

茨城県沖の地震 (1982年7月23日) 概報

岡田義光*・野口伸一*・鶴川元雄**・井元政二郎***・大竹政和***

国立防災科学技術センター

Report on the Earthquake off the eastern Ibaraki Prefecture, Japan of July 23, 1982

By

Y.Okada, S.Noguchi, M.Ukawa, M.Imoto, and M.Ohtake

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

An earthquake with magnitude 7.0 (Japan Meteorological Agency) took place off the eastern Ibaraki Prefecture, Japan, at 23h 23m (JST) on July 23, 1982. Its epicenter was 36.36° N, 142.20° E, and its focal depth was 8.5 km. Studies on its focal mechanism using P-wave polarities at 26 stations and the strain step data which were obtained at the Yasato station by the borehole three-component strainmeters revealed that the main rupture was a reverse fault type dip-slip along the surface striking in the N20° E direction and dipping westward by 45°.

The main shock was accompanied with a numerous number of foreshocks. A remarkable foreshock activity started 32 hours before the main shock occurrence and continued for 21 hours (Period I). Then, it became quiet for 7.5 hours until the recovery of activity which lasted 3.5 hours just prior to the main shock (Period II).

Hypocenters of foreshocks are located within a small area, about 30 km square. Foreshocks in Period II are distributed at the western margin of those in Period I. The main shock occurred at the northeastern end of foreshock region. Hypocenters of aftershocks are separately distributed to the trench side and the shore side. An area of aftershocks on the shore side gradually expanded showing a westward migration.

Looking back to the past seismic activity in this particular region, off the eastern Ibaraki Pref., the following several features are noticed.

- (1) Earthquakes of magnitude around 7 repeatedly occurred with a periodicity of about 20 years.

* 第2研究部地殻力学研究室, ** 同地殻変動研究室, *** 同地震活動研究室

- (2) The earthquake which occurred in this region often couples with a seismic event in neighbouring regions. Especially, in case of the earthquake of M7.0 in 1938, the shock of M7.5 followed a half year later at northern adjacent area, off the eastern Fukushima Pref., where a seismic gap is recognized at present.
- (3) Seismic activity in this region has been considerably low. The mean occurrence interval of the earthquake of $M \geq 5$ was 202 days since 1966, which is very long compared to that of 100 days before that time.
- (4) Recently, the magnitude determined by the seismic intensity distribution is large compared to the value of ordinary magnitude. This means that high-frequency seismic waves are dominated in recent time and that this region is kept in a high stress state.

1. はじめに

1982年7月23日23時23分、茨城県鹿島灘の沖にマグニチュード7.0(気象庁)の地震が発生し、銚子・水戸・小名浜・白河・福島で震度4の揺れが記録された。水戸市を中心に、窓ガラスの破損や家具類の転倒といった小被害が見られ、また鹿島臨界工業地帯では一部プラントの自動停止装置が作動した。本報告では、国立防災科学技術センター(防災センター)で得られた観測データをもとに、この地震とその前後の地震活動の様子について概要を述べる。

防災センターの関東・東海地域地殻活動観測網は目下建設途上にあるが(浜田ほか, 1982), すでに44地点に高感度地震計が, 18地点に傾斜計が配備されている。また1982年3月からは茨城県内の八郷町においてボアホール式の3成分歪計が稼動を始めている(坂田ほか, 1982), これらの観測データはすべて筑波研究学園都市内の防災センターへテレメータされ, データの収録・処理・解析がなされている。図1に, これらの観測点分布および今回の地震の震央位置を示す。

2. 地震活動の推移

図2に, 銚子観測点(CHS, 震央距離約140 km)における1時間ごとの地震回数を示す。計数された地震は記録振幅3 mm_{p-p}以上のものであり, これは速度振幅で370 μ kine以上, 渡辺(1971)のマグニチュード定義式で換算すればおよそ $M = 3$ 以上の地震数を数えていることに相当する。同図に見られるように, 今回の地震は明瞭なる前震・本震・余震系列をなしており, このうち前震の数としては約40個が観測された。

ここで注目されるのは, 前震の発生様式である。顕著な前震活動は本震発生の約32時間前, 22日15時20分に始まり, 翌23日12時すぎまでに30個近い群発的発生をみた。その

後は約7時間半の間静穏が保たれ、再び同日19時46分より3時間半ほどの間に約10個という活発な前震活動があって、本震の発生を迎えている。このような前震活動の推移は、地震予知の観点からみてきわめて興味深いものである。

