東北日本に見られる花崗岩分布域と無地震域の対応

吉 田 明 夫*

Correspondence between Granitoids Areas and Low Seismicity Regions in the Northeastern District of Japan

Akio YOSHIDA*

I. はじめに

内陸には周辺と比べて地震活動の著しく低い地域が存在する。このことは微小地震観測が始まった初期の頃からすでに知られており、注目されていた。例えば、浅田(1968)は、サイスミシティを基に内陸地域を定常発生域、大地震の余震域、大地震の余震終息域、先天的無地震域の4種に分類する作業仮説を提唱し、先天的無地震域を構成する地殻の物理的性質はまだ明らかでないと認めつつ、断層はそうした地域の境界に沿ってできやすいのではないかという“投機的予想”を行なっている。実際、地震発生域と無地震域とを分ける境界に活断層、もしくは活構造線が存在する例は、根尾谷断層、糸魚川-静岡構造線、有馬-高槻構造線など少なくない(吉田, 1992)。しかし、無地震域の周辺が必ず断層で区切られるかというところでもないようである。

地震活動の著しく低い無地震域を規定する要因は何か、浅田(1968)が二十数年前に提起したこの問題は、内陸地震が何故発生するかという基本的な疑問をいわば裏返しにしたものにあたっている。これまでに、内陸地震の震源の深さや発生様式と地殻内の熱的構造との関連が議論され(例えば、小林, 1976; Ito, 1990; 溝上, 1987)、大きな地震の震央分布と重力の短波長ブーゲー異常や地磁気異常との相関が指摘される(萩原, 1979, 1991; 本蔵, 1991)などしているが、無地震域を

規定する要因そのものに関してはなお十分に解明されているとはいえない。ここではこの問題を考える一つの手がかりとして、東北日本に見られる花崗岩の分布と無地震域との対応について指摘するとともに、その意義を若干検討してみたい。

II. 花崗岩分布域と無地震域の対応

図1は、東北地方において1983-1990年に発生した $M \geq 2$ 、深さ $\leq 20\text{km}$ の地震の震央分布と、同地域における花崗岩の分布(山田ほか, 1990)を重ねて示したものである。震源データは気象庁地震カタログに依っているが、1983年以降は新しい震源計算方法(浜田ほか, 1984)に基づくもので、図1の縮尺程度で内陸部の地質構造との対応を見るには十分な精度を持っている。また、花崗岩の分布は最新データをコンピュータ編集によって描いたもので、原図は年代別に色分けされているがここではそれは考慮しなかった。

図1から、地震活動の低い地域と花崗岩分布域との対応を容易に見てとることができよう。例えば、男鹿半島と牡鹿半島を結ぶ構造帯(茂木, 1985; 吉田ほか, 1988)の南側には、それに平行して花崗岩が広く分布する地域が存在する(図1にその地域の南限を破線で示す)が、同地域内では地震はほとんど起きていない。また、男鹿-牡鹿構造帯の東側の北上山地(図1にKで示す)や、新潟地震の震源域(図1のN)から松代群発地震域(図1のM)に続く信濃川地震帯(図1にその東側

* 気象研究所地震火山研究部

* Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute

図 1 東北地方における $M \geq 2$ 、深さ ≤ 20 km の地震の震央分布と花崗岩の分布の重ね合わせ
地震データは気象庁震源ファイルに基づき、期間は1983-1990年。また、花崗岩の分布は
山田ほか (1990) による。

Fig. 1 Superposition of the epicentral distribution of shallow earthquakes with $M \geq 2$, depth ≤ 20 km during the period 1983-1990, and the distribution of the granitoids
Hypocentral data of earthquakes are based on the Catalogue of the Japan Meteorological Agency, and the distribution of granitoids is taken from the map compiled by Yamada *et al.* (1990).

境界を破線で示す)の東側にもまとまった花崗岩体が見られるが、そこでも同様に地震活動は低い。ここではこれ以上詳しく述べないが、更に細かな部分の対応を図1から見ることもできる。

ただし、地震活動の低い地域がすべて花崗岩分布域にあたっているわけではない。例えば、新潟市付近(図1にSGと示したところ)や糸魚川—静岡構造線中央部の東側(図1にE of I-S L.と示したところ)には顕著な地震活動の空白域が認められるが、これらの地域には花崗岩は分布していない。このうち、糸魚川—静岡構造線の東側地域については、火山フロントに近いということから、地殻が高温状態になっていて非弾性的変形が生じているためではないかという説が溝上(1987)

によって提出されているが、その西側境界は糸魚川—静岡構造線で明瞭に区切られており、地質あるいは地殻構造の違いも関係しているものと思われる。これに対して、新潟市付近の空白域は信濃川地震帯の中に見られるものであり、前兆現象としての地震活動の静穏化を現わしている可能性も考えられる(例えば、Mogi, 1988)。

一方、花崗岩分布域と地震活動域が重なるところとして足尾付近(図1にAで示す)があるが、ここは地震波の反射面が地殻浅部に認められるなど、地下にマグマ溶融帯の存在が示唆されており(松本ほか, 1990)、この地域の地震活動には、伊豆半島東方沖の群発地震と同様、何らかのマグマ活動の関与が推定される。

