のPまで用いるときは、比重は2.3となり、Qまで用いるときは2.05となる。持ち帰った試料による室内実験では $\rho=2.32$ となるが、実際のドームにおいては、割れ目等でいくらかの減少が考えられるから、結局2.2位と考へたのがよからう。

註9) この附近では等 $\partial g / \partial z$ 線が引けない。

く、屋根山のすぐ下に抜がっていると考えられるのに反し、四十三山では熔岩は地表よりはるか下の方にあるので、屋根山の2.3より小さいのであろう。

松本山で0.2 mgal 程度の大きさしかないことは、やはり円頂丘地区に述べた原因などが大きく利いているのではあるまいか。

これらのほか、この両者と同じような成因によると考えられている東丸山においても、やゝ高重力域をなしているのがみられるが、今回の調査地域の端であり、今回の測定だけでははつきりしたことはいえない。

屋根山上東部地区（旧フカバ附近）

測点番号114, 115 附近に0.1~0.2 mgal の高重力域が認められる。

円頂丘の位置が屋根山の隆起地域の中央部になく、その西端に近いことや、中村左衛門太郎博士らが実験室内で行ったモデルによる実験結果や、また八木健三博士が地質調査の結果から⁸²⁾、さらにII.地質の項に記されたところなどから、この附近の地下にも特殊な潜在構造の考えられる可能性のあることなどと結び合わせると、興味ある問題ではあるが、いまの重力異常だけと、すぐ結び付けられるかどうかは問題である。地震探査結果等も参照して考えてみるべきであらう。

柳原地区（F）

測点番号183~264~287~67を連ねる低重力地域、あるいは測点番号32~261~282~65を連ねる高重力域のいずれともみられるほゞ南北方向の重力異常がみられるが〔異常の大きな約1 mgal（第5図）〕、この異常を高重力域とみるか、低重力域とみるかは主観的になるおそれがあるので（いずれ後日に譲るとして）、今回こゝにはそれにふれないで、単に纏めて重力異常として扱うことにした。また $\partial g/\partial z$ （第8図）にも同じ傾向がみられる。

密度についてはこの地域全体としてみれば、2.46と2.0の差による補正が足りないことが考えられるので、土地の高い所は少し重力を小さく目にかけて異常図をみるべきである。こうすると低重力地帯の方はさらに傾向が助長されることになる。

一方表面地質の方から考えると、この附近の地表はルスツ層（火山灰）からなる地層が侵蝕され、その上に砂礫が乗っているので、かなり密度が小さいことが考えられるが、実際には2.46となつているので、この意味から地下のある部分に密度の大きなものが存在することが考えられる。

この地区は昭和新山が噴出する際に、土地の隆起が一番ひどかつた所である。しかし、だからといって、今回の南北に延びる重力異常の結果を、直ちに今回の活動の際の（表面変化および）地下の状態の変化と結び付けることはできないが、かなり関係のあることは考えられる。また隆起量極大地域と高重力地域とは一致せず、少しずつ平行していることは注意に値する。これらについては地震探査の結果とともに考え合わせて判断すべきであらう。いずれにしても、今回の測定区域のなかで、種々検討を要し、しかも大切なところであると考えられる。

達観内地区（G）

この地域は前に述べたように全体の密度が小さく（第5表）、補正しすぎた所であるが、それにもかかわらず、地域内にかなりはつきりした高重力域がみられる。

この地域はルスツ層のみからなり、これだけでは何とも解釈の仕方がないが、一つの見方としては註10、ルスツ層の下にくる滝ノ上熔岩層が局部的に突出しているのではないかと考えられる。

上長流地区（I）

この地域は昭和新山の生成の始め頃、しばしば地震の起こつた所であり、その意味をもつて

註10) この地区の図解調査を担当した太田良平の意見による。

重力測定を行つたが、実際に測定した結果からは、あまりはつきりした重力異常が認められなかつた。

これは上に述べた地震の震源の深さが、柳原地区附近に起こつた地震に比較して、かなり深くなつていたり、またこの附近一帯が比重の大きい外輪山熔岩(第4表参照)に覆われているため、全体としての比重が大きくなつて(第5表参照)ことなどを考え合わせてみて、うなづけるのである。

以上 ρ および $\partial g/\partial z$ に関する検討の後、今回の重力測定結果からいえることがらについて述べたが、最後に定時観測のことについて一言しておこう。精密な重力測定においては、その測定期間中の器械の drift が問題になる。それには測定中、常に注意することはもちろんであるが、ときどき一定時間(大体24時間)中 drift を調べることも必要である。またある火山大島三原山やハワイのキラウエヤ火山においては、地殻潮汐常数(G)が特に大きくなつた例などある。それでこの地域においても、それらのことを念頭において、特に辻警村滝の町(昭和新山館)、昭和新山屋根山の上(測点番号13附近)、および伊達町上長流において、それぞれ24時間以上の定時観測を行つた。測定間隔は15分ごとである。この結果から、drift の検討を行うことが

でき、一方で観測点附近の $G=1+h-\frac{3}{2}k$ の値が求められた。その結果は、

滝の町	1.25
屋根山上	1.28
上長流	1.2

となり、これらの値は大体日本附近の平均の G の値を表わしているようで註11)、活動しているときの玄武岩質の大島三原山やハワイで得られたような大きな値はでなかつた。

III. 5 結 論

始めに述べたように、この地域の大体の地下構造を推定するために、重力測定を行つた。そのような意味で、有珠外輪山の東部から北部にかけての地帯で、重力探査を行つた。

その際新しく噴出した物質が、地下の古い熔岩等と密度の点で区別しうるかどうかが問題であつた。それとも一つの問題は、この地域内でかなりの高さの差があるので、そのための密度による補正の点と $\Delta(\partial g/\partial z)$ の変化による影響とであつた。

これらの問題について検討した結果、第1の問題は第5表(重力の実測値から計算したもの)・第4表(試料による室内実験)にもみられるように、大体見分けのつくことがわかつた。

次に第2の問題、すなわち ρ および $\Delta(\partial g/\partial z)$ については充分とはいえないが(第5表・第6表、第6~8図)かなり吟味することができた。

これらの問題について、以上の検討の結果、この地域の重力測定の結果については次のようなことがいえる(第5図および第8図参照)。

1) 全般的傾向として、重力の値は南に小さく、北に向かつて大きくなつて(昭和新山)いる。このほか有珠山を中心とする高重力地域が存在するものようである。これは以前に大島三原山などで得た結果に類似している。

2) 昭和新山ドーム(円頂丘)を中心として、一つの高重力地域がある。その異常値は屋根山(の頂上)の面から下の部分によるものとして、約 $0.50 \sim < 1$ mgal 程度と考えられる。

これによつて屋根山のなかに、ある程度ドームの根がはいりこんでいることがわかつた。なおこのことについては、地震探査の結果等をも考慮してみるべきである。

註 11) 目下日本でいまままで同じような方法で測定した G を計算しているが(未刊)、それからみて、この程度の値は日本の平均の値を表わしていると思われる。

3) 四十三山および松本山では0.2~0.5 mgal 程度の高重力異常がみられる。これらの地域では潜在円頂丘の存在が考えられている。

4) 屋根山上東部にも多少の異常がみられる。

5) 柳原(屋根山南部)にはほぼ南北につながる重力異常地域があり、著しい所ではその差は1 mgal 程度にも達する。こゝは昭和新山生成途中の隆起とも考え合わせれば、非常に興味のある所である(地下に密度の大きいものの存在も考えうる)。

6) 遠観内地区では始め重力異常を予想しなかつた地域であるが、割合大きな異常の存在することがわかつた。

7) 上長流地区では柳原地区にみられるような重力異常を、測定結果から判別することは難かしかつた。

以上のほか、3カ所で定時観測(24時間)を行つたが、それから得られた地殻潮汐の常数は、大島三原山の場合のように大きな値はでなかつた。

以上のように今回の重力測定から、種々興味ある結果が得られたが、これらの本質を確かめ、さらにほりさげて調べるためには、地震探査・磁気探査等の結果を総合して考えることが必要である。

IV. 地震探査

序

—直接の目的ならびに問題のとりあげ方—

III. 重力探査の章に述べたように、この地域で興味ある場所にいくつかの重力異常が現われ、地下の様子がだづかみにでも推定される可能性がでてきた。そこでさらに詳しく地下構造を推定するためには、地震探査を行うことが必要と思われたので、実施した。

さて地熱の対象となるような所は、古い新しいの別はあるが、大体火山地帯である。ところで火山地帯においては、古い熔岩、新しい熔岩、火山灰、これら噴出物の重なり合つた地層、あるいはこれらが熱的、化学的に変質された部分など入り混つていて、これらが互にどの程度、地震波の速度として区別されるかが実際問題となる。さらに岩石のなかを伝わる地震波の速度は、岩石の温度、または受けている圧力等により変化することが考えられるので、いまの場合、それらがどのように影響しているのであろうか、それらもこの種の問題を取り扱う場合には興味もあり、また他の種類の実験等とともに調べておかなければならない問題の一つである。したがつて、このような見地から、現地ならびに室内の実験を計画、実施した。

IV. 1 野外実験の方法

こゝでは主として野外実験について述べる。地震探査として調べたい問題はいろいろあるが、あまり多くの問題を一度に手をつけるわけにはいかないから、これらのうちで特に大切なものについて考えることにした。

始めに、現在まだ高温状態にあるドームをとりあげた。このドームのなかの様子や、これが屋根山のなかへどのようなにはいりこんでいるかということなどは興味があり、学問的にも大きな問題である。

重力である程度の異常は現われているが、さらにほりさげて考えるには、地震で、いろいろの方法で調べるのがよい。

次に屋根山のすぐ南の隆起地帯の地下の様子はどうか。これは昭和新山の生成経過の点からも、また地質学的にも興味のある所で、重力探査の結果からも、南北につながる異常がみえている。

これらのほかに温度(熱)のために速度が変化することが考えられるので、逆にそれを考えに入れて、種々考察ができないだろうか、などという点である。

これらのことを考えて第10図(第7表)に示したように測線を配置した。

第 7 表
Table 7 Schema of Seismic (field) Surveys

内 容 Detail 測線名 Name of the Line	地 域 Area	方 法 [Method]	測点間隔 Geophone interval (m)	爆破孔の数 Numbers of shot hole	爆破孔深度 Depth of shot holes (m)	年 度 Year
第 1 測線 1 st line	ドーム周辺のループ loop surrounding dome	主として屈折法 mainly Refraction	25	3	2	1954
第 2 測線 2 nd line	ドーム周辺 ditto (shorter length than 1 st line)	同 上 ditto	50	2	2	1953
第 3 測線 3 rd line	屋根山の上 On the roof-mountain	屈折法 Refraction	25	2	2	1954
第 4 測線 4 th line	ドーム—屋根山—平地への斜面 Steep cliff on the southern side of dome	反射法 Reflection	25	2	2	1954
第 5 測線 5 th line	屋根山周辺(南部) Southern part of the roof-mountain (NW-SE direction)	屈折法・反射法 Refraction & Reflection	50, 25	3	2	1954
第 6 測線 6 th line	屋根山南方 1 km の東西線(長) 1 km, south of the roof-mountain (E-W direction)	屈折法 Refraction	50	3	2, 水中 2 m (under water)	1954
第 7 測線 7 th line	同 上(短) ditto (shorter length than 6 th line)	同 上 ditto	50, 100	2	2	1953

始めにも述べたように、まず速度差がでるかどうか、そのような心配もあつたので、初年度(1953)には予備的な野外調査^{註12)}ならびに採集試料による室内実験^{註13)}を行った。

その結果は後述するように、種々の岩石の間に速度差のあること、温度による影響等が考えられること、などが漸次はつきりしてきたので、こゝで始めて大規模に計画を立て、第7表に

註 12) 野外実験としては上記の目的にそうよう、試験的に現在まだ高熱状態にあるドームおよび屋根山南方の南北方向に連なる著しい重力異常のある地帯を選んだ。

註 13) 現地で採集した岩石片について、当時地震研究所佐久間修三^{63) 64) 65) 66)}と京大地球物理学教室久保寺³⁸⁾が室内実験を行った。

第8表 地震探査一覽表
Table 8 Data of the Seismic (field) Surveys

記録番号 Recording number	スプレッド Sp-read	受振点 Detectors	爆発点 Shot-point	爆薬量 (雷管数) Dynamite charge (numbers of cap)	フィルター Filter	備考 Remarks
7	1	108~97	III	4 kgr. (2)	2~3S (Straight)	The temperatures of the shot holes are about 100°C The noise amplitudes are very large, (perhaps because of the volcanic tremors)
1	1	108~97	I	1 " (2)	2~3S	
4	1	108~97 (see Fig. 10)	II	2 " (2)	2~3S	
5	2	96~76	II	1 " (2)	2~3S	
2	2	96~76	I	2.5 " (2)	2~3S	95'-vertical 95'-normal for dome (outward) 95''-tangential for dome (eastward)
8	2	96~76	III	3 " (2)	2~3S	
3	3	77~88	I	4 " (ditto)	2~3S	
6	3	77~88	II	2 "	2~3S	77'-vertical 77'-normal for dome (outward) 77''-tangential for dome (southward)
9	3	77~88	III	1 "	2~3S	
10		a~z	N	0.7 kgr.		
11		a~z	S	0.9 "		
13		p~119	I	2.5 kgr.	2~3S	The temperature of the shot hole No. 1 is about 100°C
14		p~119	II	2.5 "	2~3S	
15		a~l	I	0.5 kgr.	2~3S	for reflection The temperature of the shot hole No. 2 is about 50°C
16		a~i	II	0.5 "	2~3S	
		a~o	II	0.5 "	M (Mixing)	
		a~l	II	1.5 "	2~3S	
17	1	41~54	I	4.5 kgr.	2~3S	detector positions 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 52, 54,
19	1	41~54	II	5 "	2~3S	
21	1	41~54	III	10 "	2~3S	
18	2	55~69	I	11 "	2~3S	detector positions 55, 57, 59, 61, 62, 63, 64, 65, 66, 67, 68, 69,
20	2	55~69	II	4 "	2~3S	
22	2	55~99	III	7 "	2~3S	detector positions 50, 51, 52, 53, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 61,
	3	50~61	II	1 "		
	3	50~61	II	0.5 "		
23	3	50~61	II	0.5 "	3~3M (for reflection)	
24	3	50~61	III	11 "	3''~3M	

1st line (S.S.C.)

2nd line
3rd line

4th line (S.S.C.)

5th line (S.S.C.)

25	1	1~12	I	4 kgr.	R~3S	for filter checking	6th line (S.S.C.)	
	1	1~12	II	1 "	1~3S			
	1	1~12	III	6 "	R~3S			
28	1	1~12	II	2 "	2~3S			
31	1	1~12	III	9 "	1~3S			
26	2	12~23	I	6 "	1~3S			
29	2	12~23	II	4 "	2~3S			
32	2	12~23	III	9 "	1~3S			
27	3	20~31	I	10 "	1~3S			
30	3	20~31	II	9 "	2~3S			
33	3	20~31	III	7 "	2~3S			
34	1	180~191	I	4.5 kgr.		} detector positions 180, 182, 184, 186, 188, 190, 191	} 7th line	
36	1	180~191	II	6.7 "				
35	2	192~197 192	I	7.8 "				} detector positions 192, 193, 194, 195, 196, 197, 192
37	2	192~197 192	II	5.6 "				
12		3 detectors on a short line	T	0.1 kgr. (19 Caps)		T-position on the roof- mountain. Depth of the shot hole is 0.5 m. Shot-detector distances=15, 30 & 45 m		

も示したような測線の選び方をしたのである。

測定位置は要所要所は重力の測点を用い、そのほかはベビートランシットでおさえて決めた(高さ、位置とも)。受振器間隔は第10図、第7表にも示したように、ドーム、屋根の上および屋根山周辺等では主として25 m、屋根山周辺南方の測線では50 m 平均(29年度の古い測線では100 m)である。爆破孔は手掘りで深さ2~3 m、ある場所では孔中の温度が100°Cにも及んだ。火薬は新桐、雷管は6号電気雷管を使用し、薬量は最小数100 gから最大11 kg程度、総薬量は180 kg(8箱)である。爆発総数は約18点、爆発回数40回以上、受振測点総数140点、測線の総延長は約5 km余に及んだ。これら薬量、爆発点、受振点間隔等を第8表に示した。

実験に用いた器械は2種類である。28年度は受振器、オッシログラフは古い波江野型、増幅器は手造りの屈折用、3段の抵抗結合である。29年度はS. S. C.の反射用地震探鉱器を用いた。この地震計の特性についてはすでに実験済みであるので、それ⁵⁰⁾を参照^{註14)}された。

IV. 2 測定結果の取り扱い方

このようにして観測し、得た記録を第11図に示した。

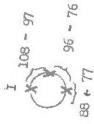
地質、薬量などの関係で、28年度のものには記録の明瞭でないものもある。

さて以上の測定資料から、ドーム内部あるいは地下の状態を推定するのであるが、それは必ずしも容易なことではない。

註14) フィルターの特性

R-4: 18~115 ∞	2-1: 35~42 ∞
R-0: 18~25 ∞	3-2: 50~63 ∞
1-0: 23~25 ∞	4-3: 77~86 ∞

第 II 圖 地震探査記録
Fig. 11 Seismic Prospecting Records



Spread 1 (108~97)

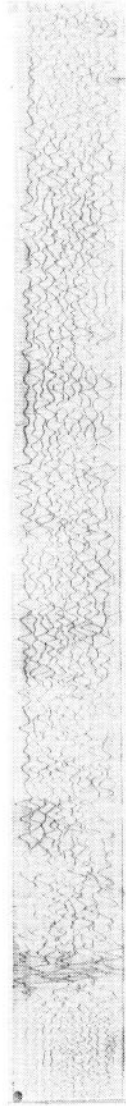
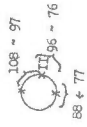


Spread 2 (96~76)



Spread 3 (77~88)

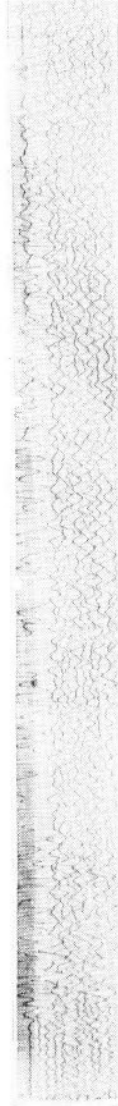
1st. line, Shot Point 1 (dome) (S. S. C.)



Spread 1 (108~97)

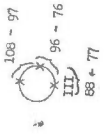


Spread 2 (96~76)



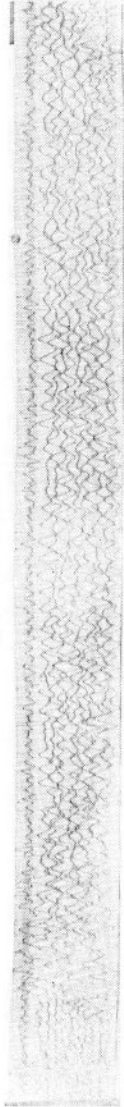
Spread 3 (77~88)

1st. line, Shot Point 2 (dome) (S. S. C.)



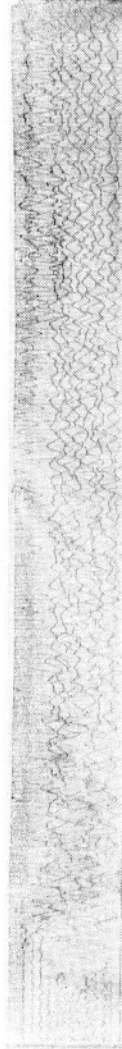
7

Spread 1 (108~97)



8

Spread 2 (96~76)

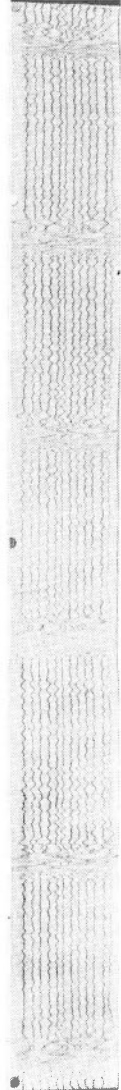


9

Spread 3 (77~88)



Test of three component detectors

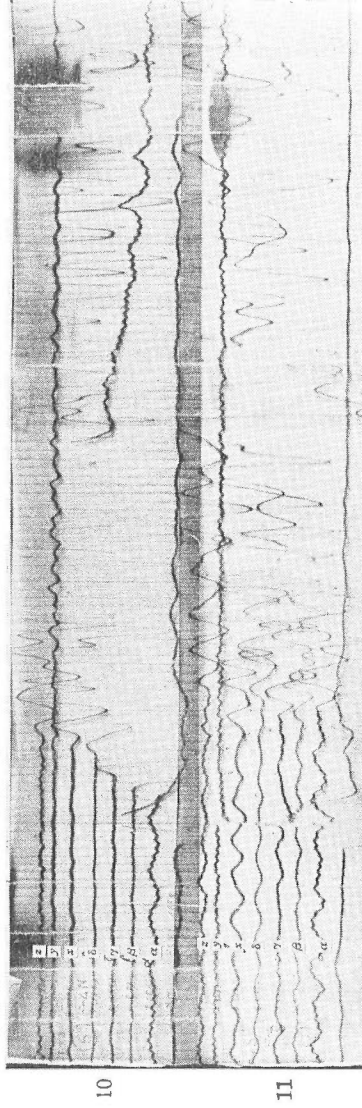


Test of detectors

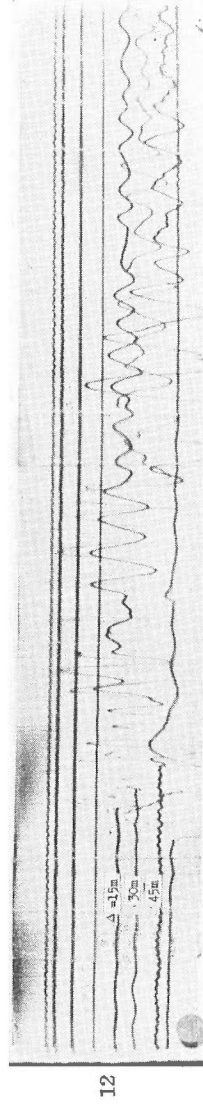
Ist. line, Shot Point 3 (dome) (S. S. C.)



Shot Point N

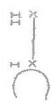


Shot Point S



Test at Shot Point T on the Roof-mountain

2nd. line (dome)



B ↓



13

Shot Point I



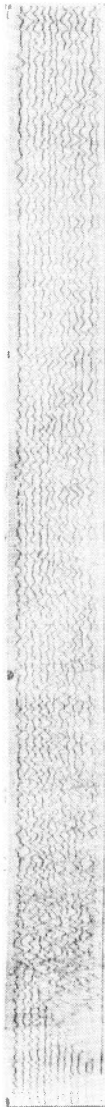
14



Shot Point II

A ↑

(1) (2) (3) (4) (5)



16

Shot Point II



15

Shot Point I



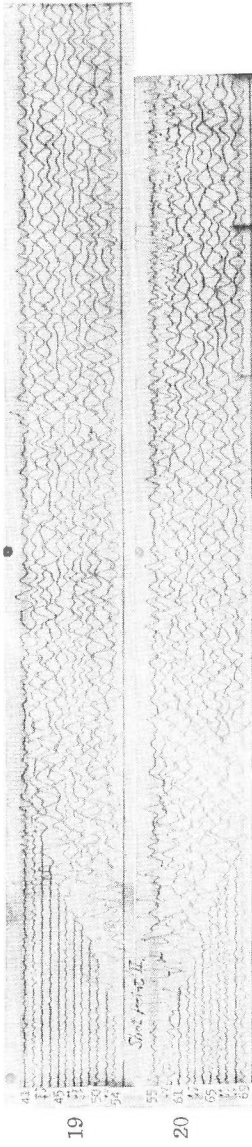
23

Shot Point II

(1) (2)

- 3rd. line (on the roof-mountain) (13, 14) (S. S. C.)
- 4th. line (steep cliff on the southern side of dome) (15, 16)
- 5th. line (southern part of the Roof-mountain) (23)

Shot Point II



Shot Point II



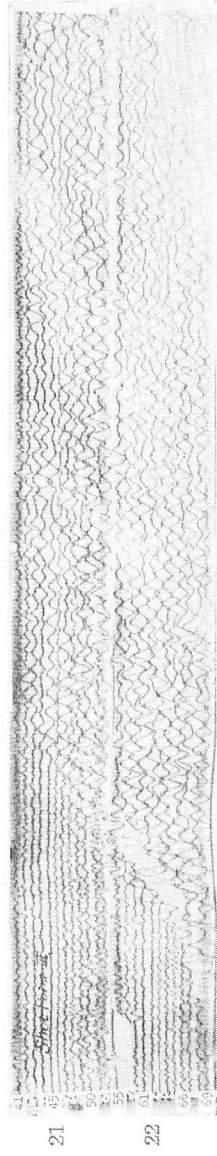
Shot Point III

(2)



Shot Point I

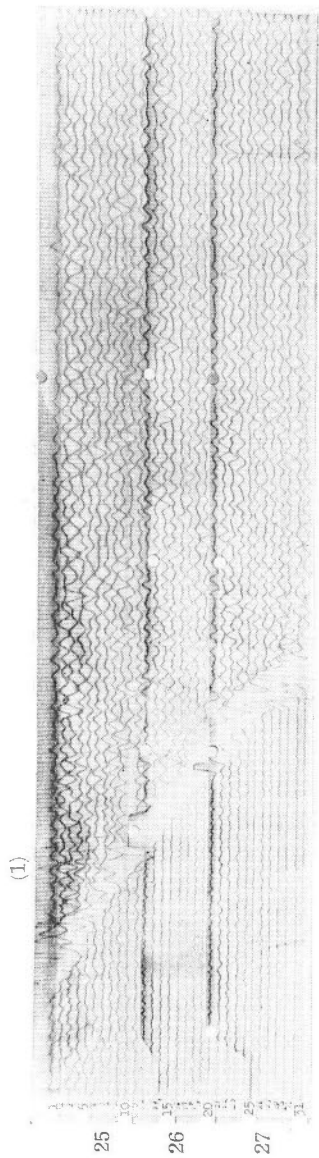
(3)



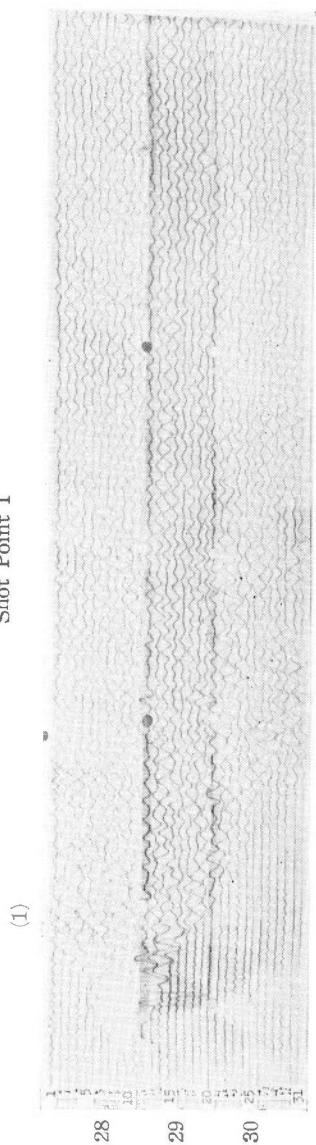
Shot Point III

(1) (2)

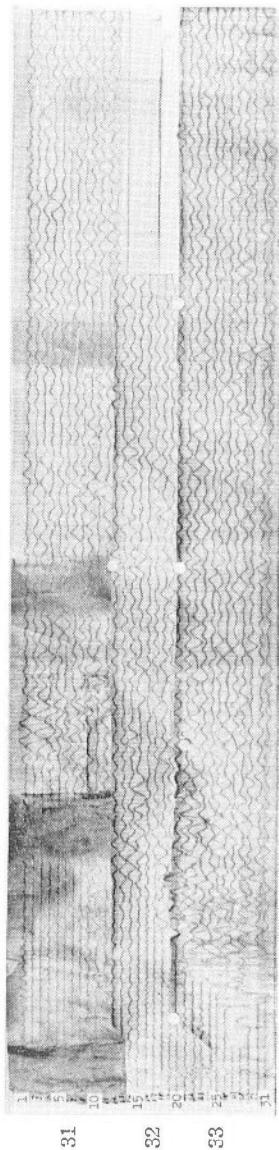
5th. line (southern part of the Roof-mountain) (S. S. C.)



Shot Point I

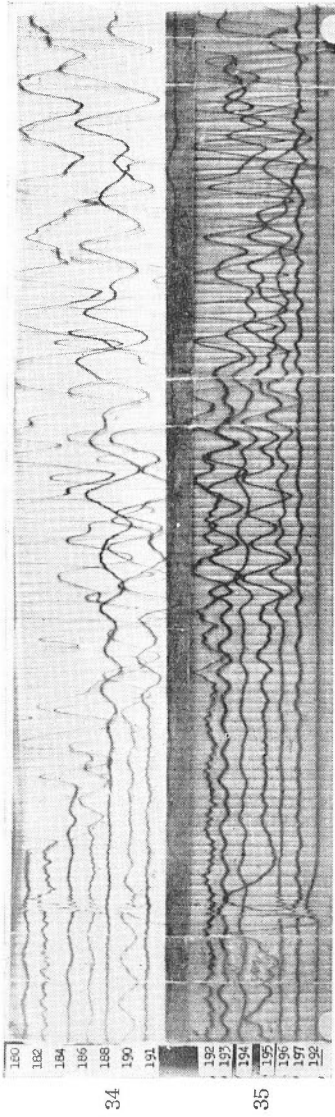


Shot Point II

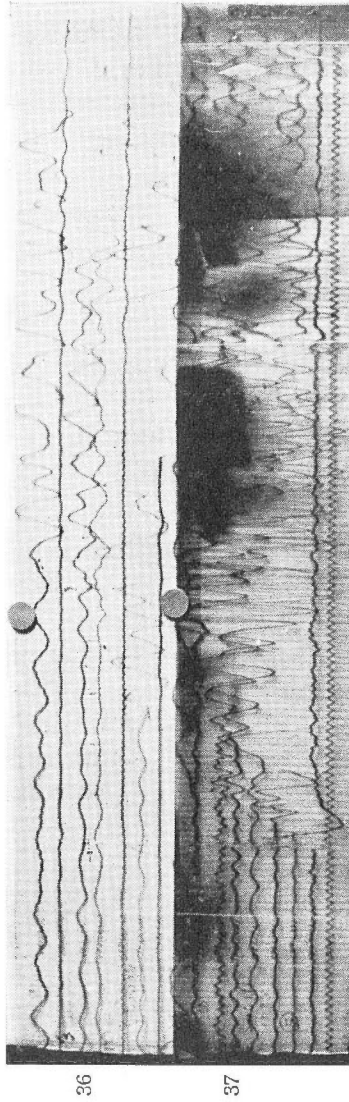


Shot Point III

(2) 6th. line (1 km south of the Roof-mountain) (S. S. C.)



Shot Point I



Shot Point II

7th. line (1 km south of the Roof-mountain)

それは始めにも述べたように、新旧熔岩を判別することや、高温媒体中の弾性波の性質等を念頭において推算を進めなければならないからである。

しかし、これらのことを同時に考えながら観測結果を処理するのは無理であるから、まず問題をいくつかに分けて考えてみた。

すなわち、始めは温度のことは全然考えずに各地区における走時曲線だけから計算しうる速度分布という点に問題をしばつてみた。この際、参考として新熔岩その他の岩石試片を使つて常温における岩石中の弾性波速度を実験した。また新山生成直後、屋根山において行われた東北大加藤愛雄の地震探査実験結果²³⁾をも参考として比較してみた。

次に、これらの材料を用いて解析を行うのであるが、それにはこれらの速度分布のみでは解釈のつかない問題、すなわち高温状態における弾性率の変化について考えなければならないので、岩石試片による実験を行い、その結果を参照した。

そして、最後に振れ波による問題について調べ、ふたたび弾性率について検討した。このようにして資料を整理し、屈折法・反射法を併用しながら地下の状態を推算した。

以下、順を追つてこれらの結果について述べよう。

IV. 3 速度分布

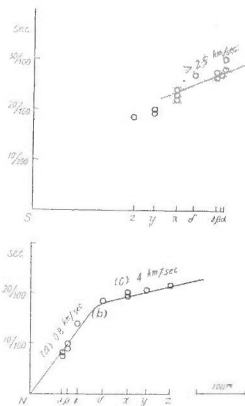
各地区の走時曲線から計算しうる速度分布について考えてみる。まず各測線ごとの走時曲線を描いた。

これら走時から得られる速度について、以下ドーム・屋根山・屋根山南斜面・屋根山(南部)周辺・南方の2測線の順で調べてゆこう。

1) ドーム

ドームについては、その内部の構造を調べるうえからも、またこの昭和神山全般の内部の問題を調べる点からも必要な資料となるので、始めにも述べたように初年度は予備実験を行い、その結果29年度に本格的な実験を行った。

第2測線(初年度)は第10図に示すようにドームを挟んで南北に爆発点をおき、その間に受振点をおいて測定した。



第12図 ドーム周辺の走時曲線

Fig. 12 Time Distance Curve surrounding the Dome

この記録をみると、ドーム北方からの波の方が、南方からの場合より明瞭である(第11図(4))。これはおもに爆発点、受振点間の距離の影響によると思われるが、このため北の方からきた場合の波の方が読み取りの精度は高くなっている。

北の方の爆発点からの走時は、大別してみると、のろい速度(a)と、速い速度(c)との2つの部分からできている(第12図)。これらは爆発点、受振点の高低差、配置、内部構造等の関係から必ずしも単純には一直線上にのるといふわけにはいかないが、大体のところ、それぞれ 0.8 ± 0.2 km/sec., 4.0 ± 0.4 km/sec. 程度の速度を表わしているとみて大きな誤りはないようである。なお、受振器の r と δ の間に過渡的な速度(b)の所があるようである。

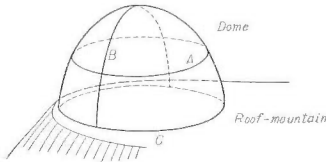
走時(経過時間)の方からみれば、これら速度のうち、(a)はドームの上(表皮として)にかぶさっている地質に、(c)はドーム内部の部分に相当するものと考えられる。ま

た(b)はこれだけでは何ともいえない(後にくわしく述べる)。

一方、南の方の爆発点からの走時は、受振器 z から x までは経過時間などからみて、屋根山を形作っている物質中の地震波速度を表わしていると考えられるので註15)、一部ドームのなかを伝わったと思われる α, β, r, δ 、による走時だけから速度を調べてみた。それによると、ドームにはいつてからの地震波の速度は $>2.5 \text{ km/sec.}$ となる。

北の方からの場合に考えられた 4.0 km/sec. に比べ、少し小さ目になつてはいるが、それは見掛け速度や地震波の経路の違いなどのことも考えられ、これだけの実験ではこの程度の差異の生ずるのは致し方ないと思われる。

以上の実験では波の伝播する経路は爆発点—受振点の配置等からみて、ドームのそんなになかほどを通つたようには思われぬ。ところで、ドームのなかの方を伝わる地震波の速度を正確に調べておくことはドーム・屋根山南方の地下の構造を推定する際に、ぜひ必要になつてくる。上述の実験は割合ドーム表面近くの問題を調べるのには役に立つと思われるが、なかほどのことはつきりとはわからない。



第 13 図 ドーム模型図
Fig. 13 Diagram of the
Dome (model)

そこで第 2 年度(第 1 測線)には詳しい実験を行つた。以下それについて述べる。

測線は第 13 図に示すようにいろいろのとり方が考えられるが、実際にドームの上部には割れ目もあり、高温の所も多いので A, B のような測線は事実上無理であつたので、C のようなやり方(もちろんこの測線のなかにも高温の所はある)、すなわちドームを取り巻いて測線をとつた(第 10 図参照)。

受振計は 40 個(実際使用したのは 36 個)、各測点間の間隔は大体 25 m である。ドーム西側のサンゴ岩の所は非常に高温で受振計をおくことができず、そこだけ省いた。

なお受振点 No. 91 と No. 75 とには 3 成分の受振計註16)を用いて測定した。このループ測線のなかに 3 カ所の爆発地点を設けた。

以上のようにして実験を行つたが、これからまずドームのなかを伝わる地震波の速度を調べてみた。それには、各爆発点から各受振器まで、地震波が伝わる経過時間(爆発点から初動までの時間を各記録(第 11 図)から読み取り)で爆発点—受振点間の直接距離(第 10 図)を割つた。直線距離で割ることに問題はあつたが、大体の値(0.1 km/sec. の order)をだすには、この程度で充分である註17)。その結果を第 14 図に示した。

これらの値の意味をよく知るために、横軸に各爆発点から受振点までの距離、縦軸に速度の値を書入れたグラフを作つてみた。その結果を第 15 図に示す。

両図から明らかなように、爆発点近くではいずれも $0.5 \sim 1.0 \text{ km/sec.}$ 、少し離れるにしたがい $1.4 \sim 2.0 \text{ km/sec.}$ 、さらに離れると $\sim 3 \sim 4 \text{ km/sec.}$ 位の値を示す所と、 4.0 km/sec. 程度の所とに分かれる。

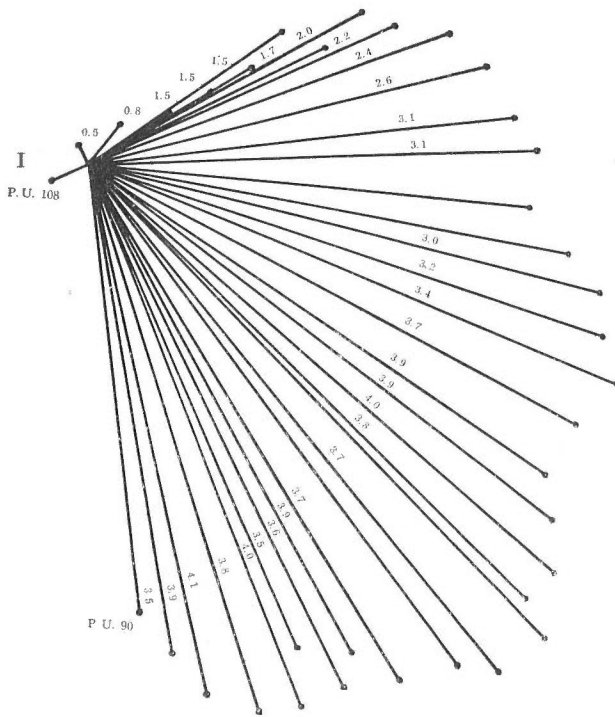
これらをどのように考えればよいか、いろいろと問題はあろうが、予備実験およびすぐ後にでてくる屋根山上の実験等を参考にしてみれば、大体次のようになるものと思われる。すなわち、以上の速度のうち、 $0.5 \sim 1.0 \text{ km/sec.}$ は表土に、 $1.4 \sim 2.0 \text{ km/sec.}$ 位のは屋根山を形成する物質の速度に、また 4.0 km/sec. はドーム内部の値に対応するものと考えられる。

途中の $\sim 3 \text{ km/sec.}$ は表土ないしは屋根山などを伝わる速度とドーム内部を伝わる速度の両

註 15) 数が足りないで、こゝではあえて屋根山の速度をださなかつた。

註 16) 大爆発グループの受振計を借用した。地震計の自己振動周期は 3 cycle/sec. である。

註 17) 曲線を考えに入れた場合の誤差は 10% 以内である。

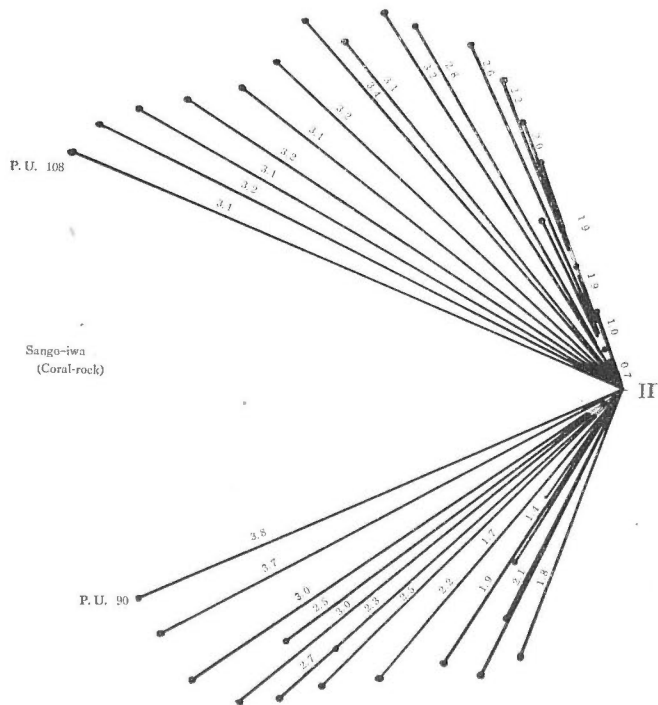


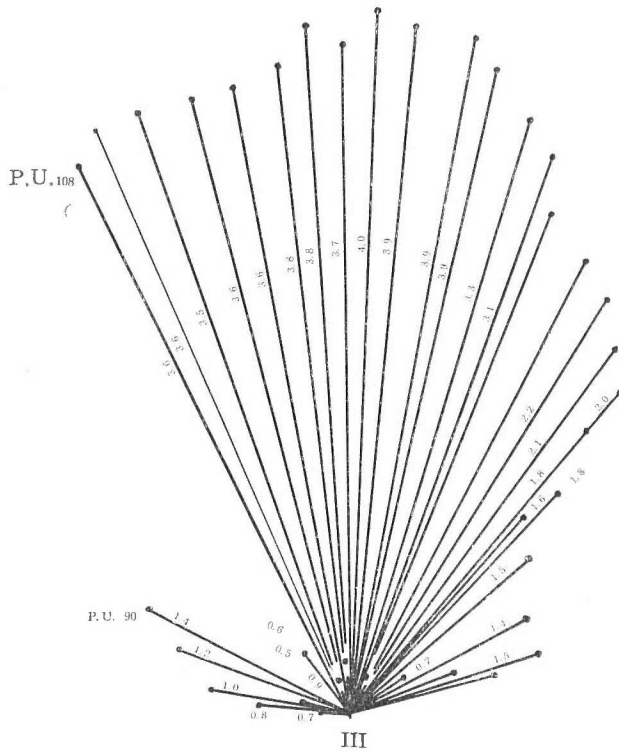
第 14 図 a ドーム内の地震波速度 (第 11 図 (1))

Fig. 14 a Seismic Wave Velocity transmitting through the Dome (Unit km/sec) Fig. 10 & Fig. 11 (Shot Point I)

第 14 図 b ドーム内の地震波速度 (第 11 図 (2))

Fig. 14 b Seismic Wave Velocity transmitting through the Dome (Unit km/sec) Fig. 10 & Fig. 11 (Shot Point II)





第 14 図 c ドーム内の地震波速度(第 11 図(3))
 Fig. 14 c Seismic Wave Velocity transmitting through
 the Dome (Unit km/sec) Fig. 10 & Fig. 11 (Shot Point III)

方の混っているものとも解釈できるし、そうではなく、このような過渡的な速度をもつもの自体(註 18)とも解釈できる。

2) 次に屋根山上における測線から得られる速度について考えてみる(第 3 測線)。

(1) 屋根山の測線は東西 300 m 程度の長さであるから(第 10, 11 図)(屈折法における)、初動から得られるものはそれほど深い所を反映してはいない。

初動から得られる速度(第 16 図)は、0.6~0.7 km/sec., 1.6 km/sec. で、それぞれ表土およびルスツ層に類した岩質のものと考えることができる。

(2) ドームから南へ隣接している部分についてはどうか(第 4 測線)。

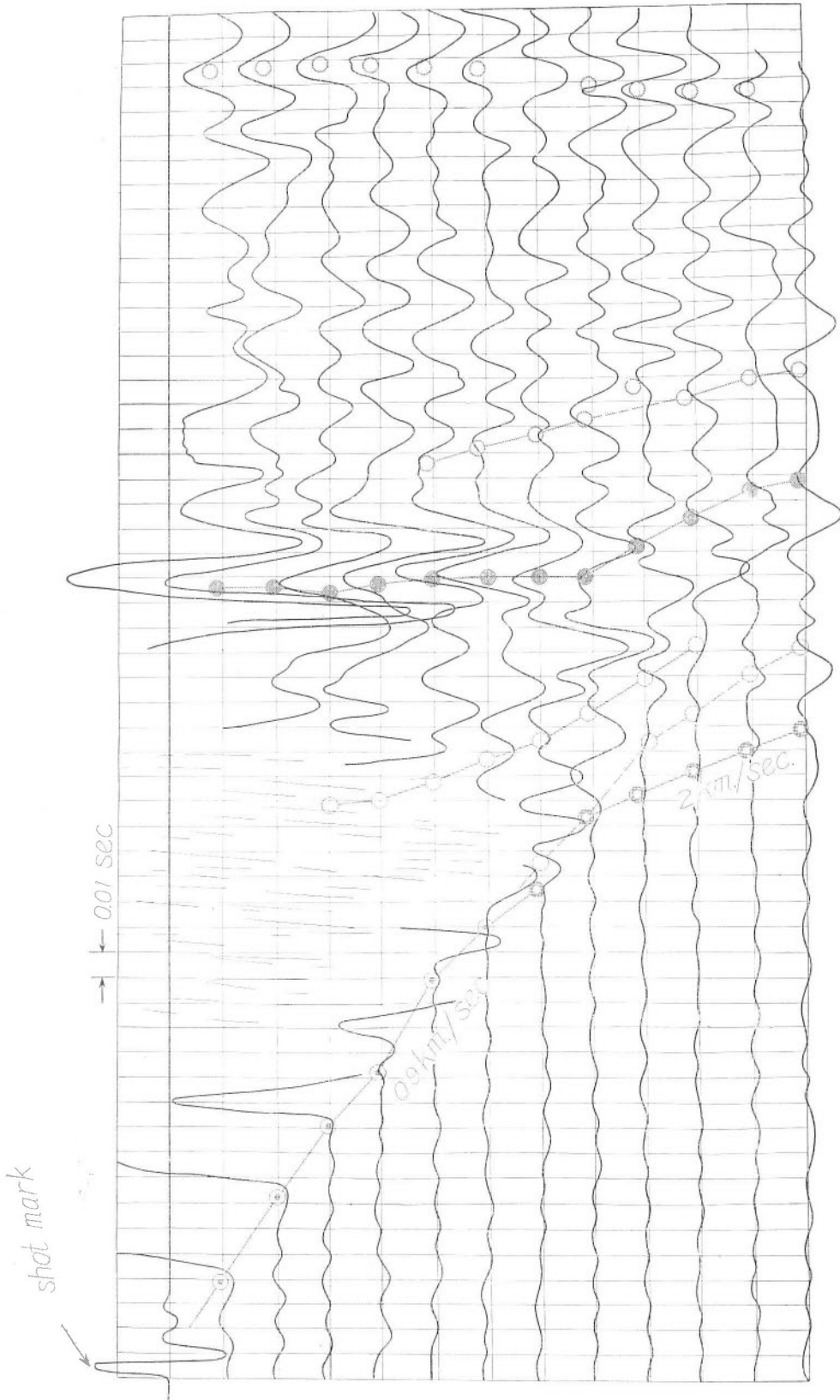
こゝでも屈折法で得られる初動の示すところによれば(第 11 図, 第 17 図), 0.9~1.2; 2.0 km/sec. が得られるが、これらはやはりそれぞれ表土および屋根山を形成している(外輪山熔岩・火山灰堆積物等ルスツ類似のもの)を現わしているようである。

しかし、この際次の屋根山南斜面のところで明らかなように、2.0 km/sec. という値は真の速度の値ではなく、地下の層(表土と屋根山形成物との界の)の傾斜のために生ずる見掛けの速度と考えることができ、実際には 1.7~1.8 km/sec. の程度であろうと思われる。

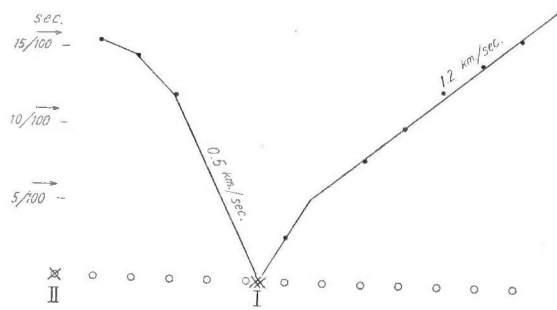
3) 屋根山南斜面の東西線(第 5 測線)

この測線はおもに屋根山の南斜面の部分(南東—北西に横切る部分)を占めているが、中央部

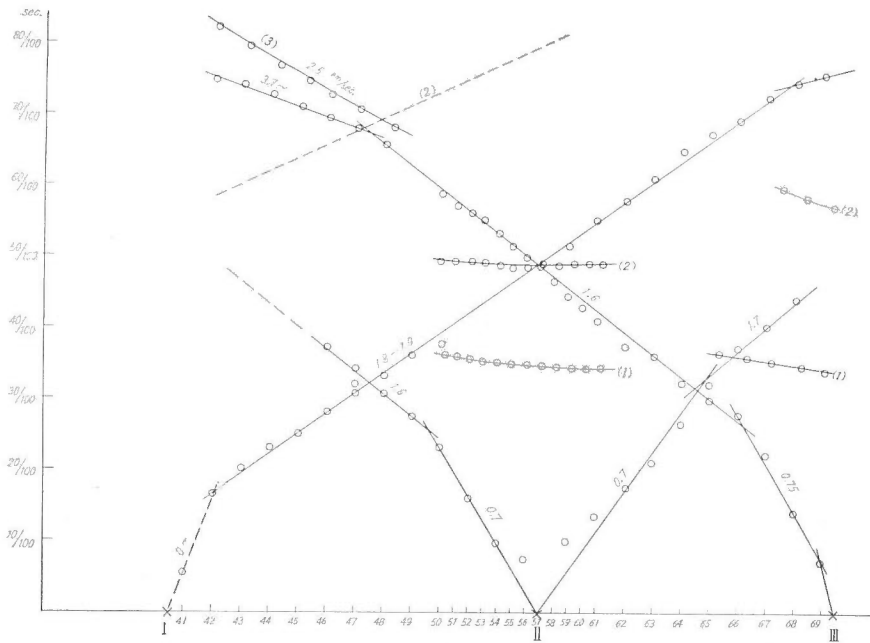
註 18) 過渡的とはあとで述べるように、同じ物質でも温度により速度が異なることが考えられるので、そのために生じた見掛けの速度を意味する。



第17図 a ドーム南側の急斜面における記録
 Fig. 17 a Seismic Record at the Steep Slope on the South Side of Dome



第 17 図 b ドーム南側の急斜面における走時曲線
 Fig. 17 b Time Distance Curve at the Steep Slope on the South Side of Dome (ref-Fig. 11 (5)) (4 th line)



第 18 図 屋根山南部における走時曲線
 Fig. 18 Time Distance Curve at the Southern Part of the Roof-mountain (5 th line)

はドームの一部にかゝるため、測線の通つている場所も隆起している。

さてこの測線(長さ約 1.2 km)の初動走時(第 11 図(5, 6), 第 18 図)から得られる速度は大別して 0.7; 1.6~1.9; 3.7~km/sec. のようになる。これらのうち、0.7 km/sec. は表土、1.6~1.9 km/sec. も屋根山形成物に対応することが考えられるが、3.7 km/sec. に至つては直ちに何であるかはいふ切れない。値としてはドームのなかを伝わる地震波の速度に似ているが、このほかにも地質学的にみて外輪山熔岩、または内部のものとしては滝ノ上熔岩とも考えられる可能性がないわけではないからである。