一方、余震に関しては、本震発生後順調にその数を減じており、地震後4日目には1日にほぼ1個のレベルにまで下がっている。

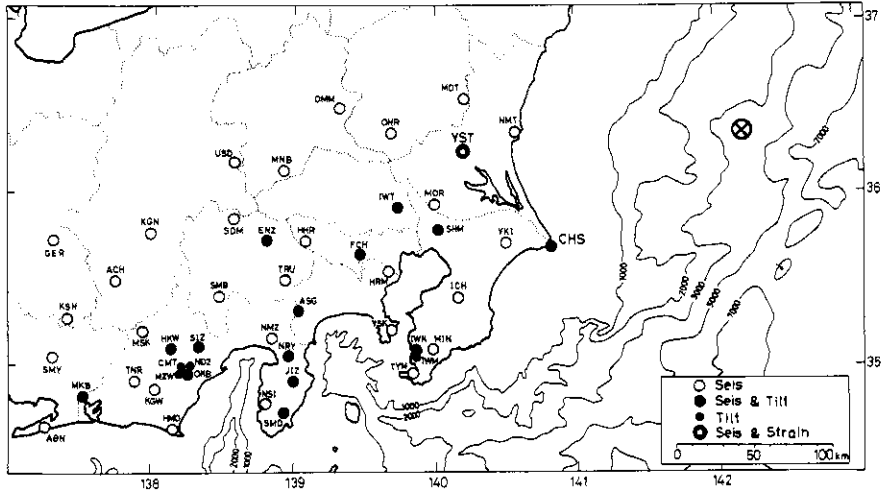


図1 今回の地震の震央位置と観測点分布。

Fig.1 Epicenter of the main shock and observation stations of the NRCDP.

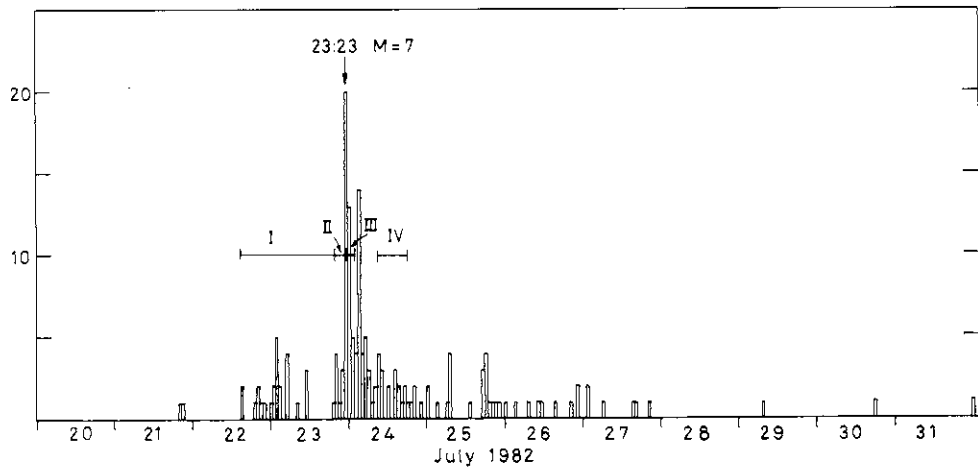


図2 鉾子観測点(CHS)における毎時地震回数の推移。およそ $M \geq 3$ のものがカウントされている。

Fig.2 Hourly number of earthquakes at station CHS (epicentral distance : 140 km). Only the events of $M \geq 3$ are counted.

銚子観測点で観測されたこれらの前震および余震の群について、石本-飯田の係数 m を求めてみたのが、図3である。前震についてはトリガー記録上で記録振幅 3 mm_{p-p} 以上のもの37個から $m = 1.65$ を得た。一方、余震については記録振幅 4 mm_{p-p} 以上のもの106個から $m = 1.81$ を得た。この結果によれば前震の方が余震よりやや小さい m 値を与えており、これは前震活動の時期における m 値や b 値の減少の報告(たとえば、浜田, 1978)と、傾向的には合致する。ただし、簡単な検定を行ってみたところでは、ここでの m 値の差は有意とは言い難く、もっとサンプル数を増やす必要がある。

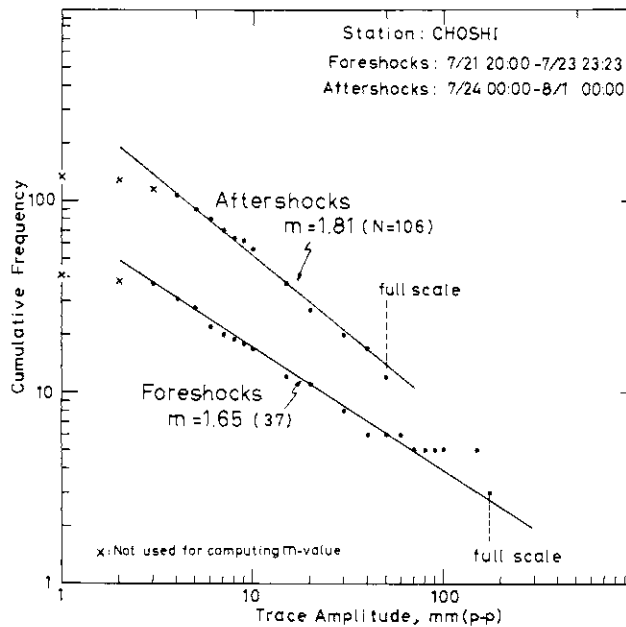


図3 銚子観測点で観測された前震および余震に関する石本-飯田の係数 m 。

Fig.3 Difference in the Ishimoto-Iida's coefficient m between foreshocks and aftershocks observed at station CHS.

