

北部フォッサマグマ地域の地震活動特性

佃 為 成*

Some characteristics of the seismicity in the
northern Fossa Magna, central Japan

Tameshige TSUKUDA*

Abstract

The geologic feature of the northern Fossa Magna region is characterized by a well developed folded belt system. Recent microseismicity over 10 years and historic earthquakes reveal that there are seismic zones parallel to the axes of this structure: Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, the western side of Shinano River, the western margin of the Central Belt of Uplift, and the eastern margin of the Central Belt of Uplift. The last zone was recently recognized by the earthquake sequence with the main shock of M 4.9 in 1986. The focal mechanism solutions and other geologic and geodetic evidence indicate the region is compressed in the direction perpendicular to the folded belts. We can also find seismic activity lines perpendicular to or oblique to these folding axes: the Chikumagawa Tectonic Line separates the Central Belt of Uplift with a left lateral offset of 10km; the seismic line along the eastern side of the volcanic line of Myoko-san, Kurohime-yama and Iizuna-yama makes the eastern edge of the seismic gap around the northern end of the Itoigawa-Shizuoka Line.

A 20-25 years recurrence time is found in the occurrence of the major earthquake events in the central part of the northern Fossa Magna in recent 140 years.

Seismic active regions are grouped into some rectangular blocks with their bases being either parallel or perpendicular to the folded belts. The activity in a block became active nearly simultaneously, and it sometimes migrated to other blocks with some delay time. The high activity migrated from the block region around the Chikumagawa Tectonic Line to both the northern activity block around the Japan Sea coast and the active region in the southern Fossa Magna during the period from 1986 to 1987.

The migration of the seismic activity along the Fossa Magna region may be due to delayed transmission of the stress field in the viscoelastic or elastoviscous medium. The exponential time dependence of the decay rate of the Matsushiro swarm activity for a long period more than 20 years since 1965 is found to be reasonably interpreted by the relaxation process of stresses within the elastoviscous medium. The viscosity changed from 1.1×10^{19} poise to 2.7×10^{20} poise as time elapsed. The first value is comparable with that of a ground surface rock body estimated by secular ground tilts and strains. The latter is the

* 東京大学地震研究所
Earthquake Research Institute, University of Tokyo

same order of the values obtained in the long period second creep experiments using granite and gabbro. The Matushiro region is one of the region where the viscosity might have been very low due to numerous micro-cracks.

I. はじめに

日本海東縁からフォッサマグナを経て太平洋側の駿河湾や相模湾に至る一続きの変動帯（中村 1983）に沿っては地震活動が活発で、しばしば同期した活動や活動の伝播が見られる（OIKE and HUZITA 1988）。その変動帯にある信越地域は、第三紀中新世後期まで東西方向の張力場が支配的で、大きな陥没地帯が形成されていたが、中新世末期以降、まったく逆の圧縮力が作用する短縮テクトニクスの場に変化した（TAKEUCHI 1978）。そのため、現在の北部フォッサマグナ地域には、帯状の隆起部と沈降部が交互に発達している。上水内丘陵地帯（森本ほか 1966）と長野盆地の境界は、長野盆地西縁断層系（仁科ほか 1985）と呼ばれる多くの逆断層が生じ、地震活動帯となっている。そのほか糸魚川・静岡構造線と呼ばれるフォッサマグナ西縁の沈降部や、中央隆起帯（飯島 1962, 1963）に沿う地震活動帯がある。

北部フォッサマグナの変動地域の地震活動として、1965年から1967年頃にかけて盛んだった松代群発地震は特筆すべきものであった。これは発生回数の上でも、地震に伴った現象の種類が豊富な点でも、世界的にみて非常に特異なものである。松代地震では3回の大きな活動のピークがあったが、活動が2回繰り返す例はこの地域では珍しくない（佃ほか 1988）。

本論文では最近の微小地震活動が示す活動域のパターンや過去の顕著な地震発生の時間・空間分布の特徴を抜き出すとともに、それらと応力場との関係、地震活動伝播に関連して松代地震の現在までの活動の減衰の様子から推定される地殻媒質の粘弾性的性質、さらに、この北部フォッサマグナの変動帯が新生プレート境界の一部であるという説（中村 1983, 小林 1983）との関係についても議論する。

II. 地震分布構造

現在の微小地震の震源分布からは力学的弱線としての地下の潜在的な活断層や地殻ブロックの境界が見えてくる。図1はフォッサマグナとその周辺の微小地震分布である。また、地震がほぼ連続して分布する領域を抽出するため地震の密度分布をコンターで表したものが図2である。南北ないし北北西の走向をもつ糸魚川・静岡構造線に沿う分布を軸に、その西側には飛騨山地直下や木曾御嶽山村近（1984年長野県西部地震、 M 6.8の余震域）などに地震密集域があり、東側には長野県北部から新潟県中西部にかけての地域の活動が目立っている。これらの活動域に接して、一続きの低活動帯が南部フォッサマグナから北へ“く”の字型に曲がって北部フォッサマグナの活動域の南側に沿って分布する。これは火山フロント付近のキュリー点深度が浅い地熱地帯に対応した低活動帯（空白域）（溝上ほか 1986）である。この空白域と新潟県中部の空白域および、糸静線北部の空白域に囲まれた地域の地震密度が高い。この活動域はだいたい二つの長方形の活動ブロックに納まる（図2のA, B）。