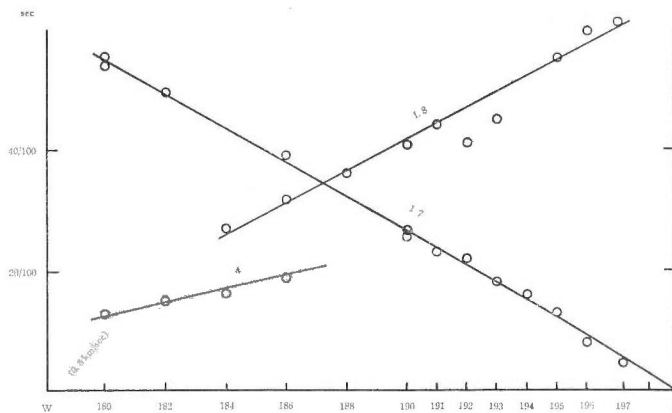
これらは後に述べるように走時の解析や反射法の結果あるいは岩石試片による室内実験、綜

合的な地質および他の地球物理学的測定結果を参照して始めて決められるもので、いま直ちに一義的に決めることはできない。したがってこれは後で考えることにして、こゝでは単に速度の値を示すだけにとどめる。

4) 次に少し離れて南の方、柳原への途中の東西線についてであるが、こゝでは28年度と29年度と合計2本の測線を設けた(第7、第6測線)。

こゝに測線を選んだ理由は、地殻変動・自然地震等から考えて、この部分が今回の活動と関係があると考えられるので重力探査を行つたが、その結果重力異常が得られたからである。そこで29年度に東西測線(第7測線)を引いたが、その結果、測線が短かすぎる(1.5 km)ことがわかり、翌年少し長い測線(2 km)(第6測線)を引いて実施したところ、種々興味ある結果を得た。これらの結果得られた速度について次に述べる。

まず28年度の結果について、その走時曲線(第11図(8)、第19図)からわかることは



第19図 屋根山南部1 km の場所での走時曲線(1)
Fig. 19 Time Distance Curve at 1 km South of the Roof-mountain (1)

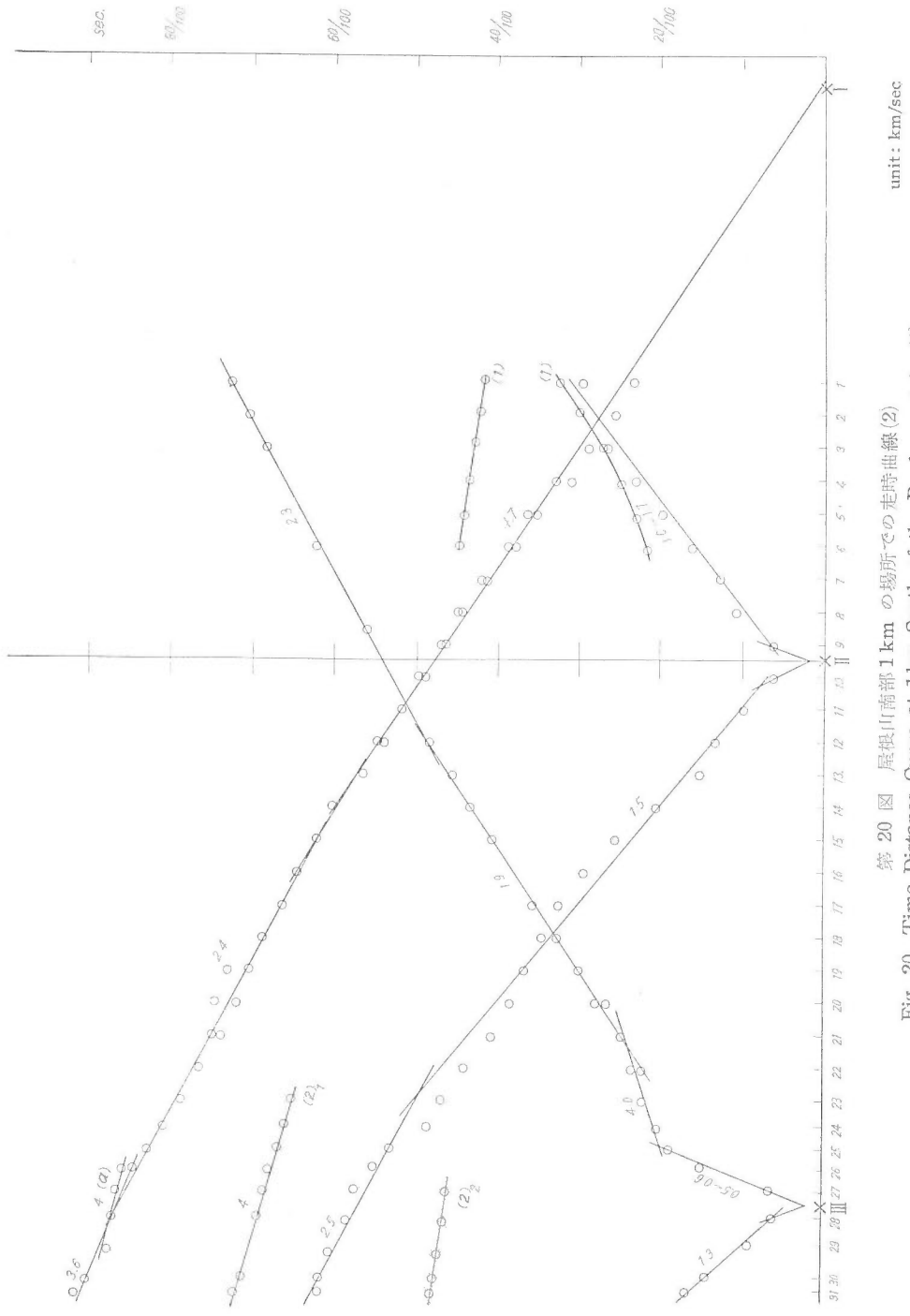
- (1) 東西両爆発点からのいずれの走時にも1.7~1.8 km/sec. の速度が表われている。
- (2) 西の爆発点からの走時には爆発点から約400 m 位の所に約4 km/sec. の速度がみられる。
- (3) 1.7~1.8 km/sec. の走時は、東の爆発点の場合は、爆発点から一直線に引けるが、西の爆発点の場合にはこの走時は一直線に爆発点には到達せず、途中にもっとのろい速度の部分がみられる。

これらのことを念頭において速度分布について考えてみる。

東の爆発点およびさらにその東、長流川対岸にもルスツ層の露出⁶⁰⁾がある(II. 地質参照)こと、東の爆発点では直接1.7 km/sec. の走時が一直線に連なることを考え合せてみると、1.7~1.8 km/sec. の速度層はおそらくルスツ層に対応するものと考えてさしつかえなからう。

一方西の爆発点附近の走時から推定されるおそい速度層の部分はおそらくドームの表皮と同じく、表土をつくるものの速度層と考えられる。

また西の爆発点から400 m 位の所まで現われている4 km/sec. 程度の速度層は直接地面の上とその露頭がみえている外輪山熔岩の速度を示しているとみてまず誤りはないようである。もちろん、それを断定するにはさらに29年度(第6測線)の測定結果を考え合せたうえのことである。



第 20 図 屋根山南部 1 km の場所での走時曲線 (2)
 Fig. 20 Time Distance Curve at 1 km South of the Roof-mountain (2)

たゞこゝに問題となるのはこの 4 km/sec. が真の速度なのか、それともいくらか傾斜している見掛けを示しているのかわからない点である。それについては 28 年度の場合は東の方からの走時にこの速度がみられないので、もちろん決定的なことはいえないが、29 年度(第 6 測線)の結果を参照し、また地形の方からも考えさせてごく僅か傾斜していることがわかる。

なお、28 年度の場合、東の方からの走時にこの速度がみられないのは、実際に外輪山熔岩をかぶっているのが西の方の爆発点から精々 400~500 m 位の所までで、東の爆発点からの波はこの辺まできて薄い熔岩層を伝わるほど十分なエネルギーをもつていなかったためではないかと思われる¹⁾。

次に同地域での 29 年度(第 11 図(7), 第 20 図) (第 6 測線) の測定結果について考えてみよう。

まず走時をつくつてみると、0.6; 1.5~1.9; 2.3~2.5 km/sec., と 4 km/sec; 4 km/sec. (この 2 つの速度は走時のうえからは全然別の種類のものと考えられる) のような速度分布が得られる。このうち 0.6 km/sec. は表土に、1.5~1.9 km/sec. はルスツ層および第三紀層上部に対応するものと考えことは大して問題はないと思われるが、こゝに 2.3~2.5 km/sec. が新しい問題としてでてきた。

これは走時のうえからは測線上広く分布しているところからみて、1.7~1.8 km/sec. の層の下にあるものと考えるのが妥当のようである。地質学的にはあるいは Tertiary の古いものとみる向きもあり、あるいは一部滝ノ上熔岩という見方もあるようで、こゝでこれ以上のことはすぐには決めかねるものである。

さらに 4 km/sec. の速度であるが、第 III 爆発点からでている 4 km/sec. は、前年度(第 7 測線)と同じく、外輪山熔岩の速度と考えることが可能である。

またもう一つの 4 km/sec.—これは第 I 爆発点からの走時で、第 III 爆発点附近 (No. 25~No. 30 附近) に現われており、また、After phase の方からも、このように考えられる一の速度はごく一部にだけでていて、地下の 2.4 km/sec. 層のなかのごく狭い部分にあるドームと同類のものともみることが可能である (もちろんこのまゝで完全に unique な solution とみことは難しい)。

さて、以上のようにして各地区の測線の走時から地震波の速度を計算し、地質との関係を一応考えてみたが、これらを確かめ、また新しいデータをうるという意味で、これら現地の測定のほか、岩石片による室内実験を行つたので、それについて次に述べる。

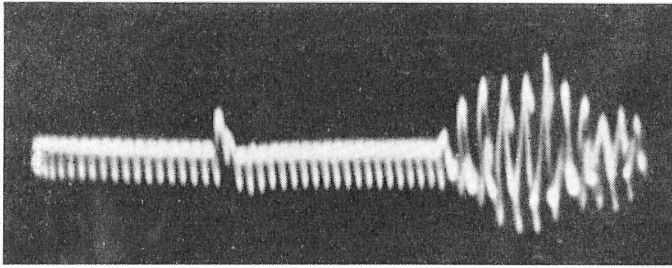
この実験は岩石の資料に超音波(久保寺章の場合は 150~300 kc, 南雲昭三郎の場合は 50 kc) を与え、このなかの弾性波の伝播状態をブラウン管の像として求め、伝播速度を求める方法である。この方法による実験記録の一部を第 21 図に示した。この範囲では与える周波数を替えても結果はほとんど変わっていない。これらの実験結果と、上に述べた現地の結果とを一括して第 9 表に示した。

参考までに上の実験と同じ岩片の密度を記しておこう。

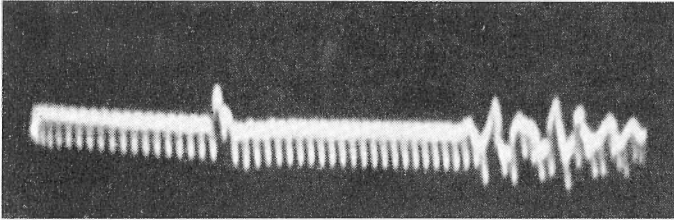
外輪山熔岩	2.78 (2.92)
有珠山頂丘	2.30 (2.65)
滝ノ上	2.33 (2.51)
新熔岩	2.32 (2.64)

以上はともかく、速度という観点から資料を整理したのであるが、今度は温度の影響を考慮に入れて調べてみよう。

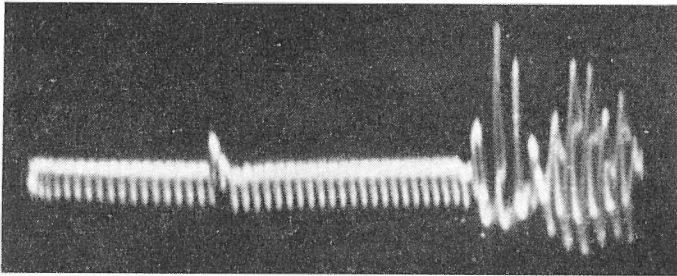
温度変化を考慮に入れた室内実験について



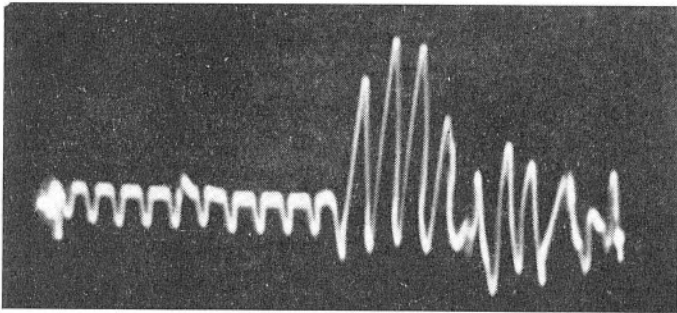
外輪山熔岩 (I)
 Sample 長さ
 21.9 cm
 (Somma lava (1)
 length of the speci-
 men=21.9 cm)
 $V_p=3.48$ km/sec



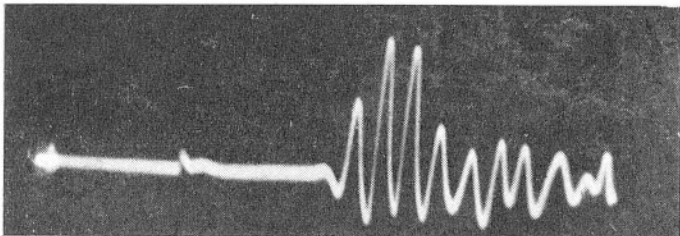
外輪山熔岩 (II)
 Sample 長さ
 13.15 cm
 (Somma lava len-
 gth of the spe-
 cimen=13.15 cm)
 $V_p=1.90$ km/sec



滝ノ上熔岩
 Sample 長さ
 20.0 cm
 (Takinoue lava
 length of the sp-
 ecimen=20.0 cm)
 $V_p=2.78$ km/sec



新熔岩 (ドーム)
 Sample 長さ
 4.2 cm
 (New lava (dome)
 length of the
 specimen=4.2 cm
 $V_p=2.54$ km/sec
 150 kc



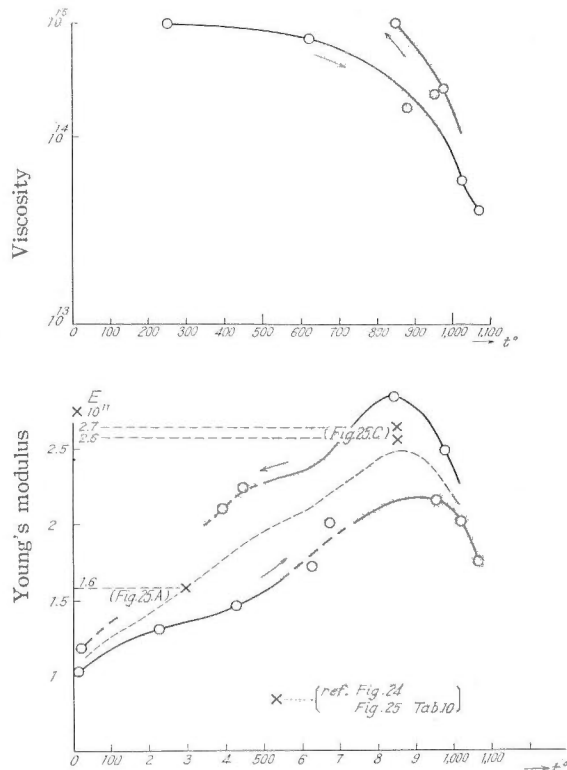
同 上 Sample
 (ditto)
 $V_p=2.54$ km/sec
 300 kc

第 21 図 超音波利用による岩石中の地震波速度の実験
 Fig. 21 Determination of Elastic Wave Velocities in Rocks by
 means of Ultrasonic Impulse Transmission

第9表 速度分布 (km/sec)
Table 9 Velocity Distribution (km/sec)

場所 Place	方法 Method	今回の野外実験によるもの By present field survey	加藤教授によるもの By prof. Kato's survey (19)	室内実験 By present laboratory experiment
外輪山熔岩 (I) Usu somma lava (1)		3.9~4		3.48
外輪山熔岩 (II) Usu somma lava (2) (eloded)				1.90
滝ノ上熔岩 Takinouye lava		(2.3~2.5)*		2.78
新熔岩 (ドーム) New lava (dome)		3.9~4	2.15	2.54 (by Kubodera) 2.2-2.3 (by Nagumo) at room temperature
ルスツ層 (tuff) Tuff ("Rusutsu")		1.7~1.8	1.48	
屋根山を形作る層 (内部) Roof-mountain (inner)		1.7~1.9	1.05~1.25	
屋根山表土 weathered on roof-mountain		0.6~0.7	0.25~0.37	

* It is not sure that this value corresponds to whether Takinouye or Tertiary.



第 22 図 温度上昇による新熔岩の弾性および粘性変化
Fig. 22 Change of Elastic and Viscous Properties of the New Lava Specimen due to Increased Temperature

これについては直接に温度と速度との関係を求めること^{註19)}はできなかつたが、佐久間修三により温度変化による弾性率および粘性の影響が調べられたので、その結果を第22図に示した。

この実験は撓みの方法により新熔岩のヤング率、粘性が高温度でどのように変化するかを調べたものである。温度領域は常温から1,050°Cまでで、この結果について説明する。

図から明らかなように温度の上昇につれて、弾性率(ヤング率)は徐々に増加し、約800~900°Cにおいては常温における弾性率を上廻り最大となり、900°Cすぎより高くなると急激に減少する。玄武岩等の場合も同一傾向のあることが知られているが、その場合よりいまの方が転向温度が高いのは注目に値する。なお加熱→冷却による弾性の履歴効果も存在する。また粘性の方は700~800°C附近から急激に減少している。

IV. 4 地下構造の推定

地下の構造を推定するには種々の方法が考えられるが、こゝでは上記の速度分布を用いての屈折法、反射法それに岩石試片等による実験その他3成分受振計による結果等を総合的に考慮しながら、区域ごとに検討してゆくことにした。区域は北から次の順で調べた。

- (1) ドーム
- (2) 屋根山
- (3) 屋根山南斜面
- (4) 屋根山南斜面の東西線
- (5) 屋根山南1 kmの東西線

(1) ドーム

ドームは外からみてもわかるように、多くの噴気孔(fumarole)があり、それらの示す温度は数100°(最高830°C—昭和29年)もあるので、さきほども述べたように、少なくとも速度に温度による影響を考えに入れて議論を進めなければならない。

しかし最初はやはり速度分布だけから議論をすゝめ、解釈がつかなくなつたところで温度などによる状態の変化を考慮に入れてゆきたい。

ドームの場合、場所により厚さは異なるが、速度のところ調べたように、一番外側には0.8 km/sec. (0.5~1 km/sec.)の速度層のものがあり、次に1.7 km/sec. (1.4~2.0 km/sec.)の部分——これは前の節でははつきりしなかつたが、全段の速度の結果を連続してみると、これはおそらく屋根山を形作っているのと同質の——があり、その内側に過渡的の速度——3 km/sec. 内外でドーム内部の表面にあたるところ——があることが考えられる。

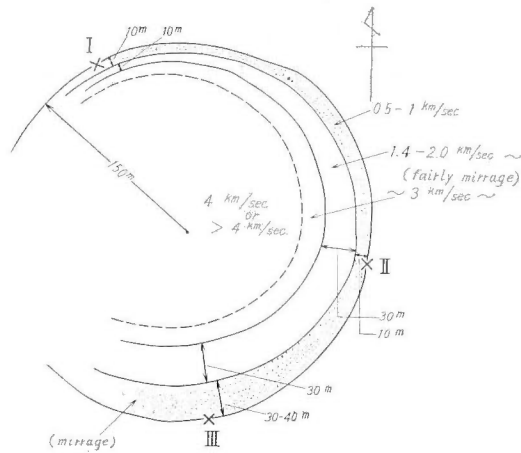
0.8 km/sec. のもの(表土)は非常に薄く、第14図からもわかるように、第I爆発点10 m, 第II爆発点10 m, 第III爆発点30~40 mの程度である。

次にドームの外側にかぶさっている1.7 km/sec. の速度層の厚さであるが、それはかりに、今回受振点の配分された部分全体で、一樣としてその平均の厚さを計算してみると約20~30 mになる。しかしこれは場所によりかなりの厚さの差があり、第I爆発点附近では10 m, 第II爆発点附近では30 m, 第III爆発点附近では同じく30 m程度となる。そしてその内側では速度が急に3 km/sec. 以上に増加している。

これらの速度分布を図に入れ、内部の構造を総合的に推算してみると大体第23図のような関係になる。

これからみると、速度の大きいところは地形的にはドームの中心よりやゝ北の方にかたよつ

註19) これについては今後実験を行つてみたいと考えている。



第 23 図 ドーム内(首部)における地震波速度分布図
Fig. 23 Velocity Distribution inside Dome at the Neck Position on the Roof-mountain

ているようである。重力異常もドームにおいてはやはり地形の高いところより北の方に高い異常(+)があつたが(重力の項参照), それと考え合わせてみれば, この地震の結果は非常に興味がある。

さて 0.8 km/sec., 1.7 km/sec. の速度の解釈はついたが, 4 km/sec. の速度や, それまでの過渡的な速度の値について考えてみよう。

それには実際, いまの場合, ドームではこれ位の深さになると, 温度その他の影響があるわけであるから, それを考えてみなければならぬ。ところで温度の影響を考えるといつでもそう簡単には解決できるわけではない。しかし, こゝでは弾性率の温度効果の室内実験をもとにして考えをすゝめてみよう。

もちろんドーム内部を形作っている物質の状態とサンプルとしてとつてきたものとは, すでに物理的性質の異なるであろうことは当然考えられるが, こゝではひとまずそれを使って単に一つの思考実験を行い, order estimation をやる程度にとどめる。

まず岩石のなかを伝わる弾性波の速度(縦波)であるが, これと弾性率等との関係はよく知られているように, 次式で表わされる。

$$v = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}}$$

ただし, こゝには E は弾性率, ρ は密度, σ はポアソン比である。

この弾性率を使って速度を議論する際に, いろいろと問題が起こる。たとえば測定方法について考えてみても, 同じ測定をするのに静的に測定したのと, 動的に測定した¹⁹⁾のとでは多少(平均 20%)値の異なることが知られている²⁰⁾。また σ の値のとり方にしても, 温度が高くなり, 岩石の状態が変化してくると必ずしも簡単ではなくなる。

しかし, こゝでは概略の程度をみるために, かりにいま熔融状態になる前までは $\sigma = \frac{1}{4}$ の程度であると考えてみる。

次に密度の方²¹⁾は重力の値と高さとの関係から算出したドーム附近の ρ と, $\partial g / \partial z$ から

註 20) しかし佐久間の方法は, この点より留意して, その差があまり利かないような方法をとつている。

だした値および岩石試片の ρ (以上いずれも重力の項参照)との間に大した差のみられないことから、ひとまずいまの場合、温度による影響は少ないとして $\rho=2.3$ にとつた。

そしてEだけを実験曲線からパラメーターとして使い、上式で計算してみた。その結果、

$t=0^{\circ}\text{C}$ に相当するところでは $t=8\sim 900^{\circ}\text{C}$ に相当するところでは

$$v = \sqrt{\frac{6}{5} \frac{E}{\rho}} \approx 2.5 \text{ km/sec.}, \quad v \approx 4 \text{ km/sec.}$$

となる。ところでこれをかりに野外実験(第23図)や久保寺・南雲らの常温における速度実験結果(第9表)と比較してみると、

野 外	室温では	温度変化による実験から 割出した思考実験では
$\sim 3 \sim \text{km/sec} \rightarrow 3.9 \text{ km/sec.}$	2.54 km/sec.	2.5 \rightarrow 4 km/sec.

のようになる。

この結果をみれば、おぼろげながらドーム内外の温度分布について、ある程度の類推ができるのではなからうか。事実第14図および第23図をみてもわかるように、ドーム表面が特に高温を示している(新熔岩の露出サンゴ岩も近くにある)ところでは、速度は増加している。これらのこと註22)を考えれば、ドーム内部は少なくともかなりの高温にあることが想像できる。

ドーム表面は0.8; 1.7 km/sec. の速度をもつもので覆われ、その内側に実際のドームがあると考えられるが、その速度は $\sim 3 \sim \text{km/sec.}$ から4 km/sec. に変化している。いまの考え方でゆくと、この $\sim 3 \sim \text{km/sec.}$ も4 km/sec. もともに同じ物質からできており、たゞ状態(温度)が急激に過渡的变化(増加)をしているものと考えられる。

われわれはドームの内部を概略このようにモデル化して考えたが実際には圧力註23)註21)5)・孔隙率・含水率註24)註17)16) 蒸気圧その他の要素、例えばドーム内部の不均一性(フィツシアー等による)等のため、必ずしもこのように簡単なものとは思われない。また始めにもふれたように、サンプルとして持ち帰つたものと、現地でのそのものの構成状態による変化等も当然考えなければならぬ。たゞ macroscopic にみて、上のような考え方も参考になると思われる。

こゝで速度の問題について少し考えてみよう。以前加藤愛雄註33)らによつて行われた昭和新山屋根山上における実験からは、ドームを通つてきた地震波の速度は2.15 km/sec. で、これが普通の安山岩よりおそい理由として温度の高い点をあげており、またその裏付けとして日下部四郎太の実験註7)を引用している。

ところがこれはかなり低い温度範囲についてのことでまた岩質によつても異なることは、佐久間修三の実験註31)註64)註57)註66)によつても明らかところで、いまの場合とは別のように思われる。かつドームを通つたとしている2.15 km/sec. は、おそらくわれわれの場合、さきほど述べた過渡的温度に相当するものと考えれば解釈がつくようである。

これらのことについては、将来同地で地震探査が行われて後ふたゞ議論したいと思う。

以上は屈折波、室内実験等の結果から考えられることがらであるが、次に初動(屈折波)以外の after phase その他について考えてみよう。

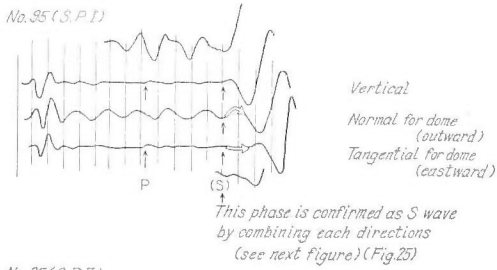
まず after phase のなかでは、なんといつても反射波が考えられる。ドームではそれほど

註 21) 高温状態における密度の値については、目下名古屋大学 小穴教授が Mass spectrum の Induction furnace を用いて実験中である。

註 22) これは地表での観測である (VII. 化学参照)

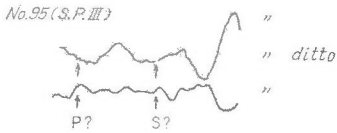
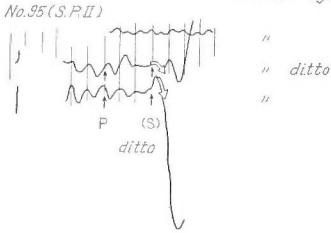
註 23) いまの場合、圧力より温度が利くことが考えられるが、一般に圧力とともに始めは急激に速度が増大し、あるところまでくると増加率は減少する。

註 24) 含水率の増加とともに始めの速度が減少し、それから大きくなる傾向はある。



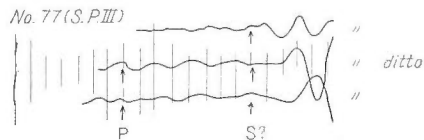
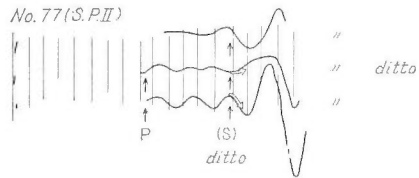
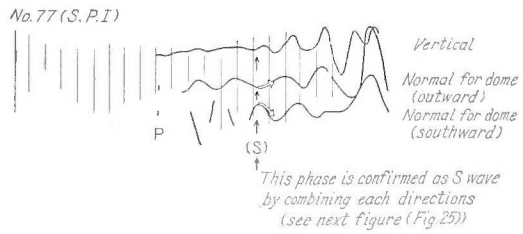
第 24 図 a 3 成分受震計使用による記録

Fig. 24 a Records by using 3-Component Seismograph



第 24 図 b 3 成分受震計使用による記録

Fig. 24 b Records by using 3-Component Seismograph



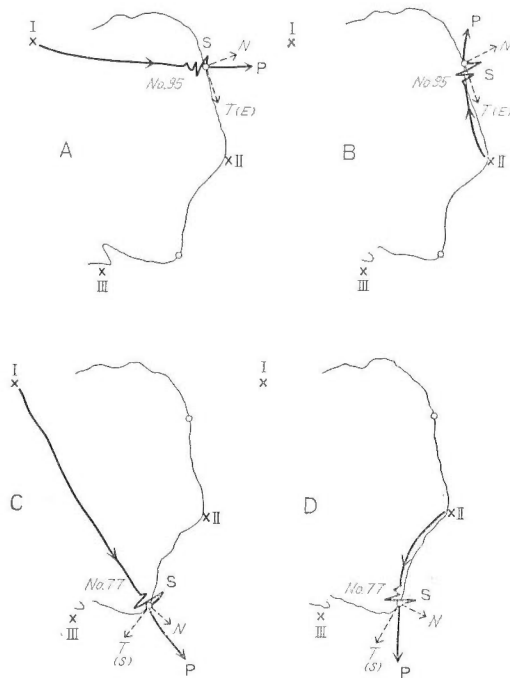
顕著な反射波はみられないが、それでも第11図のなかにはかなり phase の揃っているものがあり、それらのあるものは波の到着時間や phase の揃い(振幅)等からみて、一応対遮点での反射と考えることは可能である。その他かなり時間的に後の方の反射波については、火山の基盤等と考えられるものもあるが、確証が得られないから、ここでは議論しないことにする。

次にドームにおいては2カ所に3成分の受振器を用いた。その結果について少し考えてみよう。

受振器を置いた場所はループ(第1測線)の No. 95 と No. 77 とである。これらの点で得た記録(註25)を第11図から抽出して第24図に示した。これらの記録をみると、初動から少し後の所に、いずれも振幅の大きくなっている所があることがわかる。これらの相は一体なにを現わしているのだろうか。

それを調べるために、それぞれの振幅の大きい相(波)の向きによる総合方向を第25図に書入れた。またその関係を次に示す。

- | | | |
|--------|---|---------------------------|
| No. 95 | } | S. P. I(註26).....外向き, 西向き |
| | | S. P. II.....外向き, 東向き |
| | | S. P. III |
| No. 77 | } | S. P. I.....外向き, 北向き |
| | | S. P. II.....外向き, 北向き |
| | | S. P. III |



第25図 3成分受震計による総合記録結果

Fig. 25 Figures which show the Directions of the Initial Break of S. Waves by using 3-Component Seismographs

註25) 3成分地震計の置き方は、1つは上下動、1つは切線方向(ドームに対して)、最後の1つは線方向(ドームに対して)である。

註26) S. P. は爆発点 (shot point) の略

この関係をみると非常に面白いことがあるのに気がつく。すなわち、もしかりにこの相が振れ波のような性質のものであれば、例えば No. 95 では S. P. I からの振動に対しては中心外向き、切線方向が西になってよい筈である。このような考え方でこの図と表をみると丁度みんなそのような関係になっている。さらに初動 (P 相) に較べていまの相の方が遙かに振幅^{註27)}は大きくなっている。到着時間の方からみても、S 波と考えるに好都合である。

これらのことからひとまずこの相を S 波と考えてみる。さてそうだとするとこの波はどのような mechanism で、どのような path を通つてきたかが問題となる。従来、人工地震では爆源では S 波の発生は顕著でないとされていたが、最近小爆破グループ³⁹⁾の実験などでは、記録の上に S 波の確かめられているものもある。

これらのことを念頭において、いまの結果を考えてみるに、爆源で S 波が発生したか、表土層ないしはルスツに相当する皮層からドーム内の高温部に移るところで発生したか、さらにこの高温部からでる時に現われたかの大体 3 つの場合が考えられる。最後のものは経過時間その他から考えて、いまの場合は問題にならない。

そこで始めの 2 つについてみるに、これら 2 つはいずれであつたにせよ、むしろこれらを使つてでる結果から判断するより仕方がない。

こゝではむしろこのことから、これらの資料を使つて E を計算し、種々検討した方が有意義であると考えられるのでそれらを計算してみた。

まず第 24 図から P.S. 地震波速度の比を読み取り、それを $\frac{v_s}{v_l} = \sqrt{\frac{1}{2} \frac{1-2\sigma}{1-\sigma}}$ なる関係式に入れて σ を算出し $v_l = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)(1-2\sigma)}}$ の式により弾性率 E を計算する方法である。
(v_l : known, ρ : known)
(Fig. 14) 重力の方から

これらを使つてだした結果を第 10 表に示す。

Table 10

From Fig. 24 : No. 95. S.P.I. $\rightarrow \sigma=0.22$ by using $v_l=3.0$ $\rho=2.0 \rightarrow E=1.6 \times 10^{11}$ c.g.s.	
" Fig. 25 (A) :	(Fig. 14) (Chap. 3) (ref. Fig. 22)
From Fig. 24 : No. 77. S.P.I. $\rightarrow \sigma=0.22$ by using $v_l=3.7$	
" Fig. 25 (C)	(Fig. 14)
	$\rho=2.2 \sim 2.3 \rightarrow E=2.6 \sim 2.7 \times 10^{11}$ c.g.s.
	(Chap. 3) (ref. Fig. 22)
From Fig. 24 : No. 95. S.P.II $\rightarrow \sigma=0.14$ by using $v_l=2.0$ $\rho=1.5 \rightarrow E=0.6 \times 10^{11}$ c.g.s.	
" Fig. 25 (B) :	(Fig. 14) (Chap. 3)
From Fig. 24 : No. 77. S.P.II $\rightarrow \sigma=0.22$ by using $v_l=2.0$ $\rho=1.5 \rightarrow E=0.5 \times 10^{11}$ c.g.s.	
" Fig. 25 (D) :	(Fig. 14) (Chap. 3)

この表の上 2 段を第 22 図 (弾性率—温度実験) と比較すると、E の order はほとんど一致している。このことから判断すると、やはり内部高温部では弾性率が大きくなっていることが考えられる。一方表の下 2 段の方から表土ないしは屋根山生成物に相当する弾性率は一桁小さくなつており、理窟にあうわけである。これらは内部の状態を推察する際に大切な量と考えられる。

3 成分受振計を使つての実験についてはこの位にして、次に粘性 (viscosity) の問題について少し考えてみよう。

註 27) 上下動

岩石の粘度と温度の関係については可児弘一²⁸⁾, N. L. Bowen⁴⁾等により調べられており、珪酸の量の増加とともに粘度を増し、また一方同一物質については温度の上昇とともに粘度の減少することが報告されている。ところでわれわれの場合も、すでに第22図に示したように、温度上昇に伴う粘度の減少が明らかにされた。これと地震波の振幅との関係を調べてみることはかなり興味あることである。

岩石の固体粘性によつて、地震波のエネルギーが減少する^{註28)}ことはすでによく知られているところで、実際にいまの場合にわれわれはこれを応用して爆発点一受振点間の距離による振幅の減少から粘性を調べ、他の方法で得られた粘性、弾性等とともに、ドームの岩石の構成状態を考えるのに引用しようと考えた。ところが実際に得られた記録をみてわかるように、ドーム附近では他の場所に較べて非常に noise が多い。しかも割れ目などのところでは特にひどいようである。したがつて系統的に調べることは不可能となつた。しかしおよその見当をみるために、爆発点から離れてドームの爆発対象点附近の振幅の変化の様相をみると非常に興味あることがわかつた。すなわち第14図(1), (2), (3)からわかるように、爆発点からはなれるに従がい一応初動がみにくくなつてきているのに、対蹠点(antipode)に近づくに従がいかえつて振幅が大きくなり、波形がはつきりとしてきている。このことはあるいはほかにも理由はあるが粘性の少ないドーム内部の高温部を通つてきた波の方が周りの低温で粘度の大きいところを通つた波よりエネルギーの減少が少なかつたことにもよるのではなからうか。

以上でドームに関しての地震探査の結果を大体述べたが、こゝで一つ注意しなければならぬことがある。それは始めに第13図、第23図のところでも記したように、われわれの調べたのはドームの首(neck)屋根山を切るところでのことであつて、重力や後に述べる磁力はドームの上から調べたのである。これらを総合して始めてドームの内容について云々できるのであつてこれらの点については最後の地熱に関する考察で述べる。

(2) 屋根山(第3測線)

屋根山の測線の走時(屈折)だけから地下の速度分布を考えてみると第16図のようになる。これは加藤愛雄の報告³³⁾にてでているのより、表層、地下ともいずれも少し早い速度を示す結果となつた。

第1層	0.6~0.7 km/sec.	} 加藤 (第9表)
第2層	1.6 km/sec. (1.5~1.7)	
	0.25 km/sec. 1.05 1.18 1.25 (1.48)	
	屋根山南	

次に反射波について考えてみる。

第11図(5)の記録からわかるように、一つの揃つた phase がある。

これを波の到達経過時間から調べてみると第16図A, Bのような反射面が、これらの phase に対応する。このうちAは経過時間およびつながりの点からみて、ドームの屋根山内部へのつながりと考えることができる。S. P. I の方は爆発点の近くであつて、おそらく初動以後の反響 noise のうちにこの反射の phase が重複しているものと考えられる。

註28) 文献19)の抄録

λ, μ を Lamé の常数, ρ を密度

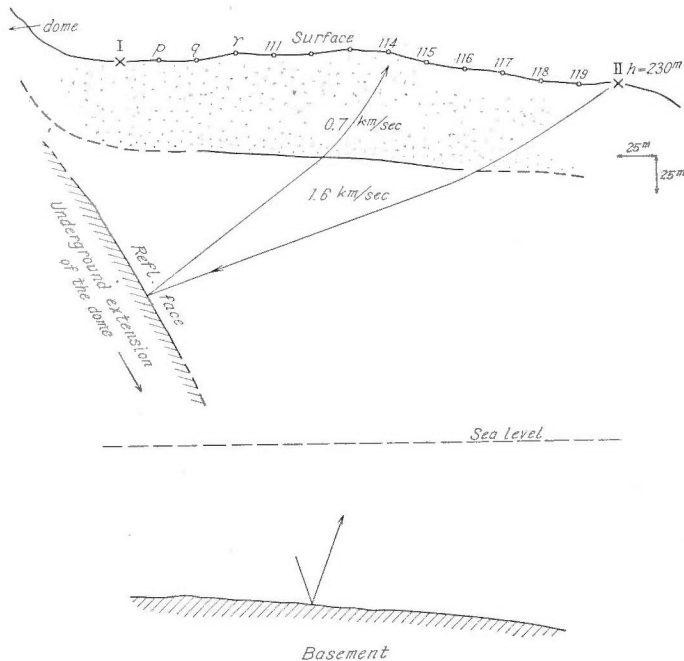
λ', μ' を粘性係数, u を x 方向の変位とし $v_1 = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}}$, $w_1 = \frac{\lambda'+2\mu'}{2\rho}$ と書くことにより

$u = A e^{if(x-v_1 t)} \cdot e^{-w_1 f^2 t}$ なる解が得られ、これを一般化することにより $t=0$ で $u = \varphi(x)$ のような擾乱あるときは $u = \frac{1}{\pi} \int_0^\infty \cos f v_1 t e^{-w_1 f^2 t} df \int_{-\infty}^\infty \varphi(\lambda) \cos f(x-\lambda) d\lambda$ すなわち、粘度がませば波形がよくなる。

次に S. P. I の記録のなかの顕著な phase B であるが、これについて考えてみよう。

これはおそらく反射波と考えられるが、この解釈については2様の考え方ができる。すなわち、その1つは有珠火山を形成する bed (base) からのものであり、そうすればその深さは weathering layer の影響も考慮に入れて約 350 m となる。他の一つは側面からきたものと考えるので、そうだとすれば weathering layer のなかだけを通つたとすれば 200 m、その下の層も通つたとすれば約 100 m 程度の距離となる。

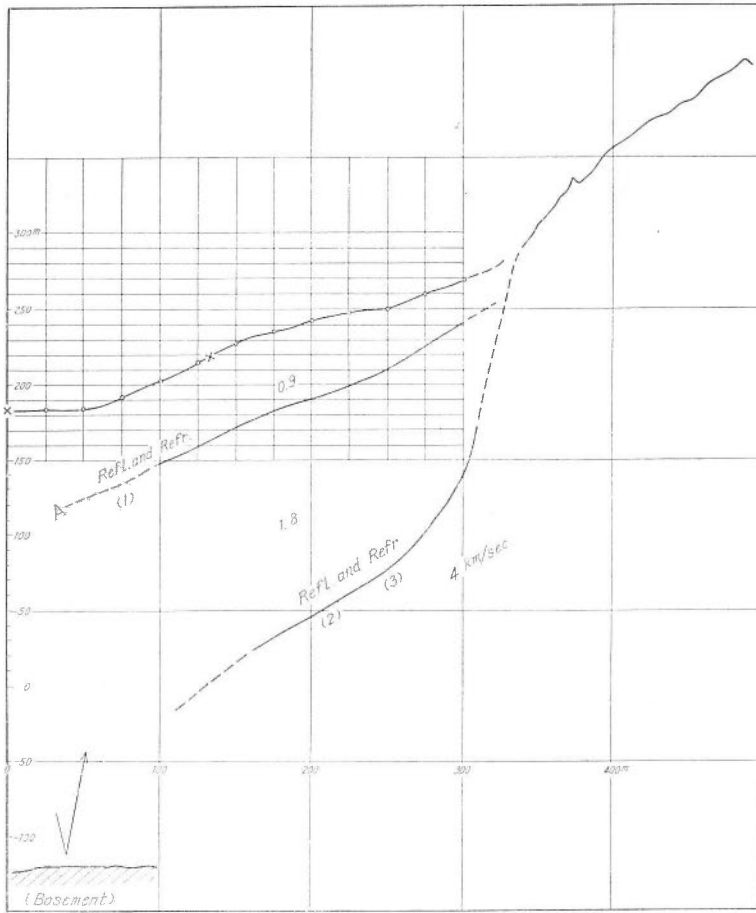
反射波として現在考えられる経路はこれら2つのうちのいずれかであるが、さてそのいずれであるかということになるとかなり問題である。始めの方とすればドームの場合に現われた反射波と考え合わせればそれとは矛盾しない。一方、後の方の考えは方向を南にとれば丁度、八木⁸²⁾・中村⁸¹⁾らの指摘している滝ノ上熔岩の突出や、重力の小異常部分に相当し、興味あることではあるが、これにはかなり問題があり、さらに長い測線を東西、南北両方向にとつて検討しなければ、これについては深いところまでのことはいえない。結局、問題は残るが、いまの場合この反射は始めの方の考え、すなわち base からの反射と考えてよいのではあるまいか。これらの屈折反射結果を総合すると、第 26 図に示すような地下構造推定図が得られる。



第 26 図 屋根山内部の地下構造(速度分布)
Fig. 26 Velocity Distribution inside Roof-mountain

(3) 屋根山南斜面(第4測線)

屋根山南斜面の測線は第 10 図からもわかるように、せいぜい 300 m の長さであるから、屈折法だけではそんなに深いところまではわからない。屈折法から考えられる速度は 0.8 km/sec. と 2.0 km/sec. とであるが、この後者については後の(4)で述べる屋根山南の東西線に現われている速度 1.8 km/sec. がこれに対応すると考えられ、いまの場合見掛けの速度としてでていると思われる。それでこの 0.8 km/sec. と 1.8 km/sec. の値を使つて Boundary を計算してみると第 27 図(A)のようになる。



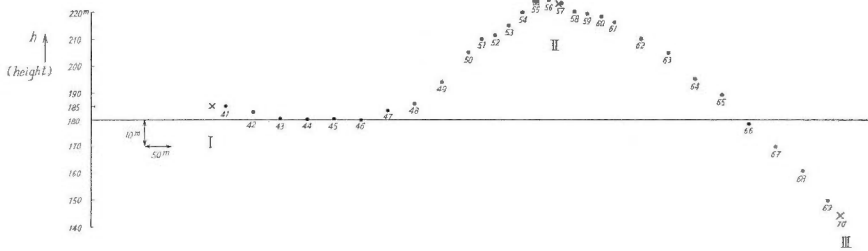
第 27 図 ドーム南側急斜面の地下構造(速度分布)
 Fig. 27 Velocity Distribution inside the Steep Slope at the
 South Side of the Dome (4th line)

ところで一方記録(第11図(5))をみると、かなり顕著な after phase がいくつか認められる。一体これらはなにを現わしているのであろうか。

各 phase について波の到着時間、各 trace の揃い方、爆発—受振点間の距離 L による振幅の変化等を考えてみると、各 phase の示す内容は同図に示すように初動第1層(0.8 km/sec. と 1.8 km/sec. との間)での反射(1)。第2層(1.8 km/sec. と 4 km/sec. との間)での反射(2)。4 km/sec. 層内の屈折波(3)。とすれば割合に矛盾がなく解釈できるようなのである(走時曲線には爆発—受振点間の距離 L の関係で 4 km/sec の走時は現われていないが、さらに after phase についてはいろいろと考えられる)。

例えば(4)は経過時間から考えて、基盤(basement)での反射と考えられるし、また(5)はドームの屋根山内への延長の下面(上面は(2))と考えることもできる。しかし、この2つ(4)、(5)は(1)、(2)、(3)に較べ確かさの点においてははずつと落ちるがこのように考えることも可能性はかなりある。

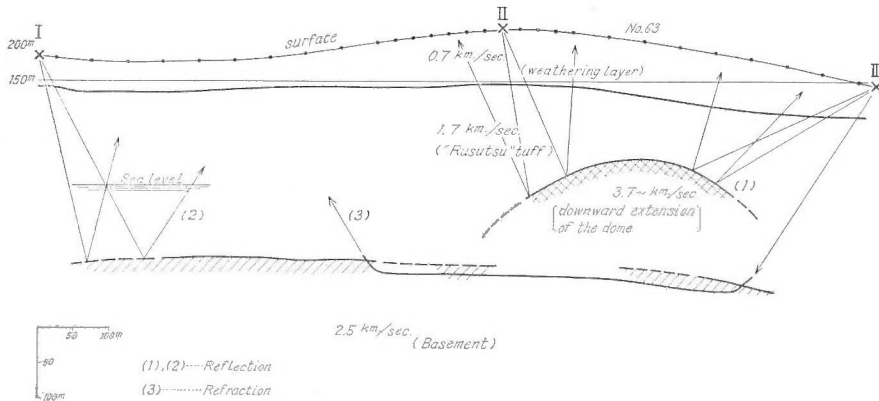
(4) 屋根山南斜面隣接東西線(第5測線)



第 28 図 第 5 線の地形断面図(屋根山南部の東西方向)
Fig. 27 Topographic Section of 5th Line (Just Southern Part of the Roof-mountain, E-W Direction)

この測線は地形の凹凸が多く(第 28 図), まず走時にその補正を入れなければならない。しかし走時の方をみると(第 18 図), 丁度この補正に相当するだけの分量を加味して考えると, 走時曲線にのることがわかる。したがって, このような意味で特別の地形補正は加えず, むしろそれを考えに入れて走時曲線を解釈していくことにする。まず屈折波の方から考える。

屈折波の走時による速度は, $0.3 \sim 0.7 \sim 0.8$; $1.6 \sim 1.8 \sim 1.9$; $3.7 \sim \text{km/sec.}$ である(第 18 図)。この走時曲線から, 3.7 km/sec. の速度に相当するものだけを除き, 地下の速度分布構造図を描いてみると第 29 図のように 2 層になる。すなわちこの図からわかるように, 地表面近くには $0.7 \sim 0.8 \text{ km/sec.}$ の層があり, すく下には $1.6 \sim 1.8 \text{ km/sec.}$ の多分ルスツ層に相当す



第 29 図 屋根山南部の地下構造(速度の分布)
Fig. 29 The Underground Velocity Distribution at the Southern Part of the Roof-mountain (5th line)

るであろう地層がみられる。次に 3.7 km/sec. のものであるが, これを調べる前に一応反射について考えてみる。それには測線中央附近に細かく配置した地震計による反射の記録(第 12 図)および測線全体にわたってみられる反射を検討することが大切である。こゝに記した phase が反射であろうことはその経過時間, phase の揃い等からみて, まずほとんど疑いない。このうち(1)(第 11 図(5, 6), 第 18 図, 第 29 図)で記した反射面を計算してみると第 29 図のように測線中央よりやや東よりに 1.7 km/sec. 層内に凸形のものとして現われてくる。一方屈折走時の 3.7 km/sec. のものを計算してあてはめてみると丁度この凸形のもの一致する。

さらにこの凸形部分は先に (3) で述べた南北測線(いまの測線と直交する)の反射記録から得られた深さ、位置ともよく一致している。これらのことから考えれば、このものはおそらくドーム部分の屋根山(南部)の中へのつながりであろうと思われる。

そうなると速度だけの面からみればやはりドーム同様、高熱状態にあることが想像できる。

次に時間的に(1)の反射 phase の少し後に(2)で述べる反射 phase が考えられる(第11図(5)、(6)、第18図、第29図)。これを計算して図の上におとしてみると第29図(2)のように一つの面の上にくる。

ところで第11図(5)、(6)において(3)と記した第2動(走時では第18図に同じく(2)として書き入れた)は屈折として考えることができるから、これを計算してみると丁度(2)で記した反射面に一致する。

これは前にドーム、屋根山上測線、ドーム南斜面での測線等で得られた基盤に相当するものと考えてもよいと思われる。

なおこの際屈折波の速度は約2.5 km/sec. となる。この速度については次の第6測線を調べる際にもふたたび現われ、重要な意味をもつようになってくる。

さて(2)、(3)でも、いまの場合でも、3.7~4 km/sec. 程度のドームの内部へのつながりのあるところでこのように同時に基盤の面が記録に現われることは一寸不思議のようであるが、それはドームのつながりは測線のなかのごく一部を占めているだけであつて、充分基盤からの屈折ないしは反射波が1.7 km/sec. の層のなかを伝わってくる余裕(space)のあることを考えれば了解できる。

(5) 屋根山南1kmの東西線(第6、7測線)

この場所では28、29両年にわたり実験を行つた。こゝを選んだのは始めにも述べたように、昭和新山のできたときの地形の時間的隆起の順序、場所、重力探査による結果、自然地震の場所、深さの変化等から考えて種々興味ある資料の得られる可能性があるので、地震探査を行い、地下構造について考えたいと思つたからである。