3. 震源分布

防災センターでは、各観測点のP波到着時刻を用い、速度構造としては市川・望月(1971)のものを仮定してルーチンの震源決定を行なっている。しかし、この方法による震源位置は、とくに観測網の外の地震に対してかなりの誤差を含む場合のあることが指摘されている。今回についてもその危惧があるため、ここでは表1に示すような速度構造を仮定して、P波・S波双方の読取りを用いて震源の再決定を試みた。

図4(a)-(c)に、こうして得られた前震および余震の震央分布を示す。(a)では、本震発生32

Depth	Vp	Vs	Vp/Vs
0 - 4 km	5.5 km/s	3.2 km/s	1.72
4 - 18	6.1	3.6	1.69
18 - 32	6.8	3.8	1.79
32 -	7.8	4.46	1.75

表1 震源再決定に用いられた速度構造.

Table 1 Velocity structure which was used for focal re-determination.

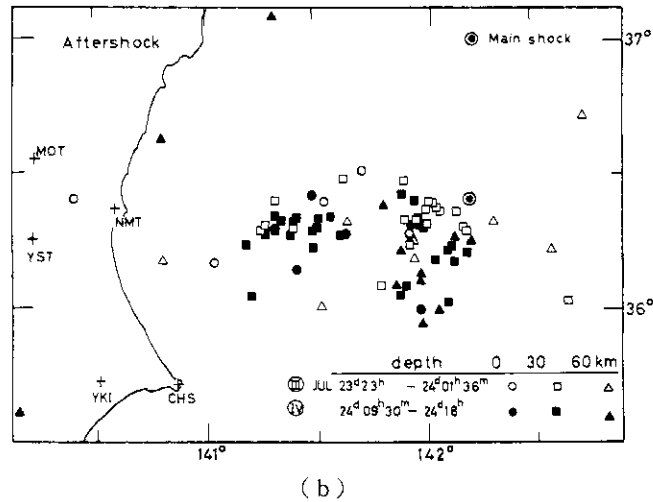
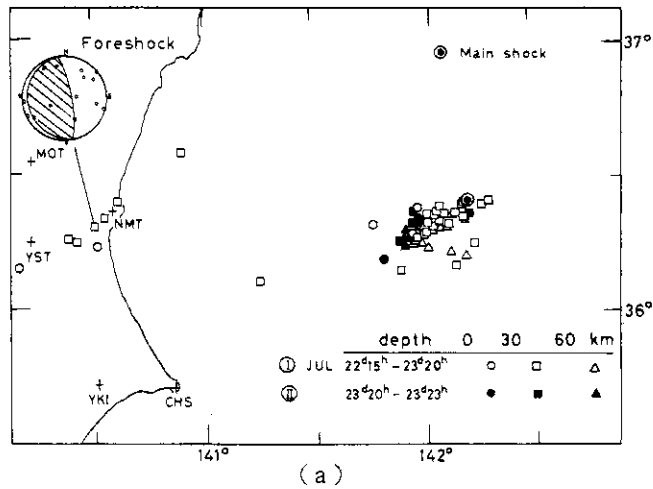
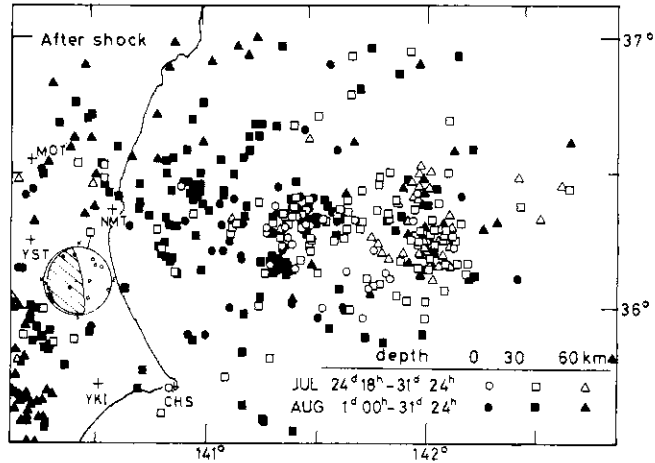


図4 前震・余震の震源分布. (a), (b)にある期間 I~IVは図2に対応.
 Fig.4 Hypocentral distribution of foreshocks and aftershocks. Periods I to IV in (a) and (b) correspond to those in Fig.2., respectively.



(c)

図4 前震・余震の震源分布(つづき).