III. 議 論

低地震活動の要因として花崗岩の分布が考えられるという指摘は、すでに藤田・岸本 (1972) によってなされている。藤田らは近畿三角帯内の地震活動がその周縁部の美濃、丹波、和歌山市付近と比べて顕著に低いのは、それら周縁部を構成する硬い古期堆積岩体に比べて、三角帯内部に広く分布する花崗岩層が流動性に富み、塑性変形を起こしやすいためではないかという仮説を提唱した。実際に、例えば、有馬一高槻構造線の北と南でサイスミシティは顕著に異なる (前田・渡辺, 1984) が、低い方の南側は花崗岩層となっている。

しかしながら、どこでもこのようにうまく説明がつくというわけではなく、中国地方や九州では花崗岩分布域と無地震域との明瞭な対応は見られない。こうした場合も含めて整合的に説明するためには、花崗岩そのものの性質——流動性、塑性変形のしやすさ等——に着目するだけでなく、花崗岩地域の熱的特性や、あるいは周辺を構成する岩体との弾性的な性質や破壊強度の違いの影響の仕方、花崗岩体の大きさの効果等多くの問題について検討する必要があると思われる。また、一つ一つの花崗岩体の厚さは 10km 程度とみられている (例えば、加納ほか, 1978) のに対して地殻内地震は 10-20km の深さでも多く発生していることを考えると、むしろ花崗岩体の下の層の物性や熱的状态の違いが重要という可能性も考えられる。

ところで、花崗岩体の地下での拉がりや構造を調べるにあたって、花崗岩体と重力異常や磁気異常との対応を利用した解析が古くから行なわれている (例えば、鍋谷ほか, 1972; 鍋谷・加納, 1973; 金谷・石原, 1973 など)。そして一方では、先述のように、重力の短波長異常や磁気異常と内陸地震の震央分布とが関連しているという指摘がある (例えば、萩原, 1979, 1991; 本蔵, 1991)。そこで、以下ではこれら諸量の間で何がより直接的な関係を表わすと考えられるかについて若干触れておきたい。

鍋谷ほか (1972) は、北上山地遠野地域の重力調査を基に、密度の大きな古生層の中に分布する

相対的に低密度の花崗岩体の形状解析を行ない、それらが底の深さ約 10km のしずく状 (加納ほか, 1978) をしていることを明らかにした。しかし、同じ北上山地の千鹿地域の調査では、重力の負異常と花崗岩体との明瞭な相関は見られなかった (鍋谷ほか, 1973)。一般に、花崗岩類は磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系に分類され、磁鉄鉱系のほうが大きな帯磁率を示す (例えば、Ishihara, 1977, 1979)。また、それぞれの系列の中で塩基性のもののほうが酸性のものより密度は大きい (日本鉱業会, 1974)。もし、花崗岩体がそれを埋め込んでいる母岩層の帯磁率や密度と有意に異なっていれば、重力探査や磁気探査によって花崗岩の地下での形状や分布を推定することも可能であるが、これは必ずしもうまくいくとは限らない。というのは、ある種の変成岩や堆積岩は、あるタイプの花崗岩と同じ帯磁率や密度を持つからである (例えば、寺島, 1983; 牧野ほか, 1992)。北上山地遠野地域のように、花崗岩体と重力異常とが見事に対応する例はむしろ稀といえる (鍋谷・加納, 1973)。一方、東北地方の磁気異常と花崗岩体との関連についても、大久保ほか (1985) によれば、北上花崗岩の分布域では大振幅の磁気異常がみられるが、阿武隈花崗岩分布域に対応する磁気異常の振幅は小さく、また、牧野ほか (1992) は、石狩から北上を通して阿武隈に延びる磁気異常ベルトの原因に、花崗岩の分布のほか、塩基性岩体の貫入も考えられるとしている。

以上のように、重力異常や磁気異常が花崗岩体と明らかに関係していると見られる例はあるものの、その対応は一義的とはいえない。それは、花崗岩以外に重力異常や磁気異常の原因となるものがあるからである。その意味で、東北地方の花崗岩分布域が、重力異常や磁気異常の場所による違いに関係なく低地震活動域に対応しているという事実は、注目すべきことと思われる。重力異常や磁気異常の探査が、地下の活構造や活断層を推定するうえでの有力な手法であることはいうまでもない (例えば、萩原, 1980; Shichi *et al.*, 1992; 本蔵ほか, 1983; 村上ほか, 1984 など) が、東北地方における無地震域との対応という点に関

しては、花崗岩の分布のほうがより直接的といえるのではなからうか。しかし、その対応の物理的解釈については、先に挙げたように種々の可能性が考えられ、何が主要な役割を果たしているかの解明は今後の課題として残っている。

謝 辞

気象庁地震火山部の細野耕司氏には図の作成を手伝っていただき、地質調査所の久保和也、大久保泰邦、佐藤興平の諸氏には種々議論していただくとともに文献の御教示を受けた。記して厚く感謝致します。