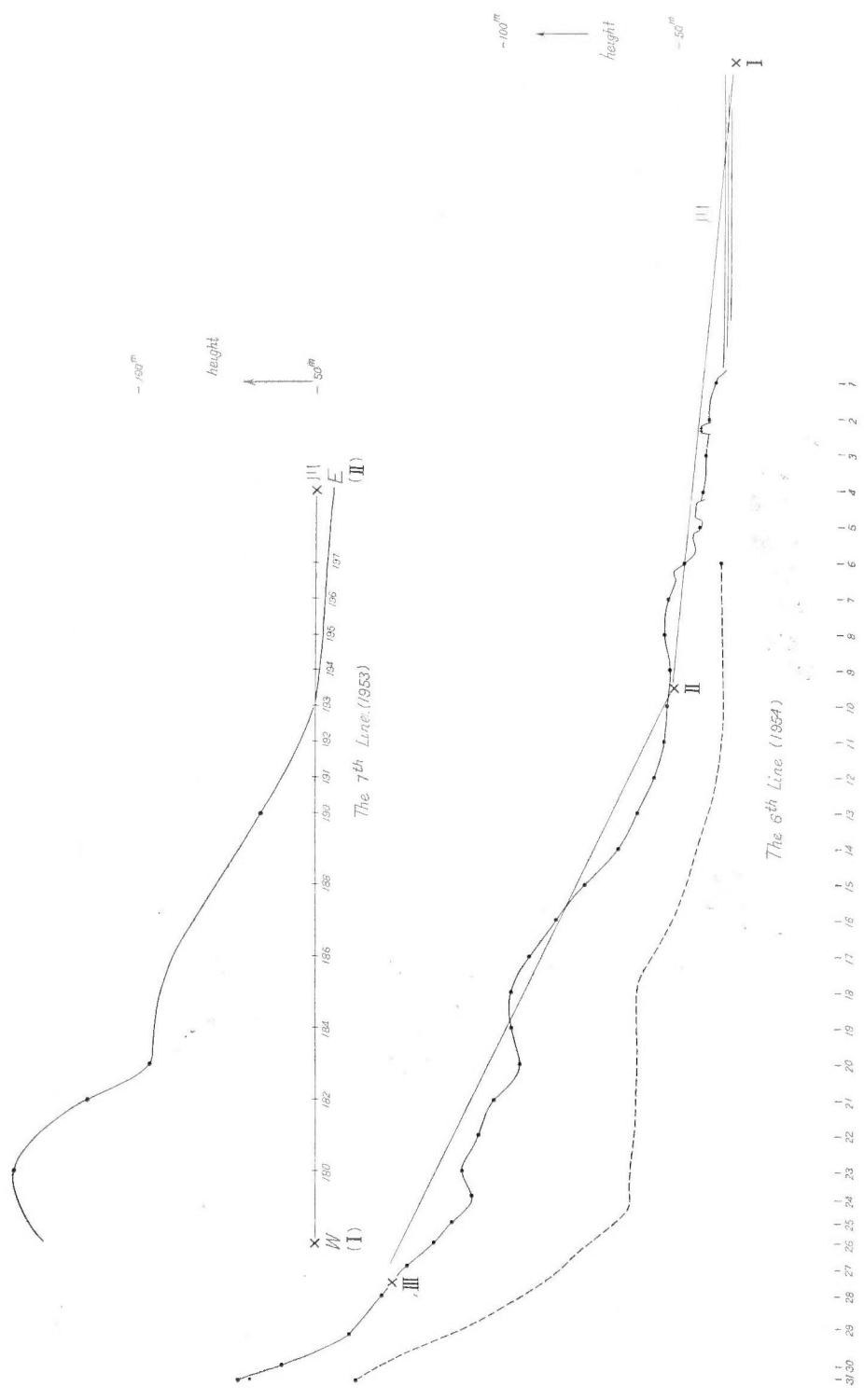
ところで初年度は測線の長さが短かく(1km)、目的を達しなかつたので、2年目は測線を長くし(2km)、実験をしたところ、かなり興味ある結果を得た。こゝではこれら両年度の結果を併せながら考えてみた。

まず28年度(第7測線)の屈折波について考えてみる(記録第11図(8))。この測線の地形断面は第30図にみられるように高さは西から東に向かつて大体一様に低くなつており、測線の両端で部分的に変化があるだけであるからそのことを考慮に入れて走時をみることにし、あらかじめ補正は行わなかつた。

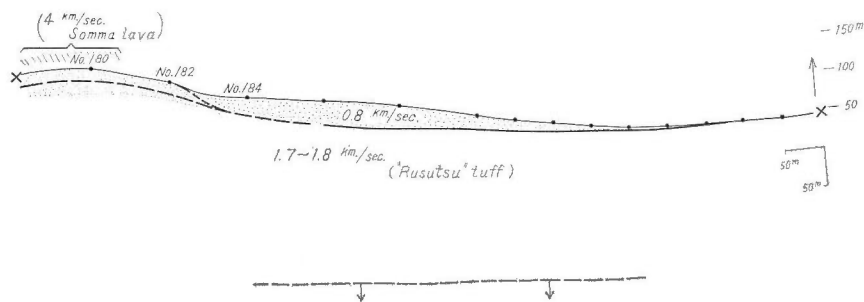
そこで表土をかりに0.8 km/sec. として、ひとまずこの走時曲線から地下の速度分布を計算してみると第31図のような結果が得られる。すでに速度分布のところ(走時曲線は第19図)で述べたように0.8 km/sec. は表土に、1.7~1.8 km/sec. はルスツ層に、4.2 km/sec. は外輪山熔岩に対応するものと考えられるので、次のような概括的な解釈ができる。

この測線の西の方は表土が被つているが、東の方へいくに従がい薄くなり、東の爆発点すなわち長流川の所では直接ルスツ層が地面に顔をだしている。また外輪山熔岩は西の方にだけしか現われていないが、28年度の走時だけからその厚さをおさえることはできない。しかし、東の方の爆発点からの走時にこの速度が現われていない点などから考えて、そんなに厚いものとは考えられない。

なおこのルスツ層の厚さであるが、こゝに現われた走時にはその下にくるべき(例えば滝ノ上とか、第三紀砂岩等)地層の速度が現われていないので厚さをどれだけと決めることはできないが、この走時曲線から考えてみて、この下にくるべき地層中の地震波の速度をかりに



第 30 図 尾根山南部 1km の場所 (第 6 および第 7 測線) での地形断面図
 Fig. 30 Topographic Section of 6th and 7th Lines (1 km Southern Part of the Roof-mountain)



第 31 図 屋根山南部 1 km の場所 (第 7 測線) での地下構造, 速度の分布
 Fig. 31 Underground Velocity Distribution of 7th Line
 (ref-Fig. 11 (8), 19 & 30)

2.5 km/sec. 位にとれば少なくとも 200 m より浅くはないということはいえる。

以上この走時曲線からわかることを述べたが、これをみてわかるように、初めに考えたわれわれの目的 (ドーム南方への南北方向の地下の地熱地帯のつながりを調べるという目的) に対しては不十分な結果しか得られなかった。

そこで 29 年度 (第 6 測線) は 28 年度の場合よりも、測線を屋根山に近づけるか、あるいは測線を長くすることを目標に実地の地形的影響を考慮に入れて検討した。その結果、後者を選ぶことにし、第 10 図に示したような測線を選んだ。

また 28 年度は器械の点でも問題があつたので、よい記録をうるために S. S. C. 反射式地震計を用いたことは始めにも述べた通りである。結果的には明瞭な記録がとれ (第 11 図 (7) 参照)、かつ場所によつては反射波もとれている。

まず屈折波の結果について考えてみよう。

地形の断面をとつてみると第 30 図のようになる。およその見当は 28 年度の場合と同じく、高さは西から東に向かって大体一樣に低くなつてきており、その方の補正は大したことではないが、前と同じようにこの点を頭において走時をみることにした。たゞ測線の西端ではかなり急に外輪山の方へ昇つているので、こゝでは少し補正が必要になる。しかし、変な補正を加えて、後で補正の補正が必要になつても困るので、僅か 3 点だけであるから、こゝでもそのことを念頭において走時曲線を解釈することにした。

この走時曲線から読み取れる速度や、考えられるその意味については、すでに速度分布のところでも述べた通りであるので、次にその解釈を試みる。

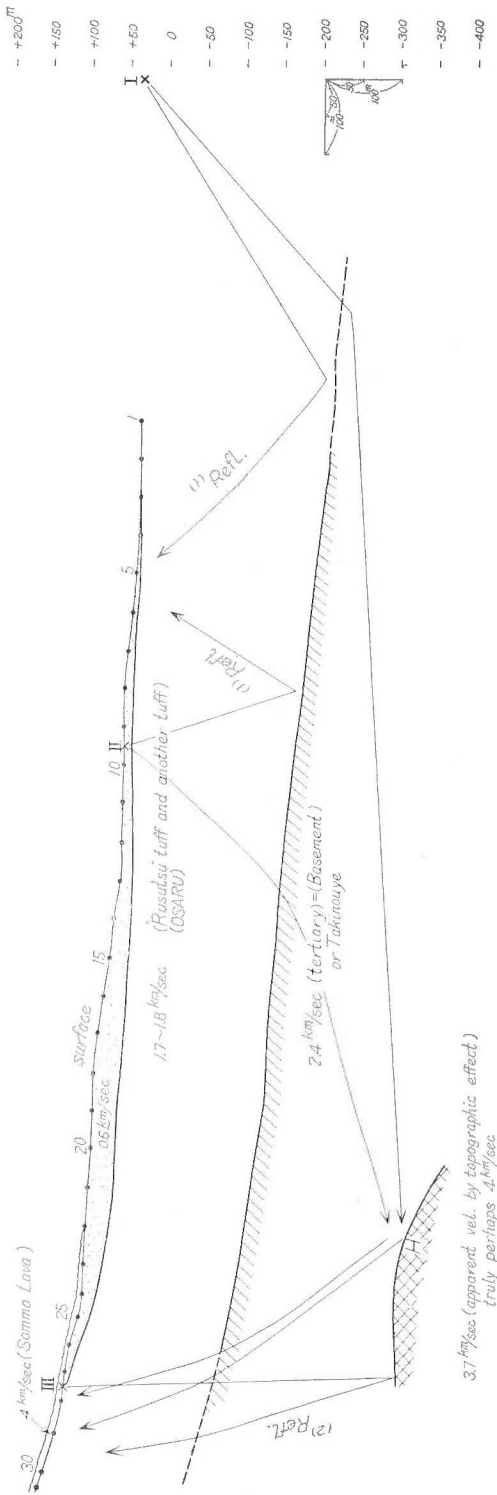
この屈折走時だけからまず表層の 0.6 km/sec. 速度層の厚さを計算し、次に 1.7~1.8 km/sec. 速度層と 2.4 km/sec. 速度層の境界面の深さを計算でだす。このようにして計算した地下の推定構造 (速度分布) を第 32 図に書きいれた。

次に S. P. I. からの走時の測線西方ごく一部に現われている 4 km/sec. の速度のものの深さ、形を推算してみると、図のように 2.4 km/sec. 層中の深いところにくる (約 4 km 深さ)。

以上は屈折波について考えたのであるが、こゝで今度は屈折波以外の after phase について考えてみよう。まず、記録から読み取れるかなり明瞭な after phase に (1) (2) などの記号を入れ、これらの意味について調べることにする。

A.....これは記録上の位置、phase の形、揃い、その他からまず反射波と考えて間違いないだろう。これを反射波として計算してみると、深さは約 200~250 m となり、1.7~1.8 km/sec. と 2.4 km/sec. との界に相当し、屈折からだした値とよく一致している。

B1.....これは S. P. II からの走時の測線の第 2 動と考えてさしつかえない。これから



第32図 屋根山南部1kmの地下構造(第6測線)
 Fig. 32 Underground Velocity Distribution of the 6th Line (ref-Fig. 11 (7), 20 & 30)

深さをだしてみると屈折からだした4 km/sec. のHの場所にくる。

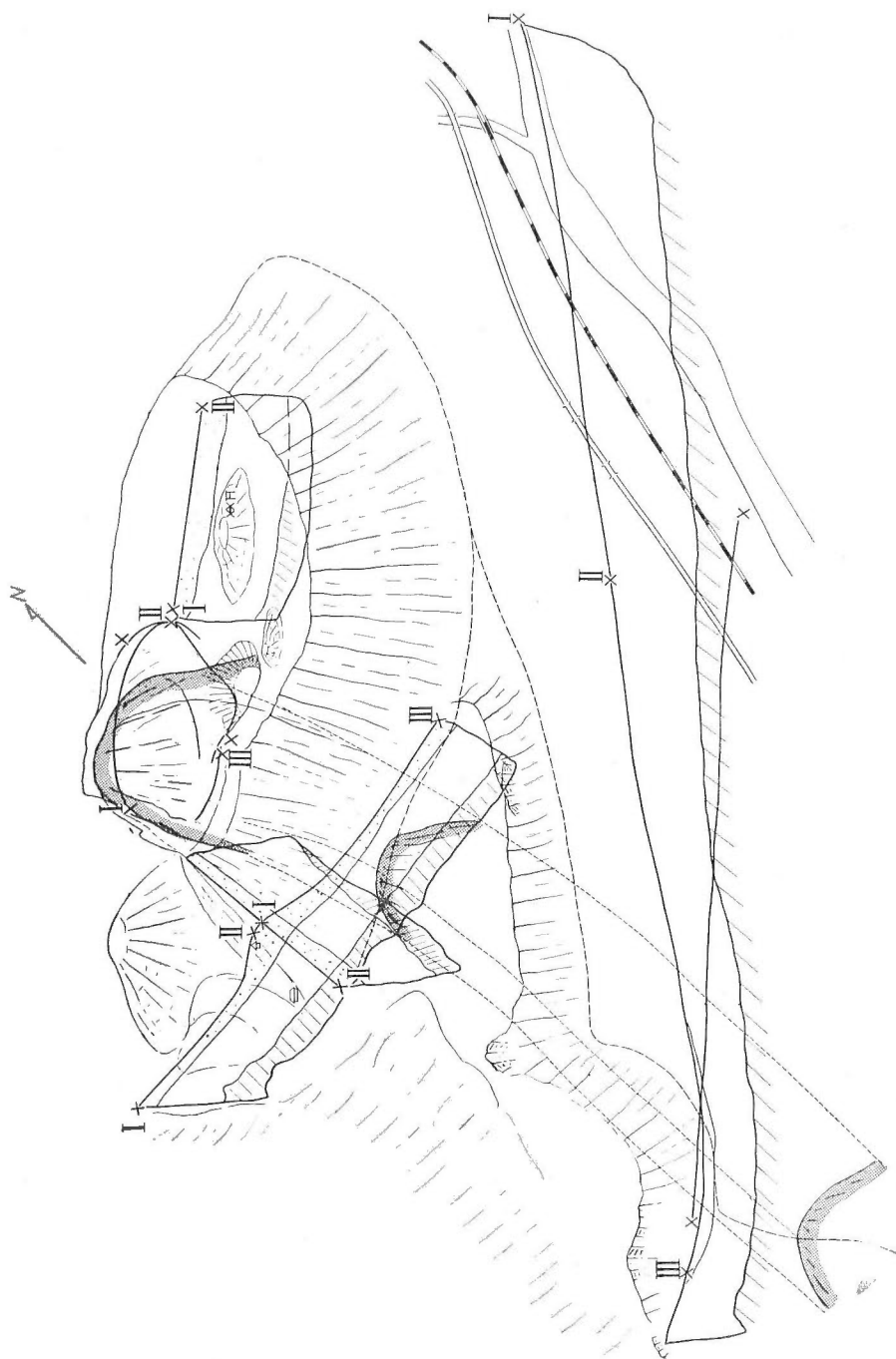
さらに after phase ではないが、(a)の4 km/sec. は28年度の時の測線西端に現われた走時と同じく外輪山熔岩によるものと考えてさしつかえなからう。さらに

B₂……これはやはり S. P. III からの反射と考えることができ、しかもその反射面の深さはかなり深いところ、4 km位のところになる。丁度3.7~4 km/sec. のHによるものと考えてさしつかえない。

以上のように調べてみると、かなりはつきりしてきたが、ここで問題となる点にふれておこう。それは1). 3.7~4 km/sec. の速度の物質のもつ物理的意味。

2). 外輪山熔岩の速度がこゝでは4 km/sec. であるが、屋根山附近ではそうではないこと、さらに3). 2.4 km/sec. 地層の地質学的意味等である。

まず3.7~4 km/sec. の意味であるが、これは物理的にも地質的にも、かなりの意味があると思われる。3.7~4 km/sec. の走時がこの第6線のどこにでも現われているというわけではなく、ごく特殊な場所に現われているという点である。前にも述べたように、地形変動や重力異常の場所等から得られる資料を参考にして考え合わせてみるとかなり興味ある結果である。しかも3.7~4 km/sec. がもしドームと同じ物で、その続きと考えると速度の点からみてもかなり温度は高いということ



ろ、速度だけでは判別できず、結局 test boring で確かめるより方法がない。しかしながら地質学的な検討の結果(おもに根本忠寛の考察)は、おそらく第三紀層とみるのが正しいのではあるまいかということになった。

一方この 2.4 km/sec. はすでにドーム・屋根山およびドームに続く屋根山南斜面での反射屈折等による記録からも得られており、次第に南にいくに従って深さが増してきている。この点から考えても多分有珠火山の基盤となる第三紀層と考えるとさしつかえないであろう。

なおこゝに興味あることは第 3 章で述べた重力の値が西および北にいくに従って大きくなる点で、丁度第 6 測線結果(第 32 図)からもわかるように、西の方が 2.4 km/sec. 層は浅くなり、またいまも述べた通り、この層は北に向かつて次第に浅くなること、および屋根山から北では滝ノ上の露出などのあることなどから考えて、傾向的に解釈がつかうのである。また定量的にみるときは 2.4 km/sec. 層だけの傾斜から推定される値では多少不足であるが、このもの自体の試料がとれないので密度を直接測定できないから、もちろん決定的なことはいえないが、大きな意味での重力分布の解釈の主要な要素とみてさしつかえなからう註 29)。

最後に第 1 測線から第 7 測線までの総合的な関係をみるために第 33 図に立体的な地下速度分布を示した。測線が離れているので、もちろん連続的につなぐことはよくないが、この図面で大体の見当をつけることはできるであろう。

これを II. 地質の結果や、すぐ上に述べた重力の結果と比較することは非常に興味のあることである。

IV. 5 以上の結果と今後に残された問題

緒言のところで述べたような目標でこの研究を始め、上記各部に記したような結果を得たのであるが、これらをこゝに要約すれば次のようになる。

1) 火山地帯を構成している新旧熔岩・堆積岩等のなかを伝わる人工地震波に速度の差異をみいだしうるかどうかが、やってみたところがこの昭和新山地域では表土・火山灰の堆積物(ルスツ)・旧熔岩等の間では地震波の速度に区別のあることがわかった。また新熔岩については温度による弾性率の変化を測定したところ、900~1,000°C までは温度を上げるに従って弾性率の増加することがわかった註 30) (第 22 図参照)。

2) ドームにおける野外実験と室内実験との比較等により、ドーム内部はおそらくなお高温を保っていると推定できる。またドーム内部の中央より北にかたよつた所に高温の中心部がある(第 23 図参照)。なおドームにおいては P.S. 両波から剛性率を計算してみると室内の実験結果と order 的によく合う(第 22, 25 図参照)。

3) 屋根山における測定結果からみると、旧フカバ附近の地中に熔岩の分岐を認めることはできなかつた。もつともこれは測線の関係でかなり浅い所のことしかわからないから、深い部分についてはなんともいえない。

4) ドーム南の屋根山隣接区域ではみごとな反射波を利用してドームの屋根山南側内へのつながりを知ることができた。そしてそれはかなり急な傾斜(>45°)ではいつていることがわかつた(第 27 図参照)。

5) 屈折・反射両波を利用することにより、ドームの南方の 1 km の測線では第三紀層のなかに新しい熔岩と同じような性質のものが連続貫入していると考えられる(第 32 図参照)。しかしこれがドームと同物質で同じような状態にあるかどうかは、今後の試錐等の調査によらな

註 29) なおこのほかに重力分布がこのような傾向をとる原因としては、四十三山の潜在円頂丘および東丸山の基となる地下熔岩の分布が 1 つの大きな要素として考えられる(II. 地質の項参照)。

註 30) これら速度の関係は第 9 表を参照されたい。

ければわからない。

6) ドーム・屋根山あるいは南の方の測線の記録から、200 m 程度の深さに一つの反射層のあることがわかった。

これは2.4 km/sec. の速度をもつもので、第32, 33 図によつてもわかるように南の方、東の方に深く、北の方、西の方にいくに従がつて浅くなつている。この傾向は重力分布を説明するのにも好都合であつて、この2.4 km/sec. 層はおそらく有珠火山の基盤をなす第三紀のものであらうと思われる。

以上のようなことが今回の調査でわかつたが、今後はこれらのほかに、室内において岩石中を伝わる地震波速度の温度による影響を直接測定するとか、高温状態における密度を測定するなどして、できる限り基礎的のデータを集め、他の物理的、化学的方法等による新しい結果と総合的に考え合せて地熱探査に対する方法をだすようにしてゆきたい。

また5, 6を確かめる点からも、さらに水蒸気・熱等、地熱の地質的、物理的、化学的基礎データに関する知識をうるうえからも、ぜひ近い将来 test boring を行い、well shooting、温度等、種々の坑井内実験を行うことが望ましい。

なおこの種のことから考えて、将来は四十三山や、また別の火山等においても地震の方法により地下の状態を含めた推定を行うことが可能であり、また必要であると思われる。

最後にドーム内部の温度が時間とともに減少することが考えられ、これに従がつて弾性波の速度も変化することが予想されるので、将来ふたたび同じ場所で人工地震の実測を行うことが望ましい。

V. 磁気探査

磁気探査に関しては重力と同じく、ポテンシャル量を測るのであるが、重力が距離の二乗で利くの反し、磁気の場合は距離の三乗で利き、かなり近くのもの問題となり、遠くの場合は重力の場合ほど利かない。それだけに測定点近くの地形が物をいうことになり、その補正について考えておかなければならない。

次に磁気の場合には特に温度による影響が大きく利くので、これがかなり問題となる。しかし、一面から考えれば地震重力その他探査実験の要素と組み合わせることにより逆に温度についての種々の推察もできる可能性があるわけで、その点短所であると同時に長所でもある。

それから重力や地震のときにも考えたように、磁気の場合にも、おのおのの地質・岩質による磁気の異常差がでるかどうかが問題である。これらのことを考えこの磁気測定の場合には、現地での測定と同時に sample による室内実験(温度変化の影響も含めて)をも併せ行つた。

V. 1 磁気探査の方法

磁気探査には主としてアスカニア製シュミット型鉛直磁力計を使用し、地球磁場の鉛直分力を測定した。昭和27年度においては昭和新山ドーム・屋根山・屋根山周辺・西湖畔および柳原地区註31)の測定を行い、昭和28年度においては上記地区の再測、四十三山・四十三山周辺・達観内・上長流・上長流合地の測定を行つた。

これらの測点は2, 3点をのぞいて重力探査の測点と一致しているが、測点数は重力測点のうち、約 $\frac{2}{3}$ にあたる。測点間隔は約300 m であるが、柳原・上長流地区においては測点間隔約50 m の測線をとつた。なお29年には地震探査の際に、それと並行して柳原(地震第6

註 31) これらの値をみる際に参考となるので、以前にこの附近で行われた磁気測定の結果を参考までに Abstract (英文)に記した。重複をさけるため本文では省略する。

測線)および屋根山南方(地震第5測線)の測定を行つた。この際は測点も地震の測点の上を利用して測定を行つた。

基点は仕替村字滝ノ町の佐藤旅館前におき、この値を500 r と仮定した。28年度においては測点 No. 1 (昭和新山南登山口)を副基点とした。これら3年間に年をあらためるごとに測定した2回以上の測点の観測値は測定誤差の範囲内で一致し、したがつて、測定感度の範囲内では鉛直磁力の経年変化は認められなかつた。

さらに以上のほか29年度には北大、佐久間修三によりドームを覆つて南北方向に dip circle による dip survey を行つた。

これらの測定の年度・場所・方法等は次の通りである。

昭和27年 全面測定

28年 補足測定および再測

29年 屋根山南部および南方1 km の測線(東西線)

佐久間修三による dip の測定

V. 2 岩石の磁性(室内実験)

始めにも述べたように探查結果を解釈するための地形補正をやるにも、岩質による磁氣的性質の違いや温度による磁性の変化を知つておくためにも、岩石の磁性に関する実験が必要となるので、まず sample による自然残留磁気・比帯磁率・熱残留磁気等に関する室内実験を行つた。それらについてこゝに述べる。

測定に用いた器械⁽⁴⁹⁾⁽⁵⁰⁾は

- (i) 自然残留磁気測定装置(無定位磁力計の使用による)
- (ii) 帯磁率測定装置(弾動法による)
- (iii) 熱残留測定装置(弾動法による)

である。

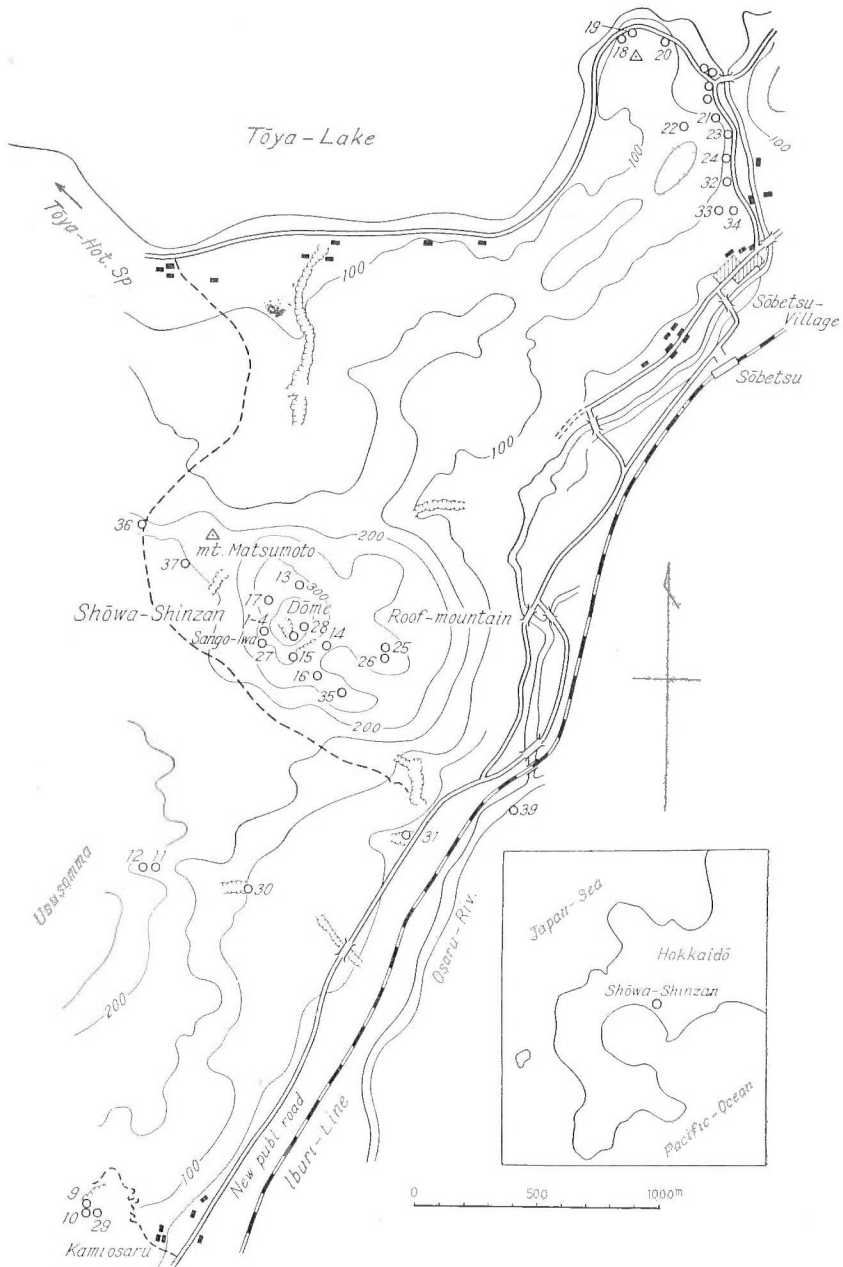
測定資料は第34図および第11表に示したように昭和新山を中心とした地域に露出する新熔岩・大有珠熔岩・外輪山熔岩・滝ノ上熔岩・ルスツ層および表土である。

太田良平⁽⁵¹⁾によると、岩石学的には新熔岩および大有珠熔岩は紫蘇輝石石英安山岩に、外輪山熔岩および滝ノ上熔岩は両輝石安山岩に、またルスツ層は場所によつて岩質も一定しないが火山灰を主とした堆積岩と考えられる。熔岩の噴出時代は新熔岩はもちろん大有珠熔岩・外輪山熔岩も現世といわれているが、滝ノ上熔岩については、新第三紀中新世(太田良平)あるいは第四紀更新世(根本忠寛)と考えられる。

合計39の資料について、自然残留磁気および比帯磁率の測定を行つた結果は第11表のようになる。このなかには昭和新山隆起の際、明らかに移動したと考えられる資料(No. 13~17)(No. 25~26)や、火山の熱や蒸気等により変質したもの(No. 23~24)も含まれている。それでいま各熔岩別に固結の当時より運動しないで、しかも典型的な岩質を示す資料のみについて平均をとつてみると第12表のようになる。したがつて、これら表中の値は各熔岩の磁性の一般的傾向を示すものと考えられる。

まず自然残留磁気の強さ(In)は外輪山熔岩・新熔岩・滝ノ上熔岩の順序であつて、外輪山熔岩はほかの熔岩に較べ2倍強に磁化されている。またその方向は新熔岩ではほとんど現在の地球磁場の方向に一致しており、外輪山熔岩は僅かに東に偏つているが、ほとんど新熔岩と同様である。滝ノ上熔岩は偏角(4D)においても、伏角(I)においても、ほとんど前2者と正反対の方向に磁化していることが認められる。

比帯磁率(χ_0)の大きさは 10^{-3} c. g. s. の程度で、その順序はやはり自然残留磁気の場合と同



第 34 図 磁気探査測点分布図 (数字は測点番号)

Fig. 34 Distribution of Magnetic Observation Stations
(Figures show the observation number, ref. Tab. 11)

第 11 表 岩石磁性の測定結果
Table 11 Magnetic Properties of Rocks (ref-Fig. 34)

No.	採取地 Collecting place of Samples	名称 rock	自然残留 磁気 In- tensity of N. R. M. In (e. m. u., gr)	偏角 Declina- tion. $\Delta D(^{\circ})$	伏角 Inclina- tion I($^{\circ}$)	比帯磁率 Specific Suscepti- bility X_s (e. m. u., gr)	自然残留 磁化係数 natural magne- tized co- efficient Qn
1	昭和新山サング岩 Sango-Iwa	新熔岩 New-lava	$\times 10^{-8}$ 0.88	4.5	54.7	$\times 10^{-3}$ 0.53	3.3
2	"	"	1.09	32.3	60.3	0.58	3.8
3	"	"	0.87	- 1.1	56.9	0.45	3.8
4	"	"	0.96	- 3.8	59.6	0.70	2.7
5	大有珠山頂(早川) Summit of Ousu (Hayakawa)	中央火口丘熔岩 Crater lava of Ousu	2.09	23.3	51.4	0.12	34.8
6	" (村内) (Murauchi)	"	1.32			0.45	5.8
7	小有珠西南西方 1.2 km 1.2 km WSW. of Kousu (Ota) (太田)	外輪山熔岩 Somma lava	2.52	17.8	61.0	0.60	8.4
8	"	"	2.00	12.4	65.4	0.55	7.2
9	上長流西方 0.5 km 0.5 km W. Kami-Osaru	"	4.02	- 3.8	61.5	0.69	11.5
10	"	"	1.71	6.1	60.2	0.90	3.8
11	上長流北北西方 1.5 km 1.5 km NNW. Kami-Osaru	"	2.18	8.5	53.5	1.19	3.6
12	"	"	2.38	9.1	67.3	0.77	6.1
13	昭和新山屋根山 Shōwa-Shinzan Roof- mountain	"	3.39	-85.3	19.3	0.99	6.8
14	" "	"	0.29	-22.3	54.7	0.04	14.5
15	" "	"	0.47	14.4	47.0	0.09	1.0
16	" "	"	2.42	40.4	55.3	0.55	8.7
17	" "	"	3.18	21.3	55.3	0.86	7.4
18	滝ノ上西北西方 0.4 km. 0.4 km WNW. Takinouye	滝ノ上熔岩 Takinouye lava	0.73	-172.6	-58.4	0.38	3.8
19	"	"	0.63	-178.2	-62.3	0.42	3.0
20	滝ノ上北西方 0.3 km. 0.3 km, NW. Takinouye	"	0.79	-174.8	-72.8	0.65	2.4
21	滝ノ上南南東方 0.1 km 0.1 km, SSE. (太田) Takinouye (Ota)	"	0.48	0.3	-31.0	0.22	4.4
22	"	"	0.47	172.8	-59.3	0.17	5.2
23	滝ノ上南南東方 0.2 km 0.2 km, SSE. Takinouye	滝ノ上熔岩 (軟) Taki- nouye (Soft)	0.17	-130.8	-56.5	0.36	1.0
24	滝ノ上南南東方 0.3 km 0.3 km, SSE. Takinouye	凝灰岩 Tuff	0.71	-147.5	-50.9	1.06	1.3

25	昭和新山屋根山 Shōwa-Shinzan roof- mountain	滝ノ上熔岩 Takinouye lava	0.57	- 86.2	- 1.9	0.53	2.1
26	"	"	0.43	117.6	-29.0	0.57	1.5
27	昭和新山ドーム西側 West of the dome Shōwa-shinzan	ルスツ層 (燃石) "Rusutsu" (Burnt)	3.43	1.5	41.9	0.77	8.8
28	昭和新山東側 East "	Burnt	3.79			0.60	12.6
29	上長流西方 0.5 km 0.5 km. W. of Kamio- saru.	ルスツ層 "Rusutsu"				0.17	
30	上長流北方 1.4 km 1.4 km. N. of Kamio- saru	表 土 Weath, layer				0.82	
31	上長流北東方 1.8 km 1.8 km. NE. of Kamio- saru	"				0.87	
32	滝ノ上南南東方 0.4 km 0.4 km. SSE. of Ta- kinouye	ルスツ層 "Rusutsu"				0.73	
33	滝ノ上南方 0.5 km 0.5 km. S. of Takino- uye	ルスツ層 (軽石) "Rusutsu" (pumice)				0.12	
34	"	ルスツ層 "Rusutsu"				0.74	
35	昭和新山屋根山 Shōwa-shinzan roof- mountain	表 土 Weath, layer				0.80	
36	松本山南方 0.2 km 0.2 km. south of Ma- tsumoto	"				0.69	
37	松本山西方 0.3 km 0.3 km. W. of Matsu- moto	"				0.76	
38	昭和新山山頂 Summit of Shōwa- shinzan	"				0.69	
39	上長流北東方 2.1 km (佐野) 2.1 km. NE. of Kamiosaru (Sano)	ルスツ層 "Rusutsu"				1.32	

様である。

自然残留磁化係数 ($Q_n = \frac{I_n}{\chi_0 F_0}$) は新熔岩・滝ノ上熔岩は約3倍、外輪山熔岩は約6倍の値が得られており、他の火山岩の磁性¹³⁾と類似の傾向を示している。

次に新熔岩の粉末から比重の大きいものを分離し、さらにそのなかから磁性の強いものを選り出して熱残留磁気を測定した。その結果を第35~37図に示す。

第13表はその結果得られたキュリー点(①)および熱残留磁化係数(Q_T)を示したものである。図から明らかなように、以上3者はいずれも正常型(与えられた磁場の方向に熱残留磁気を生ずる型)で、キュリー点も一致している。キュリー点560°Cに相当する鉱物については、化学分析やX線試験を行わなければ明らかな結論は得られないが、従来の岩石磁気の研究によつて得られている結果から考え、ある種のチタン磁鉄鉱と思われる。

第 12 表 各熔岩磁性の一般的性質
Table 12 Magnetic Properties of Rocks (General)

名 称 Name	資 料 Sample	$\ln\left(\frac{e.m.u.}{gr}\right)$	$4D$ (°)	I (°)	$X_0\left(\frac{e.m.u.}{gr}\right)$	Q_n
新 熔 岩 New lava	No. 1, 3, 4, 平均 (Mean of No. 1, 3 & 4)	$\times 10^{-3}$ 0.90 ± 0.04	-0.1 ± 3.5	57.1 ± 2.0	$\times 10^{-3}$ 0.60 ± 0.07	3.3 ± 0.5
外 輪 山 熔 岩 Usu somma lava	No. 9, 10, 11, 12 平均	2.57 ± 0.87	5.0 ± 5.2	60.6 ± 4.9	0.89 ± 0.19	6.3 ± 3.2
滝ノ上熔岩 Takinouye lava	No. 18, 19, 20 平均	0.72 ± 0.07	-175.2 ± 2.3	-64.5 ± 6.1	0.48 ± 0.12	3.1 ± 0.6

第 13 表 熱残留磁性の測定結果
Table 13 Magnetic Properties of Rocks (Thermo Remanent Magnetism)

名 称 Name	資 料 Sample	Curie pt. (°C)	T.R.M.-coef. Q_T
新 熔 岩 New lava	No. 4 中の磁性鉱物 Magnetic mineral in No. 4	560°C	3.5
外 輪 山 熔 岩 Usu somma lava	No. 12	560°C	4.5
滝ノ上熔岩 Takinouye lava	No. 19	560°C	2.8

熱残留磁化係数については第 12 表の自然残留磁化係数と厳密な意味では必ずしも一致していないが、近い値が得られている。

次に大石珠熔岩については資料数が少なく、またルスツ層においては軟弱資料のため、自然残留磁気測定結果もなく、いまだ確かな結論は得られなかつた。

以上のように昭和火山付近で採集した岩石の資料について、磁気探査結果の解釈に参考となると思われる 2, 3 の磁気的実験を行つたところ、およそ次のような結論を得た。

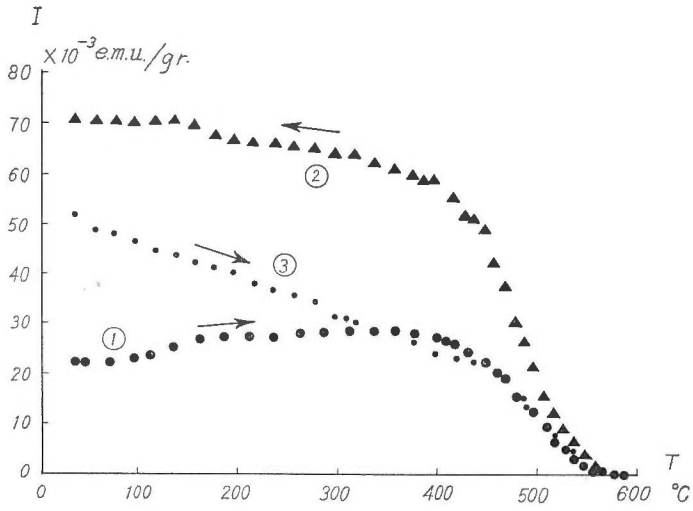
- 1) 各種岩石の磁性の強さは外輪山熔岩・新熔岩・滝ノ上熔岩の順序であり、外輪山熔岩は後 2 者の約 2 倍に相当する。
- 2) 自然残留磁気の方法は新熔岩、および外輪山熔岩においては、やゝ現在の地球磁場の方向と一致しているが、滝ノ上熔岩にあつてはほとんど逆向きに磁化している。
- 3) 熱磁気試験の結果、3 者はいずれも正常型に属するものと考えられる。
- 4) キュリー点はおよそ 560°C になる。
- 5) 昭和火山隆起の際、明らかに運動し、また火山の熱や蒸気等により変質を受けた屋根山の資料の磁性ははなはだ不規則である。

V. 3 地形および温度による磁気補正

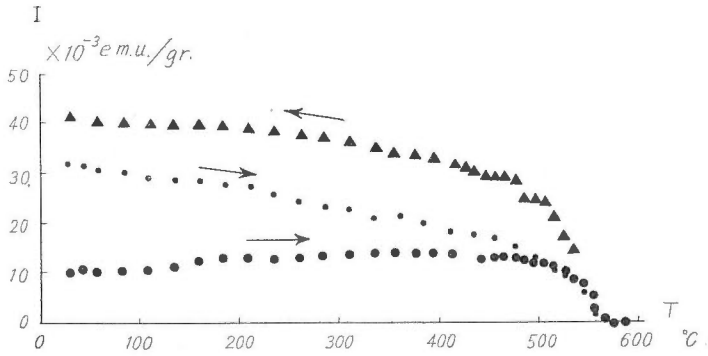
V. 3. 1 地形による磁気異常 (I)

各地区における測定結果を検討するために、地形による磁気異常を 2, 3 の理想的な場合について調べておこう。

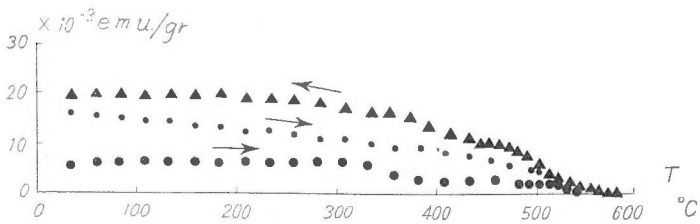
一様な密度 σ の物質が一様に磁化されているときには、この物質による鉛直磁力 Z は重力ポテンシャル U の 2 次微分の 1 次結合で表わされる。すなわち



第 35 図 熱残留磁気測定結果 (No. 19)
Fig. 35 Measurement of Thermo Remanent Magnetism (No. 19)



第 36 図 熱残留磁気測定結果 (No. 4)
Fig. 36 Measurement of Thermo Remanent Magnetism (No. 4)



第 37 図 熱残留磁気測定結果 (No. 12)
Fig. 37 Measurement of Thermo Remanent Magnetism (No. 12)

$$Z = 1/G_{\sigma} (\alpha U_{xz} + \beta U_{yz} + \gamma U_{zz})$$

である。磁力計は空気中すなわち物質のそこにおかれるから

$$U_{xx} + U_{yy} + U_{zz} = 0$$

が成立する。鉛直磁力の異常が地球磁場による誘導磁気によつて生ずる場合には、 H_0 , Z_0 , d_0 をそれぞれ帯磁を考えない場合の地球磁場の水平磁力、鉛直磁力および偏角とし、 r を地形を構成する岩石塊の帯磁率とすれば、

$$\alpha = H_0 r \cos d_0, \quad \beta = H_0 r \sin d_0, \quad \gamma = Z_0 r$$

となる。また自然残留磁気による磁気異常を考えると、自然残留磁気の水平成分、鉛直成分および偏角をそれぞれ h_0 , z_0 , d_0 とすれば

$$\alpha = h_0 \cos d_0, \quad \beta = h_0 \sin d_0, \quad \gamma = z_0$$

となる。

2次元の場合は

$$Z = 1/G_{\sigma} (\alpha U_{xz} + \gamma U_{zz}) = 1/G_{\sigma} (\alpha U_{xz} - \gamma U_{xx})$$

となる。この場合は、簡単な構造に対する重力偏差の公式が求められているので、それを使うことができる。しかし、いままでは地下構造に対する重力差が求められていたのであつて、地形による重力偏差の変化については、数値的には新しく計算しなければならない。われわれの場合には器高を無視することはできないので、器高すなわち地表から磁石の重心までの高さを 1 m として計算することにした。

さて、第 38 図のような 2 次元地形を考えよう。これは 3 次元としてみれば実際の地形の場合は山脈に相当し、偏角 d_0 を代えて計算すると、いろいろな方向に延びている山脈についての磁気異常を求めることになるのである。物質分布からの磁力への影響は距離の三乗に逆比例し、したがつて測点の比較的近くの物質分布のみが磁気異常に影響を及ぼすので、偏角 d_0 を代えて計算した結果を組み合わせて一つの円錐形のドームによる磁気異常を求めることができる。第 39 図はこのようにして求めた円錐形に対する磁気異常の分布であつて、ドームの高さ 150 m、底辺の半径 260 m、すなわち円錐の頂角を 120° としてある。また、この磁気異常は $\alpha = 10^{-3}$ C.G.S. の物質によつて地形が構成されているとき、全磁力 $F = 49.5 \times 10^3$ J、伏角 $D = 53.6^\circ$ および 5.0° の地球磁場によつて誘起される磁気異常である。全磁力および伏角の前者の値は坪川家恒その他の磁気測量およびその整理結果によつて求めた昭和新山における地球磁場の値である。なお、偏角は 8° となる。

この図によると Z の極値の近くで急激に磁気異常が上昇ないし下降しているが、これは三角形の地形断面を仮定したために頂上で地形の勾配が急激に変化するためである。頂上附近の地形変化がなめらかであれば、磁気異常もなめらかに変化するわけであつて、例えば一様に帯磁した球の上で測定したとすれば第 40 図のような磁気異常が観測されるはずである。球の半径は 150 m で、帯磁率および地球磁場の値は前と同じである。磁気異常の全体的な傾向は両方の場合がよく一致していることが認められる。

自然残留磁気による磁気異常も、前に述べたように、結果としては誘導磁気の場合と同じであるから省略する。

次に、始めに考えた三角形断面の場合に、磁気異常の極大値が断面の高さおよび傾斜によつてどのように変わるかを第 41 図 A に示した。横軸は三角形の高さで縦軸の単位は伏角が大きな値(だいたい 50° 以上)であるとき任意にとつてよい。すなわち地形を構成する物質の磁気的性質が一定であれば、磁場の方向にほとんど無関係である。

第 41 図 B は第 42 図のような 2 次元の地形変化による磁気異常の極大値が、高さ(落差)および傾斜角の変化によつてどのように変わるかを示したものである。横軸は高さで、縦軸につい

ても第41図Aと同様である。

さて、第41図の地形による磁気異常で地形が低い部分について、もう少し調べてみよう。断面の傾斜を 20° 、傾斜部分の水平距離を800 m、したがって落差を273.6 mとし、断面の方向がE-WおよびNW-SE方向を向いている場合を考える。

さきほど述べた岩石の磁氣的性質(第11, 12表)を考えて、地形を構成する物質の密度2.0、比帯磁率 0.68×10^{-3} C. G. S., すなわち帯磁率 1.36×10^{-3} で、全磁力 49.5×10^3 T, 伏角 56.3° 、偏角 0° および 40° の地球磁場によつて誘起される磁気異常と、密度2.0、自然残留磁気 27.4×10^{-4} e. m. u./gr, 残留磁気の伏角 56.3° および 5.0° 、偏角 0° および 40° の物質によつて地形が構成されているときに生ずる磁気異常とを計算した。第43図はこれの結果を纏めて示したものであつて、地表が平坦な部分では磁気異常は磁気の方角にはほとんど無関係で、おもに磁気の強さによつて絶対値が変化することがわかる。

なお、この場合は磁気異常が地形変化のない遠いところにまで及んでいるのは注目すべきことで、それは地形変化の振幅が大きいことのほかに、 U_{zz} を含む項がおもな原因となつている。

V. 3. 2 地形による磁気異常 (2)

V. 3. 1では適当な模型を仮定して地形による磁気異常を求めたが、簡単に計算できる模型を採用すると、地形の勾配が急激に変化するところがあつたり、計算値と観測値とをどの位置であわせたらよいかなど、判断に苦しむことが多い。

そこで、実際の地形に対する磁気異常を計算する方法を考えてみよう。前に述べたように磁場の強さは重力偏差の1次結合で表わされるから、結局重力偏差の地形補正をする方法を用いればよいわけである。この方法は多くの教科書に記されているが、 U_{zz} については計算してないので、簡単に説明しておこう。

第44図のように観測点磁石の中心を原点として円柱座標 (r, θ, z) をとり、密度 σ の地形によつて原点に生ずる重力偏差を求めると

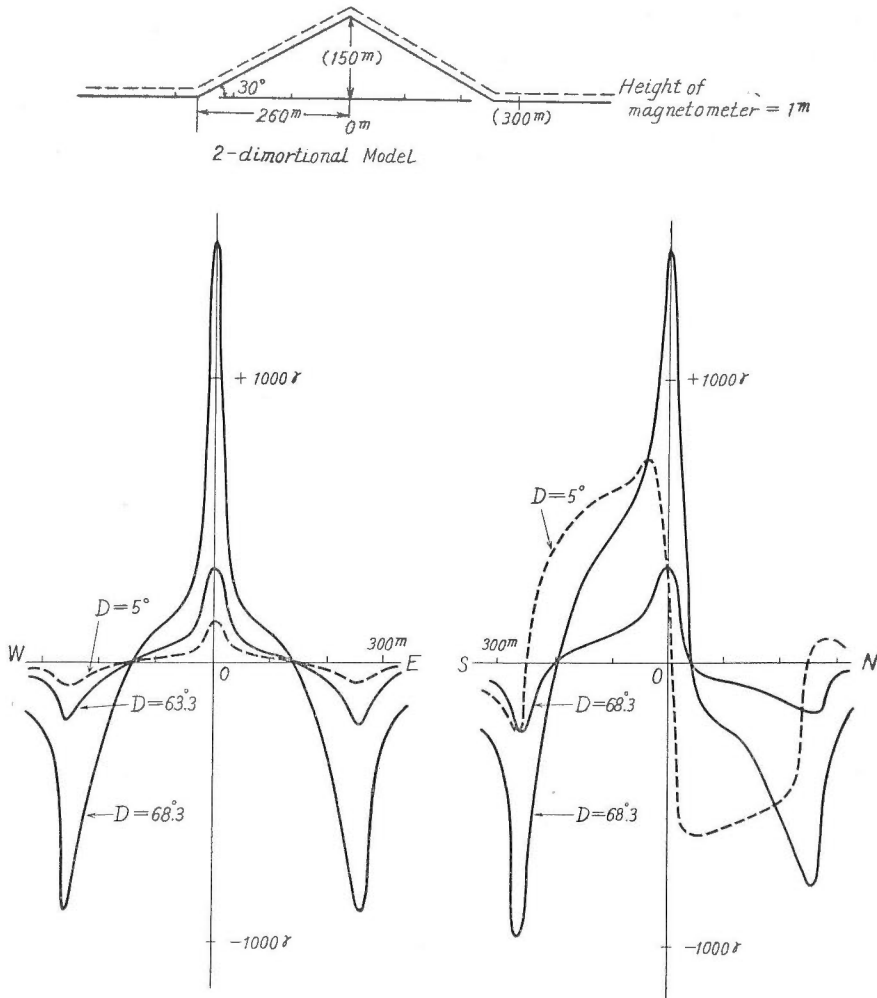
$$\left. \begin{aligned} U_{zx} &= 3G\sigma \iiint r^2 z \cos \theta / (r^2 + z^2)^{5/2} dr d\theta dz \\ U_{zy} &= 3G\sigma \iiint r^2 z \sin \theta / (r^2 + z^2)^{5/2} dr d\theta dz \\ U_{zz} &= G\sigma \iiint \{ 3rz^2 / (r^2 + z^2)^{5/2} - r / (r^2 + z^2)^{3/2} \} dr d\theta dz \end{aligned} \right\}$$

となる。 $x=r \cos \theta$, $y=r \sin \theta$, $z=r \tan \varphi$ において原点から地形を望む φ 角を導入し、区間 $[r_1, r_2][\varphi_1, \varphi_2][\theta_1, \theta_2]$ について積分すれば

$$\left. \begin{aligned} U_{zx} &= -G\sigma (\cos^3 \varphi_1 - \cos^3 \varphi_2) \log \frac{r_2}{r_1} (\sin \theta_2 - \sin \theta_1) \\ U_{zy} &= -G\sigma (\cos^3 \varphi_1 - \cos^3 \varphi_2) \log \frac{r_2}{r_1} (\cos \theta_1 - \cos \theta_2) \\ U_{zz} &= G\sigma (\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1 - \sin^3 \varphi_2 + \sin^3 \varphi_1) \log \frac{r_2}{r_1} (\theta_2 - \theta_1) \end{aligned} \right\}$$