Fig.4 Hypocentral distribution of foreshocks and aftershocks. (continued)

時間前より1.2日間の前震(白印)と本震直前3.5時間内の前震(黒印)を示し、(b)では本震直後2時間内の余震(白印)と本震10時間後より8.5時間内の余震(黒印)を示す。これらの4つの期間は、図2中でI~IVと表記される期間にそれぞれ対応している。また、(c)では、上記IVに引続く約1週間の間の余震(白印)およびそれに続く1ヶ月間の余震(黒印)が示されている。

本震についてはS波の読取りが困難なため精度のよい震源再決定ができず、図4(a)(b)の震央位置は、P波だけから決められた下記震源要素によっている。

OT = 23 h 23 m 46.9 s, 36.36° N, 142.20° E, H = 8.5 km

これらの震源分布図から、次のような諸特徴を見いだすことができる。

- (1) 前震活動全体はおおよそ30 km四方の狭い領域に集中して発生した。活動域が観測網の外のため確定的なことは言えないが、期間IではN 45° E方向、期間IIではN 20° E方向への線状配列が認められる。
- (2) 期間Iの前震活動中、茨城県東岸の那珂湊観測点(NMT)近傍で地震活動の高まりがみられた。
- (3) 期間IIの本震直前の前震活動は、期間Iのもの西縁に集中して発生した。
- (4) 本震の震源位置が精度よく定まらないためはっきりしたことは判らないが、本震は今回の全体の地震活動域の北東端に発生したようである。
- (5) 余震活動全体は、前震の分布したのと同じ海溝側領域と、新たに活発化した陸側領域との2つの部分に分かれて発生した。その全体の拡がりは、ほぼ東西100 km、南北60 kmの程度である。

- (6) 期間Ⅲの本震直後の余震域に比べ、期間Ⅳの余震域は全体としてやや南に活動を移しているようである。
- (7) 陸側領域の余震活動は本震直後はそれほど活発でないが、日を迫うにつれその活動度は高くなり、また陸側へ向けての移動性も認められる。

4. 発震機構

図4内に、今回の地震活動期間中に茨城県東岸で発生した2つの地震について、そのメカニズム解を示した。黒丸印が押し、震源球下半面への等積投影で、速度構造は市川・望月(1971)によっている。この地域の起震応力場については井元・鶴川(1982)の研究があり、ほぼ東西の主圧力軸でdip angle 20° ほどの逆断層型地震の卓越することが知られている。今度の2例もまさしくその典型的なものであり、当地域では今回の地震発生に関連して特に発震機構の変化は認められなかった。

沖合いの地震に関しては、震源位置の決定精度が陸上に較べて悪く、観測点も一方向に偏するため、精度の良いメカニズム解が安定に求まらない。とくに本震付近の海溝側の地震については、その発震機構を知ることはかなり困難である。いくつかの前震・余震について予備的な解析を行なったところでは、そのほとんどが低角逆断層型のメカニズムに矛盾しないとの結論を得ているが、なお詳細な解析については今後の研究を待ちたい。

本震の発震機構については、上記のような一定の困難はあるものの、その重要性からして以下に若干の考察を加えたい。図5の実線は、防災センターの26観測点のP波初動方向データをもとに、最適節線を電子計算機により描かせたものの内のひとつである。

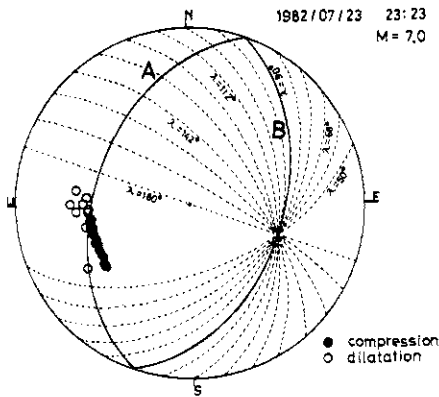


図5 本震の発震機構。下半球に投影したもの。
Fig.5 Focal plane solution of the main shock projected on the lower hemisphere.

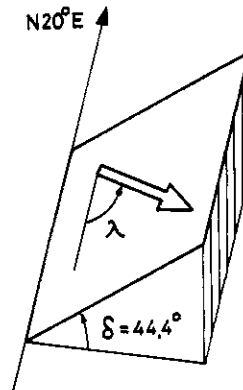


図6 本震の断層モデル。
Fig.6 Fault model of the main shock.

