



Title	8. 海底地形と浅発地震の震央分布
Author(s)	田, 望; DEN, Nozomu
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 20, 111-124
Issue Date	1968-09-20
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.20.111
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/13948
Type	departmental bulletin paper
File Information	20_p111-124.pdf



8. 海底地形と浅発地震の震央分布

田 望

(北海道大学理学部地球物理学教室)

— 昭和43年2月受理 —

I. ま え が き

日本の太平洋側の大陸斜面は地震活動の最も活発な所であるから、地震の研究の多くがこの地域を扱っているのは云うまでもなく、サイスミンチーの比較や、余震活動の特徴や、あるいは地質学的考察など、いろいろの観点から地域的特性が論じられてきた。一方1963年以降日本周辺海域において地震探査による地殻構造の調査が行なわれてきて、興味深い結果が得られている¹⁾。しかし地震現象を地殻構造と関係づけて考察するためには、構造に関する現在の資料は十分とは云い難い。ところが大陸斜面から海溝にかけての地震探査の結果を海底地形と比較してみると、両者の間には密接な関係があるようである。このことは、大陸斜面が地殻変動の最も激烈な場所であるためとか、あるいは少なくとも現在海底下において浸食作用を受けていないなどの理由により、地殻および上部マントルの変動が表面地形に反映していることを意味するのであろう。そこで構造と地震との関連を調べる中間段階として海底地形をとりあげ、これと浅発地震の震央分布の関係を調べ、さらに余震や津浪などに関する研究結果との対比を試みる。

II. 地殻構造と海底地形

太平洋側の大陸斜面では岩手県沖、紀伊半島沖、四国沖で深海地震探査が実施された。また気仙沼沖より東北地方を横断して日本海におよぶ大規模な地震探査が行なわれた。

第1図に示してあるように、紀伊半島沖(熊野灘)²⁾では7 km、四国沖³⁾では11 kmにおよぶ厚い堆積層が存在することが明らかとなった。これらの海域ではそれぞれ単一の測線があるだけであるから、これらの堆積層がどのような形で分布しているかは推測の域を出ない。紀伊半島から九州の沖にかけての大陸面上には、第2図(3)~(6)の測深断面⁴⁾に見られるように、水深1,000 および2,000 mの所によく発達した平坦面があり、田山⁵⁾は前者を土佐海段(Tosa

1) 地震探査の結果の概説としては、田 望；日本周辺海域の地殻構造，地震 II, 20, 特集号(1967), 131-134.

2) S. MURAUCHI, N. DEN, S. ASANO, H. HOTTA, J. CHUJO, T. ASANUMA, K. ICHIKAWA, and I. NOGUCHI; A Seismic Refraction Exploration of Kumano Nada (Kumano Sea), Japan, Proc. Japan Acad., 40 (1964), 111-115.

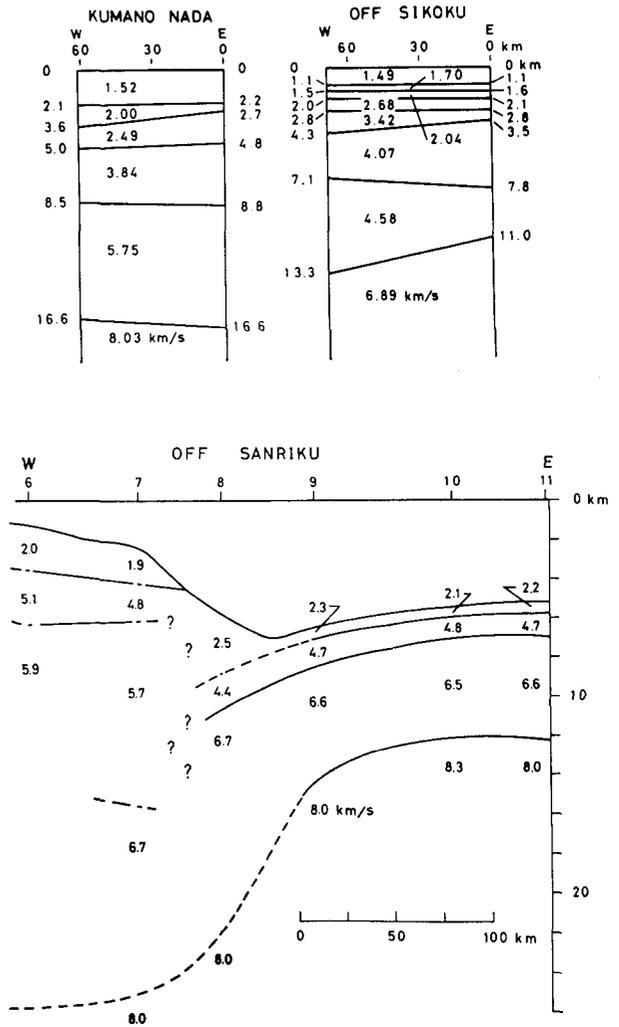
3) N. DEN, S. MURAUCHI, H. HOTTA, T. ASANUMA, and K. HAGIWARA; A Seismic Exploration of Tosa Deep-Sea Terrace off Sikoku (in press).