である。上式を用いて地形補正を行うには2つの方法があるが、その1つは $\log r_2/r_1$ および $\sin \theta_2 - \sin \theta_1$ あるいは $\theta_2 - \theta_1$ がそれぞれ一定値になるような柵目をつくり、各柵目にはいる地形の平均の高さを求め、それに相当する φ の函数を計算して、すべての柵目について加え合せればよい。 U_{zx} と U_{zy} との柵目は 90° ずらせて使うことができる。

重力偏差の場合には観測点から100 m位離れた所までの地形をとればよいとされているが、いまの場合は U_{zz} を含み、他の重力偏差より距離による減衰が一桁小さいので、かなり遠方の地形についてまで計算しなければならぬ。物理探査として鉛直磁力の測定は相対的な値をだせばよいから、調査地域内でほとんど変化しないような大規模な異常まで計算する必要はないのであるが、どのくらいの範囲までの地形を、計算のために採用すれば要領よく計算ができ



第 38 図 磁気探査の地形補正
Fig. 38 Magnetic Topographic Correction

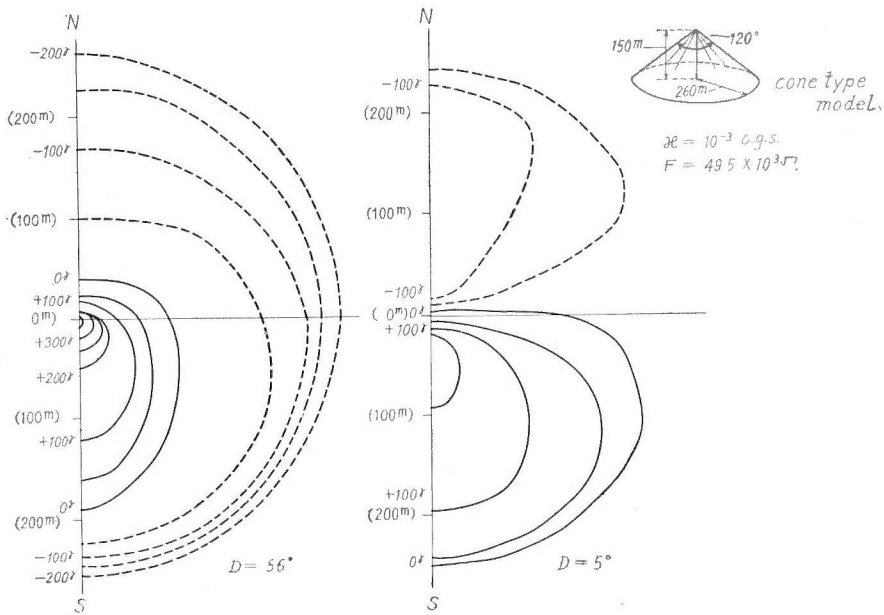
るかということは、困難な問題である。またこの方法で局所的に岩石の磁氣的性質が変化することを考慮に入れることは不可能ではないけれども、計算の手續きは一そう面倒になる。

われわれは距離については一桁の違いの間を 10 等分，方向については 90° を 10 等分するような柵目を使い，器械の高さを 1 m として計算した。実際に応用した例については後に述べる。

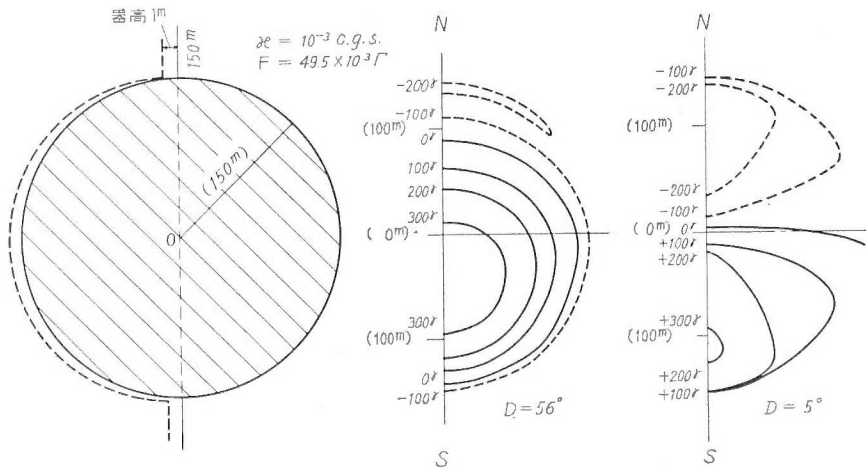
V. 3. 3 磁気異常と温度

強磁性体が高温において磁性を失なうことは周知の事実であつて，第 35~37 図に示すように，有珠火山の熔岩も， 560°C 以上では完全に磁性を消失する。したがつて地下に高温の物質が存在すると，地表で磁場の強さを測定したとき，負の磁気異常が表われるか，その他の条件から期待される磁気異常より小さい異常が表われることが考えられる。

例えば，1940 年 7 月に起こつた三宅島の噴火の際に，高橋および平能⁷⁴⁾は同島の鉛直磁力の分布を約 1 週間において 2 回測定し，噴火口の周辺において 2 回目の測定の際に，磁力が減少していることをみだした。そしてこの結果を当時の噴火状況と対比して，噴火口下の熔岩



第 39 図 磁気探査の地形補正
Fig. 39 Magnetic Topographic Correction

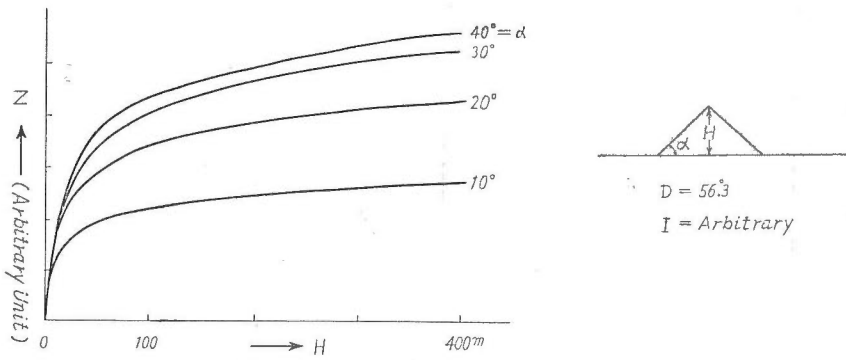


第 40 図 一様に帯磁された球上の地形補正
Fig. 40 Magnetic Topographic Correction on an Uniformly Magnetized Sphere

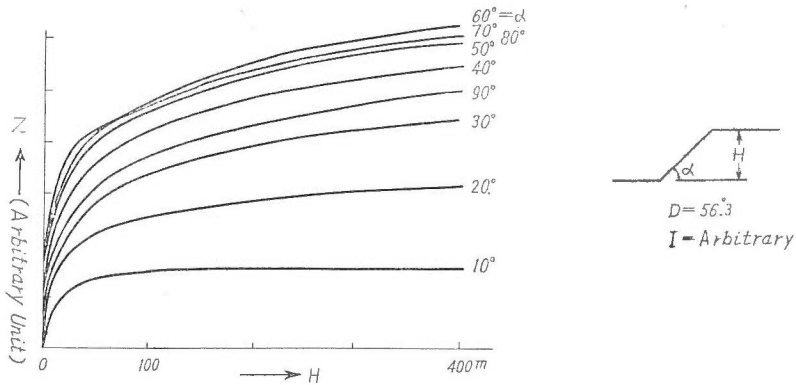
が熔融ないし運動して高温になったと考えた。また最近では力武³²⁾が三原山の活動に関して同じようなことを示した。

われわれの場合には、昭和新山噴出前における鉛直磁力の分布が明らかでないので、地下の温度分布を推定する手がかりをうることは非常に困難であると思われる。1943年有珠山周辺において火山活動が始まる前に永田³²⁾によつて有珠火山地域の磁気測量が行われ、火山活

註 32) 永田武外 2 名：日本地球電磁気学会講演，1947 年 10 月

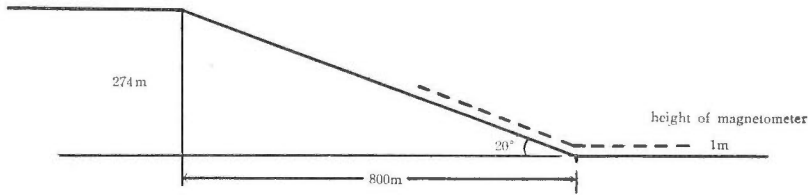


(A)



(B)

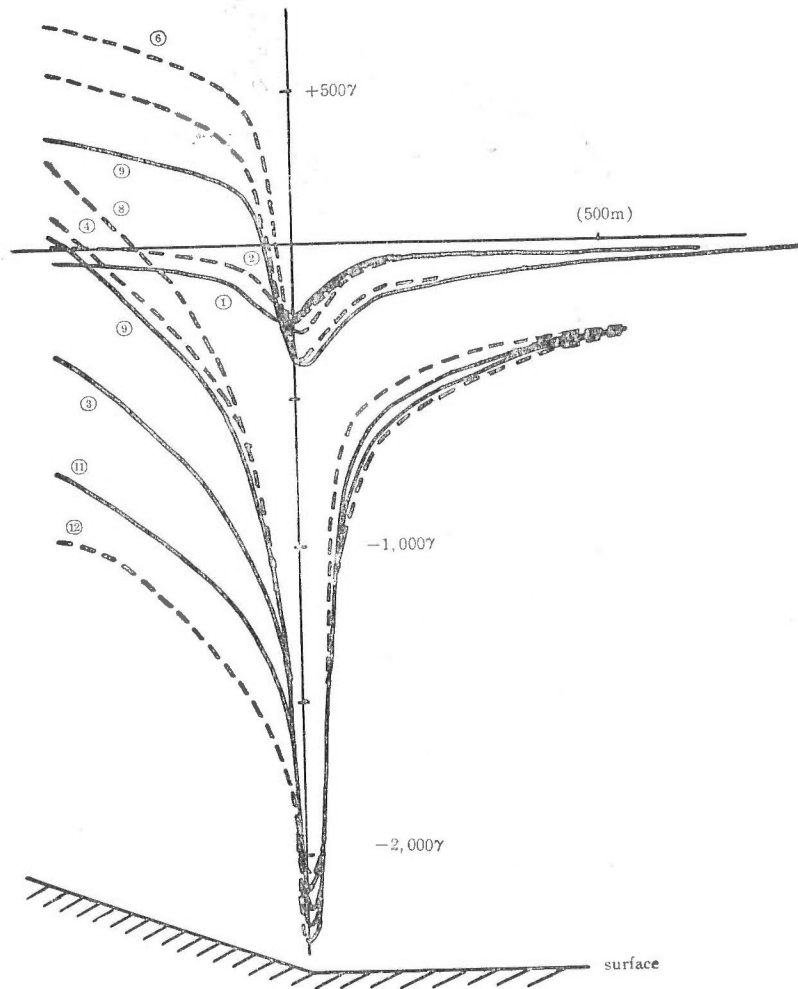
第 41 図 磁気探査の地形補正
Fig. 41 Magnetic Topographic Correction



第 42 図 磁気探査の地形補正モデル
Fig. 42 Magnetic Topographic Correction Model

動開始後 1944 年原田によつて有珠山東側の 4 測点について再測が行われた。その結果、第 45 図に示したように柳原附近で磁場の変化があつたことが認められた。この附近は著しい地形変動を生じていないが、地震活動がさかんに行われた地域であるから、地表で観測された磁場の変化を、地下における熔岩の運動に結び付けることはごく自然な考え方であろう。

ところがこの場合は磁場が増加する方向に変化していて、前に述べたこととは反対の現象が起こつていのようにみられる。しかし地下で高温の熔岩の貫入が行われた場合にも、正の磁気異常を生ずることは考えられないことではない。例えば現在の場合、ルスツ層のなかへ高温熔岩が貫入すると、熔岩に接した部分は加熱され、ある時間経てば冷却される。ルスツ層は火山灰層であるから、自然残留磁気を生じ、測点の比較的近くの物質分布だけが磁気異常に関

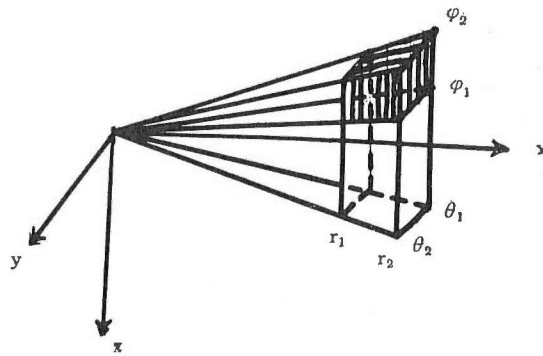


第43図 地形補正結果(第42図参照)

Fig. 43 Results of Correction (ref-Fig. 42)

①	$\rho=2.0$	$\kappa=0.68 \times 10^{-3}$	$D=56.3^\circ$	$I=0^\circ$	E-W
②			"		NW-ES
③	$\rho=2.0$	$I_n=27.4 \times 10^{-4}$	$D=56.3^\circ$	$I=0^\circ$	E-W
④			"		NW-SE
⑤			$D=5.0^\circ$	$I=0^\circ$	E-W
⑥			"		NW-SE
⑦			$D=56.3^\circ$	$I=30^\circ$	E-W
⑧			"		NW-SE
⑨			$D=5.0^\circ$	$I=40^\circ$	E-W
⑩			"		NW-SE
⑪			$D=56.3^\circ$	$I=40^\circ$	E-W
⑫			"		NW-SE

係するので、地表で正の異常が観測されることも考えられるわけである(さらに時間が経つて熔岩の一部も冷却され、磁性をもつようになれば異常がもつと大きくなることも可能である)。またルツ層の下の tertiary ないしは滝ノ上熔岩中に貫入した場合でも、滝ノ上熔岩が現在の地球磁場と異なつた方向の自然残留磁気をもつているとすれば、前の場合と同じような加熱一冷却の過程において、別の方向の自然残留磁気を生じて正の異常が観測されるようになるこ



第44図 磁気探査の地形補正
Fig. 44 Magnetic Topographic Correction

とが考えられる。

ところで、ドームの内部が高温で磁性を失なつていて、表面だけに磁性があるときには、内部全体が磁性をもつているときどのように磁気異常が違ふかを調べてみよう。第38図のような地形で磁性をもつ部分の厚さが5, 10, 50および100 m のとき、すなわち第46図に示すような模型を考えたときの磁気異常の変化を第47図に掲げた。自然残留磁気ないし地球磁場の方向は、伏角 $D=56.3^\circ$ 、偏角は任意にとることができる。

また球殻に磁性をもつ物質が分布している場合、すなわち第48図に示す模型に対しては第49図のような結果が得られる。自然残留磁気ないし地球磁場の方向は前と同様である。

これらの結果によると、磁性をもつ物質の厚さが薄くなるほど磁気異常の値は小さくなるが、その形はあまり変わらない。したがつて定性的なことは考えられるが定量的にいいきることはかなり難しいと思われる。

磁性物質の厚さが数 m の程度でないと、内部の物質が磁性をもっているかどうか判断することは、実際問題としては非常に困難であろう。

V. 4 探査結果およびその考察

これまで述べた知識に基づいて鉛直磁力の分布その他について考えてみよう。

まず測定結果を第50図および第14表に示した。ドーム・屋根山地区および四十三山・同周辺地区は測点が密集しているので拡大して第51図に示した。

これら鉛直磁力分布を概観すれば、西湖畔・柳原地区・達観内地区以外ではかなり複雑な分布を示していて、熔岩流・泥石流等の地形による磁気異常や潜在ならびに潜在円頂丘等によると思われる多くの磁気異常がみられる。

なお29年度の地震測線に重ねて行つた磁気測定の結果を第52・53図に示した。これらの結果は27, 28年度に行つた調査の結果と矛盾するものではない。また佐久間修三による結果を第54・55図に示した。

結局、これら磁気測定の結果をみると異常地としてみられるものに、ドーム・四十三山・柳原等の地区がある。

これらについて順次考えてゆこう。

第56図は鉛直磁力と測点の高さとの関係であつて、平地における観測値が500 r 附近に密集していることから、鉛直磁力の基準の値、すなわち磁気異常のないところでの値が約500 r に相当することがわかる。

鉛直磁力と測点の高さの間には一義的な関係はないので、図上の点は分散しているが、磁

力の正の値を示している部分の外側を囲む曲線を引くと、この曲線は第41図AおよびBの曲線に対応することが考えられ、実際によく似た形を示している。

調査地域の傾斜地は大体 $20\sim 30^\circ$ の傾斜で、これを形成する熔岩の自然残留磁気の値は大体同じであるから、第56図の点の分布は大体一つの曲線で囲むことができるわけである。ところが、この仮想された曲線に対して四十三山地区ではやゝ磁気異常が大きく昭和新山ドーム地区ではかなり異常が小さいことに気付く。

ドームの異常値の小さいことはすでに述べた地形による影響とはむしろ反対の傾向にあり、それについてはむしろ、

(1) 有珠山の麓に位置するので、有珠山による地形の影響を受けていること。

(2) ドームの表面は外輪山熔岩およびその風化物や岩屑であると考えられるが、これらがドームの隆起活動のためにもめて、その結果、全体として自然残留磁気が減少していること。

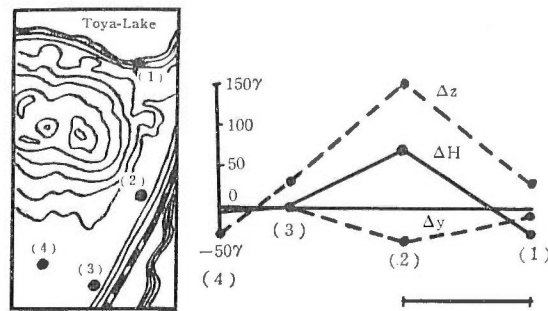
(3) 部分的には傾斜の急な所があり、傾斜がある程度以上大きくなれば磁気異常の値が小さくなること(第41図B)。

(4) 内部が高温で磁性を失なっていること。

(5) 新熔岩の表面の方が低温で磁性を失なつていても、外輪山熔岩の自然残留磁気に比べて小さな残留磁気しかもつていないことなどがその原因であると考えられる。このようにいろいろと原因は考えられるが、(1)については第52, 53図から有珠外輪山の地形の影響する範囲がおよそわかり、いまの場合は、そのための異常の減少でないことが考えられ、また(2)、(5)についても、これは岩石磁性の実験結果や附近のドーム以外の値を参照することにより、この影響でないことの見当がつく。残りのうち(3)についてはいくらかこれらの影響は考えられるにしても、やはりそれらのみでそれほどの影響を与えるといふきれる証拠は見当らない。

そこで(4)にあげた内部の高温で磁性を失なつていることが、程度はわからないにしてもともかく考えられるのである。

こゝで佐久間修三による dip の測定結果とその解釈についてふれておく。新山ドームを主とする地域内の21点で地磁気伏角の絶対測定を実施し、比較のため大有珠ドームの地域でも11点で伏角を測定した。測器は測器舎製の震研型磁気儀に北大試作の増幅器を組み合わせて使用した。精度は約 $1'$ である。



第45図 昭和新山附近における磁気異常図
(永田・平野・原田による)

Magnetic point

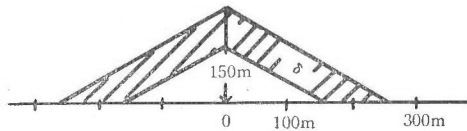
	H	Y	Z
No. 1	37γ	10	50
No. 2	69	43	149
No. 3	3	0	28
No. 4	8	1	38

Fig. 45 Anomalous Variation of Geomagnetic Field
(by T. Nagata, K. Hirano & Y. Harada)

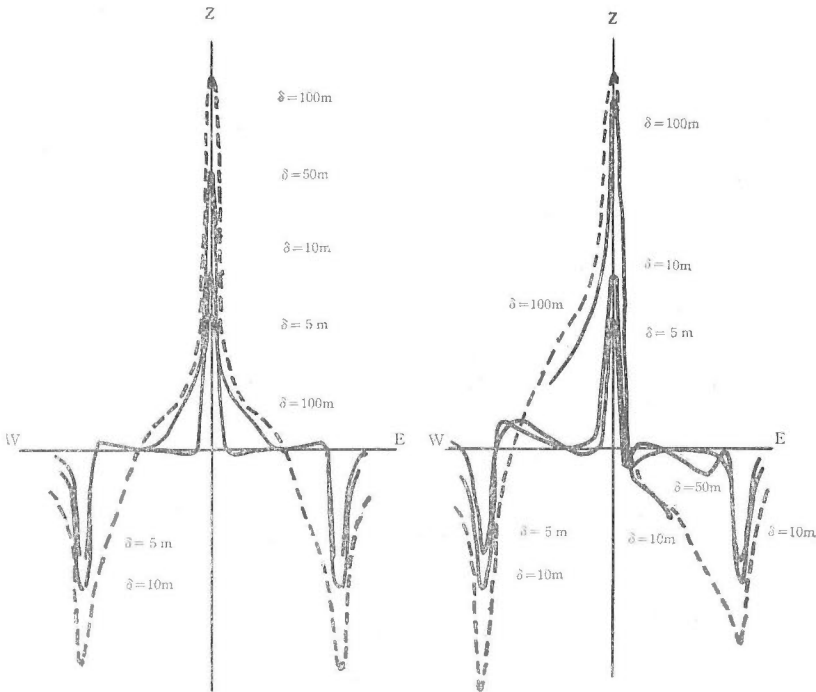
測定値の地理的分布は第 55 図に示されるように、ほぼ新山ドームの中央上を境として、きわめて系統的に北に負、南に正の閉じた異常地域をもつことがわかった。この型の異常はドームおよびその附近の地形が一樣に帯磁している場合に予期されるもの（多くの火山の場合はこれである）とまったく異なるものである。これに対し、地形的に、またおそらく岩石学的にも新山ときわめて似ている大有珠ドーム地域の地磁気伏角異常を実測したところ、ほぼ山上では正、南北の麓では負の異常を有し、大有珠の山体がほぼ一樣に現在の地球磁場方向に帯磁しているとして説明されることがわかった。

したがって、新山のドームおよびそのすぐ近くの地下浅所の帯磁は近似的にも一樣とは考えられない。地下の磁氣的構造をこのような場合一義的に定めることは不可能であるから、次の 2 つの仮定により実測と合うような構造を想定した。i) 帯磁の方向は現在の地球磁場の方向。ii) 帯磁の強さは単位体積あたり J または O の 2 種のみ。

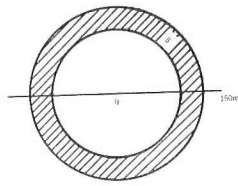
その結果第 55 図のようにドーム北半分の地下が帯磁していないで、その他の部分が $J = 3 \sim 6 \times 10^{-3}$ e. m. u./cc の一樣な強さで地球磁場方向に帯磁しているとすれば、観測事実を説明できることがわかった。この J の値は有珠熔岩の自然残留磁気の値と較べて妥当なものである



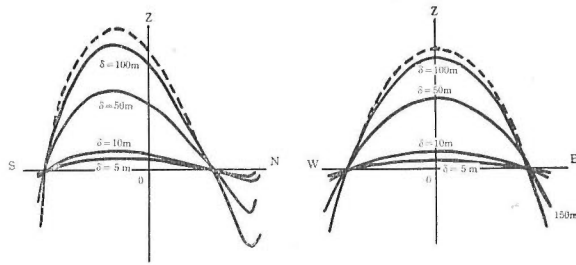
第 46 図 磁気探査の地形補正モデル
Fig. 46 Magnetic Topographic Correction (Model)



第 47 図 地形補正結果
Fig. 47 Results of the Correction



第 48 図 球 殻
Fig. 48 Spherical Shell
(Model)



第 49 図 球殻による磁気地形補正結果
Fig. 49 Magnetic Topographic
Correction (Spherical shell)

(なお内部が冷えていると思われる大有珠ドームでの測定は丁度昭和新山ドームの逆になつている) (第 55 図 (b))。また地温の測定 (第 6 章参照) からドーム内部、特に北部の相当の部分がいまなお数 100° 以上の高温にあることを考え合せると、ドームを構成している岩石の一部分が造岩強磁性鉱物のキュリー点以上の高温状態にあり、帯磁していないのではないかと推察される。もしこの推定が正しいとすれば、今後の検測によつて地球磁場の変動が検出されるであろう。

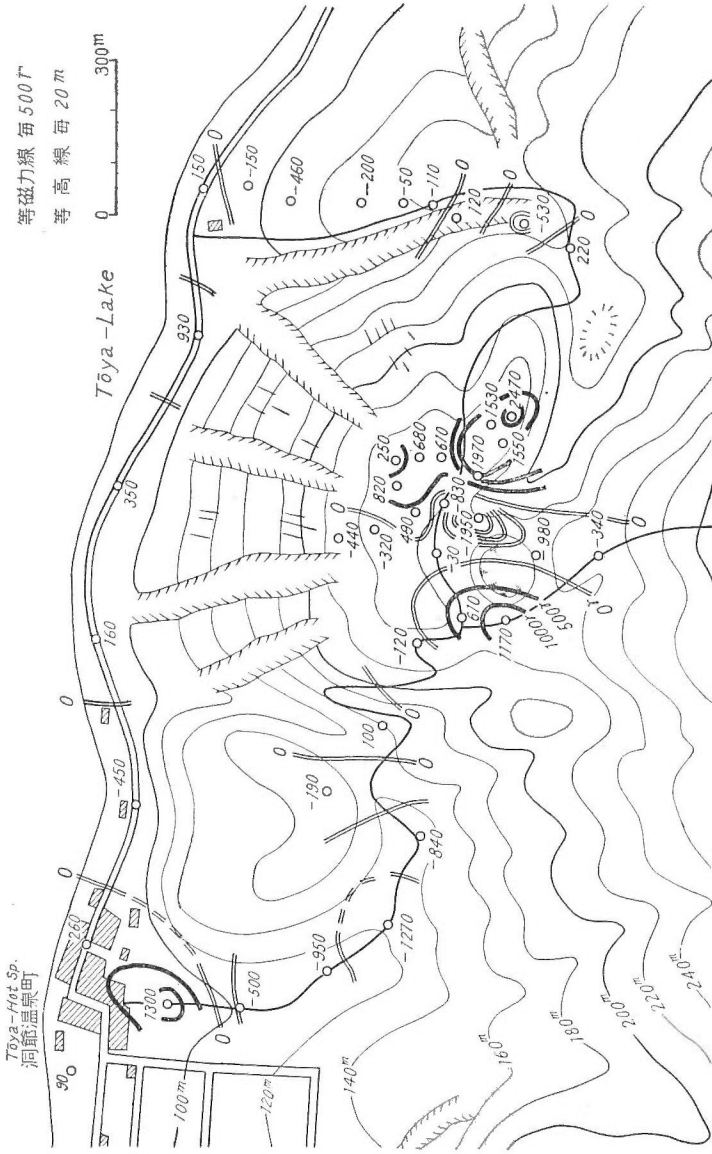
第 57 図はドームの頂点を N-S, NE-SW, E-W, SE-NW の部分に分け、地形との関係をみたもので、それぞれの方向から 15° 以内の範囲における鉛直磁力の値を入れたもので、これと第 55 図と比較してみて N-S 方向に同じ傾向にあることがわかるであろう。

以上はドームについてであつたが、次に四十三山地区では比較的大きな磁気異常がみられる。この地区の岩石試料の磁性が測定されていないので、地形による異常だけであるか、あるいは地下構造による磁気異常があるのか、断定的なことはいえない。しかし、ある部分ではすでに述べた地形の影響だけでは説明のつかない結果もでている。例えば第 58 図のようなもので、これは四十三山の下 (中) にかんがりの magnetic なものを考えなければならぬことになる。

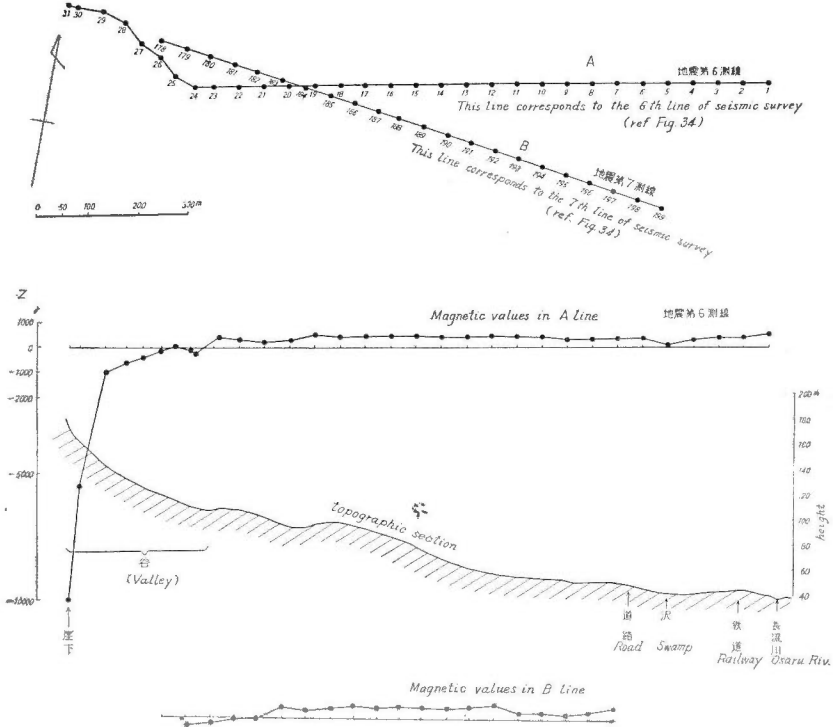
遼視内地区はルスツ層で覆われていて、この層は火山灰を主としているので自然残留磁気は小さいと考えられる。実際の磁力分布も大きな異常を示していない。重力分布では北部に異常が認められたにもかかわらず磁気異常が認められないのは、重力異常の原因となつている構造が磁性の差異を示さないようなものであるか、構造の異常が深くて磁気では観測できないためであろうと思われる。

柳原地区ではいくつかの測線に明らかなように、南北方向に連なる 1 組の正負の異常がみられる。第 59 図は柳原以南の地区において測点間隔の小さい測線に沿つた鉛直磁力分布および地形断面を示したものである。これらの断面の地形は大體第 42 図の模型によつて近似され、実際の磁気異常も第 43 図の計算結果とよく一致している。現実の地形では傾斜がなくなつて平地になる地点がはつきり決められないので、計算結果と実際の異常とを厳密に比較することは困難である。しかし大體の見当をつけることはできる。したがつて柳原地区では地形による 2 つの負の異常によつて一つの正の異常がでたと考えることができる (第 52 図参照)。

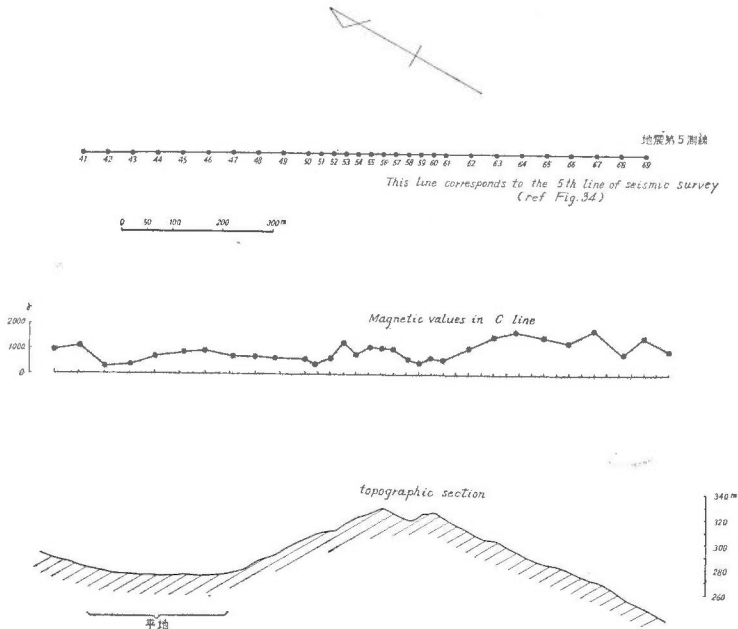
この計算結果と実測とを比較してみると、こゝにでている異常は大體地形の影響として説明される。一方、地下 400 m 位のところに地震の方から推算された model が考えられるのでそれに室内の実験結果から考えられる値を入れて計算してみると約 400 r 程度の異常となる。したがつてこの影響も反映しているのであつて上述の地形の影響も大きくでているので、この附近ではこれら異常から地下構造のみを云々することは少し難しいようである。



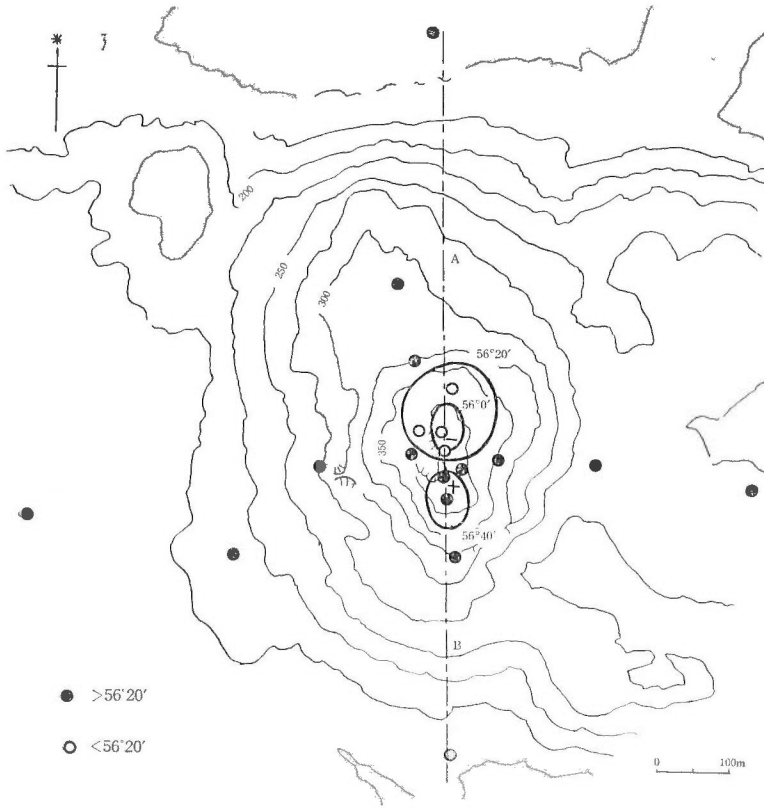
第 51 图 a 四十三山区鉛直磁力分布图
 Fig. 51 a Distribution of Magnetic Vertical Value at Yosomi-yama
 area & near shōwa-shinzan



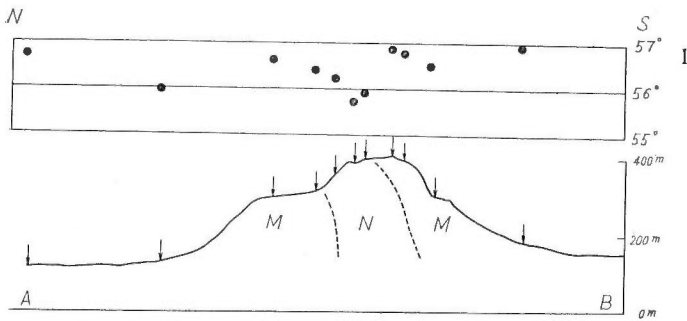
第 52 图 磁気探査結果図(地震測線利用)
Fig. 52 Result of Magnetic Observation (Traverse line)
(Figures show the observation number)



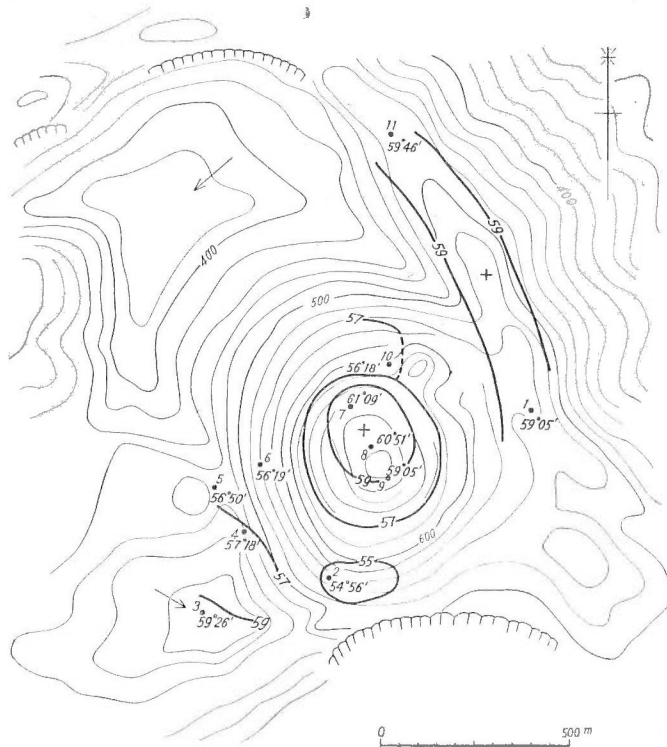
第 53 图 磁気探査結果図(地震測線利用)
Fig. 53 Result of Magnetic Observation (Traverse line)
(Figures show the observation number)



第 54 図 ドーム附近の地磁気伏角測定
 Fig. 54 Magnetic Dip Observation at Dome



第 55 図 a ドーム附近の磁気伏角測定結果
 Fig. 55 a Magnetic Isoclinal Values near Dome



第 55 図 b 大有珠のドームにおける磁気伏角測定結果
Fig. 55 b Magnetic Isoclinal Values on the Dome of Ousu

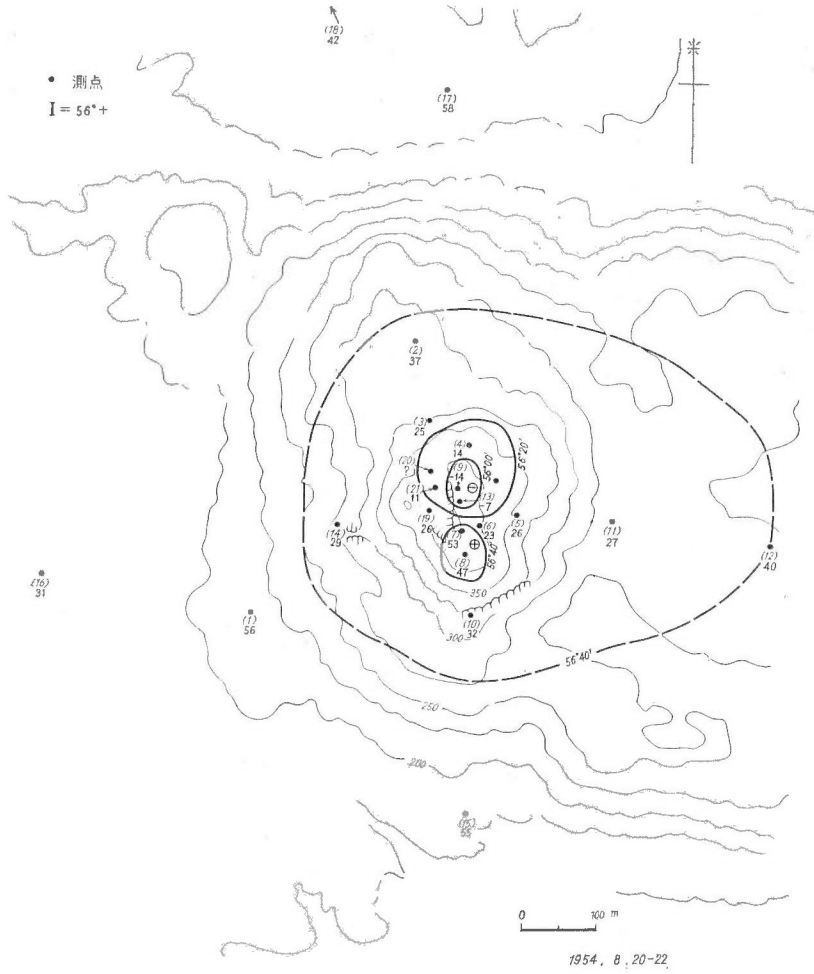
V. 5 結 論

昭和新山を含む有珠山の北東周辺部において鉛直磁力(部分的には dip も)の分布を測定し、またいくつかの岩石試片を採集し、それについてはその磁性を測定して現地測定結果の解釈に役立てた。

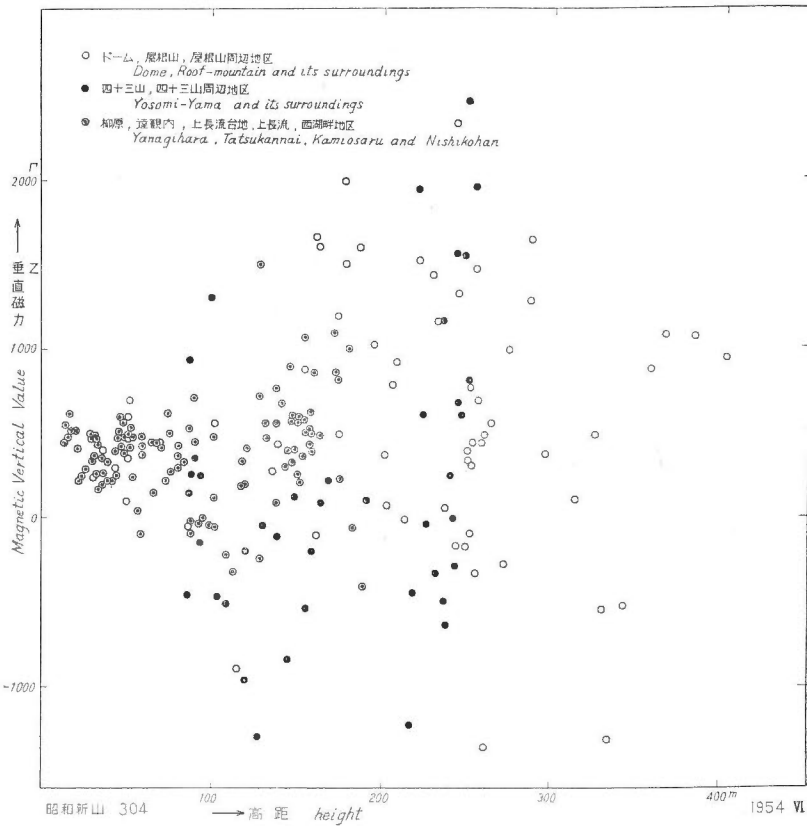
これらの結果を纏めると次のようになる。

- (1) 岩石資料による磁性から比帯磁率は 0.7×10^{-3} , c.g.s. 程度でその強さは外輪山熔岩・新熔岩・滝ノ上熔岩の順になる。また残留磁気の強さも同じ順序になる。
- (2) ドーム地帯では予想されたより小さい値を示した。その一つの原因としては内部の高温によることが考えられる。
- (3) 四十三山では地形だけでは説明し切れない値が残る。おそらく潜在円頂丘のようなものを反映していることと思われる。
- (4) 柳原地区の異常は——地震探査には異常が出ているのであるが——ある程度地形の影響として解釈がつく(あるいは地下構造を反映しているかもしれないが地形の影響がかなりの部分を占めていると考えられる)。

等のことがわかる。



第 55 図 c ドームにおける磁気伏角測定結果
 Fig. 55 c Magnetic Isocline Values on the Dome (Shōwa-shinzan)



第 56 図 鉛直磁気測定値と高さとの関係

Fig. 56 Relation between Magnetic Vertical Values and Heights

VI. 地温測定・電気探査および放射能測定

こゝでは地震・重力等に比較して、比較的地球表面附近の影響が大きく利くと考えられるものを纏めたのであつて、必ずしもこれらだけが相互間に特に関係が深いというわけではない。以下に順を追つてこれらについて述べよう。

VI. 1 地 温 測 定

この火山については噴出当時、ドーム・屋根山附近で温度測定が行われている³⁾。今回の地温の測定はおもに屋根山およびその南西の噴気孔の存在する地域およびドームのところで行つた。まずドーム以外について述べる。測定は気温変化の影響をさけるため、地表に深さ1mの孔を掘り、溜点水銀寒暖計(最高150°)を5分間孔中に放置した後、引きあげて読み取つた。

測定方法に関する検討は特に行わなかつたが、室蘭測候所伊達町区内観測所で測定された地下1m地温の変化は、測定期間中1°C以上に及んでいない。

測点は重力の測点を主とし、屋根山のドームに近い部分で4測線を別にとり、屋根山下南西部で数点を補つた。重力測点の間隔は約300m、補助測点の間隔は約60mである。測定結果

第 14 表 鉛直磁気測定結果
Table 14 Results of Magnetic Vertical Values

No.	$\Delta Z(r)$	No.	$\Delta Z(r)$	No.	$\Delta Z(r)$
1	360	33	1015	65	245
2	560	34	739	66	437
3	1650	35	1410	67	-175
4	1085	36	149	68	500
5	427	37	-1636	69	192
6	508	38	-1660	70	350
7	200	39	280	71	200
8	1650	40	360	72	368
9	2470	41	525	73	630
10	-306	42	936	74	1140
11	-1260	43	464	75	0
12	298	44	420	C ノ 旗	744
13	420	45	1496	H ノ 旗	130
14	1610	46	1310	T-24	-394
15	1630	47	-320	サンゴ岩上部	936
16	446	48	1085	旗	1220
17	333	49	1330	神社入口	403
18	-96	50	1100	湖より近道入口	848
19	683	51	970	滝ノ上	630
20	-35	52	330	滝ノ下	394
21	-96	53	350	No. 14.5	332
22	499	54	-61	No. 14より少し北(低地)	394
23	858	55	184	No. 11より東10m	-166
24	333	56	735	No. 46より北3m	93
25	718	57	-254	No. 13より北10m	420
26	429	58	-105	No. 38より南30m	1250
27	367	59	1480	化 17	1006
28	385	60	2040	No. 52, 53 登り口	1400
29	552	61	123	B 38	234
30	472	62	578	No. 33より西約300m	350
31	516	63	446	No. 4.5	1280
32	306	64	376	石切場	-70

を第 60 図に示した。

この地温分布図から屋根山の上には、いくつかの高温帯が存在することがわかる。これらの高温帯はドームおよびその周辺部の噴気孔群 (VII. 地球化学的方法による調査 参照) につながっていると考えられる。図中の点線は噴気孔群およびその延長と思われる高温帯を示している。したがって、測定された地温分布は、噴気孔の影響によると考えることができる。

屋根山下南西部の高温地域も一つの噴気孔群の延長とみることができ。この地帯の地表での末端は、幅 1~2m の地裂溝の斜面に非常に活動度の弱い噴気孔群として現われている。この附近での 1m 地温は 20~40°C であるが、これより屋根山に近い地表が平坦な部分では約 70°C であつた。なおこの部分は灰色に変質していることが認められた。屋根山上で 70~80°C

昭和 29 年 8 月 昭和 新山における鉛直磁力測定値

Vertical Magnetic Values at Shōwa-shinzan (Aug, 1954)

St. No. . . . Station number

6 th line of seismic prospecting

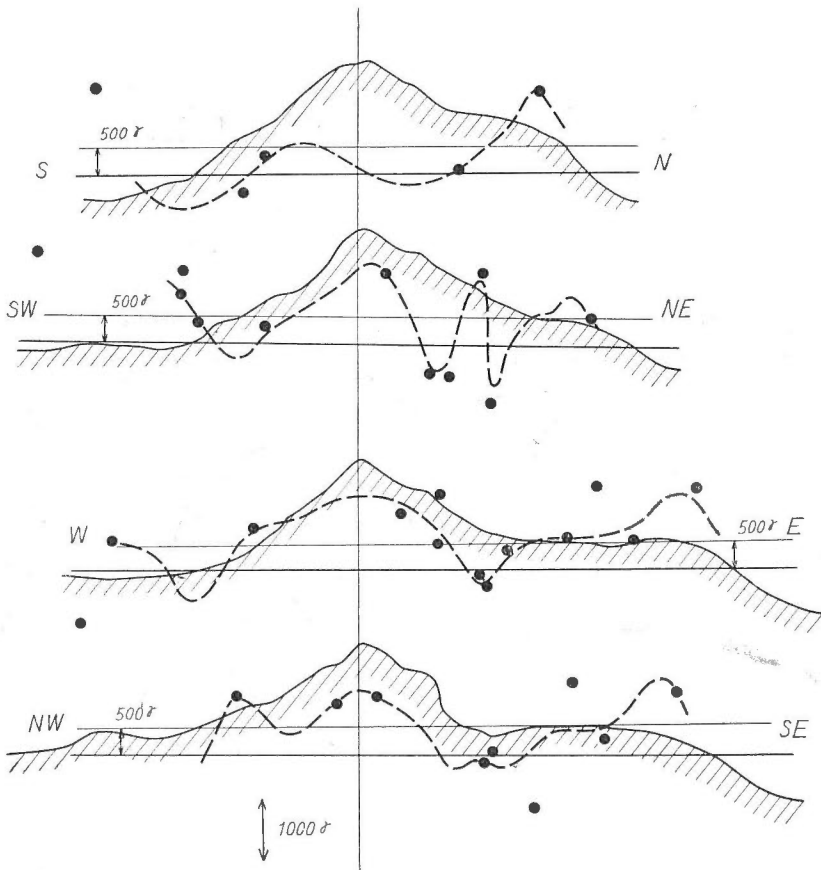
5 th " " "

St. No.	Δz (r)	Remarks	St. No.	ΔZ r	Re- marks	St. No.	ΔZ (r)	Re- marks
地震第 6 測線 東 1	475	長流川川淵	地震第 2 測線 北 40	925		280	447	新山区
2	396	鉄道東側	41	1120		270	1268	西方区
3	380		42	309	平地	-450	1024	
4	291		43	391		A	206	21 東方 30 m
5	33	沢	44	739		B	198	1 "
6	367	道路東側	45	892		C	-103	60 m
7	330		46	914				1 "
8	304		47.1	708		D	271	60 m
9	286		48	685				21 西方 15 m
10	376		48.8	617				
11	397		50	623				
12	414		51	434				
13	379		52	640				
14	371		53	1665				
15	413		54	775				
16	406		55	1088				
17	432		56	997				
18	382		57	1001				
19	498		58.1	556				
20	253		59	444				
21	157		60	658				
22	258		61	584				
23.2	351		62	1025				
24	-301	これより沢に入る	63	1483				
25	31		63.9	1655				
26	-152		65	1413				
27	-449		66	1242				
28	-674		67	1702				
29	-1018		68.2	767				
30	-5524		69	1416				
31	-9715	熔岩崖下(滝)	70	881				

以上の地温を示した測点では、大体変質作用を受けているが、そうでない部分もあつた。これはおもに噴気孔群の規模に関連する現象であると思われる。

要するに、この測定で認められた地温異常は、その分布状態と、噴気孔群との関係から、噴気孔ないし火山性ガスによる 2 次的現象であると考えられる。

ドームは非常な高温状態にあり、1 m の孔を掘ることは危険であり、また最高 600°C までの水銀寒暖計を用意しただけであつたので、以上の方法では測定を行わなかつた。しかしド-