求められた2節面のうち、図中のA面(最大傾斜方向N70°W, 傾斜角44.4°)は比較的良好に決まっている。太平洋プレートのユーラシアプレートに対する相対運動の向きはN(280~290)°Eであるといわれ、またこの付近の海溝の走向もほぼN20°Eであることを考え併せれば、このA面を地震断層の面と考えてよからう。これに対して、もう一方の節面Bは任意性が高く、図中の点線で示されるいくつもの解が可能である。これを断層モデルに置き換えれば、図6に示す断層パラメーターのうち、slip angle λ が50°から180°くらいの間で変り得ることを意味しており、図5中には対応する λ の値が記入されている。

節面Bを精度よく定めるためには、震源をとり囲む各方向の観測点におけるP波初動方向のデータが必要である。それに関しては、今後各機関とのデータ交換などを通じて更に進んだ解析がなされることを期待し、ここでは別法として、八郷観測点(YST, 震央距離約180 km)で得られた歪ステップの観測値を用いた予備的な解析を試みる。

八郷観測点では、1982年3月までに2本のボアホール式3成分歪計が約60m離れて地下160mに設置され、試験観測が開始されている。今回の地震に際しては明瞭なる歪ステップが双方の計器に観測され、お互いの一致も満足すべきものであった(坂田ほか, 1982)。

そこで、いま本震の位置に図6のような震源を置き、slip angle λ を変えていったときの八郷における歪ステップ期待値を求め、実際の観測量と比較してみることにする。ただしこの場合の理論計算は、媒質としてP波速度6 km/s, 剛性率 3×10^{11} c.g.s.の半無限弾性体、点震源のモーメントとして笠原(1975)の式 $\log_{10} M_0 = 1.5 M + 16$ による $M = 7$ の地震

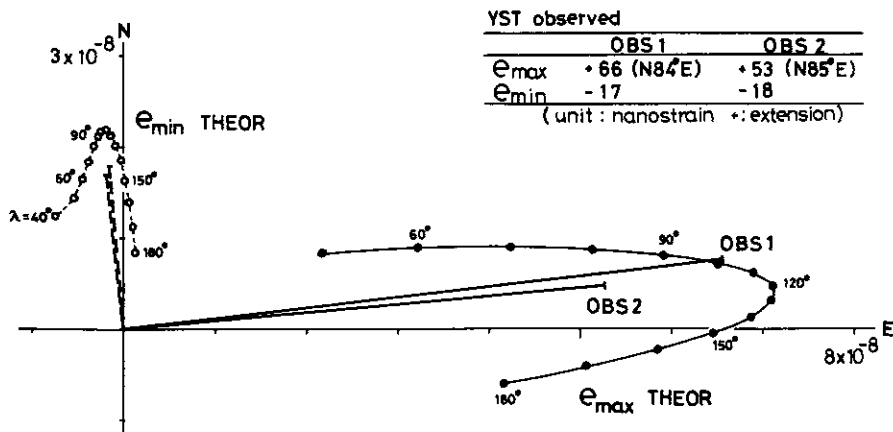
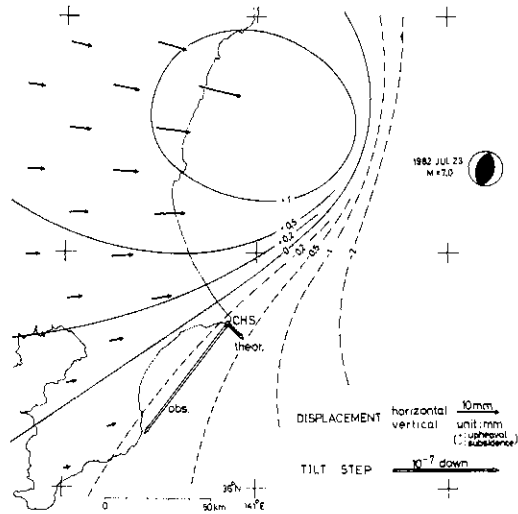
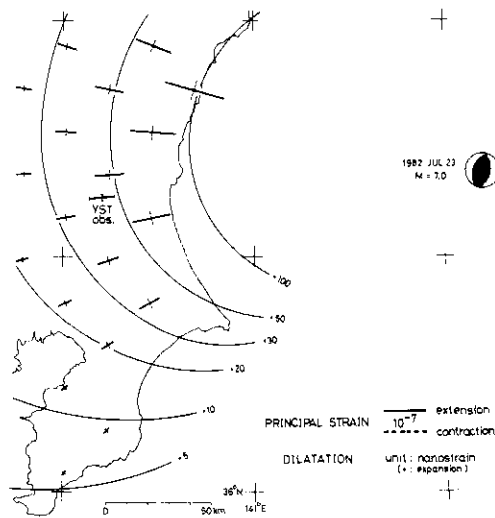


図7 八郷観測点(YST)で観測されたボアホール式3成分歪計による歪ステップの主歪値と、断層モデルから期待される主歪値との比較。

Fig.7 Comparison between principal values of observed strain steps at station YST and those of theoretical ones (slip angle λ in Fig.6 is taken as a parameter). Observed values are obtained by two sets of borehole three-component strainmeters 60 m apart from each other.



