

## 資 料

551.21 (524.8+57) : 551.21/.23+550.34

### 千島-カムチャッカ帯の火山活動と地震活動との結び付きについて\*

P. I. Tokarev

小 西 善 治 訳

#### 千島-カムチャッカ弧の火山分布と太平洋島弧の火山活動

太平洋沿岸は、地球上で火山活動の主要な地域にあつている。522の活火山中、322(約62%)は太平洋地域にある。そのうち僅かが太平洋の中心の島嶼に分布し、残余は、狭い沿岸地帯に位置し、全太平洋環を取りかこむ太平洋火山帯を形成している。

太平洋火山帯の東部および西部の構造は、著しく異なる。アメリカ大陸の沿岸は、比較的なだらかな海岸線を形成し、その線にそつて山脈が連なつている。アジア大陸では、弧状に分布する花彩列島で縁取られ、そこでは現世の火山活動が行なわれている。

島弧は共通の特性を多数もつている。すなわち島弧は、数珠状をなして東部および南東部からアジア大陸を縁取るとともに、大陸に対して凹面を向けている。島弧の外縁端には、細長い海淵が分布している。さらにこの地帯は、イソスタシー均衡の大規模な擾乱地帯を伴なつている。この地帯に直接接して、最も活発な、かつ激しい地震活動地帯が存在する。深発地震も、島弧と関連性をもつている。

東アジアおよび東南アジアのほとんどすべての現世の火山活動は、この島弧に集中している。火山島弧は、最も激しい現世の造構運動地帯である。したがつて Zavaritskii が指摘しているように、火山島弧の研究は、過去、現在の造構運動、造山運動過程および火山活動を理解するために最も重要な意味をもつている。千島-カムチャッカ弧は、この点において最も興味ある地帯である。そのうえこの地帯は、その構造が他の島弧に比較して最も単純であるから、研究するのに最も適している。

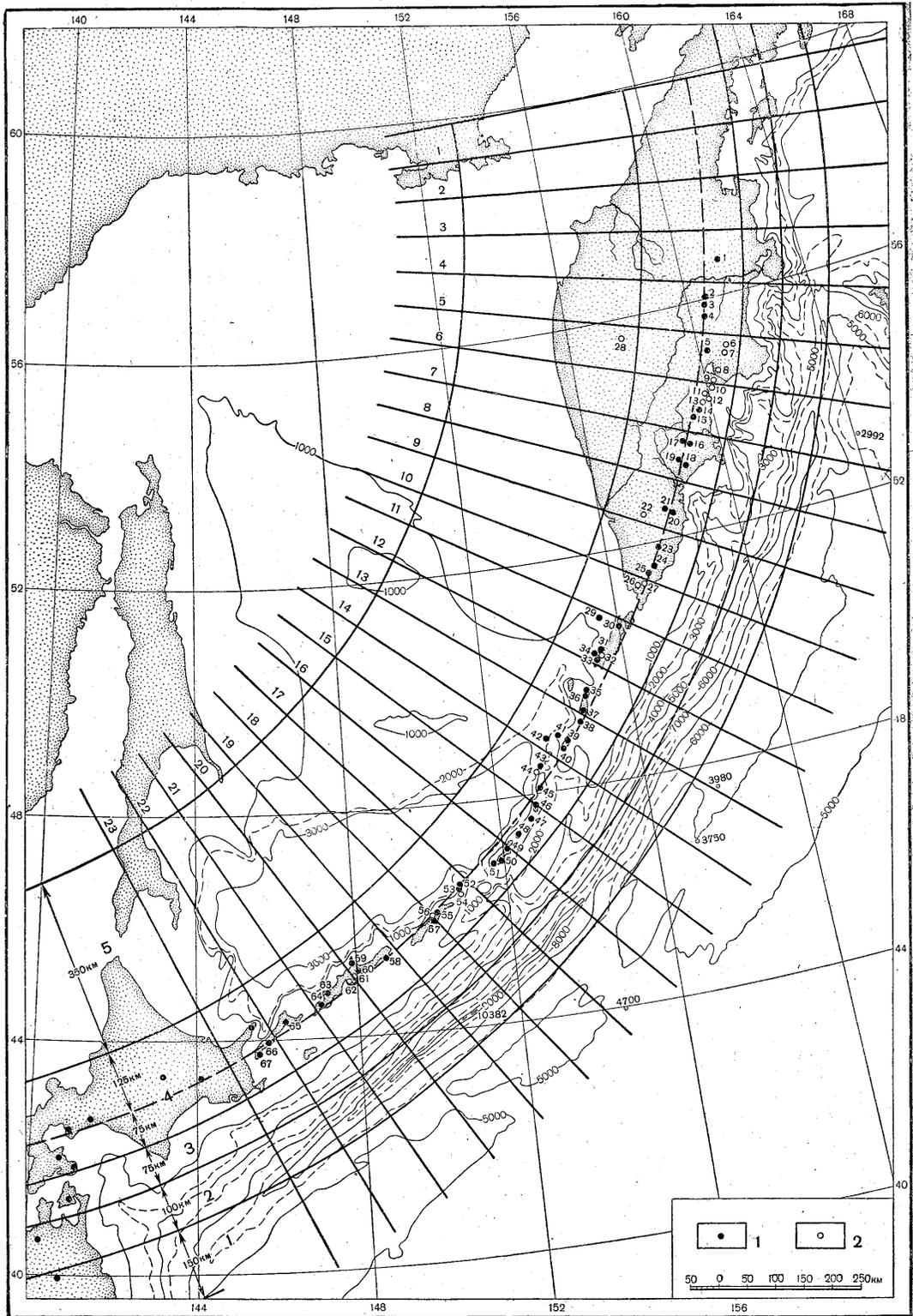
#### 千島-カムチャッカの地体構造

本地域の大部分は、太平洋の北西部海底とオホーツク海底との間に分布する千島-カムチャッカ地向斜地域およびカムチャッカ、樺太中央部の第三紀褶曲地域で占められている。この地向斜地域の隆起地帯は、大千島山脈および東部カムチャッカ山脈に沿つて走り、その両側は、沈降凹地で限られている。すなわち南東部は、千島-カムチャッカ海淵に、北西部は、オホーツク海の内海盆およびカムチャッカ河河谷の凹地に接している。

隆起地帯は、それ自体山脈で代表され、高度2,000~4,000 m でオホーツク海底上に屹立しているが、海淵の深度は8,000~11,000 m と推定されている。千島においては、山脈の大部分は海水面下に潜伏し、その頂部のみが島嶼となつて海面上に現われている。本地帯のほとんどすべての活火山は、その山脈の穹窿部またはそれに近い部分に沿つて狭い地帯をなして分布し、その中心が北緯56.5°、東経130°5'の地点にある半径1,800 kmの弧を形成している(第1図参照)。

この弧は、火山弧と呼ばれ、またその中心は、地向斜弧地帯と呼ばれている。カムチャッカは、地体構造からみれば、1つの千島-カムチャッカ地向斜弧を構成し、その南部は北海道を

\* П. И. Токарев: О связи вулканической и сейсмической активности в курило-камчатской зоне, Труды лаборатории вулканологии, Выпуск 17, Вулканизм камчатки и курильских островов, Издательство академии наук СССР, p. 156~182, Москва 1959



第 1 図 千島-カムチャッカの火山分布図

経て、日本島弧に交わり、北部はアリューシャン島弧と交わっている。

千島-カムチャッカ海淵は、細長い海溝で代表され、火山島弧に対して、170~200 km の距離に集中分布している。海溝は、等深線6,000 m の領域では、延長2,000 km、幅20 km から60 km にわたるが、等深線9,000 m の領域では、延長550 km、幅5 km 以下である。海溝は全延長にわたって、非対称性断面のV型を示している。海溝の北西斜面は、千島山脈およびカムチャッカ半島の山体で形成され、その高度は8,000 m から11,000 m である。その平均傾斜面は7°であるが、その下方では、その傾斜面は15~20°に達する。ある箇所では、傾斜面は40°以上に達することがある。海溝の南東斜面は、太平洋海台の斜面を形成している。この斜面は、海溝底から2,500~5,000 m の高度に隆起している。海溝の斜面は、急傾斜の縦断層で断ち切れ、複雑な容貌を呈している。とくに興味があるのは、主海溝から火山弧側に側枝を出している2,3の大海溝(海底谷)がみられることである(Bussol 湾地域、Kruzenshtern 海峡地域、アバチャ入江、Kronotsk 湾、およびカムチャッカ湾地域、第1図参照)。