信越地域では、糸魚川・静岡構造線、上水内丘陵、長野盆地、中央隆起帯というように沈降帯と隆起帯が交互に帯状に分布しているが、地震の分布もこの地形的な構造とよく対応している。松代群発地震の震源域は中央隆起帯の中心より西側において隆起帯の軸に沿う南西—北東の方向に延びている。それに平行な長野盆地西縁断層系（仁科ほか 1985）に沿っても地震活動がある。その密度分布の濃淡は、信濃川を挟んだ二つの活動線が対岸の活動と互いに相補的であることを表している。つまり、活発な松代群発地震と対岸の長野市北部の低調な活動、長野盆地西縁断層系北部の活動地域とその対岸の空白域が対応する。

地震活動はある限られた時間の間にはほぼ直線的な線上に並ぶことがある。このような活動線を図3に抽出してみた。これらの活動線の内、連続する部分の長さはせいぜい50kmである。この地方の第三系～第四系の褶曲軸に平行な線aやbは信越地方から岐阜県を通り琵琶湖へ抜ける大きな地震活動帯（YOSHIDA

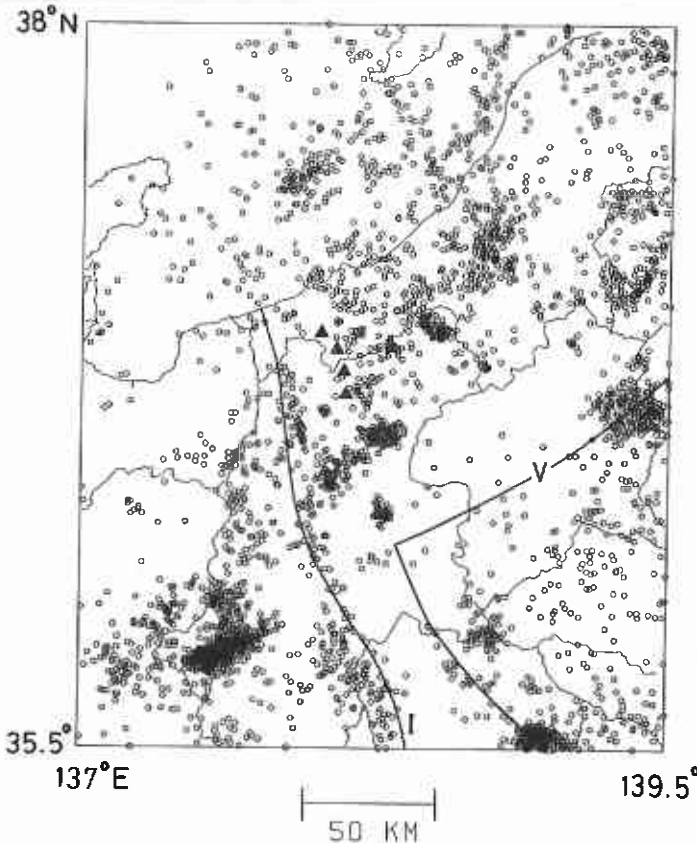


図1 北部フォッサマグナを中心とした地域の地震分布。1978年から1987年までの10年間のM2以上の浅発地震(深さ ≤ 40 km), 6090個がプロットされている。データは東京大学地震研究所信越地震観測所による。黒い三角印は北から焼山, 妙高山, 黒姫山, 飯縄山の火山。Vは火山フロント, Iは糸魚川・静岡構造線。

Fig. 1 Distribution of microearthquakes ($M \geq 2$, depth ≤ 40 km) from 1978 to 1987. V and I show the volcanic front and Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, respectively. Solid triangles represent the volcanoes which mark the boundary between aseismic and seismic regions.

いとされている(三雲・石川 1987)。しかし、中央隆起帯西縁の松代付近やその東縁の地震(佃ほか 1988)については主圧力軸の向きはほぼ東西である。地震の空白域のため発震機構のデータはないが、松代の少し東の地域(草津温泉付近)でも岩脈の配列が示す主圧力軸は東西方向である(TAKEUCHI 1978)。

もっと細かい歪場ないし応力場の単位(地区)を見るには、90年間の三角測量によって計算された地殻の水平歪のデータがよい。北部フォッサマグナで北西-南東の縮み(橋本・多田 1986)、糸魚川・静岡構造線の中央部では、東西ないし北西-南東の縮み(国土地理院 1987)が報告されている。

以上より日本海沿岸地域は北西-南東、中央隆起帯やフォッサマグナの中央部はほぼ東西の圧縮場に

1987)の一部をなしている。dやe, fは褶曲軸を横断するような活動線である。dは千曲川構造線(TAKEUCHI 1978, 赤羽 1981)に対応し、最近それに沿った顕著な活動があった(佃ほか 1988)。eの飯縄山-妙高山-黒姫山-上越市を結ぶ線上にも活動を認めることができる。この線は南へは松代群発地震の北東端へ向かっていて、北へは日本海の地震密集域へとつながる。