文 献

- 浅田 敏 (1968): 微小地震研究. 科学, **38**, 670-679.
- 萩原幸男 (1979): 東北日本の短波長ブーゲー異常と地震活動との関係. 測地学会誌, **25**, 209-210.
- 萩原幸男 (1980): 東北日本の活断層と短波長ブーゲー異常. 測地学会誌, **26**, 132-133.
- 萩原幸男 (1991): 重力からみた地震地体構造. 萩原尊禮編: 日本列島の地震. 鹿島出版会, 87-111.
- 浜田信生・吉田明夫・橋本春次 (1984): 気象庁震源計算プログラムの改良 (1980年伊豆半島東方沖の地震活動と松代群発地震の震源分布の再調査). 駿震時報, **48**, 35-55.
- 本蔵義守 (1991): 地磁気・比抵抗からみた地震地体構造. 萩原尊禮編: 日本列島の地震. 鹿島出版会, 113-143.
- 本蔵義守・大志万直人・松田時彦・Ishikara, A. M. (1983): 北アナトリア断層帯西部域における電気抵抗・全磁力異常. 地震学会講演予稿集, No. 2, p. 101.
- 藤田和夫・岸本兆方 (1972): 近畿のネオテクトニクスと地震活動. 科学, **42**, 422-430.
- Ishihara, S. (1977): The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, **27**, 293-305.
- Ishihara, S. (1979): Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *J. Geol. Soc. Japan*, **85**, 509-523.
- Ito, K. (1990): Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland-earthquakes. *J. Phys. Earth*, **38**, 223-250.
- 金谷 弘・石原舜三 (1973): 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域的变化. 岩石鉱物鉱床学会誌, **68**, 211-224.
- 加納 博・秋田大花崗岩研究グループ (1978): 花崗岩プルトンの構造岩石学 (I) ——北上山地のしずく形プルトン——. 岩石鉱物鉱床学会誌, **73**, 97-120.
- 小林洋二 (1976): 西南日本および中央日本における微小地震の震源分布と地表熱流量との関係. 地震予知研究シンポジウム報告, 184-193.
- 前田直樹・渡辺 晃 (1984): 微小地震の活動様式. 地震2, **37**, 579-598.
- 牧野雅彦・大久保泰邦・中塚 正 (1992): 日本の磁気図説明書. 200万分の1地質編集図 (23), 24p.
- 松本 聡・松澤 暢・堀内 茂木・西澤 あずさ・長谷川 昭・鈴木 貞臣・長谷川 晶子・鈴木 将之・佐藤 魂夫 (1990): 中禅寺湖周辺域における顕著な地殻内反射面の形状の推定. 地震学会講演予稿集, No. 1, p. 70.
- 溝上 恵 (1987): 火山前線にそった地殻内地震活動の特性. 月刊海洋科学, **19**, 354-360.
- 茂木清夫 (1985): 1983年日本海中部地震 (M7.7) の発生と東北日本のサイスモテクトニクス. 地震研究所彙報, **60**, 401-428.
- Mogi, K. (1988): The mechanism of the occurrence of the Mutsushiro earthquake swarm in central Japan and its relation to the 1964 Niigata earthquake. *Tectonophysics*, **159**, 109-119.
- 村上英記・山田功夫・小林 潮 (1984): 活断層に伴う全磁力異常——跡津川断層・阿寺断層における全磁力調査——. 地震2, **37**, 397-406.
- 鍋谷祐夫・加納 博 (1973): 北上山地における花崗岩体の重力構造 (その2 蔵地域). 物理探鉱, **26**, 260-273.
- 鍋谷祐夫・加納 博・乗富一雄・高木章雄・鈴木将之・藤本幸雄 (1972): 北上山地における花崗岩体の重力構造 (その1 遠野地域). 物理探鉱, **25**, 153-167.
- 日本鉱業会 (1974): 岩石・鉱物の物性と物理探査データ処理. 物理データ処理研究委員会報告.
- 大久保泰邦・津 安治・堀川義夫・小川克郎・高木慎一郎 (1985): 全国の空中磁気図・地質 ニュース, **374**, 48-75.
- Shichi, R., Yamamoto, A., Kimura, A. and Aoki, H. (1992): Gravimetric evidences for active faults around Mt. Ontake, central Japan: Specifically for the hidden faulting of the 1984 western Nagano prefecture earthquake. *J. Phys. Earth*, **40**, 459-478.
- 寺島進世意 (1983): 磁鉄鉱系・チタン鉄鉱系花崗岩類の帯磁率と密度. 物理探鉱, **36**, 345-353.
- 山田直利・斉藤英二・村田泰章編 (1990): コンピュータ編集による日本地質図. 1: 2,000,000地質編集図, No. 22, 地質調査所.
- 吉田明夫 (1992): 内陸の地震活動に見られる非地震域の意義. 地球惑星科学関連学会1992年合同大会共通セッション・シンポジウム予稿集, p. 64.
- 吉田明夫・石川 有三・岸尾政弘 (1988): 東北日本のサイスモテクトニクスと男鹿一牡鹿構造帯. 地震2, **41**, 563-571.

(1992年10月26日受付, 1993年1月11日受理)