第 57 図 ドームにおける鉛直磁気測定値
Fig. 57 Magnetic Vertical Values at Dome

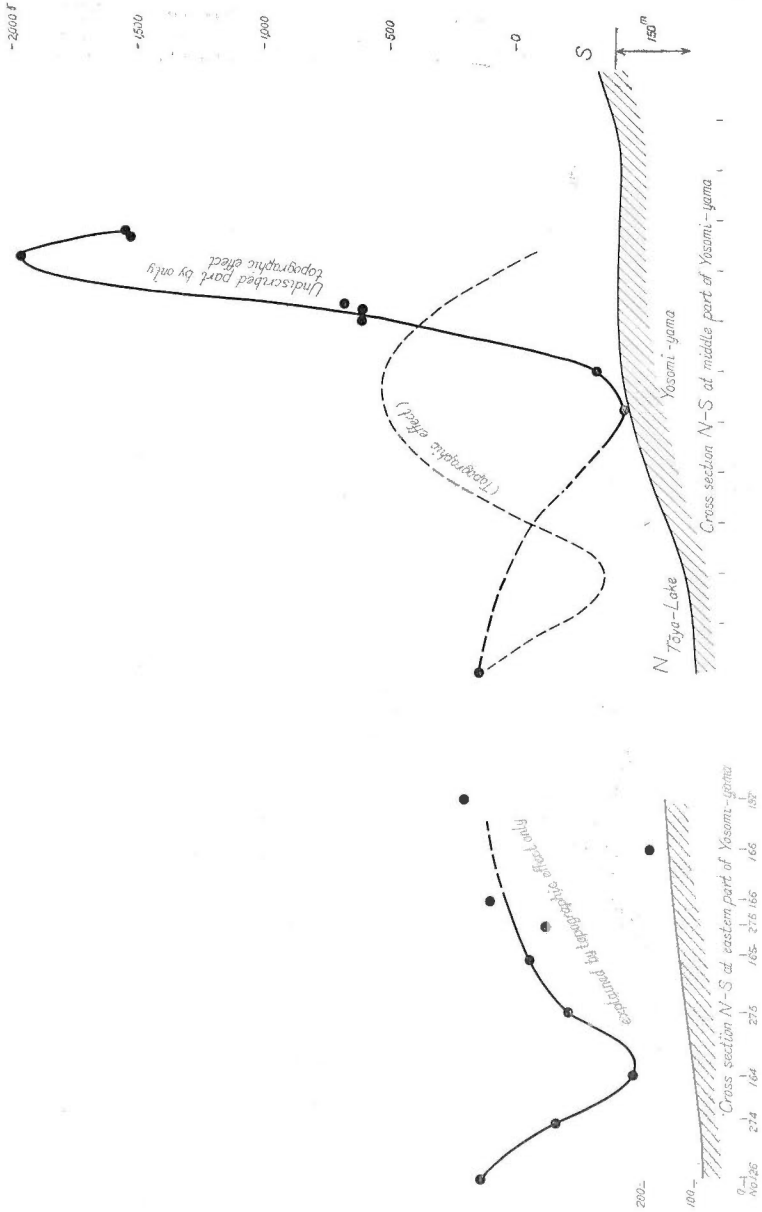
ムについては高橋清により、熱電堆による温度が測定されているから、VII. 地球化学の章で述べることにする。一方同じくドームにおいては、佐久間修三らも温度測定を行ったので、それについてここに簡単にふれておく。それは新山ドーム上および側面で比較的高温と思われる所の温度を、Pt—Pt Rh 熱電堆で測定したのである。低温接点は水中に入れ、水温を測定して、熱起電力を補正した(第 61 図)。

それによる高温地点の地理的分布をみると、ドームの下部周縁沿いのものと、ドーム上の北半分にはほぼ北西—南東方向に echelon 状に並ぶ裂け目や、窓状の開口部との 2 群に大別される。

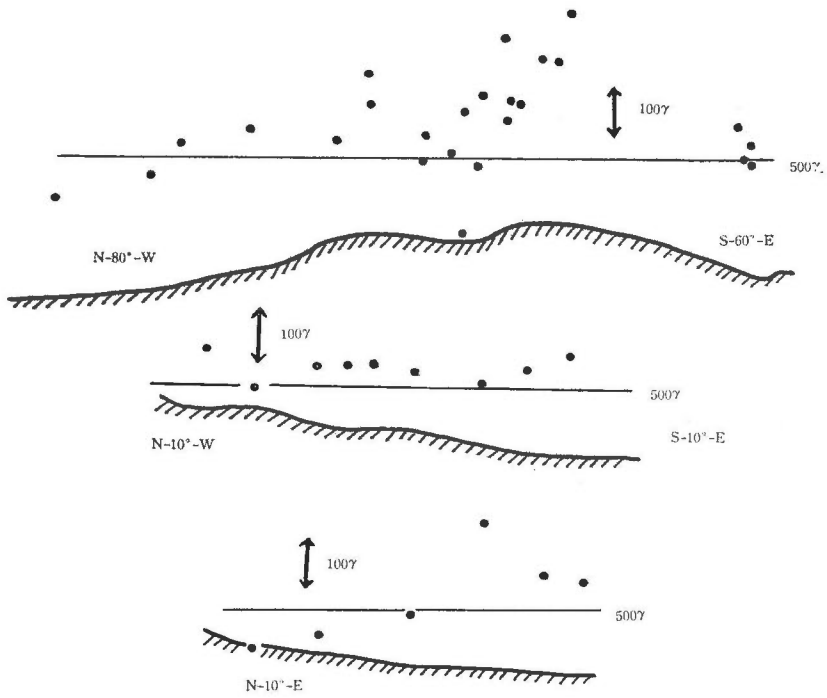
可能な限り多くの点で測定したが、測器の性質上、あるいは地形の関係から制限を受け、最も高温の部分の測定し得ていないおそれがある。約 20 点の測定のうち、700°C 前後のものも多く、最高観測値は 813°C であった。

大体の傾向としては、ドーム北部の地下にはまだ数 100° 以上の高温の部分がかなり多いと考えられる。

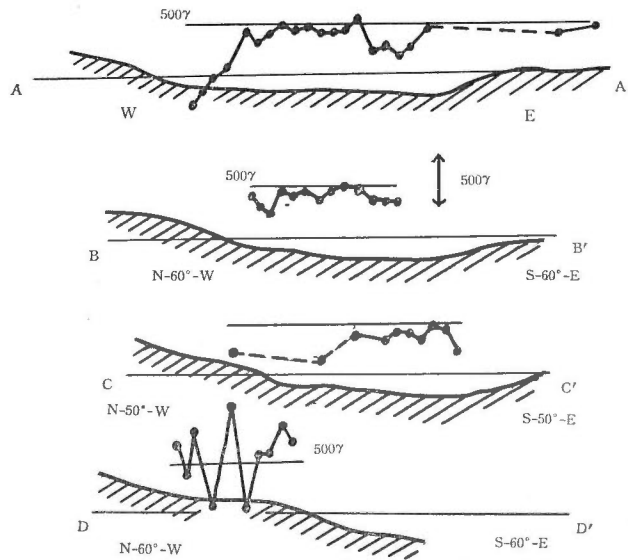
以上温度測定について述べてきたが、これは地熱の問題としては、非常に関係の深いもので



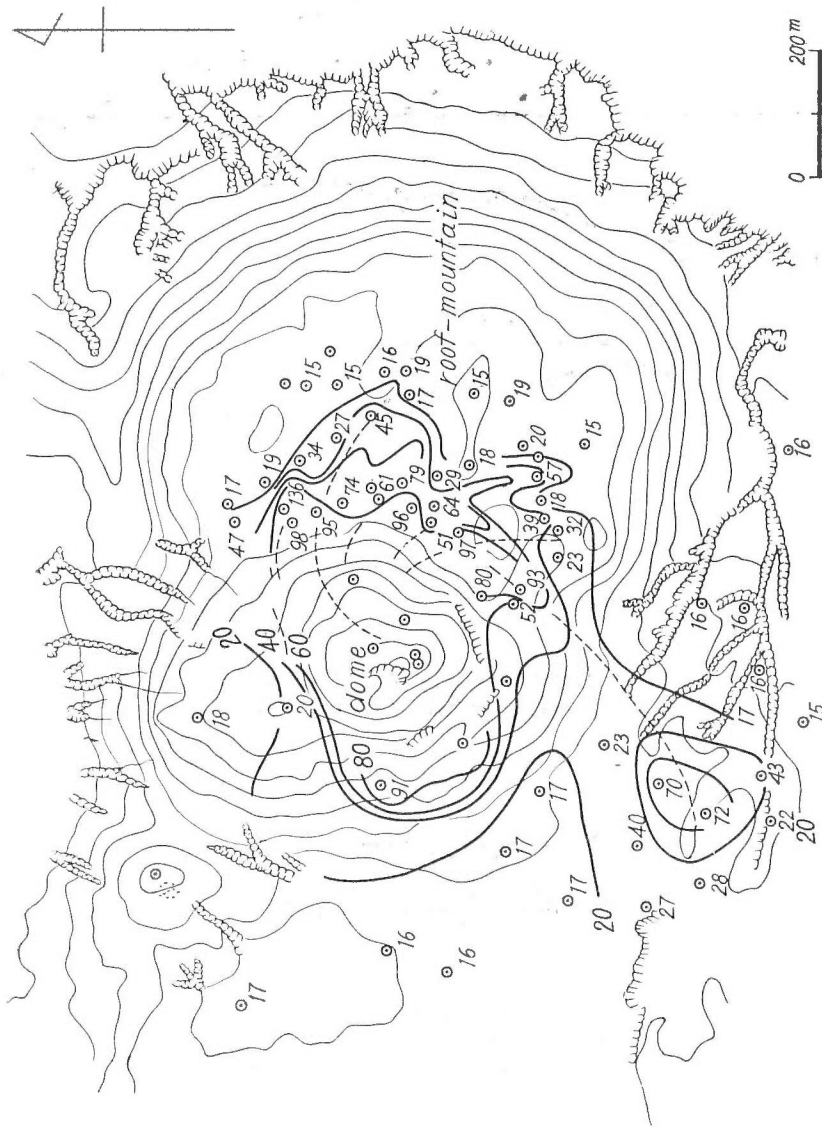
第58図 四十三山における鉛直磁気測定値
 Fig. 58 Magnetic Vertical Values at Yosomi-yama



第 59 図 a 四十三山における鉛直磁力測定値
 Fig. 59 a Magnetic Vertical Values at Yosomi-yama



第 59 図 b 柳原地区における鉛直磁気測定値
 Fig. 59 b Magnetic Vertical Values at Yanagiwara

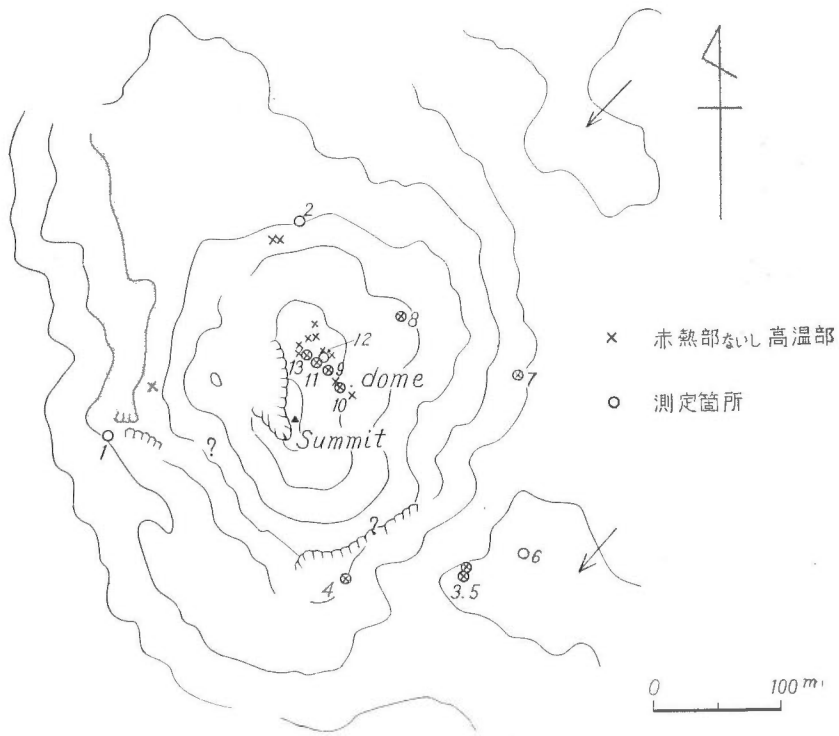


第60図 屋根根山における温度分布図
 Fig. 60 Distribution of Observed Temperature Values on and near Roof-root-mountain (Figures are degree)

ある。熱の問題として、これらの温度測定結果を少し整理してみると、次のような点が注目に値する。

- (1) 数学的な解析方法(伝導等)を用いて、地下の温度分布を計算し、ドーム内部(北半分)の地下の状態とドーム表面の温度分布との関係について調べる。
- (2) 屋根山下(南)の温度分布と地下構造について考える。
- (3) 噴火以来10年になるのに、いまだにドーム表面で700°C以上の所が測定される(徐々に温度が減少してはいる)。

ところがどの一つをとってみても、かなりな難問である。これらは蒸気や構造の問題も同時



第 61 図 ドームにおける温度分布図

No. 1	449(°C)	8	813
2	981	9	746
3 か 5	775	10	692
4	783	11	681
6	666	12	703
7	684	13	764 (遠く遠せず)

(Pt-Pt Rh Junction による)

Fig. 61 Distribution Observed Temperature Values on the Dome

(x.....high temperature position)
(O.....Observation point)

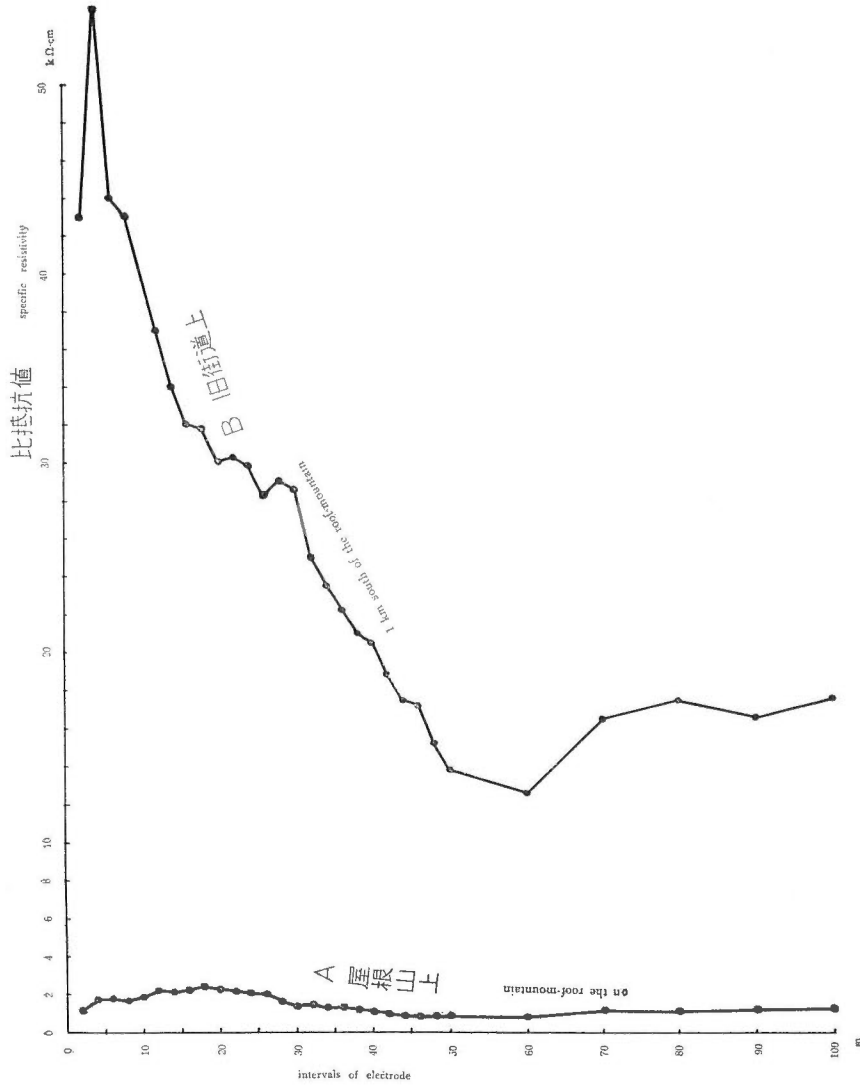
に考えなければならないし、(3)に至つては、地熱の根本問題である。

それゆゑ、こゝではひとまず以上のように現象を述べる程度にとどめ、改めて VIII. に熱に関する問題を討議することにした。

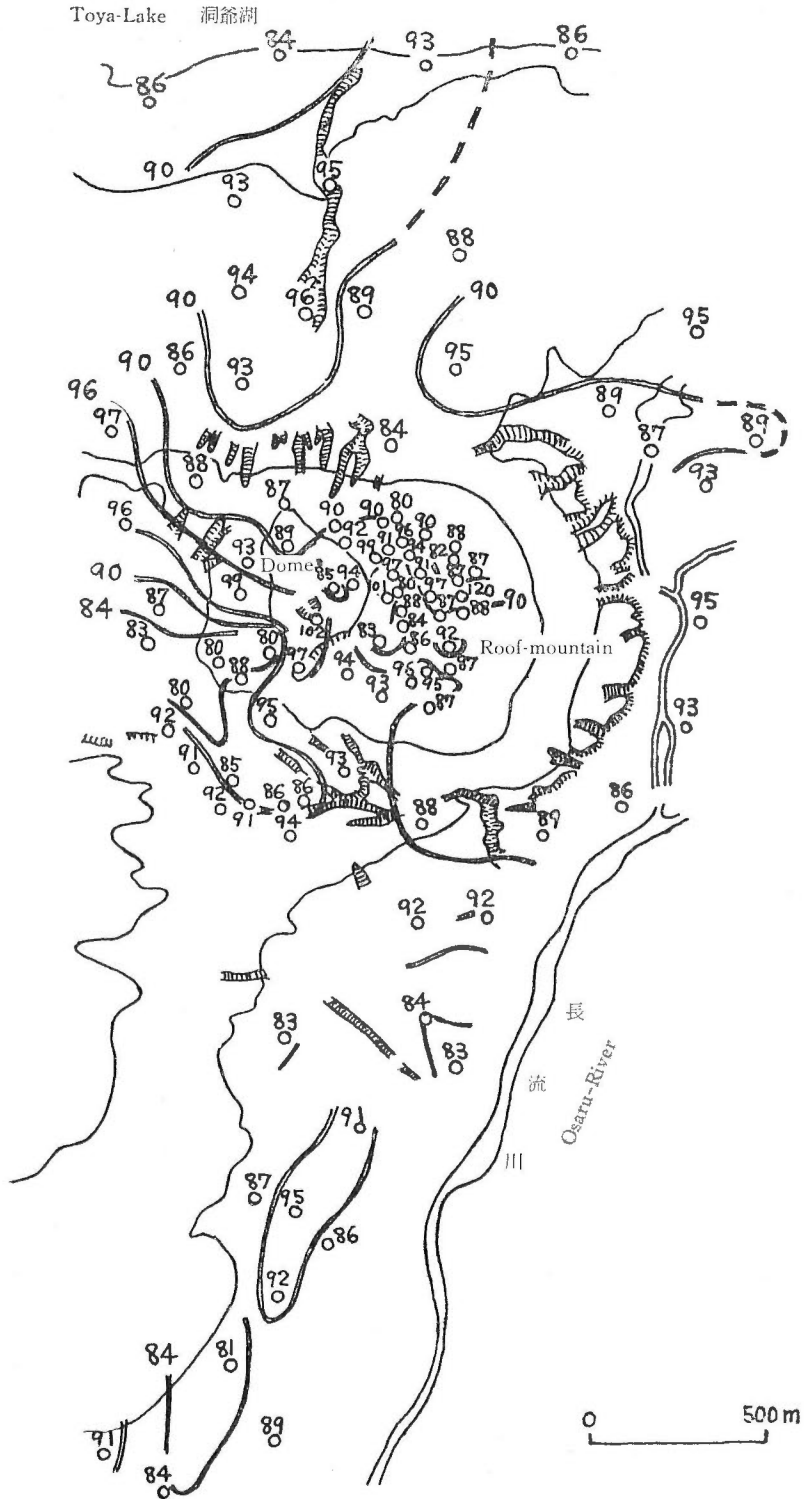
VI. 2 電気探査

電気探査については、今回われわれの調査と平行して、北海道地下資源調査所の山口久之助技師が S. P. および比抵抗測定を行い、ドーム南西部の高温地帯において興味ある関係を得た。

また、地質調査所⁶⁾においても、すでに霧島・大岳・野矢等で変質帯と S. P., 比抵抗等との間に興味ある関係を得ているが、この昭和新山には(水がないため)まだ変質と称する程度のもは現われないので、今回は単に試験的に実験を行つたのみである。



第 62 图 電気探査測定結果
 Fig. 62 Result of the Electrical Prospecting (by Wenner's method)



第 63 図 昭和新山 r 線強度分布図
 C-25 計数管を地表に水平に置いて 5 分間測定, 単位 : c.p.m.
 等強度線 6 cpm 等高線 100 m
 Fig. 63 Distribution of r -line Intensity at and near
 Shōwa-shinzan (by using C-25 counter)

今回のおもな目的は、大地の比抵抗を測定し、隆起により生じた現在の屋根山が電気抵抗値としては、どのような値を示すものかを知ることであつた。

用いた方法は Wenner の 4 極法で、測定に用いた器械はギッシルーニ式電気探鉱器を使用した。実験は隆起した屋根山平坦部に 1 本、全然隆起しなかつた屋根山南東方向の旧街道上に 1 本(電極間隔それぞれ 100 m まで)の 2 カ所で行つた。その結果を第 62 図に示した。

図から明らかなように、屋根山頂上平坦部で得られた結果は 1~2 k Ω -cm 程度で、電気抵抗値としては非常に低く、かつ平坦な値が得られた。一方、旧街道上で測定した結果は 13~54 k Ω -cm 程度で、かなりの値を示している。

これらの関係は一つの見方としては、隆起により土地の孔隙率が大きくなり、電解質的な水分が浸透した結果と考えることもできよう。

また、現在の曲線数(1カ所)だけでは、地下の状態の予想はできないが、安山岩・花崗岩等の電氣的には高抵抗を示すような物質は、屋根山上では地下浅所には現われていないように考えられる。

VI. 3 放射能探査

VI. 3. 1 区域および方法

放射能探査は昭和南山およびその周辺から西湖畔および柳原に至る地域において行つた。おもに地表の岩石による放射能強度を測定する目的で、東芝 C-25 計数管 (γ 用自然計数約 100 c.p.m.) を地表に置き、録数器を用いた測点器によつて地表 γ 線強度を測定した。測点は重力探査および地温探査と同じ地点を選んだ。また、Beckman MX-5 Survey Meter を用いてレンジャーによつて地表 β 線強度を測定し、噴気や空気中に含まれている放射性物質の影響を検討した。計数管は RCL-Model-20 (Glass thin wall β 管自然計数約 30 c.p.m.) である。 β 線強度はドームおよび屋根山の重力探査および地温探査測点において行つた。各測点において、 γ 線強度は 5 分間、 β 線強度は 3 分間測定した。全区域での平均 γ 線強度は 90 c.p.m.、平均 β 線強度は 38 c.p.m. であつて、これらの計数値に対する放射線の統計的変動による確率誤差は、前者で ± 2.9 c.p.m. (3.2%)、後者で ± 1.6 c.p.m. (6.0%) である。

VI. 3. 2 γ 線強度の分布

γ 線強度の測定結果を第 63 図に示した。第 64 図はドームおよび屋根山地区における強度分布を拡大したものである。

γ 線強度の分布の一般的な考察をする前に、 γ 線強度と地温および地形との関係を調べてみよう。

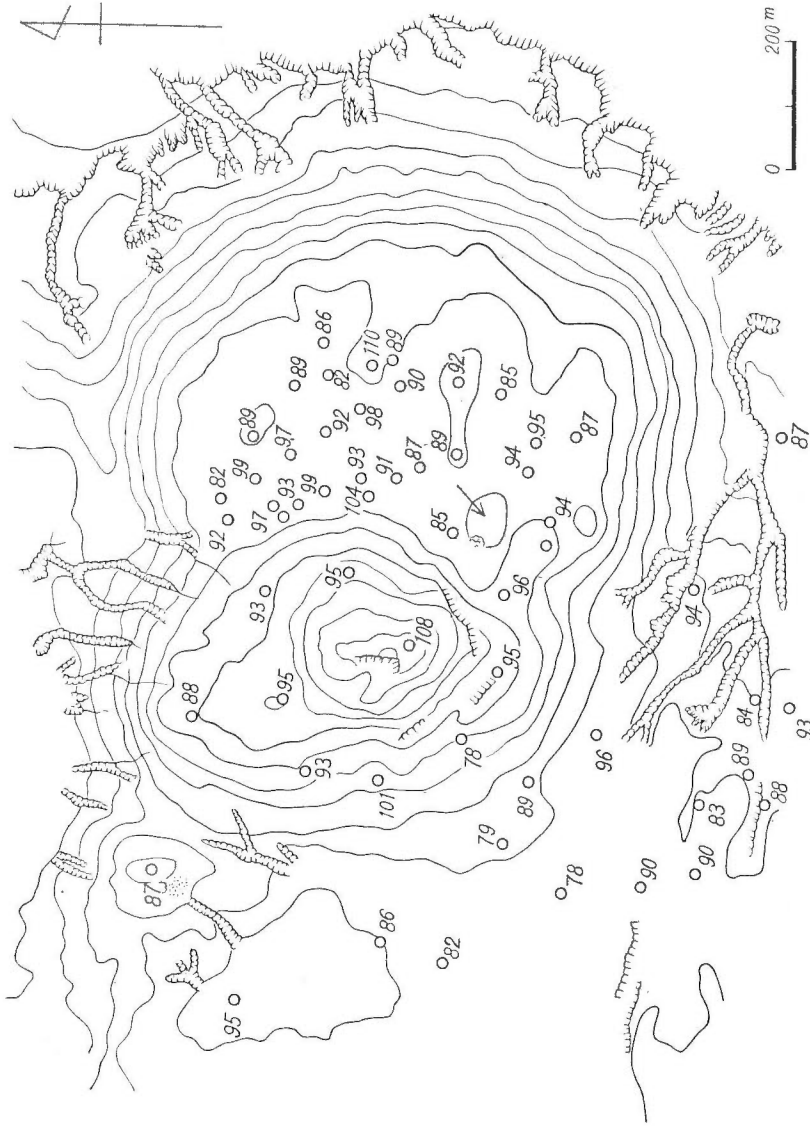
屋根山上の測点について、その点の地温と比較すると、第 65 図に示すように 60°C 附近までは γ 線強度と地温とが比例して増加する地域があるように思われる。

また、同じく測点の附近の地形を丘の上や屋根のような高地と、谷や沢のような低地と、その中間の傾斜地に分けて、各地形での γ 線強度を比較すると、第 15 表に示すように、低地では強度が大きくなる場合が多いことが認められる。

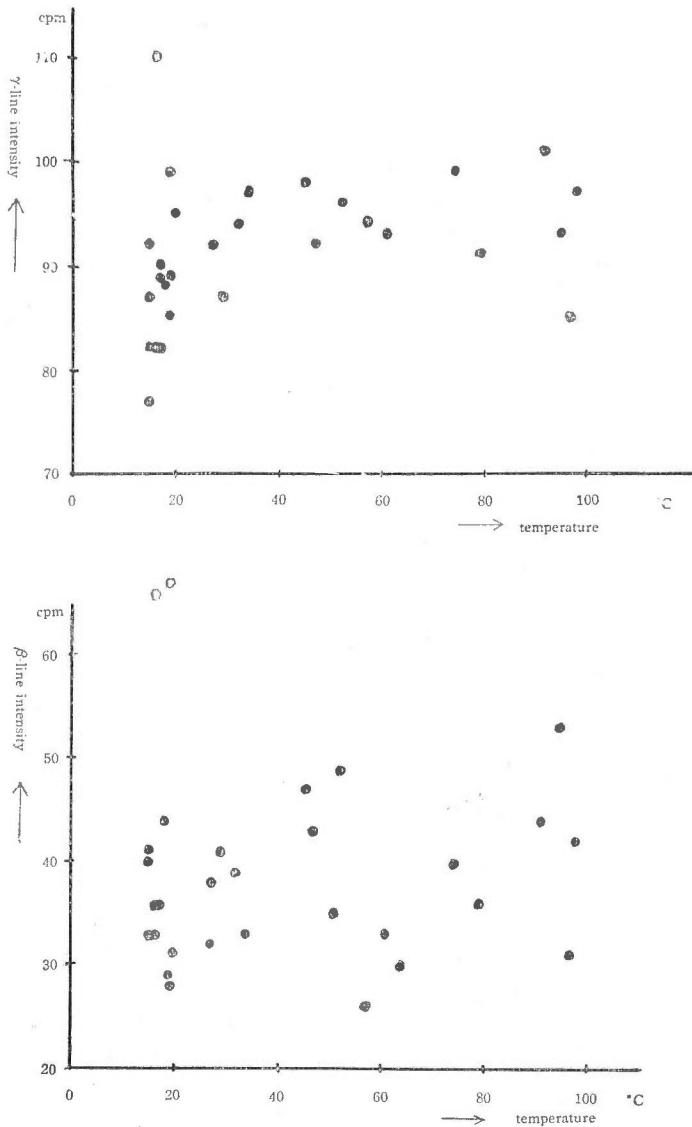
さて、 γ 線強度分布を概観すると次のようなことがらが目される。

(1) 調査地域の北部および昭和南山北西周辺から北西に延びる帯状地域において、比較的 γ 線強度が大きい。

北部で観測される大きな値は滝ノ上熔岩によると考えることもできる。滝ノ上熔岩・外輪山熔岩の約 2 m 平方の広さをもつ露頭上で測定した γ 線強度は、それぞれ 110 c.p.m. および 85 c.p.m. であつた。また有珠火山およびその周辺に露出する熔岩の K 含有量は滝ノ上熔岩が



第 64 図 下-△および屋根山地区 r 線強度分布図 単位 : c.p.m.
Fig. 64 Distribution of r -Line on the Roof-mountain

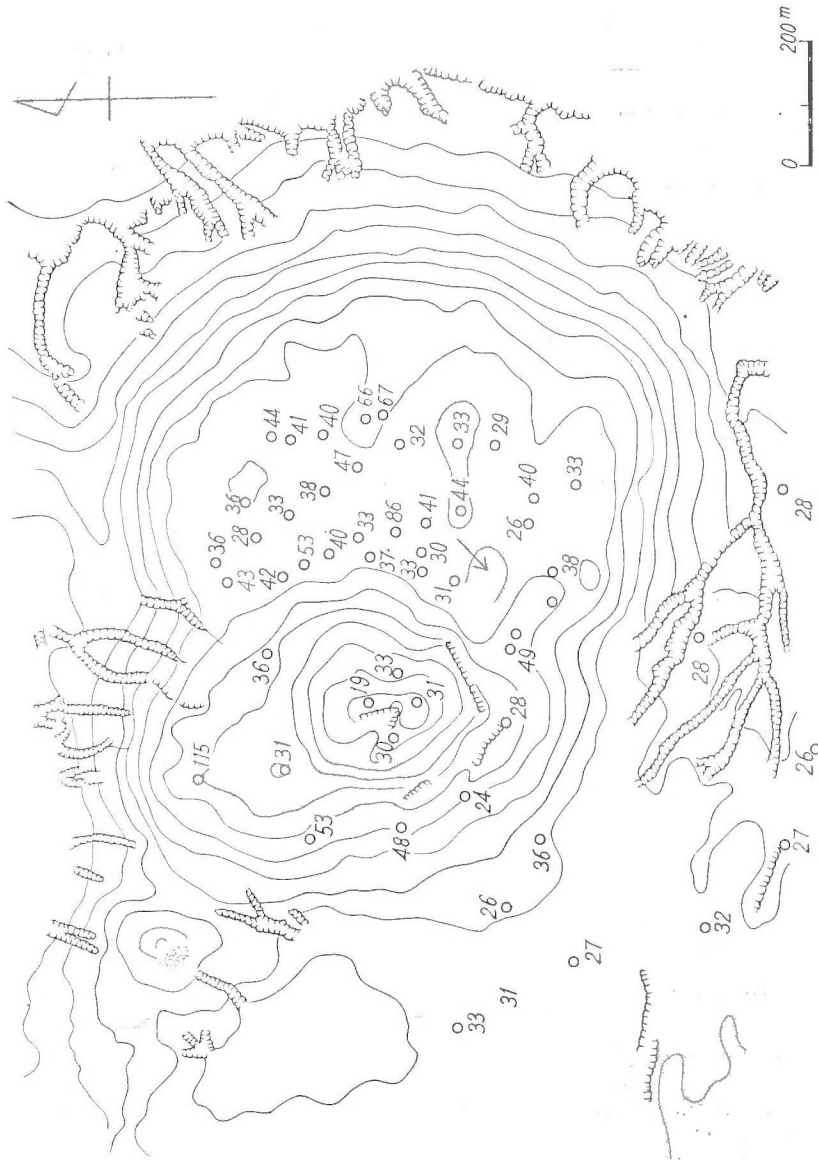


第 65 図 γ 線強度と温度との関係

Fig. 65 Relation between γ -Line Intensity and Temperature

著しく多く、K 自身放射性同位元素 K^{40} を含むほか、一般に重い自然放射性元素の量も、多くの場合、K 含有量に比例することが知られている。したがって、滝ノ上熔岩は調査地域に露出する他の岩石に較べて比較的多くの放射性元素を含んでいるはずである。しかし強度の高い区域は地質調査による滝ノ上熔岩の分布区域と必ずしも一致していない。次に、北西部にみられる帯状の高強度区域は、地表における岩石の分布に関係しているとは考え難いので、地形の影響か、または 2, 3 の人々によつてこの区域を通ると考えられている断層ないし構造線を示しているものと思われる。

(2) 南部における強度分布は北部に較べてもめている。



第 66 図 ドームおよび屋根山地区 β 線強度分布図 単位: c.p.m.
Fig. 66 Distribution of β -Line on the Roof-mountain

この現象に対する説明は困難であるが、微細な地形の影響によるものであるか、または地下における熔岩の運動になんらかの関連があるとも考えられる。

(3) ドームおよび屋根山地区の平均強度は他の地区に比較してやゝ大きい。

これらの地区の強度分布は複雑であるが、地形および地温の分布とある程度のある関係があることはすでに述べた。

r 線強度と噴気孔とは直接関係がないと思われる。

第 15 表

Table 15 Relation between γ -Line Intensity and Topography

地 形 Topography	高 地 Highland	傾 斜 地 Slope	低 地 Lowland
測 点 数 Numbers of observation	14	23	9
平均強度以上の測点数 Numbers of observation (strong intensity)	6 (43%)	10 (42%)	6 (67%)
平均強度の測点数 " (mean)	0 (0)	0 (0)	1 (11)
平均強度以下の測点数 " (weak intensity)	8 (57)	13 (58)	2 (22)
区域別平均強度 Mean intensity	90.1	89.9	95.1

VI. 3. 3 β 線強度の分布

β 線強度の測定結果を第 66 図に示した。この分布図で次のことが注目される。

- (1) 屋根山周辺部では屋根山およびドーム区域に較べて小さい。
- (2) 屋根山地区の周辺部に特に高い異常値を示す区域がある。

この現象の解釈は困難であるが、これらの地域で放射性気体元素が地中から放出されていることをその原因と考えることもできる。

(3) γ 線強度と β 線強度との相関は著しくないし、また β 線強度と地温分布の関係は γ 線の場合ほどはつきりはしない。しかし β 線強度と地形変化との関係は第 66 図および第 16 表に示すように、ある程度存在することが認められる。

β 線強度と噴気孔とは直接関係がないと思われる。

なお、高橋清らによりドームにおけるラドンの測定が行われたが、これは VII. 化学の章に述べる。

第 16 表

Table 16 Relation between β -Line Intensity and Topography

地 形 Topography	高 地 Highland	傾 斜 地 Slope	低 地 Lowland
測 点 数 Numbers of observation	13	20	8
平均強度以上の測点数 Numbers of observation (strong intensity)	5 (38%)	5 (25%)	4 (50%)
平均強度の測点数 " (mean)	1	1 (5)	1 (12)
平均強度以下の測点数 " (weak intensity)	7	14 (70)	3 (38)
区域別平均強度 Mean intensity	38.2	39.8	43.5

VII. 地球化学的方法による調査

VII. 1 昭和新山の火山ガスについて

VII. 1. 1 緒 言

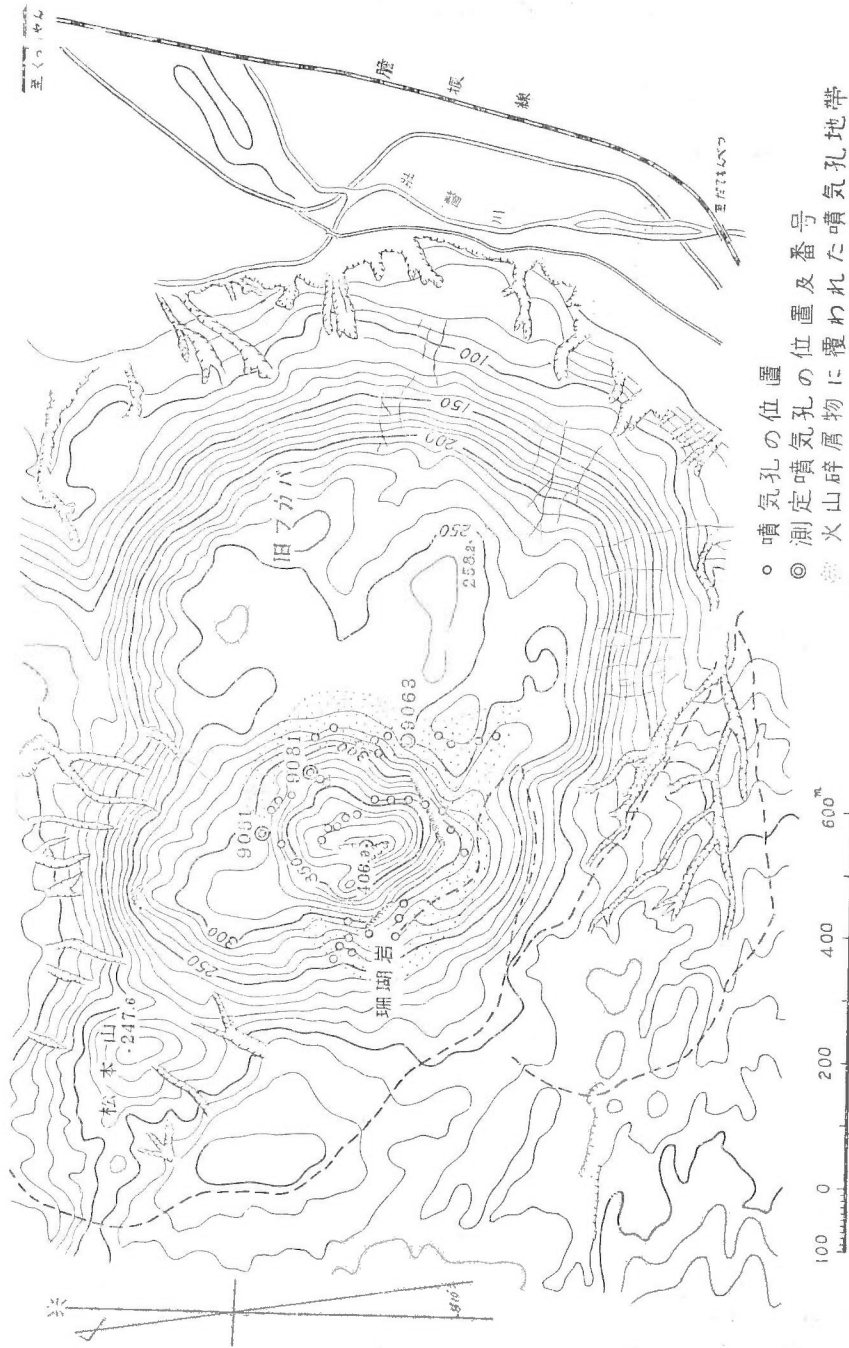
火山について、その火山の原因となつた岩漿から、どのような物質が揮発するかを知ることが、それらの物質の火山作用における役割を明らかにするために大切である。しかしそのような物質を、天然に岩漿から揮発するまゝの組成で捕捉することは一般には困難である。岩漿が冷却固結してできた岩石中に、揮発性成分が晶洞をつることがあるが、その実例は小数であり⁽⁴⁹⁾⁷⁷⁾、またそのなかに存在するガス成分、水および水溶性成分については、それらが岩漿から分離して後に外界と交通がなかつたことを立証するのに困難を感じる場合が多い。火成岩を減圧し、適当な方法で引出された揮発性成分を研究することは広く一般に適用できる方法であるが^(5)27) 69) 70)、岩漿からその岩石ができるまでに失なわれた物質についての問題が残る。現在の活火山の噴火口から揮発性成分が発散する場合には噴火口に近寄ること自体が困難なことが多く、また噴火口を覆う岩屑等を通して気体が発散する場合は、多くの火山の噴気孔と同様に、天水や空気の混入が懸念されることが多い。昭和新山には多数の噴気孔が存在し、その最高温度は1954年9月に830°Cであつて、そのような高温のガスが大気圧より大きな圧力で噴出している噴気孔え、地表を通して天水および空気が侵入する可能性はほとんどなく、しかも研究に最も適当な噴気孔を安全に近寄ることのできる地域にみだし、試料を採取できたのは幸であつた。

噴気孔の温度は830°Cから常温に至る広い範囲にわたつており、それらから発散する物質にも著しい差が認められる。高温の噴気孔ガスは水素および亜硫酸ガスを含むことが特徴であり、噴気孔の外縁には黒色ないしは赤褐色の昇華物が付着しているのが認められる。噴気孔の温度が低下するに従つて水素および亜硫酸ガスが減少して硫化水素がこれに代わり、高温の噴気孔にみられるように昇華物はなく、噴気孔を土壌が覆う所には硫黄および硼酸がしばしば析出している。このような噴気孔ガスの温度および組成の多様性は次項に述べるようなガスの噴出経路の条件に基づくものであつて、昭和新山において現在岩漿から揮発しつつある物質の組成および温度、圧力条件は昭和新山を通じて岩漿を出発する最初には一義的なものであらうと考え、ガスの温度および組成の多様性を解析することによつて、岩漿から揮発する物質についての知識を得、またそれらの物質が噴気孔に多様の形で現われる機構を説明しようとした。昭和新山の火山ガスの研究は現在まで2, 3発表されている^(4) 45) 71) 79)。

VII. 1. 2 噴 気 孔

多数の噴気孔のうちで、われわれが少なくとも温度の測定を行つたものの位置を第68図に示す。昭和新山の中央円頂丘ドームは主として1943~1945年の火山活動によつて成長したものであつて、その隆起に際して周囲のいわゆる屋根山との間に構造的なずれを生じたことはドームの各所に存在する鏡肌によつて明らかに示されている。このずれの面は大小の裂罅を含むことが当然予想され、それらの裂罅は岩漿から発散する揮発性成分を地表に供給する通路となつていると考えられる。実際に優勢な噴気を行つている噴気孔の多くのものは、このずれの面が地表に交わる線上に配列している。最も精密な研究を行つた3つの噴気孔9081, 9051および9063はそのようにしてできた一つの線の上に配列したもののなかから選んだものである。

噴気孔の近傍において温度は噴気孔内が一番高いことは夜間における色温度の測定により、



第 67 図 昭和 新山の噴気孔分布図

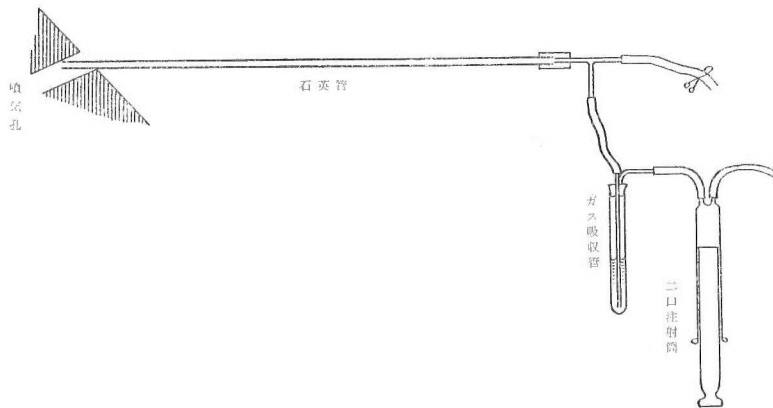
Fig. 67 Distribution Map of Fumaroles on Shōwa-shinzan

容易に観取されることであつて、噴気孔の呈する温度は噴出するガスにより支えられていることは明らかである。そして噴出するガスの温度は、ガスが岩漿から出発して地表に達するまでの通路の条件により支配されているのであろう。すなわち高温の噴気孔ではガスが比較的太い煙道を急速に通過してくるのに対して、低温の噴気孔ではガスの通過する煙道が細く、ガスが地表に達するまでに要する時間が比較的長く、また地表の岩石を通じての熱の散逸に対して熱を供給するガスの量が少なく、したがつて温度降下も大きいものとする。

ドームの下端は多かれ少かれ岩屑および土壌で埋められており、噴気はそれらの間を縫つて行われ、噴気孔は明確に纏まつた一つの孔を形成しない場合が多い。噴気孔 9063 はこのような所にあり、試料の採取および温度の測定は地表の土壌に 15 cm 程度の穴を掘つて行つた。

VII. 1. 3 試料の採取

噴気孔ガスの採取にあつては内径 10 mm、長さ 2 m の石英管の一端を噴気孔中になるべく深く挿入し、他端に第 68 図のようなガラス管、ガス吸収管および 100 ml の 2 口注射器を接続して行つた。

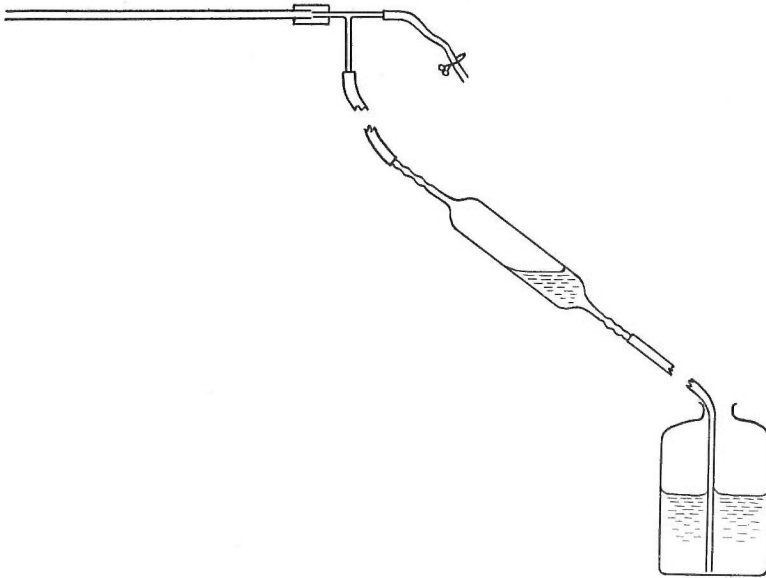


第 68 図 ガス試料の採取法
Fig. 68 Sampling Method for Fumarolic Gas

水蒸気の定量に際してはガス吸収管を使用せず、また水素、窒素、アルゴンおよびメタン等を測定するためには第 69 図のようにガラス製アンブールに苛性ソーダの濃溶液を満し、これを排出することによりガスを吸引し、ガスの大部分を占める水蒸気、炭酸ガス、亜硫酸ガスおよび硫化水素をアルカリに吸収させた後アンブールの両端を熔封し実験室に運んだ。

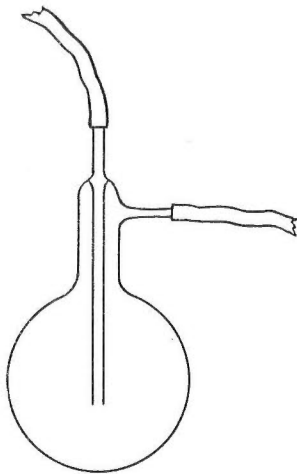
亜硫酸、塩素、弗素およびラドンなどを定量するためには試験管または試薬瓶に粒状苛性ソーダの一定量を入れ、少量の水に溶かした後、これにガスを通気し、通過した残ガスの容積を測り、これと水蒸気およびアルカリに吸収されるガスの総和の定量値とにより採取した原ガスの量を計算した。

アンモニア、ナトリウム、カリウム、カルシウム、マグネシウム、燐、アルミニウムおよび鉄は試験管に硫酸を入れてガスを通気、吸収させ、通過したガスの量から原ガスの採取量を計算した。なお噴気を第 70 図のような捕集瓶に通し、これを水で冷却して凝縮水を得、それを種々の成分の測定に供した。この採取法によれば水蒸気の一部、炭酸ガス、亜硫酸ガス、硫化水素およびハロゲン元素等の一部が逃げるのが予想され、測定の結果を原ガスに対する割合として正確に表現するのに困難を感じるけれども、試料を容易に短時間に多量に得られる利点



第 69 図 アルカリに吸収されないガスの採取法
Fig. 69 Sampling Method for Unabsorbed Gas by Alkaline Solution.

があり、ガスをアルカリに吸収させた溶液と比較して諸成分の散逸量を検定するとともに、主として各種重金属元素の定量を行った。



第 70 図 凝縮水捕集瓶
Fig. 70 Collecting Bottle for Condensed Water.