カムチャッカ-千島弧状の地体構造およびそれに接する海淵は、単一の地質系を形成し、そこには、北東および北西方向の造構破砕帯系が発達していることは、1940年にZavaritskii、1939年にVlodavets、1946年にPiip、1955年にYdintsev、それぞれが指摘している。このような方向性をもつ地体構造は、火山および温泉が線状配列している陸地において、またカムチャッカに発達する断層の走向において、さらにまた半島および岬の形態において追跡できる。しかし海底下では、海溝斜面に発達する断層系および階段状地形によつて、また海底谷の延長方向、千島の海底、海上火山の分布状態によつて推定できる。

#### 重 力 分 布

千島-カムチャッカ帯の等重力異常線は、Gainanov が指摘しているように、火山島弧上に分布し、異常分布線は他の島弧にも反復出現している。大きな正の異常帯は、全千島、カムチャッカ弧に沿つて細長く伸び、処によつては+200 mgI に達することがある。その北部では、正の異常帯は、負の異常帯によつてアリューシャン弧(ベーリング海峡では+120 mgI)から分かれていた。海溝地帯には、負の異常帯が存在し、ある箇所では300 mgI に達することがある。コンマンドールスク島の北部では、この負の異常帯は、アリューシャン海溝の負の異常帯と合体している。海溝外の太平洋海底では、重力異常は、標準重力値(0; +40 mgI)に近づいている。

ブーゲ異常も、火山島弧に集中している。すなわちブーゲ異常は、千島島弧では+120 mgI に達し、南部弧(北海道)では+40 mgI に減少している。海溝の北西斜面では、ブーゲ異常は、極小値より僅か高いが、さらに南東にすゝむと、その値は急速に増大し、海溝の南東斜面では、極大値(+400 mgI)に達する。この地帯からまた南東にさらにすゝむと、ブーゲ異常は、太平洋海底では、若干減少を示す(+280~+320 mgI)。

#### 火 山 の 分 布

大千島山脈および東部カムチャッカは、きわめて活発な現世の火山活動地域である。カムチャッカの中央山脈は、最近火山活動が停止した地帯である。この地帯では、現在でも、イチインスキー火山では、硫気活動の跡が認められる。しかし中央山脈では、活火山活動はすでに停止し、現在ではカムチャッカの東部にのみ集中しているので、本論文ではとりあげない。

最近のデータ(Vlodavets, Piip 1957年, Gorshkov 1957年)によれば、東部カムチャッカおよび大千島山脈には、66の活火山がある(北海道の火山は除く)。そのほかにVlodavets(1947年)およびGorshkov(1954年)のデータによれば、東部カムチャッカ(シヴェチャ火山の南方)には、83の休火山があり、千島では、43の休火山がある。

全活火山は、千島-カムチャッカ火山島弧を形成する狭長な弧状帯に分布している。千島山脈の若干の火山は、弧の内帯に分布し、オホーツク海底から2,000~3,000 m の高度に直接隆起している。他の火山は、海底山脈の頂上にあつている。カムチャッカでは、火山山脈は、ロバ

ック岬からクロンノツク湖にわたる半島の東海岸に沿って延びて、特異の山容を形成している。この火山山脈の中央部（アバチャ入江からクロンノツク湖にわたる）は、東部カムチャッカ山脈の東部に分布している。さらに火山山脈は、直線状に北方に延び、Tumrok 山脈を横切り、次いでふたたび北東方向に旋向している。火山の分布と島弧の方向とに認められるこの種の偏倚は、全体として、全火山島弧をみれば大きくなく、局部的特性を帯びている。一般的には、千島-カムチャッカおよび北海道の全活火山列は、規則正しい弧状を形成している。このことは、火山島弧からの偏倚によって、火山の分布が示されてある第1表で明らかである（ただし北海道を除く）。

第1表 火山島弧からの火山分布の偏倚

| 偏 倚 間 隔 | 間隔内にある火山数         | %   |
|---------|-------------------|-----|
| 0±5     | — 29              | 44  |
| 6-15    | + 8 { 13<br>- 5 { | 20  |
| 16-25   | + 6 { 12<br>- 6 { | 18  |
| 26-35   | + 3 { 4<br>- 1 {  | 6   |
| 36-45   | + 5 { 6<br>- 1 {  | 9   |
| 46-55   | + 0 { 2<br>- 2 {  | 3   |
| 総 計     | 66                | 100 |

第1表をみれば、大部分の火山(82%)は、幅50kmの地帯(0±25)にあることが明らかである。火山島弧と火山との平均偏倚は、15.6kmに相当している。最大偏倚は Chirinkotan-47km)火山と Alid(-55km)火山とである。

カムチャッカ火山は、2つの方向性をもっていることがしばしば指摘されている。そのおもな方向は、1つは半島弧の延長に沿う北東方向と、もう1つはこれを切る北西方向とである。火山の分布が線状をなすのは、2つの方向性の造構破碎系が存在することで説明できる。

火山は、普通狭長な帯状をなして分布するので、火山島弧の活動尺度として火山の線状密度をとりあげることが考えられる。この線状密度とは、kmで表わされた火山帯(弧)の延長と火山数との比をいうのである。第2図では千島-カムチャッカ弧全体の火山の線状密度がかかげられてある。

第2表 千島-カムチャッカ弧の火山の線状密度

| 火山弧地帯   | 間隔長(km) | 火山数 |      | 火山の線状密度 |       |
|---|---------|-----|------|---------|-------|
|   |         | 全数  | 活火山数 | 全数      | 活火山数  |
| カムチャッカ、シヴエチャ火山からロバック岬にいたる火山山脈(ただし東部火山帯のみ)     | 700     | 110 | 72   | 0.157   | 0.039 |
| 千島・ロバック岬からイズミノ海峡まで千島・カムチャッカ弧                  | 1200    | 82  | 39   | 0.068   | 0.032 |
| シヴエチャ火山からイズミノ海峡にいたる火山地帯(ただしカムチャッカの東部火山帯のみを含む) | 1900    | 192 | 66   | 0.101   | 0.035 |

Zavaritskii のデータ (1940 年) によれば、全太平洋火山帯の線状密度数は 0.007 にあたっている。したがって上述の数値をみれば、千島-カムチャッカ弧は、太平洋火山帯の最も活発な火山活動地帯の 1 つであることが明らかとなる。

1900 年から 1955 年にわたる期間の火山活動

千島-カムチャッカ火山帯の 66 の火山のうちで、50 (カムチャッカ : 16, 千島 : 34) の火山が、1700 年から 1956 年の間に噴火したことが知られている。そのうち 33 (カムチャッカ : 14, 千島 : 19) は、1900 年から 1955 年の期間に活動した (僅かに火山灰を放出しただけのものも含む)。残余の 17 火山 (カムチャッカ : 12, 千島 : 5) は硫気活動の状態にある。

千島-カムチャッカ火山の噴火期日に関する総合データは、相当完全にそろっているものと考えられている。したがってある種の火山の噴火記録が脱落していても、それはきわめて僅かである。しかし現有の諸記録は、噴火の特性に関して不完全であるから、それによつて噴火エネルギーを量的に評価することは、不可能である。したがって本論文では、強度 (噴火) によつて 2, 3 のグループに分類する方法をとつた。もちろん、観察者によつて、噴火の激しさ、噴火に対する感受性が違ってくるから、この種の記録には、大きな誤まりが含まれている可能性がある。しかしこの記録を基にして、どのような火山産物を噴出したか、噴出物がどの程度の面積範囲に分布しているか、噴火はどのような特性をもっていたかによつて、4 グループに分類することができる。

**大噴火 [B]:** 多量の脆弱な物質を放出し、その噴出物は、大きな面積にわたつて落下する。例えば、白熱した火山弾の抛出、多量の熔岩の流出、熔岩丘の形成、寄生噴火口の噴出と熔岩の流出、火山地域の噴火によつて発生する有感地震、鳴動。

**小噴火 [M]:** 脆弱噴出物がきわめて僅か放出され、その噴出物は広範囲に分布しないもの、少量の赤熱火山弾の抛出、少量の熔岩の流出。

**きわめて弱い噴火 [D]:** 噴火口上に閃光がみられ、火山弾を伴なわないで、火山灰がきわめて僅か短期間抛出される。

**ある年に噴火が発生したこと以外には、なにも知られていない噴火 [A]:**

以上 B, M, D, A の 4 グループに分けられるが、この分類には、噴火の持続期間 (1 年を通じて火山活動が続いたものか、数日で終つたか) は考慮に入れていない。しかし数年間のオーダで持続した噴火に対しては、その特徴は、各年ごとに示されてある。噴火活動が短期間持続したが、その期間が年のかわり月、すなわち 12 月および 1 月に発生した場合には、その噴火は、最初の年の噴火に入れ、第 2 年目の噴火は、第 3 グループ (D) に入れられている。