(a)



(b)

図8 本震の断層モデルから期待される静的変形場。
 (a)水平・垂直変位および銚子観測点での傾斜ステップ。
 (b)主歪および面積歪。

Fig.8 Theoretical static deformation field on the surface of semiinfinite medium. P-wave velocity, rigidity and earthquake moment are assumed to be 6 km/sec, 3×10^{11} c.g.s. and 3×10^{26} c.g.s., respectively. (a) Horizontal and vertical displacements, together with theoretical and observed tilt steps at station CHS. (b) Principal values of horizontal strain and areal dilatation.

の標準値 $M_0 = 3 \times 10^{26}$ c.g.s. を用いている。

図7に、八郷観測点における歪ステップの理論値と観測値との比較を主歪表現にて示す。元来、観測値から主歪の大きさを求めるにはステンレス鋼・モルタル・周囲の花崗岩の弾性定数などによる計算が必要な一方、理論値にも媒質や震源モーメントの仮定があり、精密な比較は無理である。これに反して、観測値から主歪の方向を求めるには3ブロックの相対的容積変化さえ解ればよく(坂田, 1981), また理論値の方も方向は安定である。そこでいま、主歪方向の合致に焦点を絞って理論値と観測値との比較を行えば、 $\lambda = 100^\circ$ のときに観測値がもっとも良く説明されることになる。なお、この場合は振幅の方もたまたま非常に良い一致を示している。

5. 静的変形場

前節で求められた発震機構をもとに、関東東部の静的変形場を計算すると、図8のようになる。ここで、(a)は水平変位および垂直変位、(b)は主歪および面積歪、の分布をそれぞれ示している。

(a)の垂直変動図からは、茨城県東海岸で1mmほどの隆起が期待されるが、これはまず検出不可能な量である。傾斜ステップはこの垂直変動のコンターラインに直交して現われる筈で、銚子観測点での期待値は $N 134^\circ E$ 下り 2.2×10^{-8} rad. であるが、実際の観測量は $N 143^\circ W$ 下り 1.3×10^{-7} rad. となっており、調和しない。

6. 過去の地震活動

ここで、今回の地震活動の舞台となった鹿島灘の沖を震源域とする過去の地震活動について、目を向けよう。理科年表によれば、鹿島灘を震源とする昭和以前の歴史的な被害地震としては次の2例があるのみである。

1677(延宝5) 11/4, ($36.6^\circ N, 141.5^\circ E$), $M=7.4$ (羽鳥(1975)では房総沖)

1896(明治29) 1/9, ($36.0^\circ N, 141.0^\circ E$), $M=6.8$

後者の地震の際には那珂、久慈川河口で家屋・土蔵が小破、波高1m前後の津波があったとある。なお、関連する事柄として、この地震の前年には、利根川下流の千葉県佐原市付近を震源として死者9人、家屋全壊47の被害を出した次のような地震も発生している。