この地域の発震機構については、ICHIKAWA (1971)をはじめ多くの報告がある(三雲・石川 1987)。最近2年間の主な地震についての発震機構と主圧力軸(東大地震研究所の内部資料)も過去に報告されている傾向とほとんど変わらない。概して圧縮軸は褶曲軸に直交する方向を示す。

日本海沿岸地域に特に顕著にみられる北西-南東方向の圧縮軸が、MINSTER and JORDAN (1978)のプレート・モデルから計算されるN95°W(ほぼ東西)方向の運動方向と一致しな

あると言える。ただ、信越地域の妙高山・黒姫山・飯縄山の東側に沿った線上で発生した $M3$ 程度の地震の主圧力軸が最近、北西一南東から南北方向に変化した（東京大学地震研究所 1988）ように、時間的な変動にも今後目を向ける必要がある。

III. 地震活動の時間変化

微小地震観測以前の主な地震は、やはり長野県北部から新潟県信濃川沿いと姫川沿い（糸魚川・静岡構造線）の一带や新潟県上越市付近に多い（例えば、理科年表 昭和64年版）。

歴史地震については新たな記録の発掘によって修正が加えられつつあるが、その中の一つ、従来、長野市松代付近の地震と考えられていた 1858 年の地震 ($M5.9$) は、実は姫川沿い、大町市付近の地震であったことが最近わかった（宇佐美 1985）。このデータが加わることにより、大町から長野県小谷村に至る姫川沿いには、地震が連なって発生してきたことが判明した。

1717年の地震から1918年大町地震まで、北から南へ順次震源域が移動していった。1986年12月30日の地震 ($M5.9$) もこの一帯の地震で、1858年の地震とほぼ同じ場所であった。これら糸魚川・静岡構造線上の地震は、いずれも $M6$ 程度で、 $M > 7$ のような大地震は、まだ知られていない。

これに対して、信濃川沿いでは、1847年の善光寺地震 ($M7.4$) という大地震がある。この地震は最近の調査で、非常に低角の逆断層が長さ40kmに渡って活動したものであることがわかってきた（栗田ほか 1987）。

その他、付近の大地震として従来、上越市付近の863年の地震 ($M7.0$) やその沖合いの1664年の地震

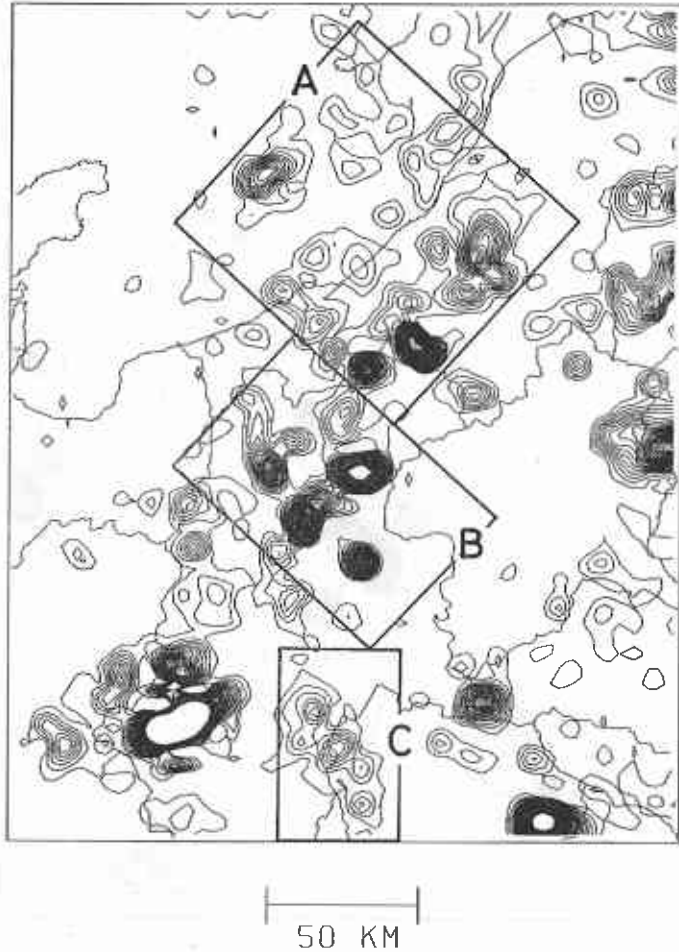


図2 地震密度分布。データは図1と同じ。東西・南北5km毎の各格子点について半径3.6kmの円の内部の密度を計算し、2.5km間隔の密度に平均化したあと、5個/100km²毎に密度のコンターを求めた。ブロックA、Bの北東一南西向きの辺の走向は $E47.5^{\circ}N$ 。ブロックBの中央の二つの山が松代の地震群。

Fig. 2 Number density distribution of earthquakes. The contours are drawn by an interval of 5 events/100km².