第 4 表 噴火グループの分布

| 地 域         | 噴 火 グ ル ー プ 数 |    |    |    | 総 数 |
|-------------|---------------|----|----|----|-----|
|             | B             | M  | D  | A  |     |
| カ ム チ ャ ッ カ | 30            | 32 | 14 | 20 | 96  |
| 千 島         | 11            | 7  | 6  | 5  | 29  |
| 全 島 弧       | 41            | 39 | 20 | 25 | 125 |

第 4 表からみられるように、全噴火活動の約 3/4 はカムチャッカで発生している。カムチャッカおよび千島の火山噴火の相似性は、それぞれの噴火グループに保たれている。全噴火数の 80 % は、噴火活動の強度によつて決められている。残りの 20 % (A グループ) のうちには、B, M, D グループ中のどれかにぞくしている可能性もあるが、その場合最も確率度の高いのは、M グループか、D グループの噴火活動である (A グループより一寸激しい噴火は、常に類

似の閃光を發するからである)。

第3表(省略)は、各年ごとの火山の活動度があげられてある。

### 火山活動の周期性

火山弧の火山活動が時間的にどのように変わるかを追跡するために、全弧の火山の年間噴出分布グラフを作成した。グラフは、1年間に数回も噴出が起こつている年があるかと思えば、他の年には、全然噴火が起こつていないこともあるので、きわめて、屈曲に富んでいる。そこで曲線をなだらかにするために平均補正法を適用した。平均値として5カ年をとつた。すなわち各年の値には5カ年の値(噴火基準年、それより以前の2カ年間とそれより後の2カ年の値)をとつた。

この方法によれば、火山活動の変化が明白に表われ、火山活動の持続期間は5年間以内であることが裏付けられる。したがつて火山活動周期を短期間にとることは、意味がない。多くの火山では、噴火の休止期間は3~5年以内である。

さらに火山活動の周期を検討する場合に、年間の噴火数でなく、5カ年間の平均噴火数がとられている。

第2図には、以上の方法によつて求められた。千島-カムチャツカ弧の火山活動の分布が示されてある。



第2図 千島・カムチャツカ弧の火山活動の時間的分布

以上のグラフの3値を求めるために次のような手続を施した。すなわち各グループの噴火強度を計算するために、一定の加重をかけ、総噴火数を一水準(level)になおした。このような強度加重噴火を、簡約噴火(reduced eruption)と名付けることにする。B, M, D グループを条件単位に簡約化すると、それぞれ1.0, 0.3, 0.1となる。Aグループの噴火に対しては、0.5の値がとられている。

0.1のDグループの噴火強度は、實際上、Bグループの噴火強度よりも著しく低い。しかし弱い噴火が始まつたという事実こそは、その噴火に比較的大きな加重をかけなければならないこ

とが考えられる。このような噴火に対して条件単位より相当低くとれば、Bグループの噴火に比較して低くなることなく、その影響は、グラフ上に表われないであろう。

様々なグループの噴火に加重をかけ、強度によつて噴火を区別すれば、様々な強さの噴火に同じ値を与える必要性がなくなる。

次にグラフの3破線を検討してみよう。

① 全噴火(曲線)は、共通の変動行程を保持している。例外は1939年に小さな極大点がある。これは、簡約噴火値がないためであるが、弱い噴火が起こったことは知られているからである。② 最近55年間に、火山活動の増加は3回起こっている。すなわち第1回は1900年から1918年に、第2回は1920年から1935年に、第3回は1942年から1949年に起こっている。

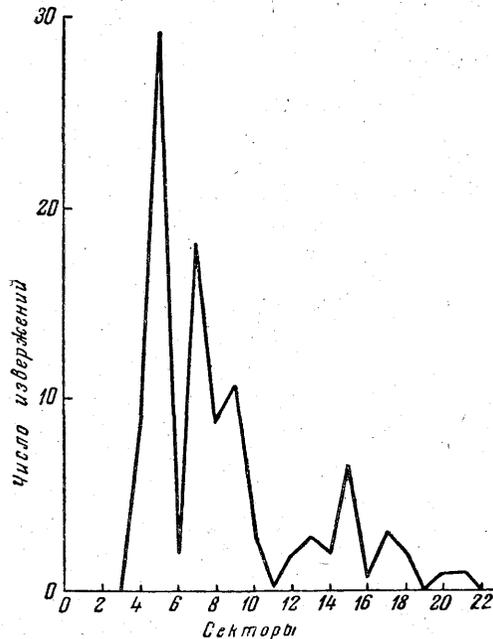
### 火山の分布と火山弧に沿う火山活動

火山は、狭長帯をなして分布し(第1図)、火山弧に沿つて、火山は、ほとんど均一に分布している(第2表)。

火山活動の分布を検討する場合には、帯を区(sector)に分割する方法を利用した。すなわち全帯を23区に分割し、各区には、延長100kmの火山弧が含まれている(第1図参照)。分割にさいしては、海岸線の構造および火山のグループ分布を考慮に入れた。

千島-カムチャッカ弧の火山分布(区別)は、第3図にかゝげられてある。この図では、横軸には、区番号(第1図の数字と一致する)を、縦軸には1901~1955年の与えられた区割の全火山のB, M, Aグループの噴火回数がとられてある。第3図では、全区割が等しく、区割内に含まれている弧長は100kmにとられている。したがつて第3図には、100km弧で噴火(活動)数を表わした弧に沿う火山活動の線状密度分布が示されてある。

火山活動の変化の共通法則性は次のようである。すなわち南西に弧に沿つて進むと、火山活動の線状密度は不規則に減少する。第3図では、線状密度を特色付ける大きな極大点明らかに認められる。密度分布特性の極大点の大きさは段々小さくなつていく。例外は、13区の極大点——15区の極大点より小さい——である。カムチャッカの割合は、過去55年間の千島-



第3図 千島・カムチャツカ弧に沿う火山活動の分布を示す

カムチャッカ地域で発生した総噴火数の約 $\frac{3}{4}$ にあつている。

海淵をもつ弧に沿う火山活動分布曲線(第1図, 第3図)を対比すれば, 全極大点は, 海淵から火山弧側へ分岐している海底台を含む区割に発生していることが明らかとなる。5, 7, 9, 15, 18区の極大点は, カムチャッカ入江・クロノーツク入江・アバチャ入江・クルウゼンシュラルン海峡(15区)およびヴウスソール(17-18区)にそれぞれ対応する。

Vlodavets は次のような提案を行なつている。すなわち, カムチャッカの活火山のマグマの溜は, 北東方向の造構破砕帯の発達によつて生成されたものであつて, その(北東)方向を横切る方向線に沿つて現世の(造構)運動が起こつて活性化されたものである。その後 Udentsev(1955年)は, 他の提案を行なつている。すなわち, 弧に沿つて北方にすゝむにしたがつて火山活動が増大したのは, 南から北へかけて沈降凹地が発達しているためである。現在, 千島-カムチャッカ弧の南部および中央部では, 火山活動はほとんど停止しているが, 沈降凹地が尖滅している北部では, 最大の火山活動が持続し, そこでは横切破砕帯が発生し, 火山活動が活性化されている。われわれのデータは, この仮設に矛盾しないばかりか, それを裏付けている。

このように海谷および盛んな活動を続ける火山が, 地質構造弧の同一地域に存在することは, 大規模の横切破砕帯と明らかに結び付き, 海谷が海淵の北西斜面に形成される原因となり, 現在火山活動が活性化されている。カムチャッカ入江およびクロノーツク入江およびアバチャ入江は, 海谷が乾陸へ延びて生成されたものである。

### 千島-カムチャッカ帯の地震

#### 使用データと, その使用方法について

本論文に使用されたデータは, Gutenberg, Richter の“Seismicity of the Earth”(1954年刊行)の第17表, 第18表からそのままとつた155例と, Tokarev の論文(1957年刊行)からとつた241例とである。すなわち千島-カムチャッカ地帯における1904~1954年間の396の地震(強度 $M \geq 6$ )についてのデータが取りあげられた。その中で70例は, 中深発地震( $70 < H < 300$  km), 31例は大深発地震( $H \geq 300$ )である。このデータは, この期間内の $M \geq 7$ の地震の調査データとしては充分であると考えられる。さらに $M \geq 6.5$ の地震の解析に対しても, 役立つであろう。

さらに本論文では地震活動を特性付けるものとして, 地震回数でなく, 地震活動時に放出されるエネルギーがとられている。しかしエネルギーの主要部分が, 強烈な地震が起こるさいに放出されるものであるが, 本データは, 1920~1954年間の地震活動を完全に特徴付けられると考えられる。