1895(明治28) 1/18, ($35.9^\circ N, 140.4^\circ E$), $M=6.8$

次に、昭和に入ってから今日までの57年間の地震活動の推移を気象庁地震月報と別冊2, 3, 6を基に追ってみる。

図9は、図10でRegion Aと記した矩形領域内に発生した $M \geq 5.0$ の地震の時間・空間

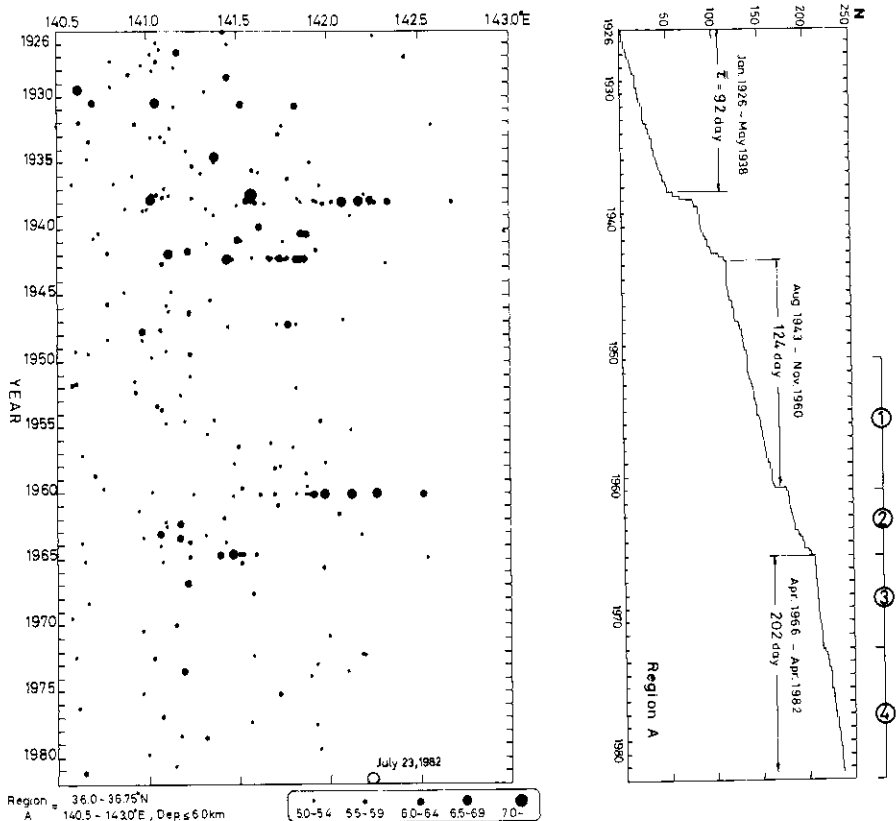


図9 茨城県沖(図10のRegion Aで示す矩形領域)における $M \geq 5.0$ の地震の時空間分布(左)および積算回数時間変化(右). \bar{T} は $M \geq 5.0$ の平均発生間隔を示す.

Fig.9 Space-temporal distribution of the earthquakes of $M \geq 5$ in the area off the eastern Ibaraki Prefecture (Region A in Fig.10), together with temporal change in accumulating earthquake number. \bar{T} denotes mean occurrence interval of the shock of $M \geq 5$.

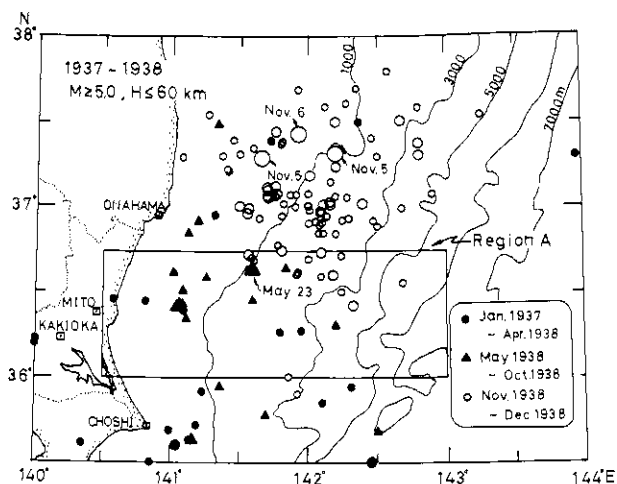


図10 1937・38の2年間に
おける茨城・福島両県
沖の震央分布.

Fig.10 Hypocentral distribution in the area off the eastern Ibaraki and Fukushima Prefectures for 1937 and 1938.

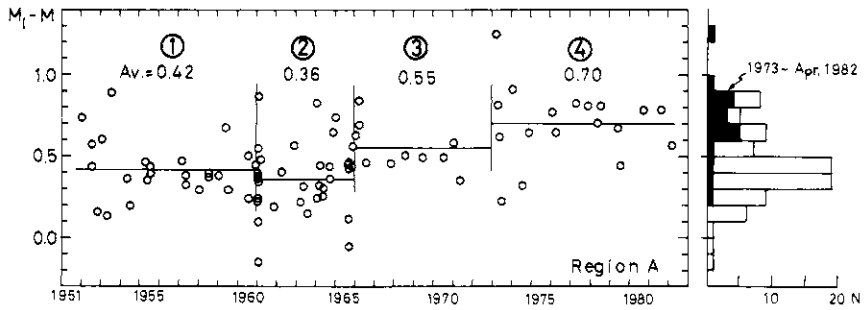


図 11 茨城県沖における最近 30 年間の M_1-M の推移(左)およびその頻度分布(右)。期間 ①～④は図 9 に対応。

Fig.11 Change in M_1-M values and their frequency distribution. M_1 , the magnitude determined by the seismic intensity distribution, is considered as a parameter of richness of high frequency components of seismic waves. Periods ① to ④ correspond to those in Fig.9, respectively.

(経度方向)分布と積算回数時間変化を示したものである。また、図 10 は、1937・38 の 2 年間における茨城・福島両県沖の $M \geq 5.0$ の地震の震央分布である。これらの図から、当地域におけるこれまでの地震活動の特徴について以下のような諸点を挙げる事ができる。

- (1) 1938 年 5 月～11 月および 1961 年 1 月に海溝寄りで顕著な群発活動があり、どちらの場合も、その 3、4 年後にやや陸寄りで再び活動の高まりをみせるという現象を伴った。
- (2) 今回の活動を含め、当地域ではほぼ 20 年の周期で地震活動の活発化が見られる。歴史をさかのぼると、上記 Region A からはやや外れるものの、1921 年には茨城県竜ヶ崎市付近の地震(石橋、1973)、1895・96 年には本節冒頭に述べた利根川下流および鹿島灘の両地震が発生している。
- (3) 1938 年 5 月 23 日の磐城沖の地震 ($M = 7.0$) の際には、これに引続き同年 11 月 5 日、福島県沖で $M = 7.5$ の大地震が発生した。後者は、 $M = 7$ 以上を 4 個も含む著しい群発的活動に発展したが(Abe, 1977)、図 10 に見られる通り、その発生以前には主に茨城県沖で地震活動が活発、福島県沖は空白域となっていた。
- (4) 1966 年以降の当地域における地震活動は著しく低く、 $M \geq 5.0$ の平均発生間隔は 202 日と、それ以前の約 100 日に比べ異常に長くなっていた。