ガスをガスビュレットに採取した。そのとき注射器内に凝縮した水の少量をガスビュレットに移して水銀面を覆い、水銀がガス中の硫黄化合物と反応することを防いだ。ビュレットの上部から苛性ソーダの濃溶液を加えてビュレットを振盪し、そのときのガスの容積の減少をアルカリに吸収されるガスとした。それは炭酸ガス、亜硫酸ガスおよび硫化水素を含むものである。

VII. 1. 4 測定の方法

温度 アルメルークロメル熱電対を一端を熔封した石英管に装填して使用した。700°C を超す噴気孔については、夜間に光高温計で観測を行ったが、その結果はアルメルークロメル熱電対による値とよく一致した。

水蒸気 第 68 図において石英管の一端をガラス管とゴム管により 2 口注射器に接続し、注射器により噴気の吸引と排気を繰り返し、石英管から注射器まで 100°C 以上になり、かつ注射器内に溜った水を排除した状態で注射器の噴気孔と反対の口を閉じ、注射器を 100 ml の線まで抜けた後、注射器の温度が気温に達するまで放冷した。そして注射器に溜った水の容積を測容ピペットで測定し、それと注射器内のガスの容積とから噴気中のガスと水蒸気との割合を計算した。

アルカリに吸収されるガス、酸素およびその他のガス 前項の配列の 2 口注射器の一端を第 72 図のような水銀を満したガスビュレットに接続し、気温まで放冷された

次にビュレットの上部からピロガロール溶液を加えてビュレットを振盪し、ガスの容積の減少量を測つて酸素とし、残ガスをその他とした。

亜硫酸ガスおよび硫化水素 試験管に0.05 N の沃素溶液 20 ml と塩酸を(1:1) 1 ml 入れてガスの一定量を通気した後、試験管を温めて遊離した硫黄を凝固させ、水で稀釈して全容積を 50 ml とし、その上澄 25 ml を採り、塩化バリウム水溶液を加え、生じた硫酸バリウムの重量から亜硫酸ガスを算出した。硫黄を含む残りの 25 ml に亜硫酸ナトリウム 1 g を加え、加熱して硫黄をチオ硫酸に変え、その一定量に醋酸(10%) 5 ml とフォルマリン(35%) 5 ml とを加え、0.02 N の沃素溶液 10 ml を加えた後、残つた沃素を 0.02 N チオ硫酸ナトリウム溶液で滴定して硫化水素を求めた。

アルカリに吸収されるガスから亜硫酸ガスおよび硫化水素を引いたものを炭酸ガスとした。

硫黄 醋酸水溶液(0.5%)にガスの一定量を通した後、水素を通気して亜硫酸ガスおよび硫化水素を迫出し、亜硫酸ナトリウム 1 g を加え、加熱して硫黄をチオ硫酸に変え、これを前項と同様にして定量して硫黄を求めた。

硫酸 前項と同様な操作によりガスを醋酸水溶液に通し、水素で硫化水素と亜硫酸ガスとを迫出した後、塩酸酸性で塩化バリウム溶液を加え、生じた硫酸バリウムの重量から硫酸を求めた。

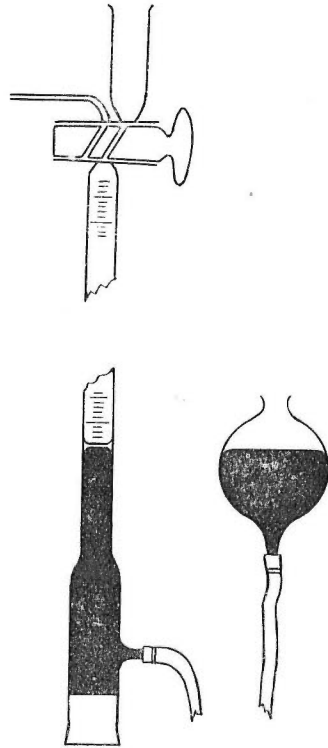
ラドン ガスを苛性ソーダの濃溶液で洗つた後 I.M. 泉効計を用いて測定した。

水素・窒素・アルゴンおよびメタン 苛性ソーダの濃溶液で洗つたガスについてコンソリデーテッド 21-103 A 型質量分析計^{註33)}を用いて定量した。

塩素 苛性ソーダの濃溶液少量を入れた試験管にガスを通し、水とともに捕集した。その水溶液 25 ml に過マンガン酸カリ 0.5 g と硫酸(1:1) 10 ml とを加え、30 分間湯浴上で温めながら通気し、発生する塩素ガスを、沃化カリ 0.5 g を 0.1 N 醋酸に溶かした溶液に通し、遊離する沃素を 0.02 N チオ硫酸ナトリウム溶液で滴定した。

弗素 ガスを吸収した苛性ソーダ溶液 2~5 ml を一旦蒸発乾固した後、残渣を水でほぐし、過塩素酸を加えて過塩素酸 15% 位の溶液とし、過塩素酸銀溶液を加えて試料中の塩素を塩化銀とした後 130~135°C、で蒸溜し、弗化水素を苛性ソーダ溶液に吸収した。吸収液の一定量を採り、Scott 法(ジルコニウム・アリザリン法の一つ)により比色定量した。

硼素 ガスの凝縮水 10 ml に粒状苛性ソーダ 1~2 粒を加えてアルカリ性にし、湯浴上で蒸発乾固し、塩酸(15%) 1.5 ml を加えて弱酸性にし、メタノールを加えて蒸溜し、溜出液に粒状苛性ソーダ 2 粒を加えてアルカリ性にし、温めてメタノールを迫出し、蒸発乾固した後塩酸(15%)で溶かして一定量にし、その適当量を採つてカーミンで発色させ、光電比色計で比色定量した。



第 71 図 ガスビュレット
Fig. 71 Gas-burette

註 33) 東京大学工学部工業分析化学教室に設置されている装置であつて、同装置の使用の便および測定の指導の勞をとられた同教室の荒木健博士に感謝する。

亜硝酸 蒸留水 5 ml に粒状苛性ソーダ 5 粒を溶し、ガスの一定量を通した溶液に炭酸カドミウムを加えて生ずる硫化カドミウムを濾別し、濾液を 100 ml とし、その 5 ml を採つて Griess-Romijn 試薬を加え発色させ比色定量した。

硝酸 ガスを吸収させた苛性ソーダ溶液を用い、ジフェニールアミン試薬を加えて比色を試みたが検出できなかつた。検出限界は溶液 1 l につき N として 40 r である。

アンモニア 0.5 N 硫酸 5 ml にガスの一定量を通した溶液を 100 ml とし、その適当量を採り蒸溜フラスコに入れ、苛性カリを加えて通気し、遊離するアンモニアを 0.1 N 硫酸 1 ml に吸収させ、Nessler 試薬で発色させ比色定量した。

珪素 ガスを吸収させた苛性ソーダ溶液 1 ml をパラニトロフェノールに対して酸性にし、湯浴上で温めながら炭酸ガスを 1 時間通し、溶液を一定量にし、その適当量を採つて 50 ml にし、硫酸 (1:3) 0.3 ml モリブデン酸アンモニウム溶液 (10%) 2 ml を加え、攪拌して 15 分放置した後酒石酸溶液 (20%) 4 ml を加え、2 分放置した後還元剤溶液 (酸性亜硫酸ナトリウム溶液に 1, 2, 4-アミノナフトールスルホン酸を溶したもの) 2 ml を加え比色定量した。

磷 前項で炭酸ガス通気を行つた溶液の一定量を採り混合試薬 (5 N 硫酸 100 ml にモリブデン酸アンモニウム 1 g を溶した溶液の 10 ml に水を加えて 90 ml とし、水 100 ml にヒドラゼン硫酸塩を 0.15 g を溶した溶液の 1 ml を加え全容積を 100 ml としたもの) 5 ml を加え湯浴中で 15 分温め、放冷後比色定量した。

ナトリウムおよびカリウム 1 N 硫酸でガスの一定量を洗つた溶液の適当量を採り、アンモニア水で中和しパーキンエルマー 52C 型焰光光度計を用いて定量した。その際標準溶液には硫酸アンモニウムを試水と同濃度になるように加えた。

カルシウムおよびマグネシウム ガスを吸収した苛性ソーダ溶液 5 ml を硝酸で中和し、チオ硫酸ナトリウム溶液 (10%) 3 滴、シアン化カリウム溶液 (10%) 1 滴および 0.45 N 水酸化カリウム溶液 1 ml を加え、ムレクサイドを指示薬とし EDTA 溶液 (0.1%) で滴定してカルシウムを求めた。これに 1.2 N 塩酸 1 ml を加えてムレクサイドの色を消し、4 N アンモニア 2 ml を加え EBT を指示薬として EDTA 溶液 (0.1%) で滴定してマグネシウムを求めた。

アルミニウム ガスを吸収した苛性ソーダ溶液 100 ml に濃硝酸 0.2 ml を加え、濃縮して 1.5 ml とし、チオシアン化カリウム溶液 (25%) 1 ml を加えて鉄を発色させ、エチルエーテル 2 容とアミールアルコール 5 容の混合液で鉄を抽出除去し、水溶液相を別けパラニトロフェノールを指示薬としてアンモニア (1:1) で中和し、黄色に変じたところで醋酸ナトリウム溶液 (4 モル) 2 ml を加え、全容 25 ml としアルミノン水溶液 (0.2%) 1 ml を加えて発色させ、25 分後に光電比色計で比色定量した。

鉄 ガスを吸収した苛性ソーダ溶液 5 ml に塩酸 (1:1) 0.2 ml と酸性亜硫酸ナトリウム溶液 (1%) 0.3 ml とを加えて振盪し、5 分間放置後醋酸ナトリウム溶液 (4 モル) 2 ml と α - α' -ジピリデル溶液 (0.2%) を加え全量を 10 ml として比色定量した。

微量元素 ガス中の各種金属元素を半定量するために、採取した凝縮水を一部は、弱アルカリ性として、また一部はそのまゝの状態 (酸性) で蒸発乾固し、直流永続弧法で、分光分析を行い、定性分析を行つた。これにより砒素、アンチモンなど多くの元素を検出し得た。さらに各元素について、塩化ナトリウムを基体として標準試料列をつくり、これと比較して半定量を行つた。

VII. 1. 5 測定の結果

噴気孔ガスについての測定の結果を第 17 表に示す。数値はすべて原ガスを標準状態 (0°C, 760 mmHg) の 1 m³ としたときに各成分の占める量をもつて表わした。

第 17 表 昭和神山の噴気孔ガスの組成 (原ガスの標準状態における
1 m³ に含まれる量として示す) (1954 年 9 月)
Table 17 Vapour from Fumaroles on Shōwa-shinzan (Components
are indicated in 1,000 l of original gas. (N. T. P.)

噴気孔名 Notation of fumarole	9081	9051	9063	測定者
温度 Temperature	760	525	220	
{ H ₂ O l	981	985	993	
{ Gases "	19	15	7	
ガス Among gases				
{ アルカリに吸収されるガス l By alkali absorbed gases l	12.3	10.9	5.91	
{ O ₂ l	0.032	0.027	0.013	
{ その他 Others "	6.67	4.05	1.07	
アルカリに吸収されるガス Among by alkali absorbed gases				
{ CO ₂ l	12.1	10.7	5.36	安藤 直行
{ SO ₂ "	0.426	0.204	0.203	"
{ H ₂ S "	0.0042	0.0225	0.575	"
その他 Among others				
H ₂ l	6.25	3.45	0.18	松尾 禎士
N ₂ "	0.57	0.54	0.89	"
A ⁴⁰ "	0.00025		0.00066	"
SO ₃ "	0.0049	0.0027	0.00063	安藤 直行
S "	0.0021	0.001		"
CH ₄ "	0.017	0.021		松尾 禎士
Rn 10 ⁻⁷ curie	1.3	2.1	12.6	"
Cl mg	593	342	351	前川 徳昭
F "	320	220	33	小林 重喜
B "	33		4	川口 浩
NO ₂ -N "	0.0112	0.0007	0.0068	中井 信之
PO ₄ -P "	2.24	2.41	0.65	安藤 直行
NH ₃ -N "	1.04	0.65	13.4	中井 信之
Na "	18.1	18.1	10.6	松尾 禎士
K "	12.5	8.87	1.36	"
Mg "	26.2	11.0	6.37	増田 彰正
Ca "	3.78	3.53	17.2	"
Si "	95	110	18	安藤 直行
Fe "	1.08	0.973	4.74	中井 信之
Al "	12.2	11.3	1.05	

ガス凝縮水の分析結果は第 18 表に、高温の噴気孔に付着した昇華物の分析結果は、第 19 表に示した。

しかし、第 19 表の黒色および赤褐灰色昇華物は、構成鉱物を分離しておらず、分析結果は、種々の昇華物の混合物を表わしている。

第 18 表 凝縮水中の微量成分 (mg/l) (半定量分光分析による)
 Table 18 Minor Components in Condensed Water from Fumarolic Gases

噴 気 孔 名 Notation of fumaroles	9081	9051	9063
蒸 発 残 Residue mg/l	2291	185.5	67.5
Ni	<0.01	0.0005~0.001	0.0005~0.001
Cu	0.02 ~0.05	0.02 ~0.05	0.003 ~0.005
Zn	0.4 ~0.7	0.3 ~0.5	0.01 ~0.03
Ge	<0.01	0.002 ~0.004	0.0005~0.001
As	0.5 ~1.0	0.1 ~0.5	0.005 ~0.01
Mo	痕 跡 trace	痕 跡 trace	痕 跡 trace
Ag	0.002~0.004	0.0005~0.001	<0.0001
Sn	0.02 ~0.04	0.005 ~0.008	0.001~0.002
Sb	<0.1	<0.01	<0.005
Pb	0.02 ~0.05	0.02 ~0.04	0.004 ~0.006
Bi	<0.05	<0.005	<0.002

(by means of semi-quantitative spectrochemical analysis)

第 19 表 昭和新山噴気孔の昇華物の組成 (重量%)
 Table 19 Sublimates over Fumaroles on Shōwa-shinzan (Sept. 1954)

噴 気 孔 名 Notation of fumarole	9151	9102
噴気孔の温度 °C Temperature at outlet of Fumarole 噴気孔における位置 Locality of sublimates	720 内方の高温部 High temp. part.	730 外方の低温部 low temp. part.
色 Colour of sublimate	黒 Black	赤 褐 灰 Reddish gray
SiO ₂ (%)	76.48	46.50
Al ₂ O ₃	3.41	24.09
Fe ₂ O ₃	17.69	5.48
FeO	0.61	1.09
MgO	0.21	1.10
CaO	0.50	1.24
Na ₂ O	0.33	5.76
K ₂ O	0.16	5.49
H ₂ O (-)	0.00	2.11
NH ₃	0.0082	0.018
Cl	0.00	0.00
As *	0.01	0.50
Zn *	—	0.25
Pb *	0.001	0.20
Sn *	0.04	0.18
Sb *	—	0.025
Cu *	0.005	0.012
Ag *	0.0002	0.005
Ge *	0.0015	0.005
Bi *	—	0.002
Mo *	痕 跡 trace	—

* 分光分析による
Spectro-chemical analysis

第 20 表 ガスの採取法による塩素イオン濃度の変化
(1955-8-14 噴気孔 9101 について)

Table 20 Variation Table of Cl⁻ Ion Concentration obtained by
Following Sampling Method from the Fumarole
No. 9101 on 14, Aug., 1955

ガ ス 採 取 法 Specimen	Cl ⁻ mg/l
苛性ソーダ吸収 absorbed by NaOH Soln	756
硫酸吸収 absorbed by H ₂ SO ₄ Soln	800
凝縮水 condensed water	809

第 21 表 昭和神山の噴気孔ガス組成

ガス吸収剤を使用した場合と、ガス凝縮水を使用した場合の比較
(原ガスの標準状態における 1 m³ に含まれる量として示す)

Table 21 Vapour from Fumaroles on Shōwa-shinzan (Components
are indicated in 1,000 l of original gas. (N. T. P.)

Comparison for the components between the specimen which
was collected by gas-absorbant and the specimen as condensed water.

噴 気 孔 名 Notation of fumarole	9081		9051		9063	
温 度 Temperature °C	760		525		220	
{ H ₂ O l	981		985		993	
{ Gases "	19		15		7	
	(A)	(B)	(A)	(B)	(A)	(B)
Cl mg	593	830	342	490	351	687
F "	320	350	220	200	33	21
Br "	—	2.6	—	1.35	—	2.1
B "	33	33	—	25	4	4.7
NO ₂ -N "	0.0112	—	0.0007	—	0.0068	—
PO ₄ -P "	2.24	0.39	2.41	0.24	0.65	0.00
NH ₃ -N "	1.04	1.58	0.65	1.05	13.4	5.60
Na "	18.1	—	18.1	—	10.6	—
K "	12.5	—	8.87	—	1.36	—
Mg "	26.5	31.2	11.0	3.0	6.37	6.0
Ca "	3.78	7.87	3.53	1.3	17.2	7.5
Si "	95	51	110	40	18	23
Fe "	1.08	11.7	0.973	1.83	4.74	10.6
Al "	—	12	—	10	—	10

— は測定せず

(A) ガス吸収剤による採取

(B) ガス凝縮水

The symbol— means that the element was not determined, the (A) means the specimen was collected by gas-absorbant, and the (B) means the specimen was used as the condensed water of vapour.

なお、高温昇華物の構成鉱物の分離決定は現在進めつつある。

ガスの採取方法により成分の濃度に差を生ずる程度を検討するために、1955年8月14日に9101噴気孔についてガスを3種の方法で採取し、塩素を定量した結果を第20表に示す。

また9081, 9051および9063噴気孔のガスについて、吸収法と凝縮水分分析法との結果を比較して第21表とした。

塩素は原ガスにおいてはおそらく塩化水素ガスとして存在するであろうから、苛性ソーダに最もよく捕集されるものと予想されるが、測定された濃度は他の採取方法によるものよりも小さい。他の方法によれば、塩素の一部は塩化水素ガスとして逃げるかもしれないが、逃げる水蒸気の量はさらに大きく、相対的に塩素の濃度が増大することも考えられる。

他の成分についても、採取方法を変えることにより、これと同様な濃度の変動が多かれ少かれ生ずる。硼素・アンモニア・マグネシウム・カルシウムは、ほとんど同一の値を示すが、磷・珪素はガス吸収法が大きい値を示し、鉄は凝縮水分分析法が大きな値を示す。それについての検討は、採取方法いずれも完全なものとはいえずさらに進めて行わなければならない。しかし、火山ガス組成を論ずる際、有効数字1桁をもつて論ずる場合には、ガスの捕集方法の相異を無視してもさしつかえないであろう。

VII. 1. 6 測定結果に対する考察

岩漿から揮発する物質をそのままの状態では知ることは困難であるが、岩漿の温度に最も近い温度を示す9081などの高温の噴気孔のガスはそれに最も近い組成をもつものと考えていいであろう。9081にみられる微量の酸素は噴気孔の口の所で混入した空気に由来するものと考えられ、現場において酸素の測定をするたびにその数値は変動した。酸素で代表される程度の空気の混入を除いて、岩漿の揮発性成分のうち常温で気体であるものは第17表の9081の欄に示すように水蒸気・炭酸ガス・水素・窒素・亜硫酸ガス・硫化水素・メタンおよびラドンである。これらの物質のほかにも常温では気体にならない多くの物質が噴気孔ガスのなかに存在する。それらは塩素・臭素・弗素・アンモニア・亜硝酸・磷酸・硼酸・珪素・ナトリウム・カリウム・マグネシウム・カルシウム・アルミニウム・鉄・銅・亜鉛・碲素・モリブデン・銀・錫および鉛である。その他の多くの重金属も微量には含まれることが容易に想像される。それらは高温の噴気孔の口に昇華物として付着濃縮しているのであろう。実際第19表の昇華物の分析表中にさらにゲルマニウム、アンチモンおよび蒼鉛がみられる。ニッケルも9051および9063に検出されていることから考えて、当然存在するであろう。これらの元素は原子番号の広い領域にわたって任意に分布するものであるから、もし検出の方法をさらに鋭敏にするならば、その数は増加するであろう。すなわち岩漿の揮発性成分のなかには岩漿中に存在するすべての成分が存在することを期待できるであろう。

高温の水蒸気を主成分とするガス物質が岩漿を出発した後噴気孔の口に達するまでの間にその通路にあたる岩石からこれらの成分をもたらすということは考え難いことである。なぜならば短い時間と相当な物質質量を考えるならば、物質の移動は表面に近い部分に限られ、高温の噴気孔にみられるような重金属の濃縮を説明することは困難である。また実際に凝縮水および昇華物中にみられるゲルマニウム、錫およびモリブデンはガスの通路を構成すると考えられる岩石であるドーム型ならびに屋根山の石英安山岩中には同じ方法では検出できないのであつて、その他の元素とともに岩漿に由来するものと考えられる。

このような重金属元素までも含む岩漿の揮発性成分は岩石の裂隙を通つて地表に向かい、その通路の条件により温度降下の少ない場合には高温の噴気孔をつくり、多くの金属元素は岩漿から噴気孔に至る通路に付着することなく噴気孔の外にでて、温度が降下する所に昇華物として付着する。低温の噴気孔には高温の噴気孔にみられるような重金属を含む昇華物が付着し

ないのは、それらの物質が地表に達しないうちに、もはやガスにより運ばれ得ない低温度に達し、そこに沈着するためであろう。

ラジウムのような放射性元素も一般の重金属元素と同様に行動することが類推される。岩漿から揮発するラジウムは高温の噴気孔では噴気孔外の昇華物に濃縮し、低温の噴気孔では岩漿と噴気孔との間の適当な温度条件の所に沈着するであろう。ガスのラドン含有量が9081や9051よりも9063に著しく大きいことの主要な原因は、このような岩漿起源のラジウムの温度による付着地点の相異にあると考えられる。

岩漿から出発した水素および亜硫酸はガスの温度が低下するにつれて減少し、それらに代わって硫化水素が増加することは松尾・安藤・中井・小穴によつて論ぜられる通りであつて、9081より9051およびさらに9063に向かつて水素および亜硫酸ガスが減少し、硫化水素が増加している事実は現在のところ少なくとも定性的にこのように説明されている。

VII. 1. 7 総 括

1) 昭和新山において岩漿から揮発する物質は水・水素・窒素・炭酸ガス・亜硫酸ガス・硫化水素・メタン・ラドン・塩素・臭素・弗素・アンモニア・亜硝酸・磷酸・硼酸・珪素・ナトリウム・カリウム・マグネシウム・カルシウム・アルミニウム・鉄・ニッケル銅・亜鉛・ゲルマニウム・砒素・モリブデン・銀・錫・アンチモン・鉛・蒼鉛・およびラジウム等である。

2) 昭和新山においてこれらの物質が岩漿から揮発した最初においては、その存在の量および状態は一義的なものであるが、地表に達するまでに経過する道筋の条件により組成が変化する。

3) 重金属元素類がガスにより移動するためには高温を必要とし、温度が適当に低下した場所に付着する。

VII. 2 火山ガスの平衡条件について

VII. 2. 1 緒 言

火山噴気孔ガスの分析はいままで数多く行われ、すでに岩崎岩次²⁹⁾の指摘するように同一の火山でも噴気孔の位置によつてガスの組成が著しく異なることが知られている。昭和新山においても高温の噴気孔から出るガスは H_2 , SO_2 の含量が多く、低温の噴気孔になるほどそれらの含量が減少し、 H_2S の含量が増加してくる。このことは火山ガス研究の重要な出発点である。また Jaggar²⁸⁾の指摘するように火山噴気中には水蒸気が最も多く、水素・炭酸ガス・硫酸化合物の順でこれに続くことも大抵の高温噴気孔では一般に認められることである。

われわれはこのように火山ガス中の各成分の量比がなぜそのような序列になり、また同じ火山でも場所によつてその組成がなぜ変化するのかということに大きな興味をもつのである。そしてこのことを手掛りとして火山ガスの性質を支配するその供給源の知識を少しでも得たいと思うのである。

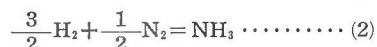
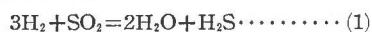
われわれは昭和新山の3つの噴気孔についてのガス分析の結果から出発して、ガスのなかの各成分の平衡条件を考え、岩石学的事実と組み合わせ、昭和新山内部のマグマ先端の上限温度、およびそれに接するガス相の上限圧力を推定した。その結果、昭和新山ではマグマの先端が地表にきわめて近く達していることを推論した。

しかしこの結論を導くためには2, 3の基本的な仮定が必要であつた。この種の仮定はできるだけ普遍的で、数の少ない方がよい。この仮定を実証するための実験がこの報告の目的ではないが、これらの仮定の吟味と結論との関係は特に重要である。

先に述べたガスの組成の一般的共通性を説明できる段階には達しなかつた。

VII. 2. 2 方 法

火山ガスの各成分中には相互に化学反応を行うものが沢山ある。今回は特に以下に述べる反応(1)、および(2)



を取り上げ、この2つの反応の平衡条件を研究した。火山ガスの分析はかなり困難なものであるが、資料採取法、分析法にはいろいろと工夫し、改良を行った。分析法は VII. 1 で述べてあるから、こゝには省略する。

分析の精度はガスの各成分によつて異なるが H_2S , SO_2 に関してはサンプリングの際生ずる系統的誤差を考へて、誤差 10% 程度であるが、同じ方向の誤差であるので、式(3)の平衡恒数を計算する際に相殺される。誤差が平衡恒数に大きく寄与する H_2 については、質量分析計による分析の誤差が最高 5% 程度である。また H_2O は凝縮させた水の量を測定する際の再現性は数%, 誤差 5% と推定される。 NH_3 に関しては、比色分析の際とサンプリングのばらつきから、10% 程度の誤差が考えられる。

結局平衡恒数の対数になおした形の $\log K_1$ について 2%, $\log K_2$ について 1% 程度の誤差が見積られる。

以下に考へる筋道を説明する。反応(1) および(2) のおのおのについて次の平衡恒数をつくる。

$$K_1 = \frac{[\text{H}_2\text{O}]^2 [\text{H}_2\text{S}]}{[\text{H}_2]^3 [\text{SO}_2]} \dots\dots\dots (3)$$

$$K_2 = \frac{[\text{NH}_3]}{[\text{N}_2]^{1/2} [\text{H}_2]^{3/2}} \dots\dots\dots (4)$$

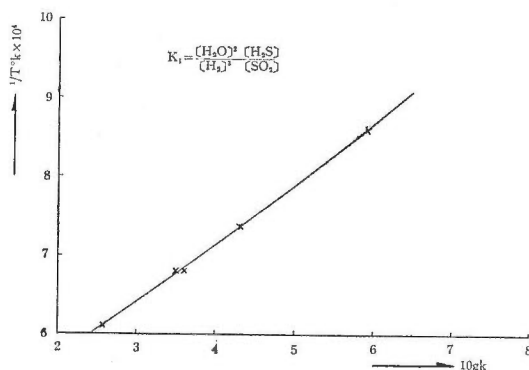
K は気相平衡の場合は次の関係によつて温度 T および圧力 P の函数である。

$$\left(\frac{\partial \ln K}{\partial T} \right)_P = \frac{\Delta H(T)}{RT^2} \dots\dots\dots (5)$$

$$\left(\frac{\partial \ln K}{\partial P} \right)_T = \frac{\Delta V}{RT} \dots\dots\dots (6)$$

ただし ΔH は 1 mal あたりの反応熱の変化, ΔV は容積変化, R は気体常数を示す。

式(5)を積分した形の 1 気圧における平衡恒数の温度による変化は、反応(1)について Randall および Bichowsky⁶¹⁾ が実験的に求めたものを用いた。



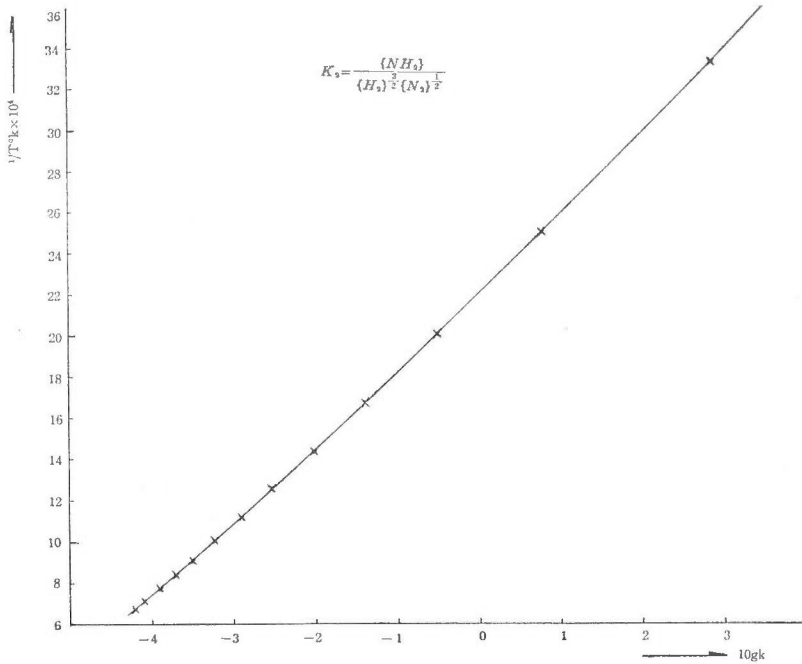
第 72 図 平衡恒数の温度による変化(反応 1)
Fig. 72 Experiment by Randall and Bichowsky

第 22 表

反応 (1) の平衡恒数の温度変化 (1 気圧)

Table 22 Thermal Change of Equilibrium Constant caused by the Chemical Reactive (1)

T°K	log K ₁	T°K	log K ₁
1,160	5.93	1,473	3.50
1,362	4.32	1,645	2.56
1,473	3.59		



第 73 図 平衡恒数の温度による変化 (反応 2)

Fig. 73 Experiment by Harrison and Kobe

第 23 表

反応 (2) の平衡恒数の温度変化 (1 気圧)

Table 23 Thermal Change of Equilibrium Constant caused by the Chemical Reactive (2)

T°K	log K ₂	T°K	log K ₂
300	2.7825	1,000	-3.2448
500	-0.5218	1,200	-3.7249
700	-2.0434	1,400	-4.0720
900	-2.9278	1,500	-4.2118

これを第 72 図および第 22 表に示す。また反応 (2) に関しては Harrison および Kobe⁽¹³⁾ のアンモニア合成による実験に基づいた値がある。これを第 74 図および第 23 表に示す。

実際上の計算にはいる前に、上のような熱力学的な扱いをするために次の仮定が必要になってくる。

仮定 1

“反応(1), (2)の平衡はガスが温度, および圧力勾配のある火道内を上昇するにつれて移動するが, ガス系の平衡の移動が周囲の温度圧力条件に追従するのは遅れる”。

すなわちわれわれの得ることのできるガス資料は, あくまでも噴気孔出口のものであるが, 反応(1), (2)の示す平衡状態は出口の条件によつて決められるのではなく, またマグマの先端に接する空間で達成されたものを示すのでもなく, おのおの中間的状态を示すものである。これと関連して次の仮定も必要である。

仮定 2

“マグマからはガスが放出されそれが空中に失われてゆく過程は非可逆なものであるが, マグマの先端の空間でできるガス相の各成分間には静的平衡が成立する。すなわちこの局部的な空間ではガス相内の可逆過程が成立する”。この仮定は特別なものであるが, この報告ではこのような立場をとる。

式(6)を積分すると

$$RT \ln \frac{K, p=p_1}{K, p=p_2} = \int_{p_2}^{p_1} dV dP = (P_1 - P_2) dV \quad \dots\dots\dots (7)$$

$K, p=p_1$ はある温度 T , ある圧力 P_1 における平衡定数とし, $K, p=p_2$ を温度 T における $P_2=1 \text{ atm.}$ 下の実験値(ないしは式(5)を解いて得られた値)とする。この式を用いれば K の観測値がいかなる温度, 圧力条件のもとにあるかを知ることができる。しかし上の式は K を媒介としてガス相の温度と圧力の函数関係を規定しているとも考えられる。したがつて T か P かのいずれかを別個の方法で定めれば, 残りの一つが決まるのである。われわれが知ろうとしているのはマグマの先端と接する気相の条件であるから, この場合マグマの先端の温度をなんらかの方法で求め, それと接する気相の温度はそれと同じであるとして(仮定(2)), 出口の平衡定数から仮定(1)を用いて式(7)より圧力を求めるのである。マグマの最高温度は岩石学的事実から推定できる。すなわち昭和火山熔岩である dacite 中の ground mass 中にある pyroxene の結晶形は, 全部が hypersthene 型 (rhombic) である。したがつて昭和火山の dacite は噴出直前の熔融状態で hypersthene と monoclinic pyroxene との転移温度を超えなかつたといえる。われわれはマグマの地表に最も近い部分を問題にしているので, 底部の温度およびマグマの熱的な前歴はいま考えないことにする。

すなわち噴出寸前の状態にあるマグマは hypersthene (低温型) が安定な温度域にあつたと考えられるのである。

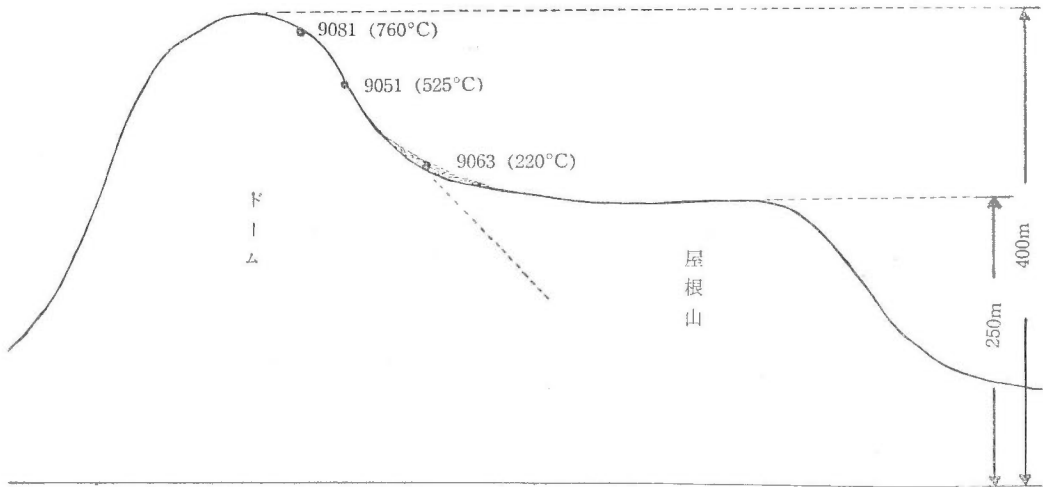
Hypersthene と monoclinic pyroxene の転移温度に関しては Bowen および Schairer³¹⁾ の研究があり, これと八木健三³²⁾による昭和火山 dacite の斑晶 hypersthene は $En_{35}Fs_{65}$ の組成をもつことから, この転移温度は $1,080^\circ\text{C}$ であることがわかる^{註34)}。これをマグマ先端の上限温度推定値とする。これを利用して先に述べた式(5), (6)を用い, 最も適当な平衡を選んでマグマ先端と接触するガス相の上限静圧を推定するのである。このような目的のために噴気孔出口の温度の異なる 3つの代表的なものについて実験を行った(第75図参照)。

VII. 2. 3 結 果

(1) 測定値

まずわれわれに関係のある分析値を第24表に示す。

註 34) この温度は 1 気圧のもとでの実験値であるが, 高压下では Clapeyron の式 $\frac{dT}{dP} = \frac{T \Delta V}{\Delta H}$ に従つて転移温度も移動する。



第 74 図 ドーム模型図
Fig. 74 Model of the Dome

第 24 表 (各成分の量はガス 1 m³ 中の l 数で示す)
Table 24 (Vapour from fumaroles on shōwa-shinzan, components
are indicated in 1,000 l of original gas. (N. T. P))

噴 気 孔 Notation of Fumarole	9081	9051	9063
出 口 の 温 度 Temperature at outlet of fumarole	760°C	525°C	220°C
H ₂ O	98 ₁	98 ₃	99 ₃
H ₂	6.2 ₃	3.4 ₉	1.8 × 10 ⁻¹
N ₂	5.7 ₁ × 10 ⁻¹	5.4 ₉ × 10 ⁻¹	3.9 × 10 ⁻¹
SO ₂	1.6 ₀ × 10 ⁻¹	4.3 ₃ × 10 ⁻²	6.3 ₀ × 10 ⁻²
S ₂ H	9.6 × 10 ⁻⁴	9.0 × 10 ⁻³	4.9 × 10 ⁻¹
NH ₃	1.6 ₀ × 10 ⁻³	1.0 ₀ × 10 ⁻³	2.1 ₄ × 10 ⁻²

第 25 表 噴気孔出口における平衡定数の観測値
Table 25 Calculation Value of Equilibrium Constant
at Outlet of Fumaroles

噴 気 孔 Notation of Fumaroles	log K ₁	log K ₂
9081	4.56	-0.852
9051	6.40	-0.662
9063	11.68	2.473

第 24 表の分析値を用いて式 (3), (4) によつて計算した K₁, K₂ を第 25 表に示す。

(2) 平衡の成立の検討

実際に噴気孔出口で得られた分析値による平衡値はもとより、マグマ先端に接する空間の温度、圧力に較べていずれも低い状態の平衡を反映しているものである。しかし式 (7) から考えて、 $K, p=p_1 < K, p=p_2$ ということがあると、 $P_1 < P_2$ とならねばならない。すなわち $K, p=$

P_2 をある温度における 1 気圧 ($P_2=1 \text{ atm.}$) 下の平衡恒数とすると、もしその温度が不適当なものであると実測の平衡値は出口の静圧 1 atm. より低い仮想圧力 (はなはだしいときは負の圧力) を考えなければならなくなる。

このような意味で温度条件にはおのづから極限值がある筈である。第 26 表にはそれを掲げた。

第 26 表
Table 26

噴 気 孔 Notation of fumaroles	出 口 の 温 度 Temperature at outlet of fumaroles	仮 想 平 衡 温 度 の 下 限 The value of lower limit for theoretical temperature of equilibrium	
		反 応 (1) Reaction (1)	反 応 (2) Reaction (2)
9081	760°C	1,060°C	259°C
9051	525°C	837°C	242°C
9063	220°C	465°C	39°C

この場合温度の極限值というのは、どちらの反応についても下限値である。すなわちこれ以下の温度では 1 気圧以下の仮想平衡圧力にしなければならなくなる温度の下限である。

第 26 表をみると明らかなように、どちらの反応でも出口の温度の低いものほどこの下限温度が低くなっている。これは低温の噴気孔程平衡が低温側に移動したことを示すと考えられる。また、各温度値は噴気孔出口近くでガス体の持つている静圧がほとんど 1 atm. になつた場合、平衡がすみやかにそれに追従したと仮定したときのガス体の平衡温度を示すものとも考えられる。しかしわれわれは仮定 (1) から反応がまわりの温度、圧力条件に追従するのは遅れると考えているから、出口でもガスは圧力に関しては 1 atm. よりも高い状態、温度に関しては第 26 表の値よりも高い状態の仮想平衡条件を反映している筈である。

そこでふたゝび第 26 表をみると、 $\frac{3}{2} \text{H}_2 + \frac{1}{2} \text{N}_2 \rightleftharpoons \text{NH}_3$ の平衡恒数 K_2 から推定される温度下限は異常に低いように思われる。

仮想平衡温度は出口の温度より低くなることはあり得ないから、出口の温度を与え式 (7) から計算される圧力の値は、出口における仮想平衡の下限圧力の推定値になるわけである。

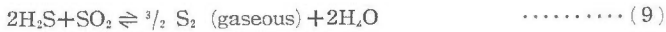
噴気孔 9081 に対して反応 (2) についてその圧力を計算してみると 22.9 atm. になる。すなわち反応 (2) は、1 atm., 259°C の下における仮想平衡と考えてもよいし、22.9 atm. 760°C の下における仮想平衡とも考えられる。しかしいま得た、22.9 atm. という圧力の下限推定値を与えると反応 (1) の平衡温度の下限推定値は式 (7) により 1,510°C となり、マグマの推定上限温度をはるかに上廻る。もし反応 (1) がほぼ静的平衡状態にあるとすれば、反応 (2) は静的平衡からのずれがはなはだしいとせざるを得ない。これは反応 (2) の平衡恒数が大きすぎるためである。その理由として考えられることは NH_3 の量が大きすぎることである。 K_2 が適当な値になるためには、 NH_3 は分析値の $\frac{1}{1,000}$ 程度でなければならず、先に述べた分析上の誤差が 10% あつたとしても問題にならない。またもし N_2 に空気の混入を認めると K_2 はさらに大きくなる。

上のことはわれわれの仮定が成立し得ない反応の存在することを意味する。このことは NH_3 あるいはアンモニウム塩の 2 次的附加があり、非平衡状態で出口に到達したとも考えられるが、平衡のづれの原因については、深く追求することはできない。

反応 (2) の平衡の成立は疑わしいということになつたが、だからといつて以上の議論から反応 (1) の方は最後まで静的平衡が成立していたということとはできない。たゞ反応 (1) はそれに関与している各成分がいわゆる、空気による汚染あるいは 2 次的な汚染が考え難いものばかり

である。たゞし、反応 (1) に関して最も 2 次的汚染を受け易い水蒸気については、噴気水蒸気の重水密度の測定によると⁵⁵⁾、もし噴気の水蒸気の大部分が地下の循環水の寄与によるものとすると、地球上の水のうち重水濃度が最も低い部類にはいるはずであるが、火山噴気中の水蒸気は低温噴気孔のものでも、一般に最も重水濃度の高いものの一つである。また昭和新山の高い地熱から考えても、降りそそいだ雨は、ほとんどが蒸発してしまふと考えられる。したがって、昭和新山の噴気孔の水蒸気は 2 次的な汚染はほとんどないといえよう。

また反応 (1) に関しては、



という一連の反応の影響を考える必要がある。もし反応 (9) が平衡になければ当然反応 (1) も平衡にはあり得ない。硫黄の融点 ($\sim 120^\circ\text{C}$) 以下にガス体が冷却されると反応 (10), (11) は右辺に向かう反応速度が非常に早くなる。したがって反応 (9) も一方的に右辺に進む。往々室温においては H_2S と SO_2 が共存しないことから、火山ガス中に H_2S と SO_2 が共存するのは、ガスが“非平衡”にあるためだと考える人がいるが、これは誤りである。 $\text{S}_2 \text{ (gaseous)}$ が安定に存在する状態 (445°C 以上) ならば H_2S と SO_2 は平衡状態で存在するのである。しかし火山ガスを採取する時にはかなり低温になるから瞬間的にひどく平衡がずれて、上の理由から反応 (1) が影響を受けることがありうる。各反応の平衡からのずれの差異を知るには、反応速度の絶対値、火道内の温度圧力分布、ガス体の上昇速度を知らねばならない。このうちどの一つをとつても、容易に知り得ないものばかりである。今回は第一近似として、平衡からずれのあるものも仮想平衡状態にあるものとして取扱うのである。しかし反応 (1) は高温になるほど正反応と逆反応の反応速度が近づくので、昭和新山のような高温噴気孔では平衡状態からのずれも小さいと考えられる。またいわゆる **contamination** を受け易い成分がなく好都合である。

(3) 平衡条件の推定

前節で述べた理由により、平衡条件の推定は反応 (1) に限ることとする。昭和新山における測点は第 75 図に示した。

測点の位置がドームの頂上に近いものほど噴気孔出口の温度は高い。このことは、頂上に近い噴気孔に達するガスは供給源から比較的短時間で到達し、またガス量も多く、頂上より下に行くほど逆の傾向を示すためと考えられる。平衡の移動は当然上の 2 つの因子の影響を受けるから、頂上に最も近い噴気孔 9081 は供給源付近で達成された平衡からのずれが最も少ないと考えられる。したがって昭和新山の場合には、平衡条件を考えるためには最高温度を示す噴気孔について、綿密なサンプリングと精度の高い分析をすることが重要であり、他の、より低温の噴気孔についての分析値は副次的な価値があるのみである^{註 35)}。

反応 (1) の平衡は、温度、圧力条件によつて下のように移動する。

(T 一定, P 増大) \rightarrow K 増大 (平衡は右辺側に移動する)

(P 一定, T 増大) \rightarrow K 減少 (平衡は左辺側に移動する)

したがってこの平衡は、ある温度、圧力状態から温度、圧力をともに増大させても移動しないことがありうる。しかし温度に関してはもし上限(この場合 $1,080^\circ\text{C}$) が決められている場合には、 1080°C よりも低く、出口の温度よりも高いという温度条件が決まってくる。さらに出口の資料で得られた平衡定数から、1 atm. よりも低くならない条件としての温度の下限推定値が決まってくる。先に述べた 9081 の平衡定数から $1,060^\circ\text{C}$ が得られている。他の低温の噴気

註 35) しかし立場をかえて昇華物の研究をする場合には低温噴気孔の重要度も高い。

孔から得た反応 (1) の平衡の温度下限推定値は上に述べた理由で、もし採用すればそれだけ温度条件の幅を広げるだけのことになる。

これでマグマ先端の空間における平衡に対する温度条件は、 $1,060^{\circ}\text{C}$ と $1,080^{\circ}\text{C}$ の間にあることがわかった。

後はこの温度条件に対応する圧力条件を決定すると、問題とするガス相の静的条件^{註36)}が完成されることになる。圧力の下限はいうまでもなく 1 atm. である。上限を求めるには、9081の平衡恒数を用いて式(7)を解く。9081の仮想平衡温度はやはり $1,060^{\circ}\text{C}$ よりも高く $1,080^{\circ}\text{C}$ よりも低い筈であるが、かりに $1,080^{\circ}\text{C}$ であつたとするとその時得られる圧力の値は上限推定値になる。式(7)に

$$\log K_{1, \text{obs}} = 4.56$$

$$\log K_{1, P=1, T=1353^{\circ}\text{K}} = 4.42 \text{ (第1表より)}$$

$$T = 1.353^{\circ}\text{K}$$

$$\Delta V = 22.4\text{ l}$$

$$P_2 = 1\text{ atm.}$$

を代入して P_1 を求めると 2.3 atm. である。これで圧力条件は 1 atm. と 2.3 atm. の間にあることがわかった。これはほとんど大気圧に等しい。2, 3の火山についての噴気孔内外の圧力測定の結果によると^{註37)}、噴気孔内で出口に近い所は静圧は外圧と大差なく、測定された圧力は動圧であることが明らかにされた。通常マグマのあると考えられる深さ数 km ないし 10 km では、圧力は $2,000 \sim 3,000\text{ atm.}$ である¹⁴⁾。しかし当然そのような深所でガス相が安定に存在するとは考えられないが、それにしてもこの異常に思われるほど低い圧力の値は、マグマの先端がきわめて地表近い所に達していることを暗示する。

また逆に、最高温度の噴気孔では、反応 (1) についてはその平衡条件がマグマ先端と噴気孔出口とではほとんど違っていないと考えられるので出口の平衡は、マグマ先端で達せられたと思われる平衡にきわめて近いものであるといえよう。早川正巳^{註38)}らによる昭和新山の地震探査の結果によると、ドームは屋根山のなかをかなり急な傾斜をなして働き上げてきていると推定されている。この物質がいかなる状態にあるかはつきりはしていないが、これらのことはわれわれの推定した結論を支持する材料と考えられる。

VII. 2. 4 結 論

いままで述べたことに2, 3つけ加えて総括する。

1) ガスの平衡恒数を支配するものは、その反応に関与する各成分の量以外に温度と圧力があり、一つの平衡恒数には温度と圧力の無限個の組み合わせが対応する。なんらかの方法でマグマ先端の温度が推定できれば、噴気孔ガスのある成分間の平衡恒数からそのマグマの先端に接する気相の極限圧力が推定できる。

2) 上の方法による圧力の推定は、どんなに条件のよい火山で精密な実験を行つても漸近的なものである。

3) 火山ガス中では、必ずしも平衡状態にないと考えられる反応がある。マグマの先端とそれに接する気相では一般に平衡が成立つていないとする場合は、われわれの行つた静的平衡の取り扱いではいけない。非可逆過程においては、「steady state」として Groot¹⁰⁾、Denbigh⁸⁾らの方法を適用していかねばならないだろう。

註 36) マグマ先端直上の空間ではガスはおそらく乱流的な状態で存在するであろうが、そのような場合の動粘性等を決定することはここでは問題にしていない。

註 37) 佐久間修三：火山物理研究会，昭和30年秋季大会講演

註 38) 早川正巳等：火山物理研究会，昭和30年春季大会講演

- 4) 2つの仮定のもとにガス相の平衡条件から昭和新山のマグマの先端は地表にきわめて近くにあることを推論した。
- 5) この方法を適用してマグマの状態を調べるには、高温(>500°C)の噴気孔をもつ火山が望ましい。その意味では昭和新山は資料も割合取り易く好適であった。
- 6) CH_4 , NO , NO_2 , CO などの関与する反応については、次の機会に述べることにする。
- 7) この方法を適用するには数多くの噴気孔について分析することはさほど重要でない。最高温度を示し、噴気量の多いものについて綿密な実験を行うことが重要である。
- 8) 火山ガスの組成の一般性を各成分の由来(例えば SO_2 についてはマグマ中の S と H_2O との相互作用による出生など)から研究することによつて、マグマそのものの易揮発成分の含量、マグマ内での性質等を推定することができるであろう。

VIII. 地熱に関する考察

VIII. 1 各調査結果の関係

以上、昭和新山における地質学的、物理学的、化学的研究結果を各章に述べ、それぞれの要約を記してきた。重複をさけるため、改めてそれぞれ個々の結果についてはこゝに述べないが、全体としてのつながりをつける意味で、こゝにもう一度地熱の問題として全体の結果をみわたしてみよう。

今回の調査を通じて感じられたのは、このような調査は地質・物理・化学各方面の共同研究により、成果があがるということであった。

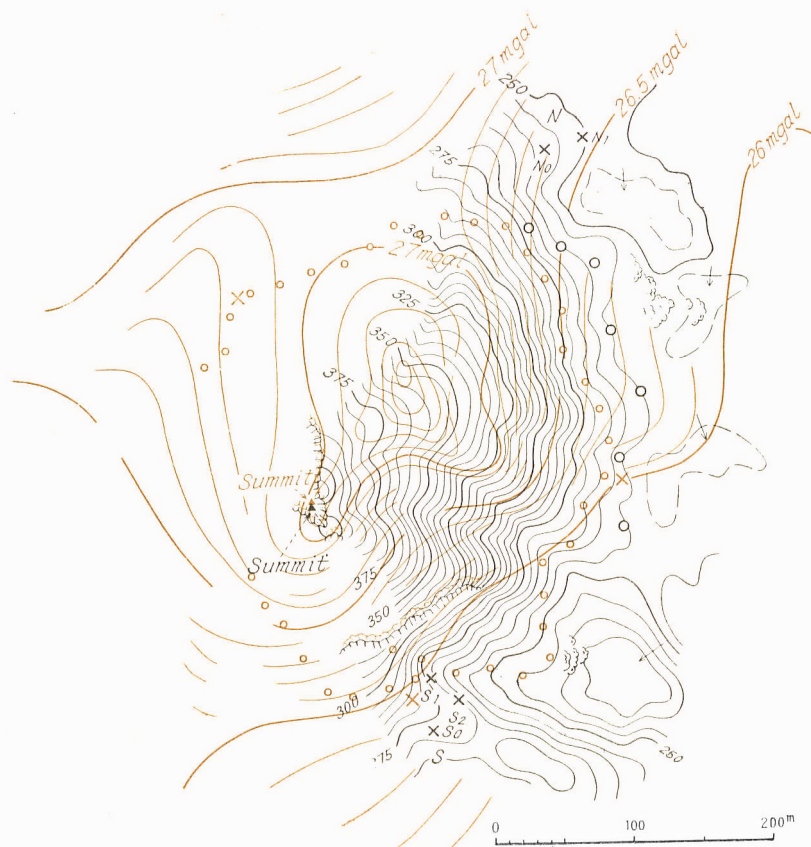
さて、上に述べたような意味から、あまり多くの問題にふれることは、いたづらに中途半端な議題を提供するだけになるおそれがあるから、こゝでは特にドームについて総合的に考え、その構造や、さらに熱的状态について検討し、またドームの地下へのつながりについて推察を行うことにした。そして最後に地熱の考え方について私見を述べた。

まずドームにおいて得られた各要素について、ふり返つて考えてみよう。

重力についてはドームの所でかなり大きな重力異常がみられる。地表でみられる新熔岩の比重は2.3程度であるが、内部はさらに比重の大きいことが考えられるため、ドームの所に目立つた異常がみられたのである。その異常からすれば、屋根山の下へドームの根のあることがいえるのである。さらに重力異常の中心はドームの地理的な高さの最高地点の周りではなく、むしろドーム中央より北の方に傾つた所にその中心がみられる(第76図)。

次に地震探査によつて、種々の方法でドーム内の様子を推定することができた。それを列記すると

- 1) 地震波速度を現地で計つたところ、ドームの表面から内部に向かつて、0.5~1 km/sec., 1.4~2.0 km/sec., ~3~km/sec., 4 km/sec. の4つの速度層の部分からなつている。
- 2) 別に sample による室内実験の結果、温度の上昇するに従がい弾性率が 1×10^{11} c.g.s. から 2.5×10^{11} c.g.s. というように増加する(第22図)。
- 3) 記録のなかから S (振れ波) と考えられるものが得られたが、それと P (縦) 波との比較により、ドーム内の弾性率は表面から内部に向かい増加する。それは、2) の場合とよく対応している(第22, 25図)。



第 75 図 ドームにおけるブーゲー異常ならびに地形図
 Fig. 75 Bouguer Anomaly and Topography over the Dome