震源が普通の深度にある大多数の地震にあつては, 震央の位置をきめる座標の誤差は $\pm 1^{\circ}.0$ であるが, 深発地震 $H \geq 70$ では,  $\pm 2^{\circ}.0$ 以下である。強烈な地震の震央の位置座標は, 多数の観測所で記録されるので, 一層高い精度で決定されることは明らかである。初期の地震の震央位置座標決定の精度は, 低いであろう。深度決定の精度は, 相当高く, 深度50 km以上の誤差が起きる確率は少ない。大抵の場合, 地震震度も $\pm 0.25$ を超えない誤差範囲で決定される。

### 地震の震度エネルギー頻度

地震の強度については, Gutenberg および Richter の表ならびに Tokarev の表にかゝげられてある。

Gutenberg は, 地震の震度を次式によつて決定した(1949年)。

$$\lg E = 12 + 1.8 M. \quad (1)$$

千島-カムチャッカ地帯の地震エネルギーと頻度との結び付きを統計的に処理するのに充分なデータがある(396地震)。この目的のためには, 1904~1954年間の強度 $M \geq 6.6$ の地震データ,

資 料

1922年から1954年までの期間の $6.0 < M < 6.5$ 震度の普通地震データが利用された。さらに中深発地震に対しては、1930~1954年間の、深発地震に対しては1927~1954年間のデータが利用された。地震の反復頻度とその震度  $N(M)$  との相関関係は、 $0.1 ((M \pm 0.05))$ に相当する震度で6.0から8.3の震度が算出された。しかし震度は0.25以下の精度でしばしば決定されたので、データを0.25の倍数の震度を中心としてグループ化された。したがって、全地震は $0.3(M \pm 0.15)$ に相当する一層大きな震度間隔に分けられた。さらにこのような震度間隔に対して、震度 $M \pm 0.15$ 地震回数 $1/3$ の地震の放出するエネルギーを $1/3$ にとつた。このようにして、震度 $M \pm 0.05$ 、平均回数の地震で放出される平均エネルギーを求めた。

地震の平均年間回数とその震度との相関関係は、次式で決められた。

$$\lg N = a + bM. \quad (2)$$

平均値  $E, N$  に関する最小二乗法によつて、(2)の方程式の係数値が求められた。第5表には、その結果があげられている。この表では、平均二乗誤差  $c$  が示されてある。

第5表 方程式(2)の係数値

| 地 震     | a    | b     | c    | N<br>方程式 |
|---------|------|-------|------|----------|
| 普通深度の地震 | 5.57 | -0.90 | 0.21 | (3)      |
| 中深発地震   | 4.87 | -0.88 | 0.13 | (4)      |
| 深発地震    | 4.17 | -0.84 | 0.21 | (5)      |

平均年間相関係数  $N(M)$  を知り、方程式(1)を利用すると、与えられた震度の地震 ( $M + 0.05$ ) で放出される平均エネルギー値  $E'$  を算出することができる。この目的で方程式(2)と方程式(1)とを組合すと、次式が求められる。こゝで  $c = 12 + a, k = 1.8 - b$  とする。

$$\lg E' = \lg NE = c + kM, \quad (6)$$

第5表のデータを利用すると、 $c, k$  の係数値が求められる。

第6表 第6方程式の係数値

| 地 震     | c     | k    | 方程式の地号数 |
|---------|-------|------|---------|
| 普通深度の地震 | 17.57 | 0.90 | (7)     |
| 中深発地震   | 16.87 | 0.92 | (8)     |
| 深発地震    | 16.17 | 0.96 | (9)     |

このようにして、千島-カムチャッカ地帯の地震で年間に放出されるエネルギーを算出する方程式を求めた。震度は $M \pm 0.05$ とする。

第7表には、(7)-(9)式によつて、1904~1954年の期間に、地震帯で放出される平均年間エネルギー( $E'g$ )、地震の年間エネルギー( $E'r$ )が算出されている。こゝでは、以前のように、3つの震度間隔( $M0.1, M: M+0.1$ )に対する平均値として、 $1/3$ エネルギーがとられている。

理論的データと実験データとはみられるように、よく一致している。

$O$ から $M$ まで $M$ について微分すれば、次式が求められる。

$$\lg E^* = c + 0.64 - \lg k + kM, \quad (10)$$

$O < M < M_1$  で全地震帯の年間放出エネルギー( $E^*$ )が求められる。

第6表の  $k$  と  $c$  とを(10)式に代入すると、地震帯の年間総エネルギーが算出できる。ただし震度は $M$ 以下か、あるいは等しいものとする。

$$\text{普通深度の地震} \quad \lg E^* = 18.26 + 0.90 M \quad (11)$$

$$\text{中深発地震} \quad \lg E^* = 17.55 + 0.92 M \quad (12)$$

$$\text{深発地震} \quad \lg E^* = 16.83 + 0.96 M \quad (13)$$

第 7 表

| M   | 地 震              |                  |                  |                  |                  |                  |
|-----|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
|     | 普通地震             |                  | 中深発地震            |                  | 深発地震             |                  |
|     | lgE <sub>T</sub> | lgE <sub>g</sub> | lgE <sub>T</sub> | lgE <sub>g</sub> | lgE <sub>T</sub> | lgE <sub>g</sub> |
| 6.1 | 23.0             | 22.9             | 22.5             | 22.0             | 22.0             | 22.0             |
| 6.4 | 23.3             | 23.4             | 22.8             | 22.6             | 22.3             | 22.6             |
| 6.7 | 23.6             | 23.5             | 23.0             | 23.1             | 22.6             | 22.5             |
| 7.0 | 23.8             | 23.9             | 23.3             | 23.6             | 22.9             | 22.9             |
| 7.3 | 24.1             | 24.2             | 23.6             | 23.8             | 23.2             | 23.2             |
| 7.6 | 24.3             | 23.9             | 23.9             | 23.9             | 23.5             | —                |
| 7.9 | 24.6             | 24.8             | —                | —                | 23.7             | 23.9             |
| 8.2 | 24.9             | 25.2             | —                | —                | —                | —                |

第8表には、比較のために、震度7から8パールまでの地震に対して(11)~(13)式により算出して、年間エネルギー——実際上の同一震度に対する平均年間エネルギー——が誘導されている。

第 8 表

| 震 度   | 地 震                |                    |                     |                     |                     |                     |
|-------|--------------------|--------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
|       | 普通深度               |                    | 中 深                 |                     | 深 発                 |                     |
|       | lgE <sub>T</sub> * | lgE <sub>g</sub> * | lgE <sub>T1</sub> * | lgE <sub>g1</sub> * | lgE <sub>T1</sub> * | lgE <sub>g1</sub> * |
| M < 7 | 24.56              | 24.48              | 23.99               | 24.16               | 23.55               | 23.66               |
| M < 8 | 25.46              | 25.42              | 24.81               | 24.76               | 24.50               | 24.48               |

この表からみられるように、理論値と実験値とはよく一致している。第8表からみられるように、エネルギーの大部分は、M > 7下の地震で放出される。

このようにして、千島-カムチャッカ地震帯に対する (M) と N(M) の平均年間相関式が求められる。この式により求められた値は、実験データとよく一致している。しかしこの式は次の震動領域内のみ適用される。すなわち普通深度の地震に対しては、6.0から8.3、中深発地震および深発地震に対しては6.0~7.8である。この震動領域外では、N(M) と E'(M) との相関関係法則は知られていない。

カムチャッカ-千島地震帯の最大地震は、震度8.3に達し、このような震動は、普通の深度に震央をもつ地震のみにみられる。中深発地震の震度の極大値は7.7であるが、深発地震では極大値は7.8である。

#### 深度による地震エネルギー

次に深度別の全地震分布とそのエネルギーをみてみよう。

第9表には各深度別に、1904~1954年間に千島-カムチャッカ地震帯に発生した地震回数(N)があげられている。Eは総エネルギー、E:Nは地震回数対エネルギー比、すなわち地震の平均エネルギーまたはエネルギーを表わし、エネルギーは、10<sup>25</sup>エルグ単位で与えられている。

地震回数をみると、深度200~300 kmで最低となり、深度400~600 kmで若干増加する。筆者の見解によれば、きわめて重要な特性と考えられるものは、地震の比エネルギー(E:N)

資 料

第 9 表

| 決定値 | 震 源 深 度 (km) |        |         |         |         |         |         |         |
|-----|--------------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
|     | 0—69         | 70—100 | 101—200 | 201—300 | 301—400 | 401—500 | 501—600 | 601—650 |
| N   | 300          | 34     | 28      | 6       | 8       | 9       | 11      | 3       |
| E   | 445          | 5.9    | 16.6    | 5.6     | 12.1    | 0.52    | 2.62    | 0.078   |
| E:N | 1.485        | 0.175  | 0.592   | 0.934   | 1.501   | 0.058   | 0.238   | 0.026   |