最後の項目については野口(1982)が同様の調査をしており、今回のような地震はいつ起きてもおかしくないことが既に指摘されていた。さらに、震度分布から決めたマグニチュード M_1 と気象庁マグニチュード M との差、 $M_1 - M$ を指標として、当地域では最近高周波地震が卓越し、大きな歪蓄積の状態にあるとの警告も同時になされていた(Utsu, 1980; 野口, 1982)。

図 11 は、最近 30 年間を図 9 に示す 4 つの期間に分け、 $M_1 - M$ の時間変化を見たものであ

る。ここでの M_1 は小名浜、水戸、柿岡、銚子および東京のうち3カ所以上で有感となった地震について、その震度値からKawasumi(1951)の方法で求めたものの平均値をとってある。同図右には $M_1 - M$ の頻度分布を示してあるが、近年は M に対して M_1 が大きく、高周波側に偏った地震の多かったことが明白である。

7. おわりに

本報告は、茨城県沖の地震(1982年7月23日)に関する防災センターの観測結果を速報としてとりまとめたものである。速報の性格上、個々の議論は未だ不十分な点が多いが、今後詳細なデータの解析を待って、より掘り下げた研究を進めていきたい。

なお、前節において地震活動パターンの特徴について述べたごとく、当地域および周辺の地域においては、今後地震活動の高まることも予想される。とくに、福島県沖は最近20年以上著しく活動が低く、現在まで地震空白域になっているとの指摘がある(勝又・山本, 1982)。今回の茨城県沖の地震と関連して、両地域の今後の活動の推移には十分な注意を払う必要があろう。

謝 辞

本報告をまとめるにあたって、国立防災科学技術センター第2研究部の諸氏にはいろいろと御助力いただいた。とくに八郷の歪ステップについては坂田正治、島田誠一両氏、銚子の傾斜ステップについては山本英二、大久保正両氏にそれぞれ負っている。ここに記して感謝の意を表する。

参 考 文 献

- 1) Abe, K.(1977): Tectonic implications of the large Shioya-Oki earthquakes of 1938, *Tectonophysics*, **41**, 269-289.
- 2) 浜田和郎(1978): 伊豆大島近海地震(1978. 1. 14)の異常に小さい前震の m 値, 地震予知連絡会会報, **20**, 53-57.
- 3) 浜田和郎・大竹政和・岡田義光・松村正三・山水史生・佐藤春夫・井元政二郎・立川真理子・大久保正・山本英二・石田瑞穂・笠原敬司・勝山ヨン子・高橋博(1982): 関東・東海地域地殻活動観測網—国立防災科学技術センター, 地震II, **35**, (印刷中).
- 4) 羽鳥徳太郎(1975): 房総沖における津波の波源—延宝(1677年)・元禄(1703年)・1953年房総沖津波の規模と波源域の推定—, 東京大学地震研究所彙報, **50**, 83-92.
- 5) 市川政治・望月英志(1971): 近地震用走時表について, 気象研究所研究報告, **22**, 229-290.
- 6) 井元政二郎・鶴川元雄(1982): 関東における起震応力場について(序報)—茨城県沖の地震群—, 地

震学会講演予稿集, No.1, A60.

- 7) 石橋克彦(1973):大正10年竜ヶ崎地震の震源位置について—アーツ1号が発見した「線」との関連—(速報), 地震Ⅱ, **26**, 362-366.
- 8) 笠原慶一(1975):断層パラメータの標準値, 地震学会講演予稿集, No.1, 108.
- 9) 勝又護・山本雅博(1982):福島県沖の“空白域”について, 地震学会講演予稿集, No.1, A58.
- 10) Kawasumi, H.(1951): Measures of Earthquake Danger and Expectancy of Maximum Intensity throughout Japan as inferred from the Seismic Activity in Historical Times, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, **29**, 469-482.
- 11) 野口伸一(1982):茨城県東沖地震の規模別時間間隔について, 地震学会講演予稿集, No.1, A59.
- 12) 坂田正治(1981):新しく考案したボアホール式3成分ひずみ計, 国立防災科学技術センター研究報告, **25**, 95-126.
- 13) 坂田正治・島田誠一・野口伸一(1982):3成分ひずみ計の設置と試験観測, 地震学会講演予稿集, No.2, B24.
- 14) Utsu, T. (1980): Spatial and Temporal Distribution of Low-Frequency Earthquakes in Japan, *J. Phys. Earth*, **28**, 361-384.
- 15) 渡辺晃(1971):近地震のマグニチュード, 地震Ⅱ, **24**, 189-200.

(1982年9月6日 原稿受理)