4) 2), 3) と 1) とを考え合わせると、ドームは内部に向かって高温になっていることが推定される。なお粘性の方からも同じことがいえる。

5) 1), 2) をさらに詳しくみると、高温部はドームの中心より北側に傾よつた所にある (第 23 図から、重力をみ直し、先ほど述べたように重力でも同様の現象のあることがわかつた)。

さらに磁気探査については温度によつて磁性の変化する特性 (第 35~37 図) を利用して、ドームなどの内部の様子を推定した。すなわち現地で得られた鉛直方向の測定および dip 測定の結果から、また現地で得られた新熔岩その他の岩石の sample による室内実験等を組合せて考えることにより、次のようなことがいえる。

1) すでに冷却した大有珠ドームでは、正常な磁気異常が認められたが、昭和新山ドーム地帯では周囲に較べ負の異常が得られ、その一つの原因として、現在なお内部が高温であることが考えられる。

2) この帯磁の少ない部分は、ドームの北半分の所にあつて、その部分を構成している岩石が、造岩強磁性鉱物のキューリー点以上の高温状態にあると推定される。

化学的研究の方からは、ガス分析およびその化学平衡等から考えて、ドーム内は高温 (1,000°C 程度) であると考えた方がよい、かつ高温部が地表近いという結論であり、ドーム表面での割

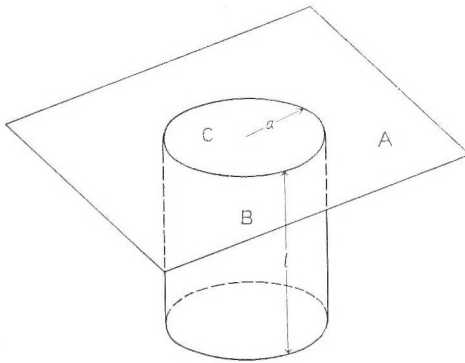
れ目の温度測定からは、ドーム北部の地下にはまだ数100°以上の部分があるという考え方がでてきた。

これらのほかに、地質調査の結果によるドーム生成過程等を考え合わせると、ドーム内部について、大体の像が浮び上る。すなわちドーム内部は現在もなお高温にあり、特にドーム内北西部に高熱の所がある。そしてその表面に屋根山を形作つていると同じ質のものが覆いかぶさつている。その厚さは屋根山に近い方が厚くなつている。

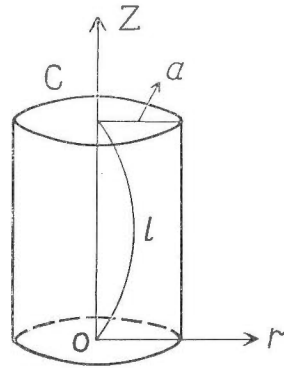
VIII. 2 ドーム内の熱の移動についての解釈

生成後すでに10年になるのにどのようにしてこのような高温を保ち続けているのであろうか(生成時は大体1,000°Cで現在は800°C)。化学的な問題、水蒸気圧等の問題は別として熱の伝導、移動または対流等から少し吟味してみよう。

まず熱伝導についてであるが、下から補給がなく、ドームの表面から熱が逃げる場合を考えてみよう。この際、始め表面を半球として考えたが、それでは数学的に解けないので、表面を



第76図 ドーム屋根山のモデル
Fig. 76 Model of Dome (C) and Roof-mountain (A). B is the Downward Underground Extension of the Dome



第77図 ドーム内部模型図
Fig. 77 Model of the Downward Underground Extension of the Dome

平たく地面に押しつけたモデルについて、order estimation を目標にして解いてみた。すなわち第76図において、Aは屋根山に相当し、Bはドームの屋根山内へのつながり、Cは地表面でのドームに相当する。

以下にこれの数学的な考察を行うことにする。

VIII. 2. 1 ドームの熱伝導

1. 底面から熱の供給のない非定常熱伝導

伝導率 k 、長さ l 、半径 a なる有限円筒で、一方から熱が発散し、その他の周囲はすべて断熱状態にあるとした場合(たゞし外部の温度を 0° とする)。

円筒座標をとり、その原点を円筒の底面の中心にとる。温度を θ とすれば(第77図)、

$$0 \leq r \leq a, \quad 0 \leq z \leq l$$

において θ の満たす微分方程式は

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = k \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \theta}{\partial r} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right) \dots \dots \dots (1)$$

初期条件は $t=0$ において $\theta = f(r, z) \dots \dots \dots (2)$

境界条件は $r=a$ において $\frac{\partial \theta}{\partial r} = 0 \dots\dots\dots (3)$

$z=l$ において $\frac{\partial \theta}{\partial z} + h\theta = 0 \dots\dots\dots (4)$

$z=0$ において $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \dots\dots\dots (5)$

(3) 式は円筒の側面において **adiabatic** であることを意味し, (4) 式は円筒の上面において熱が発散していることを, また, (5) 式は円筒の底面において **adiabatic** であることを意味する。

(4) の h は次の式で示される。

$$h = \frac{a}{K}$$

ここに a は放射率 (**emissivity**) または熱伝達係数 (**heat transfer coefficient**) と呼ばれるもので, K は伝導率である。

(1) の微分方程式の一般解は

$$\theta \propto e^{-\kappa(\lambda^2 + \mu^2)t} J_0(\lambda r) \frac{\cos \mu z}{\sin \mu z}$$

ここに λ, μ は境界条件により決まる個有値を与える常数である。まず (5) の条件を満たすものは

$$\theta \propto e^{-\kappa(\lambda^2 + \mu^2)t} J_0(\lambda r) \cos \mu z \dots\dots\dots (6)$$

ここに t は時間を示す独立変数である。

次に (3) より

$$J_0'(\lambda a) = 0 \dots\dots\dots (7)$$

これを漸化式 $J_0'(x) = -J_1(x)$ を使い, さらに $\lambda a = \lambda'$ と置き換えて書き直せば⁽⁵⁹⁾⁽⁶⁰⁾⁽⁶⁴⁾

$$J_1(\lambda') = 0 \dots\dots\dots (7')$$

この方程式の正根を $\lambda_1', \lambda_2', \dots, \lambda_m'$ とすれば (正根をとる理由は方程式 (1) の成立つ範囲が $r > 0$ なるため), (6) は

$$\theta = \left\{ A\mu e^{-\kappa\mu^2 t} + \sum_{m=1}^{\infty} A\lambda_m, \mu e^{-\kappa\left(\frac{\lambda_m'^2}{a^2} + \mu^2\right)t} J_0\left(\lambda_m' \frac{r}{a}\right) \right\} \cos \mu z \dots\dots\dots (8)$$

と書くことができる。ここに $A\mu$ および $A\lambda_m, \mu$ は任意の未知常数である。

次に (8) 式を (4) に入れて,

$$-\mu \sin \mu l + h \cos \mu l = 0$$

したがって $\cot \mu l = \mu |h| \dots\dots\dots (9)$

$\mu l = \mu'$ とおいて書き直せば

$$\cot \mu' = \mu' |h| \dots\dots\dots (9')$$

この方程式の根を $\mu_1', \mu_2', \dots, \mu_n'$ とすれば (8) は (正根をとる理由は $z > 0$ のため)

$$\theta = \sum_{n=1}^{\infty} \left\{ A\mu_n' e^{-\kappa\frac{\mu_n'^2}{l^2}t} + \sum_{m=1}^{\infty} A\lambda_m' \mu_n' e^{-\kappa\left(\frac{\lambda_m'^2}{a^2} + \frac{\mu_n'^2}{l^2}\right)t} \right. \\ \left. \times J_0\left(\lambda_m' \frac{r}{a}\right) \right\} \cos \mu_n' \frac{z}{l} \dots\dots\dots (10)$$

となる。

最後に (2) を使つて $A\mu_n'$ および $A\lambda_m' \mu_n'$ を求める。そのためには $f(r, z)$ を $0 \leq r \leq a, 0 \leq z \leq l$ で個有函数 $J_0\left(\lambda_m' \frac{r}{a}\right)$ および $\cos \mu_n' \frac{z}{l}$ の Fourier-Bessel 級数で表わせばよい。

まず、 $f(r, z)$ を r の Bessel 級数に展開すれば、

$$f(r, z) = \frac{2}{a^2} \int_0^a \xi f(\xi, z) d\xi + \frac{2}{a^2} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{J_0\left(\lambda_m' \frac{r}{a}\right)}{J_0^2(\lambda_m')} \int_0^l \xi f(\xi, z) J_0\left(\lambda_m' \frac{\xi}{a}\right) d\xi \dots (11)$$

次に $f(\xi, z)$ を z の Fourier 級数に展開すれば

$$f(\xi, z) = \frac{2}{l} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\mu_n'^2 + h^2 l^2}{\mu_n'^2 + hl + h^2 l^2} \cos \mu_n' \frac{z}{l} \int_0^l f(\xi, \lambda) \cos \mu_n' \frac{\lambda}{l} d\lambda \dots (12)$$

(12)を(11)に入れれば、 $f(r, z)$ の Fourier-Bessel 級数展開が得られる。したがって(10)式で $t=0$ とおいたものが $f(r, z)$ になることから(11)と比較して

$$A\mu_n' = \frac{4}{la^2} \frac{\mu_n'^2 + h^2 l^2}{\mu_n'^2 + hl + h^2 l^2} \int_0^a \int_0^l \xi f(\xi, \lambda) \cos \mu_n' \frac{\lambda}{l} d\lambda d\xi \dots (13)$$

$$A\lambda_m' \mu_n' = \frac{4}{la^2} \frac{\mu_n'^2 + h^2 l^2}{\mu_n'^2 + hl + h^2 l^2} \frac{1}{J_0^2(\lambda_m')} \int_0^a \int_0^l \xi f(\xi, \lambda) J_0\left(\lambda_m' \frac{\xi}{a}\right) \cos \mu_n' \frac{\lambda}{l} d\lambda d\xi \dots (14)$$

(13)および(14)を(10)に入れれば、求める結果が得られる。すなわち

$$\begin{aligned} \theta(r, z, t) &= \frac{4}{a^2 l} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\mu_n'^2 + h^2 l^2}{\mu_n'^2 + hl + h^2 l^2} \left\{ e^{-\kappa \frac{\mu_n'^2}{l^2} t} \int_0^a \int_0^l \xi f(\xi, \lambda) \cos \mu_n' \frac{\lambda}{l} d\lambda d\xi \right. \\ &\quad \left. + \sum_{m=1}^{\infty} e^{-\kappa \left(\frac{\lambda_m'^2}{a^2} + \frac{\mu_n'^2}{l^2} \right) t} \frac{J_0\left(\lambda_m' \frac{r}{a}\right)}{J_0^2(\lambda_m')} \int_0^a \int_0^l \xi f(\xi, \lambda) J_0\left(\lambda_m' \frac{\xi}{a}\right) \cos \mu_n' \frac{\lambda}{l} d\lambda d\xi \right\} \\ &\quad \cdot \cos \mu_n' \frac{z}{l} \\ &= \frac{4}{a^2 l} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\mu_n'^2 + h^2 l^2}{\mu_n'^2 + hl + h^2 l^2} \cos \mu_n' \frac{z}{l} \int_0^a \int_0^l \xi f(\xi, \lambda) \cos \mu_n' \frac{\lambda}{l} \left\{ l^{-\kappa \frac{\mu_n'^2}{l^2} t} \right. \\ &\quad \left. + \sum_{m=1}^{\infty} e^{-\kappa \left(\frac{\lambda_m'^2}{a^2} + \frac{\mu_n'^2}{l^2} \right) t} \frac{J_0\left(\lambda_m' \frac{r}{a}\right)}{J_0^2(\lambda_m')} J_0\left(\lambda_m' \frac{\xi}{a}\right) \right\} d\lambda d\xi \dots (15) \end{aligned}$$

特別な場合として

$$f(r, z) = \theta_0 = \text{constant}$$

のときは

$$\begin{aligned} \theta &= 2\theta_0 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\mu_n'^2 + h^2 l^2}{\mu_n' (\mu_n'^2 + hl + h^2 l^2)} \sin \mu_n' e^{-\kappa \frac{\mu_n'^2}{l^2} t} \cos \mu_n' \frac{z}{l} \\ &= 2\theta_0 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(\mu_n'^2 + h^2 l^2)}{\mu_n' (\mu_n'^2 + hl + h^2 l^2)} \sin \mu_n' e^{-\kappa \frac{\mu_n'^2}{l^2} t} \left\{ \sin \mu_n' \frac{l+z}{l} + \sin \mu_n' \frac{l-z}{l} \right\} \dots (16) \end{aligned}$$

註) $\cos \mu_n' \frac{z}{l}$ の直交性の問題

(a) $\mu_k' \neq \mu_l'$ のとき $\mu_n' l = P_n'$ とおけば

$$\begin{aligned} \int_0^l \cos P_k' z \cos P_l' z dz &= \frac{1}{2} \left[\frac{\sin(P_k' - P_l')z}{P_k' - P_l'} + \frac{\sin(P_k' + P_l')z}{P_k' + P_l'} \right]_0^l \\ &= \frac{1}{2} \frac{1}{P_k'^2 - P_l'^2} (P_k' \sin P_k' l \cos P_l' l - P_l' \cos P_k' l \sin P_l' l) \\ &= \frac{P_k' P_l' \sin P_k' l \sin P_l' l}{P_k' - P_l'} \left(\frac{\cot P_k' l}{P_k'} - \frac{\cot P_l' l}{P_l'} \right) = 0 \end{aligned}$$

(b) $\mu_k' = \mu_l'$ のとき

$$\int_0^l \cos^2 P_k' z dz = \frac{1}{2} \left[z + \frac{\sin^2 P_k' z}{2 P_k'} \right]_0^l$$

$$= \frac{1}{2} \left[l + \frac{\sin^2 P_k' l}{2 P_k'} \right] = \frac{1}{2} \left[l + \frac{\sin^2 P_k' l}{k} \right] = \frac{1}{2} \left(l + \frac{h}{P_k'^2 + h^2} \right)$$

$$= \frac{1}{2} \frac{h+l (P_k'^2 + h^2)}{P_k'^2 + h^2} = \frac{l}{2} \frac{\mu_k'^2 + hl + h^2 l^2}{\mu_k' + h^2 l^2}$$

近似式の誘導

(16)式を実用に供するためには μ_n' を決めなければならない。そのためには(9')において

$$y_1 = \cot \mu_n'$$

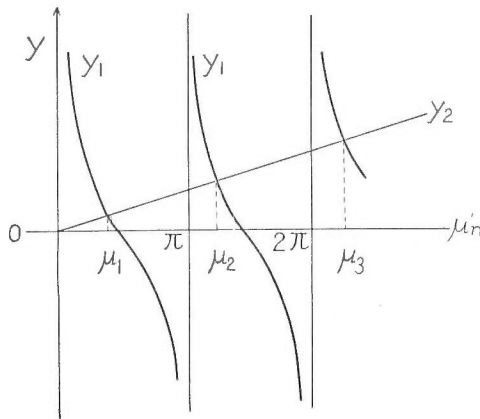
$$y_2 = \mu_n' / hl \quad h > 0$$

といて図を描けば、その正根は次のようになる。すなわち

$$n\pi < \mu_n < \left(n + \frac{1}{2}\right)\pi$$

$$n = 0, 1, 2, \dots$$

第78図をみればわかるように、 μ_1' は非常に小さいが、 μ_2' , μ_3' , ..., μ_n' はいずれも大きくなるので(16)の結果式で最初の項のみをとることにすると



第 78 図 熱伝導計算のための図
Fig. 78 Calculation of Thermal Conductivity

$$\theta = 2\theta_0 \frac{\mu_1'^2 + h^2 l^2}{\mu_1' (\mu_1'^2 + hl + h^2 l^2)} e^{-\kappa \frac{\mu_1'^2}{l^2} t} \times \cos \mu_1' \frac{z}{l} \sin \mu_1' \dots \dots (*)$$

次に(9')で $\mu_1' = \frac{\pi}{2} - \delta$ とおき、 δ が小さいものとして近似式を用いると

$$hl\delta = \frac{\pi}{2} - \delta \quad \text{したがって} \quad \delta = \frac{\pi}{2} \frac{1}{1+hl}$$

故に

$$\mu_1' = \frac{\pi}{2} - \delta = \frac{hl}{1+hl} \frac{\pi}{2} \dots \dots (*')$$

この μ_1' を(*)に入れれば求める θ の近似解を得る。

$hl \gg 1$ なるときは

$$\theta = \frac{1}{\pi} \left(1 + \frac{1}{hl} \right) e^{-\kappa \frac{\pi^2}{4l^2} \left(\frac{hl}{1+hl} \right)^2 t} \cos \left(\frac{1}{1+hl} \right) \frac{\pi}{2} \cos \left\{ \left(\frac{hl}{1+hl} \right) \frac{\pi}{2} \frac{z}{l} \right\} \dots \dots (*'')$$

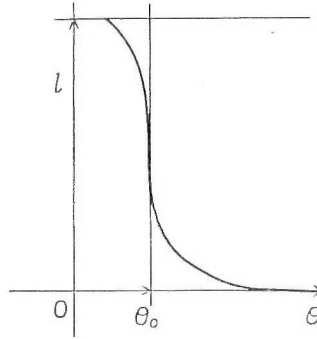
(*)、(*)'で $h=1, l=1000, h=6.0118$ とおけば

$$\mu' = \sqrt{2}, hl=1000, z:m \text{ 単位}, t:hour \text{ 単位}$$

$$\therefore \theta = \frac{1}{\sqrt{2}} \theta_0 e^{-2.355 \times 10^{-8} t} \cos\left(\frac{\sqrt{2}}{1000} z\right) \sin \sqrt{2} z$$

表面では

$$\theta = \frac{1}{\sqrt{2}} \sin 2\sqrt{2} \theta_0 e^{-2.355 \times 10^{-8} t}$$



第 79 図 熱伝導計算のための図
Fig. 79 Calculation of Thermal Conductivity

底面では

$$\theta = \frac{1}{\sqrt{2}} \sin \sqrt{2} \theta_0 e^{-2.355 \times 10^{-8} t}$$

但し

$$h = \frac{a}{K} = \frac{a}{\kappa c \rho} = \frac{a}{0.0118 \times c \rho}$$

$$\rho = 2.2$$

2. 底部から熱が供給される場合

この場合には求める温度 $\theta(t, r, z)$ を 2 つにわけて

$$\theta = \theta_1 + \theta_2 \quad \text{とおき}$$

θ_1 は前の (1) ~ (5) までの各条件を満たし、

$$\theta_2 \text{ は } t=0 \text{ において } \theta_2=0 \quad (17)$$

$$r=a \text{ において } \frac{\partial \theta_2}{\partial r} = 0 \quad (18)$$

$$z=0 \text{ において } \theta_2 = r e^{-\beta t} (1 - e^{-\alpha t}) \quad (19)$$

$$z=l \text{ において } \frac{\partial \theta_2}{\partial z} - h \theta_2 = 0 \quad (20)$$

を満たすものとする。

θ_1 の方はすでに求められているから、ここでは θ_2 についてだけ解を求める。まず (19) の代りに $z=0$ において $\theta_2=1$ (21) とおいたときの解 $U(r, t, z)$ がわかれば、Duhamel の方法により、求める θ_2 は

$$\theta_2 = r \int_0^t \frac{\partial}{\partial t} U(t-\lambda, r, z) e^{-\beta \lambda} (1 - e^{-\alpha \lambda}) d\lambda \quad (22)$$

で表わせる筈である^(00) 80) 35)。さて(18)から、熱は同一方向にのみ流れる筈であるから、特解として次のような函数をとる。

$$U = \frac{1+h}{1+hl} \sum_{n=1}^{\infty} A_n e^{-\kappa \frac{\mu_n'^2}{l^2} t} \sin \mu_n' \frac{z}{l} \dots \dots \dots (23)$$

これは(1), (18), (20)および(21)をいずれも満足する。

未知係数 A_n を求めるには(17)より

$$\frac{1+h}{1+hl} \sum_{n=1}^{\infty} A_n \sin \mu_n' \frac{z}{l} \quad 0 < z < l$$

従がつて

$$A_n = \frac{2}{l} \frac{\mu_n'^2 + h^2 l^2}{\mu_n'^2 + h^2 l^2 + \mu_n' h} \int_0^l \frac{1+h}{1+hl} \sin \mu_n' \frac{z}{l} dz = 2 \frac{\mu_n'^2 + h^2 l^2}{\mu_n' (\mu_n'^2 + h^2 l^2 + \mu_n' h)} \dots (24)$$

(22), (23)および(24)から

$$\theta_2 = \frac{2}{l^2} \gamma \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{\mu_n'} \frac{\mu_n'^2 + h^2 l^2}{\mu_n'^2 + h^2 l^2 + \mu_n' h} e^{-\frac{\mu_n'^2}{l^2} t} \sin \mu_n' \frac{z}{l} \int_0^t e^{\left(\frac{\mu_n'^2}{l^2} - \beta\right) \lambda} (1 - e^{-\alpha \lambda}) d\lambda$$

$$= \frac{2}{l^2} \gamma \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{\mu_n'} \frac{\mu_n'^2 + h^2 l^2}{\mu_n'^2 + h^2 l^2 + \mu_n' h} e^{-\frac{\mu_n'^2}{l^2} t} \sin \mu_n' \frac{z}{l} \times$$

$$\begin{cases} \frac{1}{\frac{\mu_n'^2}{l^2} - \beta} \left(e^{\left(\frac{\mu_n'^2}{l^2} - \beta\right) t} - 1 \right) - \frac{1}{\frac{\mu_n'^2}{l^2} - \beta - \alpha} \left(e^{\left(\frac{\mu_n'^2}{l^2} - \beta - \alpha\right) t} - 1 \right) \\ t - \frac{1}{\alpha} (1 - e^{-\alpha t}) \quad \text{① } \frac{\mu_n'^2}{l^2} - \beta \neq 0 \\ \mu_n'^2 \frac{1}{\alpha} \left(e^{\left(\frac{\mu_n'^2}{l^2} - \beta\right) t} - 1 \right) \quad \text{② } \frac{\mu_n'^2}{l^2} - \beta - \alpha \neq 0 \end{cases}$$

$$\text{② } \frac{\mu_n'^2}{l^2} - \beta = 0$$

$$\text{③ } \frac{\mu_n'^2}{l^2} - \beta - \alpha = 0$$

これに(16)の結果を加えれば、求める θ の式が得られる。

さて、ここで実際ありうべき数値を入れて模型円筒(ドーム)内部の温度分布を推算してみよう。

(1) 底部から熱が供給されない場合

例えば岩体をドームとみなし、 $l=1$ km, $K=0.0118$ ととつて、 hl が充分大きい場合、すなわち冷却の早い場合について、減数係数 $e^{-\kappa \frac{\mu_1'^2}{l^2} t}$ および深さによる温度変化を調べると下表のようになる。

t (年)	$e^{-\kappa \frac{\mu_1'^2}{l^2} t}$ (%)	表面 (°C)	500 m	底面
100	97	840	940	970
1,000	78	675	750	780
10,000	8.5	75	80	85

$\theta_2=1,000^\circ\text{C}$ 単位: 年

(2) 底部から熱の供給される場合

この場合の α , β , τ などをごどのようにとつてよいのか、現在のところ資料が不足しているため、数値計算はしなかつた。

例えば上からの発散が僅かで、下からの供給が大きすぎると、内部に熱エネルギーがたまり、potential が上つて爆発などを起こすことが考えられる。現在は少なくともこんなことは考えられないから、下から供給があつたとしても、ごく僅かであろうという程度のことは考えられる。

3. 仮定についての検討

(1) 上の計算において多少の問題はある。すなわち、始めから $\theta_0=1,000^\circ\text{C}$ としたが、実際には岩漿はゆつくり上昇運動を行いながら放熱を開始し、かつ続けてきたであろうと考えられるからである、これと類似の取り扱いはいし川秀雄¹¹⁾によりなされている。しかし現実の問題としては、ドームが完成するのに約1年を要したことからすれば、10年、100年後の問題を取り扱う場合は、以上のように突然ドームが出現し、 $1,000^\circ\text{C}$ の初期条件をもつものと仮定しても大差はなからう。

(2) また実際のドームの形を円筒形に押しつけて考えている点および実際は屋根山内のドームからも、周囲へ少しづつ熱が発散しているであろうものを断熱とした点など、厳密にはもちろん問題はあるが、一応の order estimation の意味では上の仮定による計算でさしつかえないであろう。

4. 熱伝道の仮定計算を基としての解釈

以上の理論計算から、熔岩の冷却を見積つてみると、減数係数が50%に減るには約2,750年を要す。熔岩が完全に冷え切るためには1万年以上もかかるわけである。もちろんKの取り方によつて、冷却に要する時間はいろいろと変化するが、普通の岩石ではほとんど $1\sim 6\times 10^{-3}$ の間で、その冷却はさらに長年月を要する。例えば最も伝導の悪い岩石として伝導率をさきほどのKの $1/10$ とすれば、tの桁数がさらに1桁ふえるわけで、減衰効果が現われるのは1,000年後になる。以上のことから考えられることは、純粋に熱伝導だけによる熔岩の冷却は非常に僅かである。むしろ割れ目を通つて岩漿内に含まれている揮発物または降雨による水蒸気等が外気へ発散して行く場合、それによる冷却が内部の温度変化に影響するように思われる。特に表面での温度変化は、これらの要素による冷却の方がおもになると思う。しかし深さ50m以上では、これらの要素による熱の散逸はなく、熱の移動は単に熱伝導によるだけと思われるので、まだ相当に熱いものと考えられる。

以上の結果、次のことが考えられる。内部からの熱の供給のない場合の計算によると、ずつと底部においては、単に伝導だけでは容易に冷却しない。それに較べ表面近くでは少しではあるが冷える。すなわち、それは100年たつて $1,000\rightarrow 840^\circ\text{C}$ 程度の減少にすぎない。これは実際の data (VI. 参照) に近いが少し冷却がおそすぎる(実際には10年間で $1000\rightarrow 830^\circ\text{C}$)。またこの仮定のように、始め内部が homogeneous で $1,000^\circ\text{C}$ 位であつたとすれば、supply がなくとも、かりに伝導のみにより冷却するとすれば柳原のあたりでは、まだまだ冷却する段階には至つていないということが想像できる。このように単に熱伝導による冷却だけで、ドーム内部と地表のかかなりの高温状態とを、大した矛盾なく説明できることは興味深いことである。

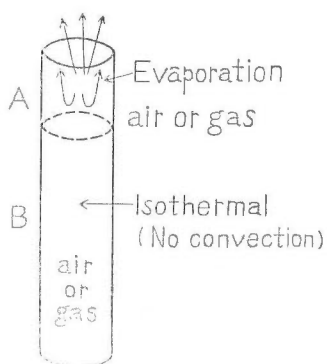
一方、供給のある場合を考えれば、さらに表面の温度は高くなつてくるので、現在のところ、むしろ供給がないか、あつてもごく僅かの供給(等温状態)の程度と考えるのが妥当のようである。これらのことや viscosity の大きさを考え合わせ、ドームの下へのつながりは、柳原の方へ向かつて単に一つの筒のようなものでなく、各部分部分で下からもり上つてきたと考えることができる。

VIII. 2. 2 熱対流

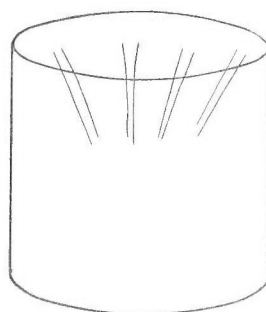
次に熱そのものの動き(対流)について考えてみる。いまの場合は岩石の粘性が大きく、岩石とともに移動する熱のことは考えられない。もちろんドーム内部に(例えば radioactivity のように)熱源(heat source)でもあれば、 $\text{div} \kappa \neq 0$ で別であるが、そうでなければ stationary で熱の移動(対流)は考えられない。新熔岩は化学組成からみて Dacite 程度であつて、その温度に対する viscosity の変化は第22図からわかるように、比較的高温でも例えば 800°C 程度ではまったく固体と考えられる。

VIII. 2. 3 割れ目による熱の発散

最後に第80図に示すような割れ目のある場合について考えてみる。実際ドームには所々に細かい割れ目(fissure or crack)があり、この割れ目を通じての熱の発散は充分考えておく



第80図 割れ目による熱の発散
Fig. 80 Evaporation from Fissure



第81図 割れ目による熱の発散
Fig. 81 Evaporation from Fissure

必要がある。この場合はモデル化して一つの割れ目を描いてみると第81図のようになる。すなわちこの割れ目の筒の長さに較べて、充分半径が小(細かければ)きければ、ある所から下(図のB)の部分では、空気または蒸気であつても、周囲の岩石同様、充分 isothermal で stationary な状態にあると考えられる。そしてごく上部(図のA)だけで対流があり、外部へ出口からごく僅かづつの熱の発散があると考えることができる。したがつて、ドーム模型全体からみれば、こゝを通じての熱の発散は無視される量であつて、表面の温度は内部と平衡状態にある。Bの部分が1気圧以上の場合は揮発分が $B \rightarrow A \rightarrow$ 大気にてゆく。Bが1気圧であれば stationary であろう。Nigii の説によれば、現在 800°C から下つて $700 \sim 600^{\circ}\text{C}$ になると水蒸気圧は上昇するはずである。

一方、化学的には一応割れ目の出口での揮発ガスの酸化による温度の上昇²⁹⁾が考えられる。この酸化の熱は表面で急に高くなるから、ドームの内部は実際はあるいはも少し低下して($< 800^{\circ}\text{C}$)いるかも知れない。

これまで熱の移動について、熱伝導・熱対流・割れ目等の場合を考察してきたが、結論的には熱伝導による熱の移動が主役であつて、しかもそれは非常に冷却しにくいものであると考えられる。そして割れ目による影響も少しは作用して現実の値を示しているのであろう。

VIII. 2. 4 ドームの生成機構

地下の割れ目を通じて $550 \sim 750^{\circ}\text{C}$ の高压ガスが供給され、massive lava を加熱してゆき、そして熱伝導が悪く、地表面が閉じていれば大気中へ熱が発散しないで熱が蓄積されて、

段々温度が上昇し、1,000°C 位になると考えられる註39)。こうなると温度が1,000°C 以上になり、多少粘性が生じてきてドームの上昇を始めたと考えられることも一つの考え方として可能である。これは地質の結論を裏付ける考え方である。

VIII. 3 地熱の根源としての Magma Reservoir について

地熱に関する考え方としては中村久由³⁹⁾の纏めたものがあり、一般的には参考になるが、われわれの考えを明瞭にさせるために三土知芳^{註40)}の説を引用した。同氏はイタリーの Lard-erello を实地に検分し、日本においては蒸気溜の存在や caprock に相当するレーチック統(層)のようなものは望めないかも知れないが、しかし test boring を並用することにより、日本としての地熱開発(発電)に適する地質条件を調べることの重要性を述べている。その根底にはやはり残漿(residual magma)などについての基礎的知識を充分取り入れて、始めてこれらの発展が期待できることを説いている。すなわち、残漿および地熱の関係を基礎的に次のように考えるのである。

Magma reservoir が周囲の岩石によつて、周りから close されていて、ある圧力の下にあると考え、その熱が周囲の岩石にうばわれ、次第に温度が冷却してゆくと考える。

Magma は大部分珪酸塩—Almina, Fe, 石英, 苦土, ソーダ, カリ等の珪酸塩—の熔融状態にあるが、冷却するにつれて、これら珪酸塩鉱物の crystal を生ずる。すなわち石英・長石・輝石・角閃岩・橄欖岩・雲母等の結晶である⁵⁰⁾。

Magma は H₂O を主とし、その他は HCl, H₂S, H₂, CO₂, CO, Cl₂, F₂ 等の揮発性物質を溶かしこんでいる。これらの物質は珪酸塩鉱物の結晶にはいりこんで、火成岩の造岩鉱物の一部分をなすことはきわめて少ない。H₂O に由来した(OH)基をもつ造岩鉱物としては、角閃岩および雲母があるが、それらのうちの OH の量はきわめて少ない。したがつて crystal が多くなるとともに、残りの熔融液—残漿—のなかのこれら揮発性成分の含有比は増加する。そのため温度は下つても圧力は下らず、蒸気圧で表わされた蒸気溜りの圧力は、ある温度までは温度の降下とともに上昇し、そこで圧力の maximum に達し、その温度以下になつて始めて圧力も下がる。

揮発性成分の量を magma 全体の 2.5% と仮定した実験によれば、magma の熔融したものは温度 900°C, 圧力 3,000 bar. で 8.6% の水を含むことができる。

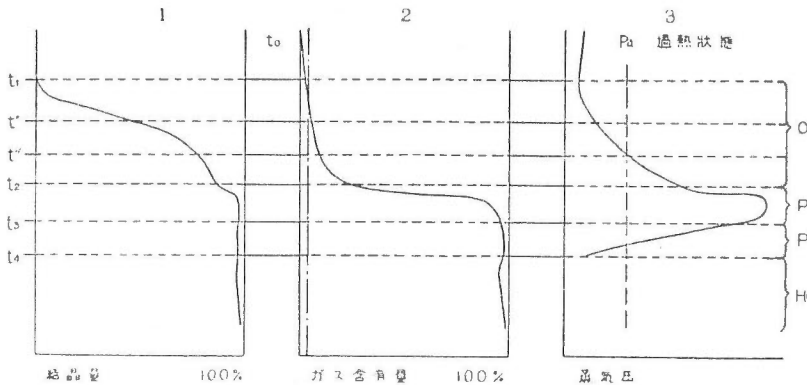
以上の考えを第 82 図に示す。ここで $P_1 > P_2$ ならば深成岩、 $P_1 < P_2$ ならば magma は地殻の弱い所から熔岩を流し、水蒸気やガスを噴出する(P_2 は Reservoir の内圧 P_1 は外圧)。

このような地熱地帯ではまだ magma 溜りのなかは冷却固結していないと考えられている。したがつて大きなエネルギーをもつ magma reservoir が比較的地下浅い数 km の所にあり、それから発散する熱が地表附近に現われていると考えられる。しかし一般に岩石は熱伝導率が低く、また岩石は地表一帯から滲み込む水によつて、絶えず冷却されているから、magma reservoir から熱の伝導によつて地表附近まで温度の高い地帯を生ずるとは一般に考えにくい。

むしろ magma reservoir から magma の cooling の process において、high pressure となつた水蒸気を主体とするガスが、岩石中を岩石のひびや割れ目を通つて圧力の低い地表に向かつて運動し、それが岩漿の熱を地表または地表附近にもたらすものと考えべきである。

註 39) これは VIII. 2-1 の供給のない場合の計算結果からも当然類似のことがいえる。

註 40) 以下の考え方は Nigllii, Bowen 等の考え方であるが、実際 Magma がこのようなものであるか、また牛米正夫の考えるようなものかはわからない。ここでは始めの考え方に従うが、必ずしも reservoir を生ずる前の状態を liquid と考えなくてもよい。



第 82 図 マグマ内の蒸気圧

Fig. 82 Vapour Pressure within the Magma Reservoir

1. quantity of crystal
2. gas content
3. overheated state vapour pressure

以上が三土知芳の考えのあらましである。

VIII. 4 今後の問題

今回の研究については、まだ不十分な点が多く未完成で、調査したいこと、研究しなければならぬことは種々あるが、それらの問題は残すことにして、以上で一応取り纏めたい。それについて、最後に地熱研究の進み方について、一言私見を述べ、稿を閉じることとする。

VIII. 4. 1 岩漿を対象としての調査方法

今回の調査から、比較的浅い地下の岩漿に対しては、重力・磁気・地震・電気等の物理的探査法を併用することにより、それを取り巻く周囲の一般的な地質構造とともに、岩漿そのものの性質もある程度推定できることがわかった。さらに深部の岩漿については、浅い場合のように簡単ではないが、その際にもこれら浅い岩漿について得られた資料が、地質学的考察をなす場合に参考になると思われる。

一方、化学的方法により、今回のような比較的地表に近い岩漿の場合には、その揮発性成分、昇華物等を調べることにより、それら化学的成分の供給源としての岩漿の位置、温度、圧力、機構等の推定がある程度可能であることがわかった。

今後も比較的浅い岩漿そのものを対象とする場合には、これら物理的、化学的方法を用いて地質的な解釈を下す資料をうる事が考えられる。

なお温度の変化に伴う物理的、化学的性質を利用して、岩漿の冷却を知るためには、今回のようなモデルについて、数年おきに測定することが有効と思われる。このようにして岩漿自体に対する研究も進めてゆくことが大切である。

VIII. 4. 2 岩漿からの熱蒸気の導き出し方

次に岩漿を熱源として、それから生ずる地熱蒸気との実際的な問題を考える際には、現在のところ、未知の要素が多すぎ、その解釈には仮定が相当はいるので、単なる推定の域をでないのであるが、少なくとも上述の結果からもわかるように、熱の伝導のみをもつては岩漿から地表面への熱の移動は考えがたく、こゝに新たに地下に割れ目を生ずるなり、またはもとの地下の弱所を通じて熱が直接移動することが考えられる。

こゝにおいて、このような熱のみちすぢを物理的ないしは化学的方法で調べることが必要となつてくる。

また一面、実際問題として経済的に地熱蒸気を開発するには100°C以上の数気圧の蒸気が相当量存在しなければならない⁴¹⁾。地熱地帯においては、地下に蒸気が存在しても、多くの部分は地下水に覆われ、地表に現われない。そして地下水が蒸気に接する界面においては、両者の圧力が平衡^{註41)}を保つ^{註42)}^{36) 37)}。この界面において地下水の一部は気化し蒸気となり、蒸気の一部は凝縮して水となる。この間の複雑な関係は別として、純粋な蒸気が多量地下の浅所にある場合、その帽岩となりうるものの性質なども考えてみなければならない。



第 83 図 昭和新生山生成前後の地形変化

Fig. 83 Variation of Topography before and after Eruption of Shōwa-shinzan (Figures indicate upheavals in meter)

註 41) この圧力はその平衡が保たれている深さにはほぼ相当する水蒸気圧である。

註 42) このような考えの結果、本河において九州で行つた変質帯の地質調査と今回の調査とが密接に関連してくるようになった。

要するに今後は岩漿などの研究により、熱源を考えるとともに、これから熱をみちびき出す熱蒸気のみちすぢ、あるいは蒸気を保留する帽岩等を調べる方法を物理的、化学的検層によって研究してゆくことが必要となつてくる。

附 地 殻 変 動

昭和新山における種々の問題を調べる際には、どうしても地殻変動についての知識の整理が必要となる。

この地域での今回の活動(1943~45)に関する全般的な地形の変化については、三松正夫氏が詳しく記録され、Mimatsu diagram (前出)としてすでに発表されている。

また噴火に際して起こつた地殻変動のうちある部分については東大地震研究所等において詳しく水準測量(前出)が繰り返されている。

しかし、今回われわれの行つた調査に対して、昭和新山ドームおよび屋根山南方1~2 kmあたりまでの生成前後の地形の変化が必要となつてくるので、それを考えてみた。

それには本所の金子政利が北海道支所在任中に作成した地形図(前出)が役に立つ。この図面から噴火前と噴火当時、昭和新山生成後の地形とを比較し、それに上述の震研の測定結果による屋根山南方の東側に、南北に連なる地域の地形変動を参考にして、ドームおよび屋根山南方1~2 kmあたりまでの昭和新山生成前後における概略の地形変動を記すことができた。それを第83図に示した。

これをみるとわかるように、隆起量は南から北に向かつて次第に大きくなり、全体としてみるときは震研の水準測量による結果と同じ傾向をたどつていることがわかる。そして、屋根山のすぐ南で上昇が急激に行われたこともよくわかる。

このような地殻変動の様子は、定性的には大体わかつていたと思われるが、重力・地震・磁気等の結果を論ずる際に、ある程度定量的な地殻変動の様子がわかつておれば都合がよいと思われたので、これを調べたのである。

文 献

- 1) ЕРЗОН, И. С. ЕПИНАТЪЕВА, А. М.: О СЕЙСМИЧЕСКОМ ЭКРАНИРОВАНИИ, (ソ同盟学士院報告, 地理地球物理学編), Vol. 14, No. 6, 1950
- 2) Bridgman, P. W.: The Physics of High Pressure, London, 1949
- 3) Bowen, N. L. & Schairer, J. F.: The System, MgO-FeO-SiO₂, Amer. J. Sci., Ser. 5, Vol. 29, 1935
- 4) Bowen, N. L.: Viscosity data for silicate metals, Geophysics Lab. Carnegie Inst. of Washington, No. 849, 1947
- 5) Chamberlin, R. T.: The Gases in Rocks, Carnegie Inst., 1908
- 6) 地質調査所地熱調査班: 地質調査所月報, Vol. 6, No. 10(地熱号), 1955
- 7) Daly, R. A.: Igneous Rocks and the Depths of the Earth, 1933
- 8) Denbigh, K. G.: The Thermodynamics of the Steady state, (John Wiley), 1951
- 9) 福富孝治: 有珠昭和新山の生成について, 科学, No. 4, 1946
- 10) Groot, S. R.: Thermodynamics of Irreversible Processes (Interscience), 1951
- 11) Gutenberg, B.: Internal Constitution of the Earth, 1951
- 12) 原田準平・佐々木早苗: 有史時代に於ける有珠火山の噴火活動概説, 火山, Vol. 2, No. 2, 1935
- 13) Harrison, R. H. & Kobe, K. A.: Thermodynamics of Ammonia Synthesis and Oxidation, Chem. Eng. Progress, Vol. 49, 1953
- 14) Ide, J. M.: Comparison of Statically and Dynamically Determined Young's Modulus of Rocks, Proceeding of the National Academy of Sciences, Vol. 22, No. 2, 1936
- 15) Iida, K.: Determining Young's Modulus and the Solid Viscosity Coefficients of Rocks by the Vibration Method, 地震研究所彙報, No. 17, 1939
- 16) 飯田汲事: 土の弾性的性質特に水分との関係について, 地震研究所彙報, Vol. 18, 1940
- 17) 飯田汲事: 振動方法による岩石の弾性率測定, 地震, Vol. 13, 1940
- 18) 飯田汲事外2名: 伊豆大島三原火山における重力測定ならびにその時間的変化, 地質調査所報告, No. 152, 1952
- 19) 妹沢克雄: 振動原, 岩波書店, 1932
- 20) 大井鉄郎: 応用偏微分方程式論, 岩波書店, 1951
- 21) 石川秀穂: 丹沢南部中川流域の变成過程における熱移行の考察, 地質学雑誌, Vol. 61, No. 716, 1955
- 22) 石川俊夫: 有珠火山最近の活動について, 科学と科学教育, Vol. 1, No. 1, 1947
- 23) Ishikawa, T.: Eruption of Usu Volcano, Hokkaido, 1943-5 Proc. 7th Pacific Sci. Congr., Vol. 2, 1953
- 24) 石川俊夫: 昭和新山, 天気, Vol. 2, No. 3, 1955
- 25) 岩崎岩次: 本邦火山の地球化学的研究(其の三)二・三の火山の噴気孔の活動状態, 日本化学会誌, Vol. 57, 1936
- 26) 岩崎岩次: 火山の化学, 岩波書店, 1948
- 27) 岩崎岩次・桂敬6. 坂戸直行: 本邦火山の地球化学的研究(その30)火山岩中の気発性成分, 日本化学雑誌, Vol. 76, No. 7, 1955
- 28) Jaggard, T. A.: Seismic Investigation of the Hawaiian Lava Column, Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 10, No. 155, 1920
- 29) 可見弘一: 岩石の粘性と温度の関係について, 岩石鉱物誌床学会誌, Vol. 5, 1921; Vol. 6, 1922; Vol. 9, 1925; Vol. 10, 1926; Vol. 12, 1928; Vol. 14, 1930
- 30) 金子政利: 昭和新山の地形測量報告, 地質調査所報告, No. 136, 1950
- 31) 加藤元彦: 重力の鉛直勾配の意義とその計算公式について, 物理探鉱, Vol. 7, No.

- 3, 1954
- 32) 加藤武夫：有珠岳火山及洞爺湖地質調査報文，震災予防調査会報告，No. 65, 1909
- 33) Kato, Y. & Shoji, R.: Prospecting of the Underground Structure of the New Volcano "Showa-Shinzan" by the seismic Method, *Extrait du Bulletin Volcanologique Ser. 2, Tome. 5, 1950*
- 34) 香山勳・大蔵武：昭和神山の地球化学的研究(第1報)昇華物について，*日本化学雑誌*，Vol. 72, 1951
- 35) 小平吉男：物理数学，Vol. 2, 岩波書店，1933
- 36) 近藤信興・安藤武：蒸気体の形状について—天然蒸気の研究その1—，*地学雑誌*，Vol. 62, No. 2, 1953
- 37) 近藤信興：蒸気体の形状について—天然蒸気の研究その2—，*地学雑誌*，Vol. 63, No. 4, 1954
- 38) Kubotera, A.: Determination of Elastic Wave Velocities in Rocks by Means of Ultrasonic Impulse Transmission, *Seismological Society of Japan*, Vol. 2, No. 1, 1954
- 39) 久保寺章外：地震探鉱，*実験グループ会報*，第1輯，No. 1~7, 1954~56
- 40) Kuno, H. & Terada, S.: Occurrence of Aegirine-Augite in some andesites from Japan, *地質学雑誌*，Vol. 47, No. 557, 1940
- 41) 松田武雄：North American 重力計の精度検定報告，*地質調査所月報*，Vol. 7, No. 3, 1956
- 42) 三松正夫：昭和神山の誕生，1954
- 43) 水上 武：有珠火山の活動について，*地震研究所速報*，No. 3, 1944
- 44) Minakami, T.: Recent Activities of Volcano Usu, *地震研究所彙報*，No. 25, 1947
- 45) Minakami, T., Ishikawa, T. & Yagi, K.: The Eruption of Volcano Usu in Hokkaido Japan, *Bull. Volcanologique, Ser. 2, Tome 11, 1951*
- 46) 三土知芳：地質学的に見た地熱発電(火力発電)，Vol. 5, No. 6, 1953
- 47) 長岡半太郎・目下部四郎太：岩石の弾性率，*震災予防調査会英文報告*，No. 14, 1903, No. 17, 1904, No. 22 B, 1906
- 48) Nagata, T.: The Natural Remanent Magnetism of Volcanic Rocks and Its Relation to Geomagnetic Phenomena, *地震研究所彙報*，Vol. 21, Part 1, 1943
- 49) Nagata, T.: Rook Magnetism, 丸善，1953
- 50) 南雲昭三郎外2名：火薬の爆発によつて生ずる雑震動および反射波の実験的研究，*地質調査所報告*，No. 164, 1955
- 51) Nakamura, S. & Mori, T.: Model Experiment of the dome, Showa-Shinzan, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Vol. 5, No. 1, 1949
- 52) 中村久由：地熱発電の問題点，*自然*，Vol. 9, No. 2, 1954
- 53) Nettleton, L. L.: *Geophysical Prospecting for Oil*, New York and London, McGraw-Hill, 1940
- 54) Niggli, P.: *Ore Deposits of Magmatic origin, their genesis and natural classification*, London, 1929
- 55) Oana, S.: Geochemische Untersuchungen der Volkane in Japan. XVIII. Dichtemessungen des durch Kondensation von Fumarolendaupt erbaritenen Wassers, *Bull. Chem. Soc. Japan*, Vol. 14, 1939
- 56) Oinouye, Y.: Few Interesting Phenomena on the Eruption of Usu, *Jour. Geol.*, Vol. 25, 1917
- 57) Omori, F.: The Usu-san Eruption and Earthquake and Elevation phenomena, *Bull. Imp. Earthq. Inv. Com.*, Vol. 1, No. 143, 1911
- 58) 大森房吉：有珠山噴火概報，*地学雑誌*，Vol. 23, 1911
- 59) 表俊一郎：有珠山の火山活動と精密水準測量結果，*地震研究所速報*，No. 3, 1944
- 60) 太田良平：5万分の1地質図幅ならびに説明書，*蛇田図幅*，*地質調査所*，1956
- 61) Randall, M. & Bichowsky, F. R.: *Equilibrium in the Reaction between Water*

- and Sulfur at High Temperatures. The Dissociation of Hydrogen Sulfide, *J. A. C. S.*, Vol. 40, 1918
- 62) 力武常次：大島の噴火(地磁気)，地学雑誌特集号，1951
- 63) Sakuma, S.: Elastic and Viscous Properties of Volcanic Rocks at Elevated Temperature, Part 1, 地震研究所彙報, Vol. 30, Part. 3, 1952
- 64) Sakuma, S.: Elastic and Viscous Properties of Volcanic Rocks at Elevated Temperature, Part 2, 地震研究所彙報, Vol. 31, Part. 1, 1953
- 65) Sakuma, S.: Elastic and Viscous Properties of Volcanic Rocks at Elevated Temperature, Part 3, 地震研究所彙報, Vol. 31, Part. 4, 1953
- 66) Sakuma, S.: Elastic and Viscous Properties of Volcanic Rocks at Elevated Temperature, Part 4, 地震研究所彙報, Vol. 32, Part. 2, 1954
- 67) 佐藤伝蔵：有珠岳火山破裂調査概報，地質調査所報告，No. 22, 1910
- 68) 佐藤伝蔵：有珠岳火山頂上附近地形図，地学雑誌，Vol. 22, No. 263, 264, 1910
- 69) Shepherd, E. S.: The Analysis of Gases Obtained from Volcanoes and from Rocks, *Jour. Geol.*, Vol. 33, Suppl No. 3, 1925
- 70) Shepherd, E. S. & Merwin, H. E.: Gases of the Mt. Pelee Lavas of 1902, *Jour Geol.*, Vol. 35, No. 2, 1927
- 71) 白井俊明：昭和新山の噴気ガスについて，理学，Vol. 3, 1949
- 72) 鈴木醇・根本忠寛：本邦産花崗岩の化学性につきて，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 8, No. 2, 1932
- 73) Suzuki, J. & Nemoto, T.: The Chemical Composition of the Granitic Rocks of Japan, *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ.*, Ser. 4, Vol. 3, No. 1, 1935
- 74) Takahashi, R. & Hirano, K.: The Eruption of Miyakesima, One of the Seven Izu Islands in 1940, 地震研究所彙報, Vol. 19, Part 2, 1941
- 75) 田中館秀三：有珠山頂丘，地質学雑誌，Vol. 25, No. 295, 1918
- 76) Tanakadate, H.: Two Types of Volcanic Dome in Japan, *Proc. 4th Pac. Sci. Congr., Java*, 1930
- 77) 坪井誠太郎・菅原健・小穴進也：島根県浜田市長浜の含霞石玄武岩中の包藏水，科学，Vol. 14, No. 3, 1944
- 78) Tsuboi, C.: A Study of the Anomalies in the Vertical Gradient of Gravity with the Aid of the Bessel Fourier Series, 日本学士院紀事，Vol. 30, No. 6, 1954
- 79) Tsuya, H. & Shirai, T.: Gases and Deposits from Fumaroles on the New Dome "Shōwa-Shinzan" Volcano Usu, Hokkaido, Japan, 地震研究所彙報, Vol. 27, 1950
- 80) 寺沢寛一：自然科学者のための数学概論，岩波書店，1935
- 81) 八木健三：有珠火山昭和新山の岩石学的研究，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 33, No. 1, 1949
- 82) Yagi, K.: Recent Activity of Usu Volcano, Japan, with Special Reference to Formation of Showa-Shinzan, *Transactions American Geophysical Union*, Vol. 34, 1953

**Report on the Geological, Geophysical and Geochemical
Studies of Usu Volcano (Shōwa-Shinzan)**

By

Tadahiro NEMOTO, Masami HAYAKAWA,
Kiyoshi TAKAHASHI and Shinya OANA

Abstract

Introduction

To expedite the natural steam utilization, it seems to be necessary to study the geothermal problem fundamentally.