である。すなわちこの値は、様々な深度の岩石の硬さある程度特徴付けている。いま、異なる深度の物質に働く応力の増大速度が同一であると仮定するならば、物質の硬度が高い場所では、地震は、大きな力で発生するが、発生回数は少ないであろう。反対に、物質の硬度が低い場所では、比較的小さい力で、地震は頻発するであろう。したがって地震の比エネルギー値 (E:N) の高い箇所では、物質の硬度が高いことは明らかである。

第9表のデータは、少数のデータを基礎にして作成したものであるから、それから誘導された結論に対しても、さらに完全なデータによつてあらかじめ検証することが必要である。例えば、70~100 km の深度で比エネルギーが最低値になっているのは、震動の決定誤差——この深度には伝播速度が低下する層が存在する——による可能性がある。

弧および地震帯に沿う地震エネルギーの分布

われわれの採用した千島-カムチャッカ帯における地帯および地区の分類によれば、一定の造構弧の位置する弧および地帯に沿う地震エネルギーの分布に関する問題が検討できる。

われわれの分類では、火山地帯が広く選ばれているので、その位置座標の精度が比較的低いから、多くの震央は、實際上存在する火山帯および火山地区内に当たらない。しかし多数のデータを処理したので、震央座標の決定誤差は、正規分布法則の支配を受けるから、統計的には、求められた結果の誤差範囲内にあると(統計的)にみなされるであろう。

大多数の地震(とくに最大の地震)に対しては、震央の位置座標は、1.°0、以下の精度で決定される。したがって1904~1954年間における位置座標決定誤差の平均分散値は1.°0に等しいと仮定できる。さらにそのほかに、計算を簡単にするために、地震の全震央が同一精度で決定され、その誤差の全分散値が1.°0に等しいと考えることができるであろう。このように仮定すれば、大多数の地震に対する震央の位置座標の決定精度を引下げることになる。すなわち1°の分散値は、震央の位置座標決定の誤差の上限にあたるのが考えられる。

誤差の分散値が既知となれば、各地区に発生する地震の各震央に対する確率が計算できる。各確率は次式のようになる。

$$p = \frac{1}{2\pi\sigma^2} \iint e^{-\frac{x^2+y^2}{2\sigma^2}} dx dy. \quad (14)$$

いまかりに弧の半径を横座標にとるように計算して、座標軸が選ばれるならば、式は簡単となる。すなわちこの場合には、地帯の限界は、縦座標の平行軸と考えられるが、地帯自体の長さは、無限となるからである。

このような簡約化は、±3°.0の間隔領域内ではp≈0となるから可能である。すなわちpを計算する場合には±3°.0の間隔のみがとられ、その間隔領域内では、地帯間の限界は直線であるが、地帯自体は、全地区に対して無限の長さをもつと考えられるからである(極限値を除く)。

$$\frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma}} \int_{-3^\circ}^{+3^\circ} e^{-\frac{y^2}{2\sigma^2}} dy \approx 1. \quad (15)$$

この場合、震央が幅  $a$  の地帯内にある確率は、次のようになるであろう。

$$P = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi a}} \int_l^{l+a} e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}} dx. \quad (16)$$

こゝで  $l$  は、地帯の隣接境界地点から震央にいたる距離を表わす各震央がそれぞれの地帯にある確率を計算すれば、所与の地帯の震央が異なる地帯に存在する確率が求められる。この計算結果は、第10表にかゝげられてある。

第 10 表

| j 地帯 | j 地帯の震央が K 地帯にある確率 |      |      |      |      |             |
|------|--------------------|------|------|------|------|-------------|
|      | 1                  | 2    | 3    | 4    | 5    | 地帯の領域外にあるもの |
| 1    | 0.54               | 0.21 | 0.03 | 0.02 | —    | 0.20        |
| 2    | 0.26               | 0.38 | 0.22 | 0.11 | —    | 0.03        |
| 3    | 0.08               | 0.25 | 0.30 | 0.34 | 0.01 | 0.02        |
| 4    | 0.01               | 0.07 | 0.15 | 0.64 | 0.11 | 0.02        |
| 5    | —                  | —    | —    | 0.05 | 0.80 | 0.15        |

第10表からみられるように、所与の各地帯の歪みは、主として隣接地帯の震央の影響——こゝではその位置座標の決定誤差による——ことが明らかである。

非隣接地帯の震央の影響は僅かである。第4火山地帯には主として第4火山地帯、時には第2火山地帯の震央が影響を及ぼしている。第3火山地帯における第4火山地帯の震央の命中確率は僅かであるが、第4火山地帯における第3火山地帯の震央確率は、さらに低い。第3火山地帯に対しては、隣接地帯の震央が著しい影響を及ぼしているから、この地帯に対して求められた諸結果は、慎重に処理する必要がある。

火山地帯および火山弧に沿う地震の総エネルギー分布は、筆者の1957年の論文で述べた。この論文では、地震活動の極大地帯は海淵の北西斜面に位置することを指摘しておいた。以上の事実も、1904年～1954年間に第2火山地帯および第3火山地帯で発生した地震の極大放出エネルギー源は、海淵が火山弧側に海谷を枝状に出している地体構造弧の地域に位置していることを示している。

#### 時間的地震エネルギー分布

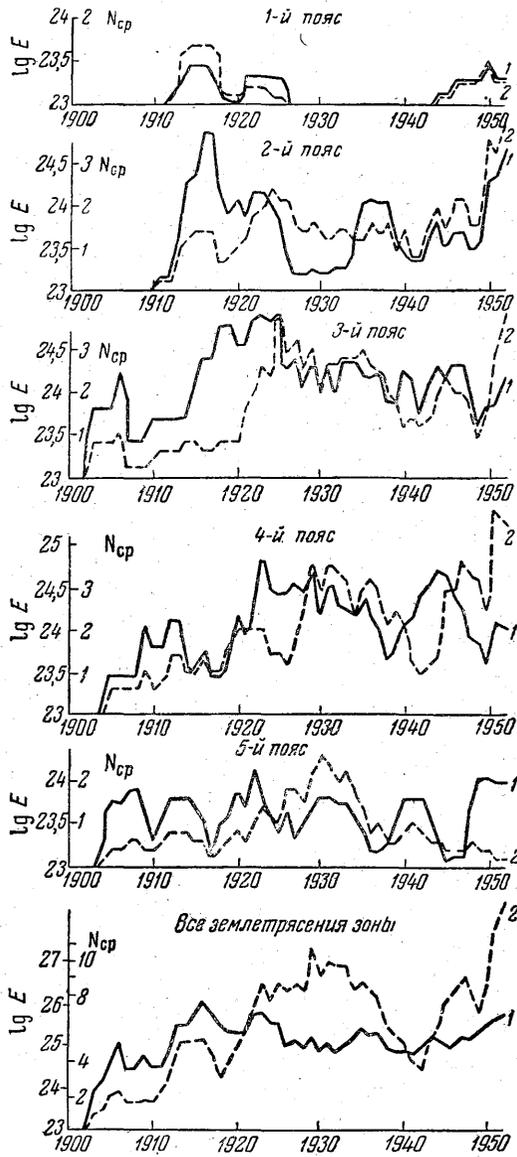
千島-カムチャッカ地帯の地震活動の時間変化は第4図にかゝげられている。

年別地震エネルギー(地震発生回数)分布曲線グラフは、屈曲がはなはだしいので、5年平均をとつてなだらかにしてある。こゝでも、前述の噴火頻度分布曲線をなだらかにするために利用した Leveling 方法を使用している。平均化は、エネルギー自体の値でなく、その対数値について行なつた。すなわち  $\lg E$  の時間分布曲線について平均化した。

第4図には、異なる火山地帯および全火山地帯全体の不定の5年間平均対数( $\lg E$ )曲線および地震の発生回数( $N_{ep}$ )がかゝげられてある。

以上のグラフデータから次のことが明らかとなる。すなわち全千島-カムチャッカ地帯を1体としてとりあげると、地震のエネルギーは、時間的にほとんど均一に放出されているが、個々の地域についてみると不均一である。この対数曲線を見ると、初期(1925年まで)には、 $M \geq 6$ の地震はすべて記録されていないが、最大の地震はほとんど記録されていることが明らかである。

資 料



1 地震エネルギー( $\lg E$ ) . 2 地震発生回数( $N_{cp}$ )  
 第 4 図 千島-カムチャツカ地帯における地震エネルギーと地震の発生回数の時間分布

千島-カムチャツカ地帯の火山活動と地震活動との対比

火山および地震活動とこの地帯の地形との結び付きについて

本論文および1957年の論文では、千島-カムチャツカ地帯の地形を詳しく記載しているが、火山分布および震央についても詳しくふれている。筆者は次のことを確信している。すなわちこの地帯の全構成要素（千島鎖状島列活火山、海淵の横断面、地震震源深度、重力異常）は、同心弧内に分布し、その中心（地体構造弧極）は、北緯  $56^{\circ}.5$ 、東経  $130^{\circ}.5$  の地点にあつて、すべてその要素は地体構造弧極から引かれた半径の函数である。すべてこれらの諸事実から、地体構造弧は、全弧全体を同時に襲つた単一へ造構造過程で発生したという考え方が誘導され