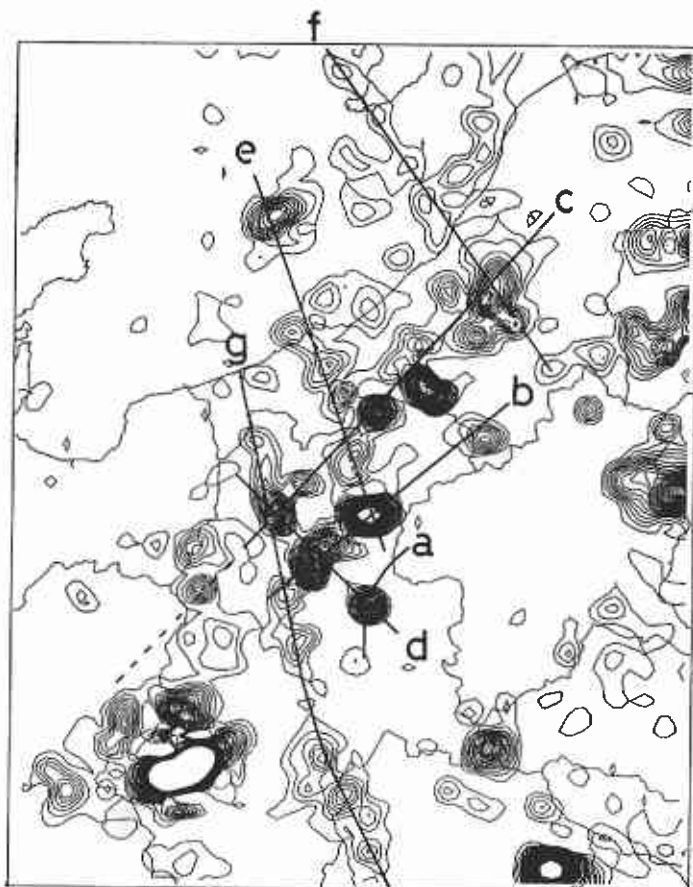


図3 地震活動線。図2の密度分布のピークを結んで得られるが、活動の同期性も考慮した。aやb, cは褶曲構造に沿った活動線, dやe, fはそれに直交ないし斜交する活動線, gは糸魚川・静岡構造線を表す。

Fig. 3 Seismic activity lines.

そして多くの場合、各活動期に2つのゾーンにまたがって発生している。すなわち、それぞれの活動帯の間に活動の同期性がある。

最近の地震活動を次にみてみよう。長野県東部丸子町における1986年8月24日の地震 (M 4.9) を一つの契機として北信一帯で20年ぶりに地震活動が活発化した。1986年12月30日には糸魚川・静岡構造線に近い大町付近で M 5.9の地震が発生し活動はピークに達した。その後、糸魚川沖の日本海で1987年3月24日に M 5.9の地震、1987年9月には長野県北部の飯山や野沢温泉付近で M 4.6を主震とする地震活動があり、活動が北へ伝播した。この地震活動の波は南部フォッサマグナへもやや遅れて伝播した。

図2の各ブロック地域の地震発生回数の変化を図5に示してある。1986年のブロックBのピークは中央

(M 7.7) があげられていたが、前者の確実性は疑わしく(萩原 1989)、後者のいわゆる慶長の高田地震も、京都付近の地震の取り違えらしい(萩原 1982)。したがって、北部フォッサマグナ地域で歴史上確実な大地震は、善光寺地震がほぼ唯一のものである。

これらの地震の発生場所をフォッサマグナ西縁の糸魚川・静岡構造線、長野堆積区長野盆地西縁断層系、中央隆起帯西部、中央隆起帯東部というように、フォッサマグナの軸に平行な隆起帯・沈降帯に沿って4つのゾーンに分けて歴史地震を含めた主な地震の発生表を作ってみた(表1)。北部フォッサマグナの地震活動は、東北日本の日本海沿岸地域の大地震と同期ないし、数年おくれの連動をすることが知られている(OIKE and HUZITA 1988)。表1のように北部フォッサマグナ地域だけに限ってみた場合でも、日本海東縁から連なる変動帯全体とおなじように、1847年以降では20—25年周期の活動が認められる(図4)。

表 1 信越地域における過去の顕著地震の年代。活動帯のアルファベット記号は図 3 による。この表では省いたが新潟・長野県境付近の1886年の地震 (M 5.3) は b ないし c に属するものかもしれない。

Table 1 Major earthquakes classified by the activity lines shown in Fig. 3.