From this point of view, the survey of the underground structure of "Shōwa-Shinzan" was carried out in four summer seasons from 1952 to 1955 by Geological, Geophysical and Technological Departments of the Geological Survey of Japan, co-operated with the staffs of Nagoya University, Hokkaidō University, Kyōto University and Natural Science Museum. (see Appendix)

The results obtained from our observations are given in this joint report, consisting of the following three parts.

The first (Chap. 2) is devoted to the geological studies of this volcano; the second (Chap. 3~6) deals with the geophysical researches using gravimetric, seismic, magnetic and some other geophysical methods (thermometric, electric and radioactive); the third (Chap. 7) describes the subject of geochemistry. And, in the last chapter (Chap. 8), some discussions are tried about the geothermal problem applying the heat conductivity theory for this volcano.

Finally, the writers must record their gratitude to Mr. T. Mitsuchi, the former Director of Geological Survey of Japan, Dr. K. Iida, Prof. of Nagoya Univ., the former Chief of Geophys. Dept. of Geological Survey of Japan, Dr. T. Minakami, Prof. of Tōkyō Univ. and Mr. M. Mimatsu, the former Postmaster of Sōbetsu Village (the northeastern foot of Usu volcano) for their encouragements, valuable advices and helps in the course of these studies.

Volcanology and Geology

Usu volcano being located at the north end of the Nasu volcanic zone, is situated at the southwestern part of Hokkaidō, Japan.

The volcano was caused by the subsidence of the Tōya caldera in the early alluvial age. At that time, the volcano formed the shape of a trun-

cated cone, being crowned with a comparatively large crater.

After the construction of the main body, the volcano repeated many eruptions of the belonide type and crypto-dome type. Mt. Ousu and Mt. Kousu, being central cones of the Usu volcano, were described as pseudo-belonide type by H. Tanakadate. (Photo 1, 2)

The eruption of Usu which took place in 1910, is famous for the upheaval of about 100 m on the shore line of Lake Tōya, located on the northern foot of the volcano. At the period, Mt. Yosomi-yama has been formed as a roof-mountain being resulted by crypto-dome.

Six parastic cones developed around the volcanoes. Nishi-yama, Kompira-yama, Nishimura-yama, Higashimaru-yama, Minami-yama and Byōbu-iwa, seem to be the roof-mountain uplifted by the intrusion of crypto-dome. (Fig. 1, 2, 4)

Shōwa-shinzan (the new mountain formed in "Shōwa period", in Japanese) which consists of a dome and a roof-mountain, has been formed by the uplift of solidified magma during the present volcanic activity.

The present activity suddenly started attending with the severe local earthquakes on Dec. 28, 1943. At that time, the volcanic activity continued about two years. To our opinion, the activity may be divided into the following three stages: (Fig. 3)

- | | |
|-------------------------|--------------------------|
| (1) earthquake stage | Dec., 1943 — June, 1944 |
| (2) explosion stage | June, 1944 — Oct., 1944 |
| (3) dome-building stage | Nov., 1944 — Sept., 1945 |

In the first stage, the frequency of shock attained to 200 tremors per day at the maximum. In April and May, the epicentre of the earthquakes shifted gradually northward from Yanagihara to Fukaba, in where severe damages have been caused by the upheaval of the ground.

During the two former stages, the ground of the eastern foot of the volcano was upheaved near Yanagihara and Fukaba. At the latter places, the continuous upheaval of the ground resulted from the creation of a roof-mountain at a rate of several decimeters per day, but some times reached two meters. The destruction of railway, roads and houses, and the devastation of cultivated fields have been caused by such uplifting movement.

On June 23, 1944, the first explosion took place over the devastated area at the eastern foot of Mt. Matsumoto-yama. The tremendous explosion recorded over ten times until October of the same year, has opened seven craters. In November, 1944, the peak of a pyramidal shape appeared on the top of the roof-mountain. It was soon later ascertained that the solidified lava commenced to uplift above the surface of the roof-

mountain, being continued ten months. After a while, the lava mass developed gradually into a dome with a steep slope on the west side.

M. Mimatsu, the postmaster of Sōbetsu village, made excellent sketches of the morphological development of the newly forming dome throughout the period of growth. (Fig. 3) In September, 1945, as the final result of the present activity, there was formed a dome whose maximum height is 406.9 m, and a roof-mountain whose elevation is about 250 m. An upheaval rate of the dome is 0.6 m per day in this period.

The topographical feature of the elevated area was surveyed in detail by M. Kaneko using the plane table method in August, 1949, when the activity ended and the land was settled.

The dome was thickly covered with Osaru bed which mainly consists of volcanic ash. And, therefore, the rocks of the volcano and basement, and the new lava forming the dome crop out only in several places at the foot of the steep slope on the south and west sides.

The main products issued by the eruption are new lava and volcanic ash. The lava is hyperthene dacite containing plagioclase ($An\ 50 \pm$) and hyperthene phenocryst, and is similar to the Ousu and Kousu dome lava in the mineral composition.

Moreover, it is interesting to note that the new dome lava resembles the Ousu and Kousu dome lava, and approaches to the average chemical composition of Japanese granite as shown in Table 7. On the contrary, the new lava differs from the somma lava of Usu volcano, which is composed of andesitic basalt with or without olivine. But these three domes seem to have been formed by the same volcanic process.

As already described, the dome lava is considered to be in state of the solid or solid like viscous mass. The upheaval of the land, by which the roof-mountain was constructed, suggests the solidified magma was intruded into the rock layer underlying the uplifted area. Therefore, it is assumed that solidified magma was injected repeatedly into the upper earthcrust from the lower magma reservoir, following the seismic movement during the present activity.

Owing to solid-like-state of the lava, magmatic differentiation can hardly be occurred on the intruded magma. It is, therefore, reasonable to consider that acidic magma was produced by re-melt of the granitic rock forming the wall of the reservoir.

Geophysical Studies

1. Gravity Survey

In order to obtain data that might clarify the general underground

structure of Shōwa-shinzan, gravity surveys were conducted at the eastern part of Usu volcano.

For the present survey, the North American gravimeter imported from U. S. A. in August 1949 was used. This instrument has a high degree of accuracy of some 0.01 milligals. Gravity readings were taken at more than 260 widely distributed stations, about 60 of which were located within the roof-mountain and the remainder around this new volcano. The distribution of these stations is shown in Fig. 5.

Table 3 shows the gravity values obtained by subtracting the drift and tide effects from the measured gravity values. The Bouguer anomalies denoted in Fig. 5 (by contour lines) were derived from these gravity values, and the process of computation is also shown in Table 3.

For the determination of Bouguer anomalies it was necessary to establish a value for the mean density of this survey area. The relation between elevation and gravity was used for this purpose. The decrease in gravity values due to elevation is shown in Fig. 6. From this relation, a mean density of 2.0 was found in Shōwa-shinzan and its vicinity, using the formula $g = (0.3086 - 0.04185 \rho) \text{ H}^m \text{ gal/m}$, and then, the Bouguer anomalies were established on the basis of this mean density.

According to these results, there seem to exist several gravity anomalies in this area. Therefore, we thought, it was more necessary to ascertain both topographical correction and the vertical gradient of gravity.

(1) There are comparatively large differences of heights in this area, so that the wrong estimation of density will cause the unavoidable error in topographical corrections. In considering of this fact, the density distributions in this field were treated in detail. We already obtained the value of 2.0 as a mean density, but judging from the fluctuations of plotted points between A, B two lines in Fig. 6, some density variations can easily be found in this area.

Being calculated the areal density values from Fig. 6 by means of the least square method, we obtained the result of density distribution in this area. (in Table 5) We compared them with the density values obtained from rock samples. (Table 4) The results seem to be almost similar.

Strictly speaking, we must calculate again here topographic effects, using each density value, but to connect each block (10 blocks) continuously is the difficult work in fact. So that, the result of Bouguer anomalies obtained from the above mentioned phenomena, must be interpreted at present, considering these density distributions.

(2) On the other hand, $\Delta\left(\frac{\partial g}{\partial z}\right)$ was studied. The vertical gradient

of gravity is usually taken to be 3086×10^{-9} c.g.s., and the free-air reductions of gravity values are calculated almost by use of this numerical value. But precisely, this value is never a constant throughout the surveyed area, and varies from place to place in accordance with the variation in gravity value itself.

Prof. Ch. Tsuboi introduced a convenient formula, using Bessel Fourier series.

Denote the Bouguer anomaly at point O by $\overline{\Delta g(\theta)}$, and let the average of Bouguer anomaly taken over the whole azimuth O along a circle $r=R$, drawn around the origin O denoted by $\overline{\Delta g(R)}$. Then the vertical gradient of gravity at point O is expressed in the following formula by Ch. Tsuboi.

$$\Delta \left(\frac{\partial g}{\partial z} \right)_0 = - \left[\frac{\overline{\Delta g(O)} - \overline{\Delta g(R)}}{R} + \int_R^{\infty} \frac{\overline{\Delta g(O)} - \overline{\Delta g(r)}}{r^2} dr \right]$$

This formula was used in our calculation, and we obtained the results as shown in Table 6. Seeing these results, the differences of these amounts can never be overlooked. When $\rho=1.75$ or 2.0 is assumed, the results seem to be reasonable. (Fig. 7) Then, using the value of $\Delta \left(\frac{\partial g}{\partial z} \right)$, the value of $\Delta g''_0 + \Delta \left(\frac{\partial g}{\partial z} \right) H$ shown in Fig. 8 was calculated.

Introducing the above-stated two calculated results, we obtained the following reliable results.

1. The gravity anomaly in the northwestern part of the surveying area is larger than that in the southeastern part, and the values near the Usu-somma are greater than anywhere in this area.

2. Among our surveying area, the anomaly at the dome of Shōwa-shinzan is the largest one.

3. A high gravity is also found at Yosomi-yama and Matsumoto-yama.*

4. A clear high gravity zone in the north-south direction at the southern part of the roof-mountain is ascertained.

The abnormal large anomaly at the dome (spine) has been considered not only due to the presence of the excess mass of this dome, but also to the effect of another extended underground greater mass.

On the other hand, the high gravity zone at the southern part of the roof-mountain is just at the gradual uplifted zone, and this anomalous zone of gravity is considered to be caused by the solidified magmatic

* These mountains have been believed as crypto-domes.

mass, which had been derived just before the extrusion process of the new dome. (Shōwa-shinzan)

The seismic or the magnetic survey was also carried out to check and obtain the more detailed data.

2. Seismic Survey

This part of the report describes in detail the results of the seismic surveys.

As great differences in gravity were observed over the dome (spine) and its southern zone, it may be evident that the observed gravity anomalies are entirely not due to the surface geological condition, but are largely depended on the regional underground magmatic effects.

The seismic method was used at the selected places for the purpose of confirming the gravity results, and also determining their underground geological structures and the geothermal circumstances of this area. However, it is not so easy to perform such survey due to the presence of many unknown factors. Therefore, at first, we must examine the velocity differences among several volcanic rocks, ashes and pumices, etc. and also consider their changes caused by the physical properties* of volcanic rocks and the parent magma.

Considering these difficult elements, the seismic surveys have been carried out. The seismic method usually employed for oil or coal problems is merely reflection or refraction method. However, these methods have some difficulties for the present purposes. Therefore, we used not only the usual reflection and refraction methods, but also another possible methods using S-wave and amplitude attenuation due to the viscosity, or laboratory experiments determining physical properties, etc. The result of these surveys is described in the following.

At first, we tried the preliminary experiments (both field and laboratory) examining the possibility of velocity difference. The distinct velocity differences among many kinds of rocks were found by our preliminary survey.

To apply the refraction method, four traverse lines and two loop lines surrounding the dome (spine) were set, and 17 shot holes were drilled approximately two or three meters deep. More than 130 geophone stations were spaced at 25 or 50 m intervals. (see Fig. 10)

The charges of dynamite mostly between 1 kg and 10 kg — for near and far geophones respectively — were exploded under the bottom of the shot holes.

* Pressure, temperature, viscosity, porosity and water content, etc.

Next, for the reflection purpose, one traverse line was set just at the southern part of the dome (spine) and two shot holes were drilled. 12 geophone stations were spaced at 25 m intervals. (see Fig. 10)

Total lengths of these seven lines reach more than 5 km, and about 180 kg of dynamites were charged, and carried out more than 40 times. The details are seen in the Table 7.

The equipment used was the "Seismic Service Corporation seismograph" of U. S. A. and the test oscillator made in G. S. Japan.

During the course of the survey, experimental shots were exploded at some places to determine the characteristic velocities of the known rocks.

On the other hand, we tried velocity measurements in the laboratory by using supersonic wave. (Fig. 21)

The schema of the seismic field operation (Table 7) and seismic records (Fig. 11) are summarized in the Table 8. From these records, time distance curves were plotted, which is shown in Figs. 12~20 and velocity values were obtained. (Table 9)

Furthermore, we measured the elastic and viscous properties of the new lava at the elevated temperature. This result is shown in Fig. 22.

The inner constructions of the dome and the underground structure at and near Shōwa-shinzan calculated from the above data are described in the following.

1st and 2nd lines (the circular loop surrounding dome)

Strictly speaking, the travel time curve of P assumed within dome may be concave innerward, that is, the apparent surface speed increases with the epicentral distance.* This indicates that their paths do not follow the dome's surface, but the speed of seismic waves increases following with depth (distance from the surface) in the dome. However, the curvature of the path is very small, therefore practically, the curve may be assumed as the straight lines.

Thereafter, dividing the distances by arriving times, we obtained the velocity distributions in the dome as shown in Figs. 14, 15, by which the velocities at the innerpart of the dome were calculated as more than 3 km/sec and nearly 4 km/sec. On the other hand, the velocity of longitudinal elastic wave transmitting in the new lava specimen has been determined from the transmission times of ultrasonic impulse (50~300 kc), through them at the ordinary temperature and pressure. (Fig. 21) From this experiment, the value of velocity as 2.5 km/sec was obtained. In anywhere, except the place in where this specimen was collected, the velocity between the field data and results obtained by laboratory experiments

* Shot-detector distance along surface.

shows very good correspondence, but we recognized this large difference in velocity between the field and experimental data at dome.

To solve this reason, we tried another laboratory experiment, that is the measurements of elasticity and viscosity at the elevated temperature. From this experiment, a notable result was obtained as will be seen in Fig. 22.

Young's modulus of this rock increases surprisingly accompanied with the rise in temperature until it begins to decrease at nearly 900°C, where the viscous flow begins to appear, too. This tendency of elasticity is similar to the results concerning the amorphous silica or lava flow poured out from the Oo-shima volcano 1950. (Ref. Fig. 22)

The velocity V_p of longitudinal wave transmitted through a material is related to the density and the elastic constants of material, according to the following equation $V_p = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)(1-2\sigma)}}$, ρ being the density.

If we assume here the value of Poisson's ratio equals to 0.25, these equations become $V_p = \sqrt{\frac{0.75}{0.63} \frac{E}{\rho}}$. Of course, there are some questions on this assumption, but this error may be not so much great until the viscous flow begins.

The value of Young's modulus in the high temperature (about 800 ~ 900°C) is about the twice of the value in the room temperature. Therefore, the velocity in the high temperature becomes 1.4 ~ 1.5 times, comparing with the room temperature conditions, if the density keeps its value during these stages. In other words, the velocity changes from 2.4 km/sec (room temperature) to 4 km/sec. (800 ~ 900°C)

In reality, the high velocity (4.0 km/sec) was found at the southwest steeped slope of the dome, in where the temperature was very high (800°C). Considering these ideas, the inner part of the dome is considered to be in the high temperature condition. Furthermore, calculating from Figs. 14, 15, the inner velocity distribution of the dome becomes like in Fig. 23, and from this figure, it should be stated here that the center of high velocity parts does not coincide with that of the topographic center of the dome. In the gravity pattern, the high gravity center within the dome is not coincide with that of topographic center, too. (Fig. 75)

Next, to confirm these results, another method was used. We can calculate the elastic constants by combining the velocities of longitudinal and transverse waves. In this area*, S-wave phases in some records

* We can easily prove that these phases correspond to S-waves by referring Figs. 24, 25.

obtained by means of 3-component seismograph were found. Then we could calculate the Young's modulus distributions in the dome by applying this method. This result is shown in Table 9. Comparing this result with the laboratory measurement, a good correspondence between them is found.

Furthermore, concerning the amplitudes on seismic records, some good records were obtained in the case of distant shot detector distances rather than near places. (Fig. 11) One of the reason perhaps will depend on the viscosity decreasing of the inner part of the dome. As will be seen from the experiment, (Fig. 22) the viscosity of the new lava specimen decreases toward the high temperature. From the theoretical study on solid viscosity, it is well known that the energy loss of seismic wave transmitting such a medium (viscosity small) is not so large.

3rd line (on the roof-mountain)

On the roof-mountain, we set a short traverse line. (325 m) According to the seismic interpretation using the time distance method (curve Fig. 16), two layers were obtained—the top layer, which has a velocity of 0.7 km/sec and a thickness of approximately 50 ~ 60 m, corresponds to the weathering sediments and, on the other hand, the second layer has a velocity of approximately 1.7 km/sec and corresponds to the "Rusutsu" tuff sediments.

Furthermore, two reflection phases were detected. (Fig. 11, 16) One of them corresponds to the underground downward extension of the dome, and the other the basement rock.

By combining these refraction and reflection analysis, we obtained the underground structure like Fig. 26.

4th line (the steep slope on the southern side of the dome)

On the steep slope side, at just southern part of the dome, we tried a reflection field experiment. Fortunately, some very distinct after-phases were obtained by this field work. (Fig. 11 (5))

These phases were studied in detail by considering the following elements such as times elapsed from the shot moments, pattern (uniformity of the phases) and amplitude attenuation with respect to shot detector distances, and frequencies, etc. As the result of this research, we could find the phases as reflection ones.

Generally, in reflection survey, linear increases of speed with depth are assumed in the usual calculation, but this assumption is not considered very suitable for our case, so that, we calculated them as the constant wave velocity at any depths.

In our case, two underground discontinuities have been definitely

recognized as reflections of seismic waves. (Fig. 11 (5), 17, 27) At these boundaries, P waves may be reflected both as P and S, but the predominant phases in our records are P-P reflection waves. One of the main reasons that we could distinguish the reflected impulses so clearly is considered to be due to the conspicuous differences in velocity or elasticity between the subterranean structures. From this result we could find the underground downward extension of the dome. Combining the result obtained by the 5th traverse line which is crossing the present line, this underground extension is evidently clarified.

Moreover, another reflection phases appeared successively after the above-stated reflection phases. Calculating the depth and inclination of the reflection faces, it seems to correspond to both the underground extension of the dome (lower side) and basement.

5th line (the southern part of the roof-mountain (NW-SE direction))

The seismic interpretation using refraction shows two layers overlying the basement. The top layers, which has a velocity of 0.6 ~ 0.7 km/sec and a thickness of approximately 50 m, corresponds to the weathering sediments. The second layer has a velocity of approximately 1.7 km/sec and corresponds to the "Rusutsu" tuff sediments.

Furthermore, by combining reflection records to the above refraction data, we could obtain deeper structures.

At a depth of 170 m on the No. 63 in the line, this velocity 1.7 km/sec changes to 3.7 km/sec (the slopes of both sides are about 40°) and this velocity change may due to the magmatic mass intruding through the latter layer. (Figs. 11 (5, 6), 18, 29) This crypto-dome figure is thought to be the downward extension of the dome. The present result shows complete correspondency with that of the 4th line.

Moreover, we could obtain another layer by combining reflection (2) and after-phase refraction (3).

This layer corresponds to the basement which was already described in the 3rd and 4th lines.

6th and 7th lines (1 km south of the roof-mountain)

These two traverse lines cross with the gravity high zone. (maximum topographic upheaval) (Fig. 83) The seismic interpretation (refraction) shows three layers overlying the basement. (Figs. 11 (7, 8), 19, 20, 31, 32)

The top layer, which has a velocity of 0.6 ~ 0.7 km/sec and a thickness of about 50 m, corresponds to the weathering layer. The second layer has a velocity of approximately 1.7 km/sec and corresponds to the "Rusutsu" tuff and similar tuff sediments. And the 3rd layer has a

velocity of 2.2 ~ 2.4 km/sec and perhaps corresponds to the Tertiary sandstone (or shale). Of course, the distinction in velocity between the Tertiary sandstone (or shale) and "Takinouye" lava, is not found, because there is no Takinouye lava in this neighbourhood. The boundary between 1.7 km/sec and 2.4 km/sec layers is almost flat, but slightly dips easterly at about 10 degrees between shot point I and III. (This boundary was proved by reflection phases, too) (marked "(1)" in Figs. 11 (7), 20, 32)

On the other hand, furthermore, at the western edge of this traverse line, regionally there appear two high velocity parts. Seeing from the time distance curve, they are 3.7 ~ 4 km/sec. Moreover, there are another reflection and the second phase impulses in the record. (marked "(2)" in Figs. 11 (7) 20, 32) Considering these circumstances and calculating them, a reasonable analysis was obtained, which is shown in Fig. 32.

Judging from both time distance curves and their corresponding analysed section, we can understand much possibilities that there are an underground extrusion of the solid magmatic mass. Considering its velocity, we can also imagine that this underground magmatic mass is yet under the high temperature condition at present.

If this assumption is right, this mass may correspond to the underground extension of the dome.

On the other hand we can distinguish another 4 km/sec portion on the same part of the above-mentioned area. (in Fig. 20) After calculations and discussions in detail, we found this velocity portion corresponds with the outcrop of Usu somma lava.

Of course, there is an only slight difference between these two high velocities, but we can separate them completely on the record.

By the way, Prof. Y. Katō also conducted formerly seismic survey at Shōwa-shinzan just after the recent activity finished. Combining his results with our ones, we can confirm still more that the dome structure must exist somewhere deeper below the gradual uplifted zone near Yanagihara.

The seismic survey of this area has made it possible to confirm not only the tendency of the observed gravity values at the dome area, but also the general tendency of gravity value NW-high, SE-low. As the result, we can sketch an underground structure like Fig. 33.

3. Magnetic Survey

Before and after the present volcanic activity, geomagnetic surveys

Method	Place	Period	Investigators	Results
Suirobu-pattern absolute magnetometer	In the neighbourhood of Mt. Usu	Aug. 1943 about half a year before the beginning of the present volcanic activity	T. Nagata K. Hirano & Y. Harada	The distribution of the anomalous geomagnetic field in the neighbourhood of Mt. Usu nearly agrees with the standard mode of magnetic anomaly around volcanoes, though it seems that the direction of mean magnetization of the body of the volcano deviates westerly by 40 degrees from the present magnetic meridian, the deviation being fairly larger than those many other young volcanoes.
Decli. Dip. and Horizontal Intensity	south eastern part of this volcano	April 1944 when the prevolcanic activity was remarkable at Yanagihara	"	This magnetic re-survey was carried out for the purpose of examining the anomalous geomagnetic changes, if any, accompanying the volcanic activity.
"	south eastern part of this volcano	1944 when the eastern margin of Mt. Usu was rising markedly	"	Four magnetic points were set. These results are shown in Fig. 45, that is—the geomagnetic fields around the rising (uplifted) area (No. 1 & 2) were especially disturbed, while the field comparatively distant from the active center (No. 3 & 4) showed little changes.
"	around the center of activity	1944-46	"	The anomalous geomagnetic field of this zone was obtained.
"	At the eastern foot where conspicuous topographical deformations were developing in the area of shallow earth quakes, vertical component of the anomalous geomagnetic field was measured using the Askania magnetometer of Schmidt type at 100 points along the road from Kami-Osaru to Hukada. Relative values of declination were measured with the aid of a prismatic compass at 38 spots along the same road.	April 1944	Y. Koshikawa	He also found local anomaly of the geomagnetic field between Yanagihara and Hukaba.
"		May 1944	W. Inouye (Kenshinzihō 14 No. 2 1948)	

After the recent eruption had ceased, S. T. Nakamura resurveyed the magnetic spots measured by T. Nagata and his associates, and found marked changes in the geomagnetic field at the upheaved areas.

W. Inouye and Y. Koshikawa remarked about the geomagnetic anomalies obtained by their surveys,—some can be ascribed to magnetic behaviour of the newly intruded lava and topographical deformations of large scale, and some to the magnetized formations of the older ejecta.

already have been very often conducted in this place and its adjacent area by many investigators. The results of their surveys are condensed in the table. (see p. 12)

As will be seen from this table, some investigators found marked changes in the geomagnetic field at the upheaved area. But no magnetic survey was done later, so that, the present geothermal investigation offered a good opportunity for us to conduct the magnetic survey in detail.

This time, the magnetic survey was carried out at the northeastern part of Mt. Usu including Shōwa-shinzan. The particular attention of topographic correction must be paid to the magnetic survey in this case, because the temperature effect may play a great role in this survey results. By combining the results of seismic survey, the inner temperature condition of the dome may be presumed from this magnetic temperature effect. In this case, the difference of magnetic properties among the rocks within this surveyed area is a great problem.

Considering these points, some experiments on the magnetic properties of rocks were carried out. This chapter consists of the following parts.

- (1) Magnetic properties of new volcanic ejecta.
- (2) Topographic correction and temperature effect.
- (3) Method, results and its interpretation, of magnetic survey.

(1) The specific magnetic susceptibility, the intensity and direction of the natural remanent magnetization and the thermo remanent magnetization were experimentally examined for the purpose of helping interpretation of the survey results. The experiment was carried out by using the ballistic method for measuring susceptibility and T.R.M. (thermo remanent magnetism), and magnetometer method for measuring N.R.M. (natural remanent magnetism). Their details and the method of observation are described in "rock magnetism" written by T. Nagata.

Some of the rock specimens examined in the present study were collected from the new lava dome, while there were besides another volcanic ejecta from the somma lava of Mt. Usu, etc.. Localities of these rocks and the results obtained by these experiments are shown in Tables 11 ~ 13 and Figs. 5 ~ 37.

The results of experiments are as follows :

- (i) From the petrological (Chap. 2) and chemical data (Chap. 7), we already expected the rocks of Shōwa-shinzan have an intensive magnetic character like the usual acidic rocks. The results of the present experiments proved its rightness of this presumption.

The specific susceptibilities are about 0.5×10^{-3} e.m.u./g in average and concerning their magnetic intensities, the somma lava of Mt. Usu is the strongest, the new lava and Takinouye lava follow it in succession. And the susceptibility of the somma lava is about twice of the following lava.

(ii) As to the direction of the natural remanent magnetization, it may be concluded that the direction of natural remanent magnetization of the new lava and somma ejecta well agrees with that of the geomagnetic field, while the reverse phenomenon is recognized in Takinouye lava.

The intensity of N. R. M. is much larger compared with that induced by the earth's magnetic force.

(iii) However, judging from the results obtained by T. R. M., the magnetic characteristics of N. R. M. of all above-mentioned specimens are considered to be normal.

(iv) The curie points of 3 kinds specimens of rocks are observed to be nearly 560°C .

(v) Samples obtained at the roof-mountain, in where the ground began to rise rapidly accompanying with the formation of numerous cracks and fissures on the surface, were altered by the volcanic heat or vapour, and showed very irregular magnetic characteristics.

(2) Next, before applying these data obtained in the laboratory to the interpretation of the survey results, we calculated the topographic effects and thermal influence by using some reasonable models.

Those experimental results are shown in Figs. 38 ~ 49, and then we explained the magnetic field method, its results and interpretation in the following.

Two instruments were used for the survey. One of them is Schmidt type vertical magnetometer, and the other is E.R.I. type dip circle.

The magnetic measurement (vertical) was made at more than 180 widely distributed stations by using gravity and seismic survey stations. The dip was mainly measured on the dome. (32 points) The distribution of these stations is shown in Figs. 50 ~ 54.

Fig. 50 shows magnetic contours obtained by the vertical intensity survey. In order to obtain more precise pattern near the dome, roof-mountain and Yosomi-yama, their results are enlarged in Fig. 51. According to these results, the magnetic anomalies are large around the dome, Yosomi-yama and Yanagihara. By applying the experimental or calculation data concerning topographic effects, etc. to these results, some indications are obtained as follows :

(i) What strikes us most forcibly in connection with the results obtained from Figs. 50, 51, 54, 55, 56 & 57 is that the value of vertical magnetic component at the dome is rather small compared with that of the adjacent area, and the dip observation also shows very weak value there. (Fig. 55)

(On the contrary, at the Ousu dome where is already cold, we obtained the strong dip value (Fig. 55 b))

Judging from these data, we can presume that the northern part of the dome spine is not magnetized, because there may be under the higher temperature condition than Curie point.

This assumption does not contradict with the results obtained by gravity and seismic survey, and if these observed values were caused by the temperature effect mainly prevailed in the subterranean rocks, the magnetic change with respect to time should be observed hereafter as well as in the case of seismic survey.

(ii) Next, there appears an appreciable magnetic anomaly at Yosomi-yama. (Figs. 51, 56, 58 & 59)

Since we have no data of the laboratory experiment at this place, it is not possible to decide whether this magnetic anomaly depends on the subterranean mass or the topographic effect. But, there are some evident results which were not solved by only the topographic effect. (Fig. 58) (Although no direct measurements of underground magnetic samples at Yosomi-yama have been obtained)

(iii) At last, at the southern part of the roof-mountain, we found an obvious magnetic anomalous zone in N-S direction. (Figs. 50, 52, 59)

But, the topographic effects caused by the somma of Mt. Usu reach to a considerable quantity. Therefore, we can not decide whether this anomaly is caused by the topographic elements or by the subterranean magmatic mass. In spite of these considerations, we can not deny at least the superposition of the mass effect on the topographic effect.

Generally speaking, it is rather difficult to calculate clearly the underground structure in volcanic regions by only magnetic survey because of the topographic effect.

Anyway, in order to obtain more precise knowledge of the underground magmatic structure, it is desirable to continue such magnetic surveys at the same observation stations in future.

4. Temperature Measurement, Electrical Prospecting and Radioactive Survey

For the purpose of studying the near surface physical phenomena, we made some geophysical surveys by means of temperature measurement, electrical and radioactive prospecting.

Temperature measurement

The temperature measurement was conducted one meter under the earth's surface by using chiefly gravity survey stations at the roof-mountain and its southern part where we can see some vapour fumaroles.

As the result of this measurement, higher subterranean temperature zones were found on the roof-mountain which extend from the center of the dome to the surrounding fumarole zones. (Fig. 60)

A high temperature area was found at the southwestern part of the roof-mountain. This anomaly seems correspond to the area where appear many various newly occurred crack and fissured spot caused by the land upheaval at the beginning of June, 1944.

On the other hand, Takahashi, (details are explained in geochemical study) Sakuma and Murase made temperature measurements by using Pt-Pt Rh thermojunction. Sakuma's result is shown in Fig. 61.

The surface of the dome is largely covered by thick layers (about 30 m in average by the seismic data (Ref. seismic survey)) of clayey materials, which are commonly sintered into the reddish-brown brick-like substance by means of the heat emanation emitted from the new lava. Sometimes tuffaceous sediments covering the new lava are also found. From these reasons, exposures of the new lava are limited to a narrow area, and the best outcrop is found on the western precipice.

But, on the northern half part of the dome, we can observe some groups of fissure arranging an echelon type, which are under high temperature conditions, and the temperature measured at this place reached as high as 813°C, however, the usual range was 500 ~ 700°C. (Fig. 61)

These results do not contradict with that of the seismic or magnetic data. Judging from these data, we can presume that the interior of the northern half part of the dome is being under some hundreds high temperature condition. But, comparing the temperature data obtained by the present survey with that of the period of activity, we can recognize a temperature decreasing tendency, but in low rate. (1,000°C → 800°C)

Considering the geothermal problem, it is very desirable to discuss the heat conditions of the dome from the standpoint of heat conductivity, or convective transmissions.

As to these problems, discussions are done in the last part of this report.

Electrical prospecting

In the Geological Survey, some staffs obtained the interesting results at the rock alteration zone in Kyūshū by means of S. P. and Resistivity, but at Shōwa-shinzan, we can not find such a high grade rock alteration area. Therefore, at this time, only preliminary electrical field experiment was conducted by Wenner's method.

Along with our survey, K. Yamaguchi who is a staff of the Geological Survey of Hokkaidō carried out the prospecting by S. P. and Resistivity, and found there an interesting result at the southwestern part of the dome (roof-mountain), where we already described in the previous

section. (temperature measurement)

The main purpose of this experiment is to know the subterranean electrical characteristics.

This experiment was conducted at two areas. One of them is on the roof-mountain, and the other is 1 km south of the roof-mountain where we can not observe any upheaval. The result is shown in Fig. 62.

As will be seen from this result, the former (on the roof-mountain) shows 1 ~ 2 k Ω -cm, namely very low resistivity, while the latter indicates rather high resistivity. By assuming that the porosity increases due to the upheaval and filtration of underground water, the low resistivity phenomenon may be explained.

Although it is impossible to presume the subterranean electrical structure by only the present experiment we can at least deny the existence of substance having high resistivity like andesite at the shallow part the roof-mountain.

Radioactive survey

Recently, some special instruments of recording radiation have been developed, but we had not them at present survey. Therefore, we used two types of conventional counter.

One of them is "Tōshiba" type C-25 β & γ counter (natural count γ , 100 cpm), and the other is "Beckman" type MX-5 survey meter (β , γ counter) by using receivers. (RCL-Model-20 β natural count 30 cpm)

The radioactive survey was conducted at Shōwa-shinzan and its surrounding areas for the purpose of obtaining the radioactive characteristics of the surface rocks constructing Shōwa-shinzan and the somma of Usu volcano. At each station, γ -counters were measured per 5 minutes, while β -counters were measured per 3 minutes.

Distribution of γ -emission

The result of this observation is shown in Fig. 63. Fig. 64 points out the result of the "Roof-mountain" area. Before considering the result of γ -emission pattern, we investigated the relation between γ -emission-intensity, temperature and topography effect.

As will be seen in Fig. 65, the intensity of γ -emission is proportional to the temperature increasing up to 60°C. On the other hand, the intensity increases very often at a valley as shown in Table 15.

Now, from the γ -emission distribution map, some notable results were clarified.

(i) At the north or northwestern part of Shōwa-shinzan, there exists a comparative large anomalous zone.

(ii) The intensity of γ -emission at the southern part of Shōwa-

shinzan is very complicated compared with that of the northern part.

(iii) The average (mean) value of γ -emission on the "roof-mountain" including the dome spine is fairly larger than anywhere.

As to the phenomenon by (i), it may depend somewhat on the fault effect extending NW-SE direction from Shōwa-shinzan, and there seems no affect by the rock distribution.

Concerning the (ii) problem, the interpretation seems to be very difficult, but we can not completely deny the effect by the subterranean mass distribution.

The last result (iii) may mainly due to the thermal and topographic effects already described above.

Distribution of β -emission

The result of the observation is shown in Fig. 66. From this pattern, some results are obtained as follows.

(i) The β -emission intensity on "Roof-mountain" including the dome spine is slightly larger than anywhere.

(ii) There is specially a large anomalous area in the surrounding of "Roof-mountain."

(iii) Although not only the correlation between γ and β emission distributions, but also the correlation between the β -emission intensity and temperature distribution are not obvious (Tab. 16), there are somewhat relations between the β -emission intensity and topographic change. (Table 16)

As to the (ii) problem, its interpretation is very difficult, but there are some possibilities of radioactive emission from the underground. There seems to be no relation between the intensity of β -emission and the present fumarole existence.

Besides these field experiments, some chemical studies on radon or α -emission on the dome were performed and this result is shown in geochemical study.

Combining the present results and that of chemical experiments, we can obtain some data on the mechanism of Showa-shinzan.

Geochemical Study

(1) On the vapour from fumaroles of Shōwa-shinzan

The direct purpose of the study is to conclude the nature of substances come from magma, using the materials actually available. On Shōwa-shinzan, there are many fumaroles, whose temperature varies in rather wide range. The maximum temperature was 830 C in Sept. 1954. The nature of substances pouring out from fumaroles also varies due to

their temperatures: High temperature fumaroles are characterized by black, reddish brown or grey sublimates. And their vapour contains the appreciable amount of hydrogen and sulfur dioxide. On the contrary, low temperature fumaroles lack such sublimates. In vapour, hydrogen and sulfur dioxide diminish and hydrogen sulfide appears instead of them.

Many fumaroles are situated in lines along cracks, which were formed between the central dome and roof-mountain by the growth of the former over the latter in 1943-5. The observed temperature of vapour may be determined by the cooling conditions (flowing velocity of vapour etc.) on the way from magma to each fumarole.

Volatile components of magma are water, hydrogen, nitrogen, carbon dioxide, sulfur dioxide, hydrogen sulfide, methane, radon, chlorine, bromine, fluorine, ammonia, nitrous acid, phosphoric acid, boric acid, silicon, sodium, potassium, magnesium, calcium, aluminium, iron, nickel, copper, zinc, germanium, arsenic, molybden, silver, tin, antimony, lead, bismuth and radium etc.

Hydrogen and sulfur dioxide are two main components in high temperature fumarole gases and diminish with the falling vapour temperature to make hydrogen sulfide. Its mechanism is discussed in the following (2) by Matsuo, Ando, Nakai and Oana.

With the fall of vapour temperature, silicon, sodium, potassium, magnesium, calcium, aluminium, iron and other heavy metal elements are deposited in the path of vapour. This phenomenon is shown by the composition of sublimates over fumaroles. Radium may be obtained also in the same manner as these components. The concentration of radon is markedly higher in low temperature fumarole gases than in high ones. In the low temperature fumaroles, radium emitted from magma may be absorbed and concentrated on surfaces of soil substances and detrital material on the crack of wall rock which forms the path of vapour. The main part of radon in low temperature fumarole gases may be the emanation products of this radium.

(2) On the equilibrium conditions of volcanic gases emitted from the fumaroles of Shōwa-shinzan.

Gas analyses of the volcanic gases emitted from the fumaroles of Shōwa-shinzan show that the content of each gas component is quite different from the outlet temperature of fumaroles. For instance, at higher temperature fumaroles, the emitted gas shows comparatively high content of hydrogen and sulfur dioxide and low content of hydrogen sulfide. On the contrary, at lower temperature, fumaroles hydrogen sulfide increases, while hydrogen and sulfur dioxide decrease.

We considered the fact that the systematic change in the gas composition should take place from the shift of original gas phase equilibrium. We used the following two reactions.



We started from the considerations of the conditions governing the gas phase equilibrium of above two reactions, combining certain related petrographic evidence, and by the aid of some appropriate assumptions, we arrived at the conclusion that the top of the original magmatic body of Shōwa-shinzan should be situated very near the surface.

We obtained the static conditions of the gas phase which contacts the top of magmatic body. They have the temperature ranging from 1060°C to 1080°C, and the pressure, from 1 atm. to 2.3 atm.

In summary our study showed :

(i) The factors which govern the gas phase equilibria are, besides quantities of each gas component, temperature and pressure. If one can estimate the temperature of the magmatic body by certain means, it is possible to presume the limited value of pressure of the gas phase which contacts the top of magma.

(ii) The presumed pressure value is in any case only asymptotic one, because we can see only the fumarolic gas and the data available are restricted.

(iii) There exist certain reactions which appear to be not in equilibrium. But to decide whether the reaction is in equilibrium or not is difficult.

(iv) If one take the standpoint that equilibrium is not attained anywhere in the volcanic gases, one should apply the irreversible thermodynamic considerations. But the practical application is very difficult.

(v) Our method does not require many analyses, because the only data belonging to the highest temperature fumarole are available for the purpose.

(vi) There exist certain regularities which rule out the compositions of volcanic gases, namely, water vapour, hydrogen, carbon dioxide and sulfur compounds. This fact may lead us to reveal the content and state of volatile components in magma by considering equilibrium between the gaseous phase and magmatic phase.

Discussions on Geothermal Problem

From field observations and the study of rocks in the laboratory, it is confirmed that the inside of the dome is yet under high temperature condition.

Moreover, it can be explained from gravity (see Fig. 75), seismic (Fig. 23, Chap. 4), magnetic (Figs. 50, 51, 55, 56, 57, Chap. 5), temperature (Fig. 61, Chap. 6) and chemical data (Chap. 7), that the place in where the temperature is the highest does not coincide with the topographical top of the dome.

The most interesting phenomenon is that the dome retains yet such a high temperature* even at present (10 years after its construction).

In spite of the great number of studies on this volcano, very little is known about the reason that the cooling of the dome is very slow. Here, we intend to discuss this problem, considering the heat conductivity and convection.

As to the heat conductivity, we studied about two cases, one of them is under the no-heat supply condition, and the other is under heat supply condition.

(1) At first, we calculated about the no-heat supply case.

To calculate the heat conductivity of the semispherical shape like the dome over the roof-mountain is very difficult, and then we assume a modified model of Shōwa-shinzan and the roof-mountain as will be seen in Fig. 76, and then conducted the calculation on this model.

We assume "A" corresponds to the roof-mountain, circle "C" corresponds to the dome surface and the cylinder "B" is downward underground extension of the dome.

The heat emissions occur from the surface "C" and othersides are under the adiabatic condition. We assume the air temperature is zero degree centigrade. The equation of heat conduction by cylindrical coordinates becomes

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = k \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \theta}{\partial r} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right) \dots \dots \dots (1)$$

This equation satisfies the temperature at a point of a homogeneous isotropic body ($0 \leq r \leq a$, $0 \leq z \leq l$, where "a" is assumed as radius of the circle "C" and "l" the length of the cylinder "B" (Fig. 77): the constant k is proportional to the heat conductivity of the body and inversely proportional to the specific heat and density, and θ is temperature.

Initial condition: $\theta = f(r, z)$ at $t = 0 \dots \dots (2)$

Boundary condition: $\frac{\partial \theta}{\partial r} = 0$ at $r = a \dots \dots \dots (3)$ (adiabatic, side)

* The present highest temperature measured at a crevice is as high as 813°C (Fig. 61, Chap. 6). On the other hand, the temperature measured when the dome was constructed was about 1,000°C.

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} + h\theta = 0 \quad \text{at } z = l \dots\dots\dots(4) \text{ (heat emission)}$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \quad \text{at } z = 0 \dots\dots\dots(5) \text{ (adiabatic bottom)}$$

h is satisfied by $h = \frac{\alpha}{k}$, here α is the so-called emissivity or heat transfer coefficient.

The general solution of the equation (1) is

$$\theta \propto e^{-k(\lambda^2 + \mu^2)t} J_0(\lambda r) \frac{\cos \mu z}{\sin \mu l}$$

by using recurrence formula $J'_0(x) = -J_1(x)$ and boundary conditions, we obtained

$$\theta = \sum_{n=1}^{\infty} \left\{ A \mu_n' e^{-k \frac{\mu_n'^2}{l^2} t} + \sum_{m=1}^{\infty} A \lambda_m' \mu_n' e^{-k \left(\frac{\lambda_m'^2}{a^2} + \frac{\mu_n'^2}{l^2} \right) t} J_0 \left(\lambda_m' \frac{r}{a} \right) \right\} \times \cos \mu_n' \frac{z}{l} \dots\dots\dots(10)$$

Here, by applying the initial condition and introducing the Bessel-Fourier series, the result is written as follows :

$$\begin{aligned} \theta(r, z, t) = & \frac{4}{a^2 l} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\mu_n'^2 + h^2 l^2}{\mu_n'(\mu_n' + hl + h^2 l^2)} \left\{ e^{-k \left(\frac{\mu_n'^2}{l^2} \right) t} \int_0^a \int_0^l \xi f(\xi, \lambda) \cos \mu_n' \frac{\lambda}{l} d\lambda d\xi \right. \\ & + \sum_{m=1}^{\infty} e^{-k \left(\frac{\lambda_m'^2}{a^2} + \frac{\mu_n'^2}{l^2} \right) t} \frac{J_0(\lambda_m') \frac{r}{\lambda}}{J_0^2(\lambda_m')} \int_0^a \int_0^l \xi f(\xi, \lambda) J_0 \left(\lambda_m' \frac{\xi}{a} \right) \cos \mu_n' \frac{\lambda}{l} d\lambda d\xi \left. \right\} \\ & \times \cos \mu_n' \frac{z}{l} \dots\dots\dots(15) \end{aligned}$$

As a special case, when $f(r, z) = \theta_0 = \text{constant}$. the result may be written

$$\begin{aligned} \theta = & 2\theta_0 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\mu_n'^2 + h^2 l^2}{\mu_n'(\mu_n' + hl + h^2 l^2)} \sin \mu_n' e^{-k \frac{\mu_n'^2}{l^2} t} \cos \mu_n' \frac{z}{l} \\ = & \theta_0 \sum_{m=1}^{\infty} \frac{(\mu_n'^2 + h^2 l^2)}{\mu_n'(\mu_n' + hl + h^2 l^2)} \sin \mu_n' e^{-k \frac{\mu_n'^2}{l^2} t} \left\{ \sin \mu_n' \frac{l+z}{l} + \sin \mu_n' \frac{l-z}{l} \right\} \dots(16) \end{aligned}$$

To obtain an approximate equation, if we assume $hl \gg 1$, and put $h = 1$,

$l = 1,000 (m)$, $K = 0,0108$, t (hour).

$$\theta_0 = \sqrt{2} \theta_0 l^{-2.355 \times 10^{8t}} \cos \left(\frac{\sqrt{2}}{1000} z \right) \sin \sqrt{2} z$$

(2) Next, we calculated the similar problem concerning the heat supply condition and we obtained the result of formula (25).

By introducing some reasonable values such as thermal conduction to the above result (16), we obtained the temperature value at the surface and inside of the dome as follows.

$t(\text{year})$	$e^{-k \frac{\mu_n^2}{r^2} t} (\%)$	surface	bottom
100	97	840°C	970°C
1000	78	675°C	780°C
10000	8.5	75°C ^o	85°C

As will be seen from this table, the present temperature distribution of the dome surface may be explained by the heat conductivity under the no-heat supply condition.

Next, we considered the heat convection inside the dome, and as the result, the phenomenon occurred in this area could not be explained by such a heat convection hypothesis. Furthermore, there are a slight heat emission from opened cracks or fissures on the dome surface. Although this quantity of evaporation is not negligible at the dome surface, it is very small on the whole of the dome.

In concluding our present study, we considered how to promote the fundamental problem for the geothermal exploitation in future.

After consideration, we arrived at a conclusion as follows :

1. It is very necessary to obtain more precise knowledge on "Magma."
2. On the other hand, along with the fundamental study, some technical studies of the methods of geophysical and geochemical logging, etc. are very desirable.

Appendix Schema of the Present Studies

Date of Survey Method of Survey	Aug., Sept. 1952	June, Aug. 1953	Aug., Sept. 1954	Aug., 1955	Remark
Planning	M. Hayakawa & K. Fujiwara†				
Geology	T. Nemoto	T. Nemoto* ¹	T. Nemoto & T. Uemura		
Gravity Survey	T. Matsuda	T. Matsuda M. Hayakawa & Y. Suda			
Seismic Survey		M. Hayakawa, Sh. Sano & S. Furuya	M. Hayakawa, K. Mori, N. Obi & T. Otaki		Field experiment by using three components seismograph was done in co-operation with S. Murach (National Science Museum) in 1954.
Magnetic Survey	M. Hayakawa, S. Iwasaki & Sh. Sano		T. Saitō		Magnetic dip survey & temperature measurement at dome were done in co-operation with Sh. Sakuma & T. Murase (Hokkaido Univ.) in 1954
Temperature measurement Electric Survey & Radioactive Survey	S. Iwasaki Sh. Sano, K. Kanai & M. Hayakawa				
Land Survey	J. Kuboki & T. Sasaki	J. Kuboki & M. Inouye	Members of* ² Seismic Survey	M. Hayakawa (Suppl. Surv.)	
Geochemical Survey & Temperature Measurement at dome	K. Takahashi	K. Takahashi, S. Oana & S. Matsuo	N. Nakai, (Nagoya Univ.) & N. Ando	S. Oana & K. Takahashi	
Experiments in Laboratory	E. Omori* ³ & A. Kubo-dera* ⁴ (Kyōto-Univ.)		T. Saito,* ⁵ Sh. Sakuma* ⁶ (Hokkaido-Univ.) T. Murase (Hokkaido-Univ.) & Sh. Nagumo* ⁷		
Discussions (Geothermal problem)			M. Hayakawa, K. Fujiwara† & H. Hasegawa* ⁸		

*1. On the other hand, mapping of a sheet-map on scale at 1:50,000 at Showashinzan including adjacent area was carried out by R. Ota in 1953.

*2. For seismic stations.

*3. Density measurement.

*4 & *7. Measurement of seismic wave velocity transmitting within rock specimens.

*5. Measurements of magnetic susceptibilities, N. R. M. & T. R. M.

*6. Measurements of variations of elasticity & viscosity according to the temperature increasing.

*8. Heat conductive calculation.

The Geological Survey of Japan has published in the past several kinds of reports such as the Memoirs, the Bulletin, and the Reports of the Geological Survey.

Hereafter all reports will be published exclusively in the Reports of the Geological Survey of Japan. The currently published Report will be consecutive with the numbers of the Report of the Imperial Geological Survey of Japan hitherto published. As a general rule, each issue of the Report will have one number, and for convenience's sake, the following classification according to the field of interest will be indicated in each Report.

- A. Geology & allied sciences
 - a. Geology
 - b. Petrology and Mineralogy
 - c. Palaeontology
 - d. Volcanology and Hotspring
 - e. Geophysics
 - f. Geochemistry
- B. Applied geology
 - a. Ore deposits
 - b. Coal
 - c. Petroleum and Natural gas
 - d. Underground water
 - e. Agricultural geology and Engineering geology
 - f. Physical prospecting, Chemical prospecting & Boring.
- C. Miscellaneous
- D. Annual report of progress

Note: Besides the regularly printed Reports, the Geological Survey is newly going to circulate "Bulletin of the Geological Survey of Japan" which will be published monthly commencing in July 1950.

本所刊行の報文類の種目には従来地質要報・地質調査所報告等があつたが、今後はすべて刊行する報文は地質調査所報告に改めることとし、その番號は従来地質調査所報告を追つて附けることにする。そして報告は1報文につき報告1冊を原則とし、その分類の便宜のために次の如くアルファベットによる略號を附けることにする。

- A 地質およびその基礎科學に關するもの
 - a. 地質
 - b. 岩石・鉱物
 - c. 古生物
 - d. 火山・温泉
 - e. 地球物理
 - f. 地球化學
- B 應用地質に關するもの
 - a. 鉱床
 - b. 石炭
 - c. 石油・天然ガス
 - d. 地下水
 - e. 農林地質・土木地質
 - f. 物理探鉱・化學探鉱および試錐
- C その他
- D 事業報告

なお刊行する報文以外に、當分の間報文を謄寫して配布したものに地下資源調査所速報があつたが、今後は地質調査所月報として第1号より刊行する。

昭和32年3月25日印刷

昭和32年3月30日発行

著作権所有

工業技術院
地質調査所

印刷者 向 喜久雄

印刷所 一ツ橋印刷株式会社

附図印刷 仙栗印刷株式会社

〃 田中幸和堂印刷所

REPORT No. 170

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu KANEKO, Director

**REPORT ON THE GEOLOGICAL,
GEOPHYSICAL AND GEOCHEMICAL
STUDIES OF USU VOLCANO
(SHOWA-SHINZAN)**

BY

**Tadahiro NEMOTO, Masami HAYAKAWA, Kiyoshi TAKAHASHI
& Shinya OANA**

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1957

地質調報

Rept. Geol. Surv. J.

No. 170, 1957