る。かりに千島-カムチャッカ地帯がこのように生成されたとするならば、この地帯の地形とそこに発生した地震および火山活動との間には、空間的にもまた時間的にも、密接な結び付きが観察されるはずである。このような結び付きを明らかにするのが筆者の目的である。

すべての活火山帯が、千島-カムチャッカ地帯の隆起帯の頂部（ドーム状部分）またはその付近に狭弧状帯をなして分布することは、すでに述べた。

普通深度の震源の地震も海淵と鎖状火山列との間に弧状をなして分布している。すなわち地震もまた海淵の北西斜面に分布している。このような鎖状火山列——地向斜地域の隆起帯と考えられる——下では、(地震)震源は 70~150 km の深部に存在する。深発地震の震央は火山弧の内側部分にのみ存在し、そのうえ火山島弧から陸地側へ離れるにしたがつて、震央の深度を増す傾向がある。地震活動の極大地点は、海淵の北西斜面に位置している。火山弧に沿う地帯では、地震活動は平均して均一に分布している。このような分布現象は、現在全弧が強烈な造構運動に同時的に襲われ、地体構造弧の形成過程が依然として終了していないことを意味しているものである。

千島-カムチャッカ地帯における重力異常分布は、地殻の深部構造(物質分布)が地体構造帯構造の一般法的法則性——基体構造に対して同心状的に弧状分布を示す——に支配されることを明らかに示している。

地体構造弧に沿う火山活動の分布を検討する場合には、極大点は、海淵から火山脈側へ枝を出している海谷の占める箇所が存在することが認められる。海淵の北西斜面(第 2 火山地帯と第 3 火山地帯)の地震活動の極大点も、海谷の占める地帯の地区に位置している。とくに極大現象は、カムチャッカ地域に明らかに表われている(1957 年 Tokarev)。地体構造弧の中央部(第 10 地帯—第 14 地帯)すなわち海谷がなく、海溝の傾斜面が相当なだらかな箇所では、火山活動および地震活動は低い。

火山活動および地震活動の極大点が海谷をもつ箇所位置することは、造構破碎帯、横切弧がこの地帯に存在することで説明される。現在地球上で地震を誘発し、火山活動を活性化している最大の激烈な運動は、この地帯で発生している。この造構破碎帯は、海谷自体の生成に最も重要な役割を演じた。海谷が海淵斜面にない火山弧の地域では、地震活動および火山活動は低い。このような現象は、横切破碎帯よりも活性化が低い縦断造構破碎帯と関連性があることが考えられる。最大の火山活動は、横切破碎帯と縦断破碎帯の交点に発生している。海淵の北西斜面の海谷と関連性がある造構破碎帯は、最大規模の横切破碎帯にあたっているようである。

Vlodavets は 1939 年に次のような考え方を述べている。すなわち横切破碎帯は、縦断破碎帯より晩期に生成され、カムチャッカ火山のマグマ溜は、北東方向の造構構造が発達した際に生成され、それを切る方向に現世の造構運動が発生して活性化されたものである。

#### 火山活動および地震活動の時間的分布の対比

火山活動および地震活動の時間分布は、周期的に変動している。M>6 の地震発生回数に基づいて地震活動を特徴付けるのは、第 1 期の観察期には、 $6 < M < 7$  の地震に対するデータが完全に備っていないので不可能である。

地震活動の一層適切な特性指標としては、M>7 の地震でエネルギーの主要部分が放出されるから、エネルギーがとられる。このような震度の地震に関しては、1904 年から 1954 年にいたる全観測期間の全データが完全に備わっている。

火山活動の時間的分布を検討した際には、全弧全体の火山噴火頻度を考えに入れていく。これは、次のような考え方によるものである。すなわちカムチャッカ火山の活動は、千島の火山活動よりも激しいが、カムチャッカならびに、千島の火山活動の時間的変化は、その絶対値が異なっても、同一進行行程を示している。火山弧帯の地震活動は、平均して均等に分布してい

る。とくにこのような現象は、第4火山帯で顕著に認められる。これは、全火山弧が強烈な造構運動に同時的に襲われていることを意味する。したがって全火山弧全体にわたって、地震活動の変動を検討することができる。

研究対象の地帯は延長約2,000 km、幅約800 km あり、全地帯にわたって地震が発生しているが、火山帯は、弧に沿ってきわめて狭い地帯をなして延びている。したがって個々の地帯の火山活動と地震活動との結び付きは異なるが、これらの火山地帯に発生せる造構運動は、地体構造弧の極からひかれた円の半径の函数であることが考えられる。さらに様々な火山地帯における造構運動の強度は異なるであろう(第4図参照)。

火山活動および地震活動の時間分布図を対比すれば、第4火山帯の噴出、地震エネルギーを表わす曲線に対して、最もよく一致しているのが認められる。しかしこの対比には、火山活動と地震活動との結び付きの程度を明らかにするために、補正法が利用されているので、この量的特性が与えられない。

2つの変数値  $x, y$  の相関関係の結び付きによれば、独立変数値は、1つの変数値  $y$  でなく、平均値を中心として変動する変数値に対応する。直線(単純な線状)的相関関係の下では、1変数値の等変化は、平均して他の変数の等変化値に対応する。変数値間の相関関係の結び付きを表わす数値は、 $r$  で示される相関係数であつて、その係数は、次式により決定される。

$$r = \sqrt{1 - \left(\frac{S_y}{\sigma_y}\right)^2}, \quad (17)$$

$$S_y = \sqrt{\frac{\sum_1^n (y_i - y_c)^2}{n}} \quad (18)$$

この値は直線的相関関係からの  $yr$  観測値の標準偏差である。

$$Y_c = \frac{\sum_1^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_1^n (x_i - \bar{x})^2} (x_i - \bar{x}) = b(x_i - \bar{x}), \quad (19)$$

$y$  値のみが測定誤差を受けると仮定して最小二乗法で求められる。

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{\sum_1^n (y_i - \bar{y})^2}{n}} \quad (20)$$

この値は、算術平均値  $y$  からの  $\bar{y}$  値の標準偏差である。

(18)・(20)式の  $S_y$  と  $\sigma_y$  との値を(17)式に代入すると、観測値  $x_i, y_i$  および  $\bar{x}, \bar{y}$  の平均算術値によつて、相関係数を算出するための最適正式が求められる。

$$r = \frac{\sum_1^n x_i y_i - n \bar{x} \bar{y}}{\sqrt{\left(\sum_1^n x_i^2 - n \bar{x}^2\right) \left(\sum_1^n y_i^2 - n \bar{y}^2\right)}} \quad (21)$$

こゝで  $n$  は同時観測値  $x, y$  対数を表わす。

(21)式によると、相関係数は、ダイメションと独立の任意の2つの値とを対比できるから、ダイメションをもつた大きさである。そのうえこの2つの大きさは、(21)式には平均算術値の偏倚のみが含まれるので、任意の単位および尺度にとることができる。

2個の変数値  $x$  と  $y$  との間の結び付きを明らかにするための相関係数の主要にして充分な適用規準は、2変数間の平均相関関係が線型となることである。この場合には他の因子は、

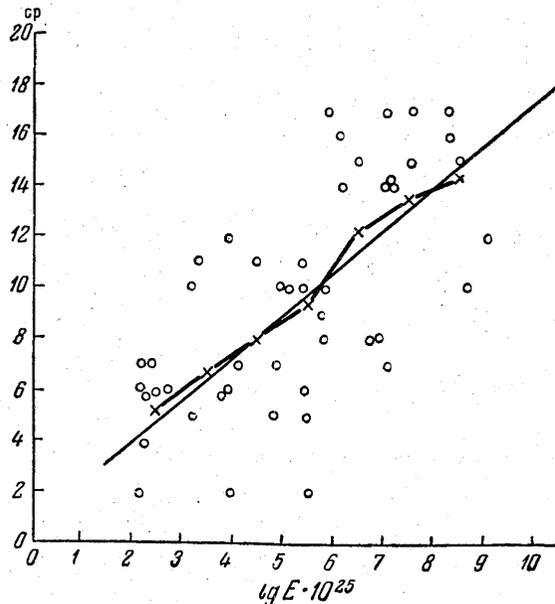
$x, y$  の大きさの各値の分布法則により意味をもたない (Slutskii 1912 年)。