活動期	g 姫川沿い (糸静線)	信濃川沿い		a 中央隆起帯東部
		c 長野盆地西縁 断層系	b 中央隆起帯西部	
I	1714 (M6.4)	1718 (M6.2)		
II	1858 (M5.9)	1847 (M7.4)		
III	1890 (M6.3)		1897 (M6.3)	
IV	1918 (M6.1)			1912 (M5.2)
V		1941 (M6.2) 1943 (M6.1)		
VI		1968 (M5.3)	1965-1967 (松代地震) 最大 M5.4	
VII	1986 (M5.9)			1986 (M4.9)

隆起帯を横切る千曲川構造線に沿った活動による (佃ほか 1988)。この活動が収まった頃北東のブロック A の活動が盛んになった。南部フォッサマグナのブロック C は A の活動の収束とともに活発化した。

図 5 から明らかなようにブロック B には1983年頃にも地震発生率の高まりがある。この場合も B から A へ活動が伝播したように見えるが 明瞭ではない。C の1985年頃の高まりは継続時間がやや長いので、同じ年の A や B に見られる継続時間の短い小さい山に対応すると考えるよりも 1983年の活動が遅れて伝わったとするのが妥当であろう。この現象は1983年5月26日の日本海中部地震 (M7.7) と密接に関係していると考えられる。

松代群発地震の活動はだいぶ衰えて現在、ほぼ定常状態にあるが、それでも多少の活動変化がある。1983年頃や1986年に他の地域と同じような活動のピークがあった。さらに図 5 B の1982年に現われたピークも松代の地震である。これは1983年頃の活動の先駆をなすのかもしれない。松代の地殻は周囲の応力の

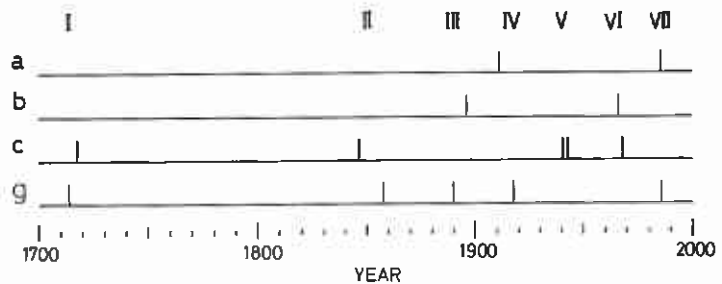


図 4 褶曲軸に沿う活動線の顕著地震の時系列。表 1 を参照。
Fig. 4 Time sequences of the major earthquakes for each seismic activity line shown in Fig. 3.

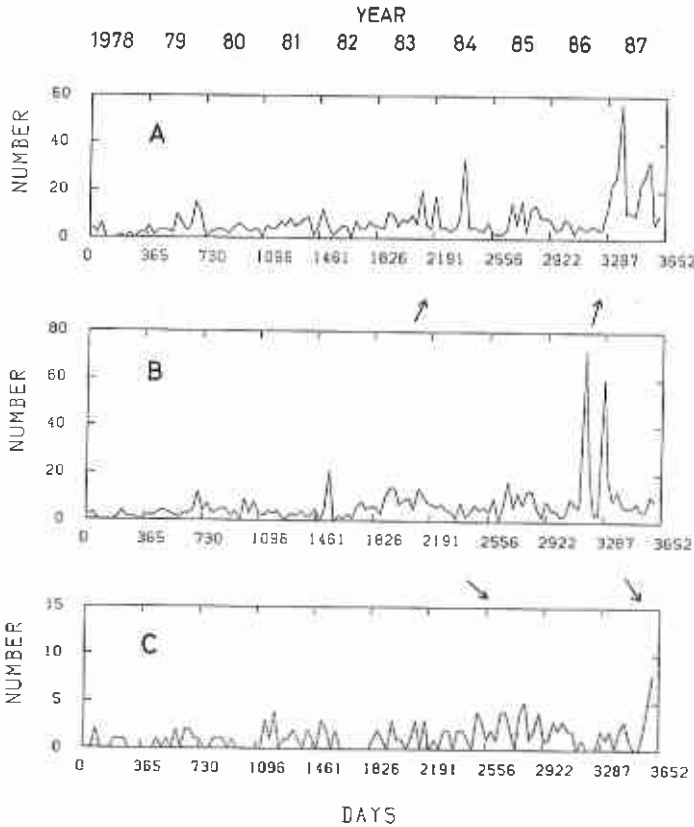


図5 各活動ブロック毎の微小地震活動 ($M \geq 2$). ブロックの区割りは図2による。矢印は活動の移動の様子を表す。

Fig. 5 Number of microearthquakes ($M \geq 2$) for every 30 days for each seismic block shown in Fig. 2.