相関係数は、 $x$  を除く他の因子が  $y$  値に作用する場合の  $y$  と  $x$  との相関度、または  $x, y$  値に及ぼす共通因の影響度を表わすことができる。後者の場合では、独立変数  $i+k$  の 1 次函数——この函数値に同時的影響を及ぼす——であるならば、 $y$  は、独立変数  $j+k$  と丁度同様な 1 次函数となる。この場合  $k$  は、 $x$  と  $y$  とに共通な変数を示し、相関係数は、(21) 式と等価の式で表わされる。

$$r = \frac{k}{\sqrt{(i+k)(j+k)}} \quad (22)$$

火山活動と地震活動との結び付きを明らかにする場合には、2 つの値と 1 つの共通な値 (造構運動の大きさ) とが相関関係をもつ場合がある。しかし地震活動および火山活動に対しては、他の因子、例えば、噴出熔岩の粘性、地殻を構成する岩石の剛性度等が影響を及ぼすが、その影響については、精確に知られていない。しかし各年ごとの火山活動および地震活動に関するデータを処理することができる。したがってこのデータ処理によつて、相関係数の算出が可能である。そのためには、この 2 つの大きさの間に、平均して、線型相関関係が存在することが必要であり、かつ存在すれば充分である。

$x$  と  $y$  との大きさの相関関係特性を明らかにするには、全  $x, y$  対数に対する  $x$  と  $y$  との相関関係を表わす諸点をグラフ上に記入し、次で回帰直線を求めればよい。実験データによつて求められた回帰直線が直線に近い場合には、 $x$  と  $y$  との間には、平均して線型相関関係が存在する。このようなグラフ (第 5 図) は、B, M, A ( $x$ ) の噴出グループおよび第 4 火山帯 ( $y$ ) の地震エネルギーに対して求められている。このグラフによれば、全  $x$  間隔の加重点が直線に近い



第 5 図 千島-カムチャツカ帯の 4 地帯の噴出活動(Ncp)と地震エネルギーの場の相関関係を示す

分布していることが明らかとなる。このような現象は、 $x$  と  $y$  との間に平均して相関関係が存在していることを意味しているから、相関係数を計算すると、諸現象間の結び付きの割合を知ることができる。

(21) 式によれば、50 年間にわたる噴出活動グループ B, M, A と地震エネルギーとの相関係数および  $M > 7.0$  の地震発生数間の相関係数が算出される。そのほかに、噴出活動と地震エネルギー

資 料

ギとの相関係数も計算される。さらにこの式によれば、様々な地帯およびその地帯の震源深度に対する相関係数以外に、限界値(グラフでは $r \pm 2.58\sigma$ )が0.99の確率で存在することが求められる。相関係数の標準偏差は、FischerのZ函数によつて算出された。

第 11 表 噴出回数と地震エネルギーの相関係数値

|                  |      | B, M, A の噴出数間の相関係数 |                         |                |                         | 噴出回数とM6の地震エネルギー係数 |                         |
|------------------|------|--------------------|-------------------------|----------------|-------------------------|-------------------|-------------------------|
|                  |      | 地震回数<br>M>7        |                         | 地震エネルギー<br>M>6 |                         | $\gamma$          | $\gamma \pm 2.58\sigma$ |
|                  |      | $\gamma$           | $\gamma \pm 2.88\sigma$ | $\gamma$       | $\gamma \pm 2.58\sigma$ |                   |                         |
| 全<br>地<br>震<br>帯 | 2    | -0.25              | -0.56<br>+0.07          | -0.17          | -0.50<br>+0.21          | -0.15             | -0.48<br>+0.23          |
|                  | 3    | 0.17               | -0.21<br>+0.50          | 0.25           | +0.12<br>-0.56          | 0.45              | -0.10<br>+0.70          |
|                  | 4    | 0.51               | +0.18<br>+0.74          | 0.62           | +0.34<br>+0.80          | 0.59              | +0.30<br>+0.79          |
|                  | 5    | -0.28              | -0.58<br>+0.09          | -0.31          | -0.61<br>+0.06          | -0.16             | -0.49<br>+0.22          |
| 全<br>地<br>震<br>帯 | 普通深度 | 0.10               | -0.27<br>+0.44          | -0.02          | -0.38<br>+0.34          | -0.00             | -0.37<br>+0.37          |
|                  | 中間深度 | 0.37               | +0.01<br>+0.65          | 0.55           | +0.24<br>+0.76          | 0.56              | +0.25<br>+0.77          |
|                  | 深発地震 | 0.04               | -0.33<br>+0.39          | 0.24           | -0.13<br>+0.55          | -                 | -                       |
|                  | 全深度  | 0.17               | -0.21<br>+0.50          | 0.01           | -0.35<br>+0.37          | -                 | -                       |

第 11 表からみられるように、時間相関係数は、全火山弧の火山噴出と第 4 火山地帯の地震活動との間に極大がみられる。

確率 0.99 の 3 つの場合には、相関係数は、正である。そのうえ地震発生回数でなく、地震エネルギーを検討してみると、同一確率度をもつ相関係数は、0.3 以上になるであろう。

第 3 地帯の地震に対しては、0.5 の確率のみをもつ 3 つの場合が正である。第 2、第 5 火山帯の地震に対しては、相関係数は負となり、0.5 の確率を示す 3 つの場合には、相関係数は零以下となる。

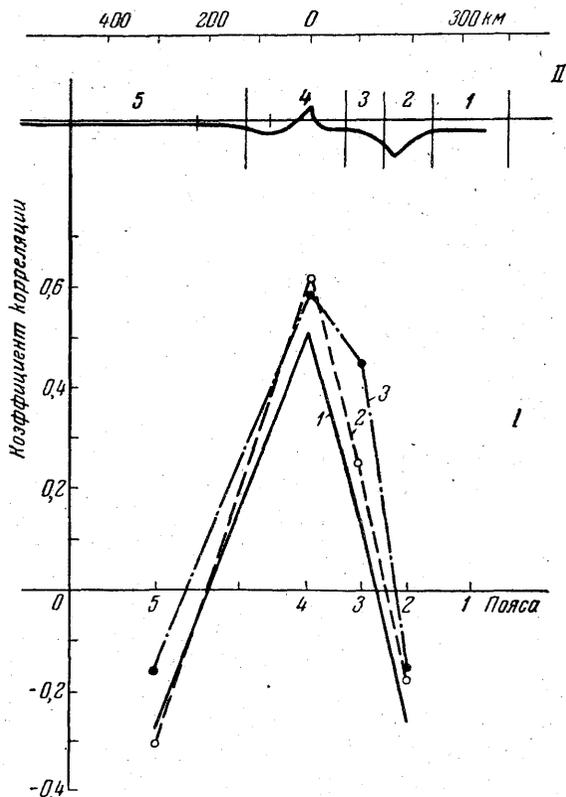
一方では火山活動、他方では全火山地帯の普通の震源深度と、深発地震深度との間には、時間的な相関関係がみられない。正の時間相関関係は、中深度の震源地帯と火山活動との間に観察される。確率度 0.99 の地震の相関係数は 0.25 以上である。

このようにして、正の時間相関関係は、第 4 火山帯にのみ火山活動と地震活動との間に存在し、とくに中深度の地震に主として認められる。

第 3 火山地帯の地震活動と火山活動との間には正の相関関係が可能である。他の火山地帯では、誤差範囲の相関関係は零に等しい。

第 6 図には、全千島-カムチャッカ弧の火山活動と、様々な地帯の地震活動との相関係数が示されている。グラフの曲線から、明らかなように、相関係数は、火山弧から太平洋側へ遠ざかるにしたがって減少する。

以上のことがらから次のことが考えられる。火山活動と地震活動との間の時間相関関係は、深度 70~150 km の火山帯下に震源をもつ——火山のマグマ溜が分布すると考えられる地域——地震にだけ認められる。



1 B, M, A 噴火群と  $M > 7$  震度の地震との相関係数を示す。2 同一グループの噴火活動と  $M > 6$  の強度の地震との相関係数。3 噴火活動と  $M > 6$  の強度を示す地震エネルギーとの相関係数  
 第 6 図 千島-カムチャツカ帯のさまざまな地帯にみられる火山活動と地震活動との時間相関係数の変化を示す。15 区線に沿う海匠断面, 垂直断面では 10 倍 (II) に拡大される。

### 火山活動および地震活動と造構運動との結び付きについて

火山活動は地殻の運動と密接な関連性をもっている。火山活動は、造陸運動および褶曲運動が発達している地帯、または発達した地帯に発生した発生した。そのうえ噴出および噴出岩の特性は、ある地質家が考えているように、造構運動の特性に左右される。噴出岩の大西洋型は、造陸運動地帯に分布する火山に関連性がある。この地帯では、地殻の垂直運動が緩慢に発生している。この場合には、火山は、造構破碎帯に線状に分布し、時には、破碎帯を横断する地帯に分布している。