るため提出された群発地震の原因論には、ダイラタンシーディフュージョンモデル (DD モデル) に基づくもの (NUR 1974) やマグマ貫入説 (STUART and JOHNSTON 1975)、高压の水の貫入による水噴火説 (中村 1971) がある。その中で、マグマ説は地磁気の研究などから否定された (大竹 1976)。水噴火説では、DD モデルにおける水の拡散がいわば受動的な役割を演じているのに対し、地下深部の高压被圧水が既存の割れ目を通過しながら新たな割れ目を形成していくという水の積極的役割を強調する。破壊の進行には応力の増加もしくは媒質の破壊強度の低下が必要である。水の作用が前者に働けば水噴火説で、後者の効果によるものが DD モデルであろう。

松代群発地震に先立って、青森県西方沖地震 (1964年5月, M 6.9)、新潟地震 (1964年6月, M 7.5) が日本海東縁で発生し、その影響を受けて地震活動が南下移動 (YOSHIDA 1987) するとともに応力が高まったと考えることができる (茂木 1987)。松代周辺の応力の増加は、大方周囲から歪を受けて生じた媒質の緊張状態によるものであって、局所的には水噴火説が主張するような高压の深層水の貫入による圧力増加もあったかもしれない。群発地震活動開始から20年以上経過した今日でも、衰えたとはいえ周囲の地域と比べて比較的高い活動のレベルを保っているということは、媒質内の高い応力が長期にわたって保持されていることを意味する。岩石の破壊実験 (例えば、OHNAKA and MOGI 1982, SPETZLER *et al.*

変化を敏感に感じとる性質があると考えられる。そのことについては次の節で考察する。

IV. 松代地震と地殻の粘弾性

1965年から始まった松代群発地震は、中央隆起帯西縁に沿った南西—北東方向に震源地が拡大しながらも北東は1897年に M 5.2の地震 (上高井地震) を起こした長野県須坂市付近の手前で限られ、南西は千曲川構造線が横断する四阿屋山付近で活動が止められている。現在の活動の中心は二つに分かれているが、これらは図3の活動線 d, e とぶつかる。

この群発地震に伴って、最大隆起量 70cm に達する上下変動や水平伸縮歪などの地殻変動、重力、地磁気の変化、湧水などのさまざまな特異現象が観測された。これらの現象を説明する

1987) によると、媒質のせん断応力の大きさと地震発生率とは大体比例すると考えられる。

図6に示した松代地震の回数変化を見ると、それぞれの一定の期間において時間に関して指数関数的に減衰しているのが分かる。

この地震回数の減少を媒質の粘弾性的な応力の緩和によるものと考えてみよう。媒質は、弾性的な性質を表すバネと粘性的な性質を表すダッシュポットが直列につながっている(図6)、外部から受けた歪に対し内部応力を発生する。この歪は最初バネのみで受けているが、そのうちダッシュポットが働いてその歪はだんだん解消され、応力も緩和される。内部のずり応力 S と外部から加えられた歪 ϵ の間には

$$S + \frac{1}{\tau} \int S dt = \mu \epsilon, \quad \tau = \eta / \mu$$

の関係があり、ステップ状の歪変化に対し応力は指数関数的に減少する。ここで τ は応力変化の時定数、 η は粘性率、 μ は剛性率である。群発地震の最盛期に地震回数が数回にわたって増加したのは、なんらかの理由で外部からの歪や応力が増加したためであろう。但し、割れ目群に水が浸透し、破壊強度が低下した効果も無視するわけにはいかない。

活動の最盛期を過ぎた1967年から1971年までの最も安定した減衰期間に対する減衰の時定数 τ_1 は、1.2年、剛性率を 3×10^{11} dyne/cm としたとき粘性率は 1.1×10^{10} poise となる。花崗岩などの粘性率は 10^{22} poise の程度であるから松代の上部地殻の粘性率は非常に小さいといえる。また、地殻変動観測所の横坑の掘削後の歪の緩和現象から求められる地表付近の岩体の粘性率でもほぼ同程度(TANAKA 1981)である。地表付近や松代直下の地殻のように多数の割れ目群を内蔵しているような場合は普通に比べ1/1000程度の粘性になるということであろう。これに対し1971年以降は減衰の時定数 τ_2 が29年、粘性率 2.7×10^{20} poise というように粘性がやや大きくなった。この値は長期間にわたる花崗岩やハンレイ岩の2次クリープ流動実験(伊藤 1984)から得られた値と同程度である。また、この時定数は北部フォッサマグナや日本海東縁地域の地震活動のサイクル(20-25年)のオーダーでもある。

松代の地震の回数が増加すれば周囲の応力が高まったといえるし、指数関数的に減少すれば外部からの新たな歪や応力の作用はないと判断できる。

松代の上部地殻の粘性率が非常に小さい原因は、多数の割れ目やその中を浸透する地下水に求められるであろう。笹井(1987)によると、特に地磁気全磁力のデータを説明するためには、微小割れ目群は東西走向かつ南北開口の性質が要求される。これは中央隆起帯の軸にほぼ直交する東西方向の圧縮力によってもたらされるものである。

松代直下のような非常に低い粘性は一例にすぎないかもしれないが、ほかにも粘性が比較的小さい地域があちこちに分布していて、ある時間の遅れを伴いながら応力や歪の場を伝播させる機構が存在するものと考えられる。ここでは地震活動の面から媒質の粘弾性的性質を推定する試みを示したにすぎない。そのモデル化は今後の研究課題である。

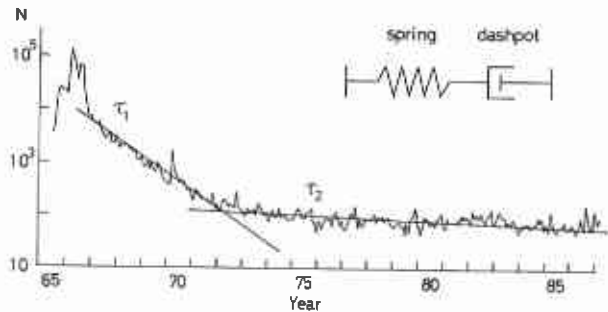


図6 松代地震の地震回数減衰曲線と地殻の粘弾性モデル。データは気象庁地震観測所による(国立防災科学技術センター 1987)。

Fig. 6 Decay curve of the Matsushiro swarm activity (monthly number) and the elasto-viscous medium model.

V. プレート境界考

単純なプレート論(中村 1983, 小林 1983)に立脚すれば北米プレートとユーラシアプレートの境界が、50—200万年前に、北海道日高山地を通る線から日本海東縁—フォッサマグナへ転移したということになる。両プレート間の相対的回転軸はシベリア東部(69.7°N, 127.4°E)(MINSTER and JORDAN 1978)にあるので、日本海東縁に沿うプレート境界上では、その南端に位置するフォッサマグナ地域においてプレート運動の回転半径が最も大きく、運動量が大きいから歪の蓄積率も非常に高いはずである。もしプレート境界が存在するとすればどこを通るかを議論してみたい。

糸魚川・静岡構造線上の主な地震としては、この270年間に大町市付近の構造線付近に南北に並んで M 5.9—6.4の地震が5個発生している。しかし、このことをもって、この構造線がプレート境界であると断定しにくい。さらに、この北への延長には大きな地震は知られていないし、現在の微小地震活動も低調である。活断層についても、地形的に明瞭なものは見あたらない。すなわち、長野県小谷村以北から日本海へ達するまでの区間では、まだ大地震が発生していない可能性が高い。もしここがプレート境界であるとすれば、非弾性的変形のみで歪を解消していることになる。

しかし、今後その区間で大きな地震を発生させる可能性も残されている。1986年の地震(M 5.9)の活動域の北隣りでは微小地震の活動が1年以上も停止している事実がある。地震発生のモデルによるとダイラタンシー・ディフュージョン・モデルの場合でも、ソ連学派のモデル(ドライ・モデル)(MJACHIKIN *et al.* 1975)の場合でも大きな破壊の直前には小地震が停止するので、この空白域の形成が次の大きな地震発生につながるかもしれないからである。

プレート境界としては、信濃川沿いの地震帯も候補になる。この活動帯は、1964年の新潟地震の震源域へと延びている。新潟地震の断層モデルには西傾斜の高角逆断層と東傾斜の低角逆断層の相反する2つのタイプが提案されていて(佐竹・阿部 1984)、現在でも余震分布の再検討(茅野 1987)や震源直上の地表や水面からの反射波を用いた震源決定による検討(溝上・飯高 1987)が行われている。音響測深の海底変動を信頼すれば、低角モデルが有利のようであるが、余震分布からは低角及び高角の互いに共役な断層が生じたと思えないことはない。

新潟地震が、プレート内地震なのかプレート境界の地震なのかは極めて重要な問題である。東傾斜低角逆断層モデルが正しいとして、日本海側が東北日本へ沈み込む運動を表していると解釈できないことはないが、一つの難点は、深さが30km たらすなのにもかかわらず日本海新生海溝の軸から100km 以上も陸側へ入り込んでいることである。

新潟地震が信濃川地震帯と一体のものとし、この地震活動線がプレート境界として機能しているという考えも成り立つ。この活動線と糸魚川・静岡構造線—富山トラフとはプレート境界の主導権を争っているのかもしれない。

文 献

- 赤羽貞幸(1981): 北部フォッサマグナ地域における後期新生代の地質構造発達史(Ⅲ), 信州大学教育学部紀要, 45, 273-282.
 伊藤英文(1984): 地殻と造構応力. 藤田和夫編著, アジアの変動帯—ヒマラヤと日本海溝の間—, 327-341, 海文堂.
 栗田泰夫・奥村晃史・佃 榮吉(1987): 善光寺地震断層に関する資料とその現況. 地震学会講演予稿集, 1987 No. 2, 39.
 萩原尊禮(編著)(1982): 古地震—歴史資料と活断層からさぐる. 東京大学出版会, 312p.
 —(1989): 続古地震—実像と虚像. 東京大学出版会, 434p.
 橋本 学・多田 堯(1986): Fossa-Magna 地域の応力場とテクトニクス(2)——北部 Fossa-Magna 地域の応力場——. 地震学会講演予稿集, 1986 No. 2, 28.