太平洋岩型の噴出岩は——比較的迅速に、かつ短期間に側圧が発生した箇所——造構運動地帯に分布する火山に関連性がある。この種運動は、褶曲および断層を誘発し、地殻の狭長地帯に働いている。

火山活動と造構運動とに結び付きがあることは、疑の余地がない。このことは、地質学および地球物理学によつて裏付けられている。

周知のように、火山の分布状態と造構裂かとの関連性はよく明らかにされている。例えばイタリアのエトナおよびその他の諸火山は、echelon 状に分布する裂か系中に位置している。ハンガリヤでは、玄武岩の鐘状侵入岩体および円錐岩体は、裂か帯およびその横切裂か地帯に分布している。カムチャツカの諸火山は、2 交差方向の裂か系中に分布している。

このような例は、文献中に多数記載されている。地球物理学的データもまた全くこの考え方

を支持している。現代の全活火山は、地震活動の最も活発な地帯およびイソスタシー平衡の最も乱されている地帯に存在する。これらの地域は、地殻全体が著しく擾乱され、現在強烈な造構運動が発生している地域である。

このように火山活動と地殻の運動との関連性については、疑問の余地がないが、その性質、合法則性については、依然としてあまり研究が進んでいない。

この関連性に関しては様々な見解が発表されている。しかし研究者の大部分は、造構運動および火山活動が1つの共通原因、すなわち造地殻物質の運動または、深在高塑性物質の造構運動の結果であるという考え方に傾いている。

現在多くの火山学者は、火山活動理論に止まらないで、諸火山が、80~50 kmの深所に分布する独立のマグマ溜から構成物質を供給されているという考え方を支持している。ある学者は、地殻の浅所に周辺マグマ溜が存在することを認め、このマグマ溜が一層深所のマグマ溜とチャンネルで連絡していると考えている。

マグマ溜が存在するという考えから出発して、火山の再噴火は、規準圧を越えるマグマの追加圧によつて起こると説明できるであろう(マグマ溜における規準圧とは、上方に通ずる火道を充すマグマ柱がマグマ溜内に造成する圧をいう。この種の圧は、マグマ溜が存在する深所に存在する静水圧に等しいことは明らかである)。

マグマ溜内の圧が火道を完全に充すマグマ柱圧と平衡状態にある時には、噴火の際に起きる熔岩の溢流は停止する。したがつて火山には平衡状態が到来する。この場合には、誘導火道は、ほとんど噴火口端まで流動マグマで充され、マグマ中に含まれているガスの大部分は失われる。火道の上部では、熔岩の凝固が迅速に進み、熔岩栓 plug が形成される。したがつて再噴火によつて、この種熔岩栓が破碎され、相当粘稠度の高いマグマが、誘導火道を上昇するためには、尨大な力が必要とされるこのような力がマグマ内に発生する追加圧である。

この種の圧は通増し、誘導火道を充す熔岩栓の堅さの限界に達する時には噴火が起こる。圧が噴火前に通増することは、ハワイ島および日本の火山で精確に観察されている。これらの地方では、火山が噴火前に膨れあがり、持ちあがり、そのうえ一層粘稠性の熔岩からなる火山では、マグマが押し出すためには大きな圧力が必要であるから、大きく膨れあがる。噴火後には、火山は、もとの水準にふたたび沈降する(Jaggard, Finch, 1926年; 水上, 1950年)。

筆者は、マグマ溜内における追加圧は、造地殻物質の運動かまたは初期造構運動——Zavari-tskii による——かによつて造成されるものと考えている。同時に広域地域を襲う造地殻物質運動は、地殻の堅固な部分に応力を誘起するが、流体質マグマ溜では、追加圧が造成される。しかしこゝでは2つの場合が起こりうる。

第1の場合には、広範な地域を襲う造構運動は、均等に、強さを徐々に増す。この種造構運動は、地殻の堅硬な部分に応力を誘起し、マグマ溜内には、追加圧を造成するであろう。応力は、物質の流動によりまた衝上げの型態をとつて放出されるであろう。しかしマグマ溜内の追加圧は、噴火の際に、放出されるであろう。火山弧の各火山の噴火は、造構運動か全火山弧(またはその大部分)を襲うにもかゝらず、各火山間になんらの連絡なくして起きるであろう。したがつて各マグマ溜内の圧は、均等に増大し、噴火の開始は、各マグマ溜および各火山の個々の特性によつて決定されるであろう。地震も、また時間的には一様に起きるが、偶然的に発生するであろう。この場合には、近くに分布する火山の活動間には、結び付きが考えられる。また火山活動と造構地震——その震源がマグマ溜付近にあるような地震——との結び付きも可能である。

噴火によつてマグマ溜の内圧が減少すると、地殻の近接部分の応力が放出状態となるとともに、マグマ溜付近の応力も放出状態となると、マグマ溜の内圧が増大し、噴火の開始が促進されること、可能となる。

第2の場合には、造構運動が不均一に起こり、その強度が時間的に変わる場合である。この

場合には、地殻ならびにその硬固な部分における応力および造構運動強化時におけるマグマ溜の追加圧は、急に増大するが、他の瞬間では、緩慢となり、それに対応して地震および噴火は頻発し、時にはまれに起こり、造構運動の強さを反映するであろう。この場合には、火山活動および地震活動には、ある程度同時性が観察される。

造構運動が全地体構造弧を襲うならば、この火山弧の火山の大部分は同時にその活動を強化され、同時に弱まる。もちろんここでは、各火山の個々の特性（マグマ溜および誘導火道の規模、マグマの粘稠度、マグマの水およびガス含有量、その温度）が重要な役割をなす。したがってその火山活動は同時的に開始されないであろう。火山活動は1地域では早期に、他の地域ではおくれで発生するであろう。しかし火山弧を全体としてとり、造構運動の上昇、減衰期の長さが大多数の火山の噴火周期よりも大きい場合には、火山弧の火山活動の周期的変化が明白に表われるはずである。類似の変化は、造山運動に襲われる地域の地震活動に観察されるはずである。そのうえ一層猛烈な造構運動期には、地震は頻発し、その総エネルギーは、大きいであろう。

筆者の見解によれば、マグマの物理、化学的過程およびその中に含有されているガスは、マグマが火道に沿って相当高所に上昇し、内圧が著しく低下する場合にのみ重要な役割を演じ始める。

本論文の目的は、千島-カムチャッカ地質構造弧の火山活動および地震活動の結び付きを明らかにすることにある。そのうえ本論文では、火山学的ではなく、マグマ溜と火山活動とを結び付けて、火山の噴火および造構地震の関連を考慮に入れて行なつた。このために噴火エネルギーおよび地震エネルギーの時間分布を対比することが必要となつた。しかし残念なことには、現在のデータでは、噴火エネルギーの量的評価をなすことができないので、噴火の発生した年の計算に限定した。しかし噴火は、マグマにおける追加圧によつて誘発されると考えるならば、このような評価は全く充分である。したがってマグマの内圧が限界にまで達したことを示す噴火の開始事実自体が重要である。噴火の強度は、それぞれの火山の特性にむしろ左右される。

各地帯のエネルギーの時間的分布(第4図参照)では、極大エネルギーが一層晩期に向かうにしたがつて第2火山地帯から第4火山地帯へ緩慢に移動していることが注目される。最初の極大エネルギーは、1905年頃には第2火山地帯、1909年頃には第3火山地帯にみられる。第2回目の極大エネルギーは、1915年頃に第2火山地帯、1918年頃に第3火山地帯、1923年頃には第4火山地帯に存在する。第3回目の極大エネルギーは1936年頃に第2火山地帯、1944年頃には第4火山地帯(第3地帯ではみられない)に出現している。極大エネルギーは、火山地帯から火山地帯への極大エネルギーの移動が実際の意味をもつものとするならば、次のように説明することができる。海洋側から大陸側下への衝上げを仮定すると、造構運動は、全火山地帯を襲つてことになる。応力は、地体構造弧の最大擾乱部分において、岩石の硬度限界に達している(第2火山地帯では地殻の大陸物質と大洋物質の境界地域にあつている)。その後このような地殻の部分では、衝上が起こり、応力は放出状態となり、極大応力は、第3火山地帯に発生している。第2火山地帯の地殻には今日すでにこのような大陸下への太平洋物質の移動抵抗がみられないであろう。類似現象は、第3火山地帯における移動後には第4火山地帯に発生している。

このようにして極大応力の成長とその放出は、深海盆から大陸側へ剪断面に沿って波状に進行している。極大応力波が第4火山地帯に達すると、火山活動は強化される。一層猛烈な造構運動期には、地殻の剛性部分では、応力が最も急速に成長するが、マグマ溜では、追加圧が最も急速に成長する。このような諸現象の発生は、地体構造弧の地震と火山活動とを同時に強化する。