- ICHIKAWA, M. (1971): Reanalyses of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained. *Geophys. Mag.*, **35**, 207-274.
- 飯島南海夫 (1962): フォッサマグナ北東部の火山層序学並びに岩石学的研究 (その1). 信州大学教育学部紀要, **12**, 86-133.
- (1963): フォッサマグナ北東部の火山層序学並びに岩石学的研究 (その2). 信州大学教育学部紀要, **14**, 91-122.
- 茅野一郎 (1987): 臨時観測に基づく1964年新潟地震の余震震源分布の再再検討. 地震学会講演予稿集 1987 No. 2, 79.
- 小林洋二 (1983): プレート“沈み込み”の始まり. 月刊地球, **5**, 510-518.
- 国土地理院 (1987): 糸魚川-静岡構造線中央部の水平歪. 地震予知連絡会会報, **38**, 164-165.
- 国立防災科学技術センター (1987): 松代群発地震資料 (6)——松代地震センター20年のあゆみ——. 防災科学技術研究資料, **121**, 278pp.
- 三雲 健・石川有三 (1987): 日本海沿岸の地震と広域テクトニクス及び長期的地震予知. 地震予知研究シンポジウム (1987), 259-269.
- MINSTER, J. B. and JORDAN, T. H. (1978): Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.*, **83**, 5331-5354.
- 溝上 恵・中村 功・萩原弘子・千葉平八郎・吉田 満 (1986): 内陸地震の発生様式と Geothermal Field. 地震学会講演予稿集, 1986 No. 1, 25.
- ・飯高 隆 (1987): 日本海東縁における震源の等震度線. 地震学会講演予稿集, 1987 No. 2, 88.
- MJACHIKIN, V. I., BRACE, W. F., SOBOLEV, G. A. and DIETERICH, J. H. (1975): Two models for earthquake forerunners. *Pure Appl. Geophys.*, **113**, 169-181.
- 茂木清夫 (1987): 松代群発地震の発生機構及び新潟地震との関連. 地震学会講演予稿集, 1987 No. 2, 97.
- 森本良平・村井 勇・松田時彦・中村一明・恒石幸正・吉田鎮男 (1966): 松代群発地震地域とその周辺地方の地質. 地震研究所彙報, **44**, 423-445.
- 中村一明 (1971): 松代地震から学んだこと——手に入れた地震制御へのデータ——. 科学朝日, 10月号, 127-133.
- (1983): 日本海東縁新生海溝の可能性. 地震研究所彙報, **58**, 711-722.
- 仁科良夫・松島信幸・赤羽貞幸・小坂共榮 (1985): 長野県の活断層——活断層分布図と資料——. 信州大学教育学部紀要, **20**, 171-198.
- NUR, A. (1974): Matsushiro, Japan, earthquake swarm: Confirmation of the dilatancy-fluid diffusion model. *Geology*, **2**, 217-221.
- OHNAKA, M. and MOGI, K. (1982): Frequency characteristics of acoustic emission in rocks under uniaxial compression and its relation to the fracturing process to failure. *J. Geophys. Res.*, **87**, 3873-3884.
- OIKE, K. and HUZITA, K. (1988): Relation between characteristics of seismic activities and neotectonics in Honshu, Japan. *Tectonophysics*, **148**, 115-130.
- 大竹政和 (1976): 松代地震から10年. 科学, **46**, 306-313.
- 笹井洋一 (1987): 松代地震に伴った地殻隆起, 重力, 地磁気変化の発生機構—複合テンション・クラックモデルによる解釈—. 地震学会講演予稿集, 1987 No. 2, 36.
- 佐竹健治・阿部勝征 (1984): 新潟地震の断層モデル. 月刊地球, **6**, 22-24.
- SPETZLER, H., SONDERGELD, C., SOBOLEV, G. and SALOV, B. (1987): Seismic and strain studies on large laboratory rock samples being stressed to failure. *Tectonophysics*, **144**, 55-68.
- STUART, W. D. and JOHNSTON, M. J. S. (1975): Intrusive origin of the Matsushiro earthquake swarm. *Geology*, **3**, 63-67.
- TAKEUCHI, A. (1978): The Pliocene stress field and tectonism in the Shin-Etsu region, central Japan. *J. Geosci. Osaka City Univ.*, **21**, 37-52.
- TANAKA, T. (1981): On viscoelastic changes appearing on tiltmetric and extensometric records of the ground. *J. Geod. Soc. Japan*, **27**, 225-238.
- 東京大学地震研究所 (1988): 関東甲信越地方における地震活動 (1987年11月—1988年4月). 地震予

- 知連絡会会報, 41, 82-111.
- 佃 為成・酒井 要・小林 勝・羽田敏夫・橋本信一 (1988): 長野県東部の地震 (1986年, M4.9) 及びそれに伴った地震群の活動特性とそのテクトニクスの意味. 地震研究所彙報, 63, 237-272.
- 宇佐美龍夫 (1975): 資料日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 327 p.
- (1985): 飛越地震と大町地震. 地震予知連絡会会報, 33, 76-79.
- YOSHIDA, A. (1987): Characteristic patterns in the space-time distribution of large shallow earthquakes in the Japanese Islands. *Tectonophys.*, 136, 283-297.
- (1988): Migration of seismic activity along intraplate seismic belts in the Japanese Islands. *Tectonophys.*, 145, 87-99.

(1989年2月27日受付, 1989年11月20日受理)