4) 千野純彦；昭和21年南海大地震調査報告，海底地形篇，水路要報，増 3 (1948), 1-5.

5) 田山利三郎；四国沖の海底地形，特に大陸斜面の形態について，水路要報，増 7 (1950), 54-82.

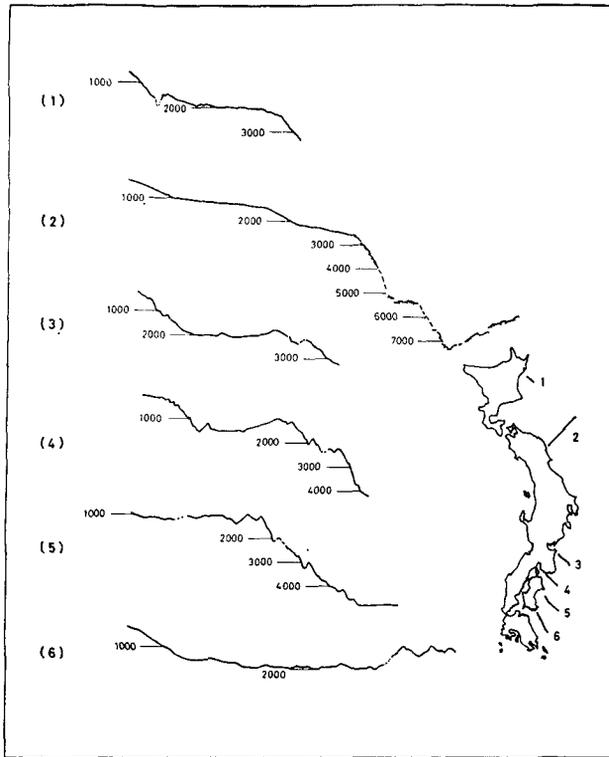
deep-sea terrace), 後者を日向海段 (Hyuga deep-sea terrace) と名づけた⁶⁾。T. SATO⁷⁾ はこれを少し修正して、海段の分布を第3図のように決定した。日本近海海底地形図 No. 6302 の解説⁸⁾ では海段の分布は第4図のようになっており、九州沖の海段の形が多少異なっている。本論文では佐藤のものを採用するが、その境界線の細かい凹凸はならして、第5図に示してあるような単純な形としたものを解析に用いる。上述の屈折測線はこれら海段の中央部にあり、厚い堆積層の分布が海段によって表現されている可能性が強い。

関東、東北地方や北海道の沖では、西南日本におけるほど顕著な海段は認められないが、第2図(1)⁹⁾、(2)¹⁰⁾ の測深断面に見られるように、水深 1,000~3,000 m の範囲では海底の傾斜は緩やかであり、それより深い所で急な傾斜となっている。N. NASU¹¹⁾ はこの傾斜の緩い比較的平坦な面を日本太平洋海棚 (Japan Pacific sea shelf) と命名した。日本



第1図 熊野灘、四国沖および三陸沖の大陸斜面の地殻構造
Fig. 1. Crustal sections of the continental slopes in Kumano Nada, off Sikoku and Sanriku.

- 6) 本論文では田山の用語にしたがい、これら平坦面を海段と称し、その境界線の陸側に近い部分を内縁 (inner edge), 遠い部分を外縁 (outer edge) と呼ぶことにする。
- 7) T. SATO; Geological Research on the Deep Sea Plains and Submarine Canyons around Japanese Island, (unpublished). 未発表の研究の結果の使用を許して下さった佐藤任弘博士に感謝します。
- 8) HYDROGRAPHIC OFFICE JAPAN; Explanatory Text of J. H. O. Bathymetric Chart No. 6302 (1966).
- 9) 茂木昭夫・岩淵義郎 (代表); 海底地形・地質調査の総括, 国際地球内部開発研究計画地質学・岩石学部門国内討論会資料 (1967), 54-58.
- 10) 佐藤任弘; 釧路沖海底谷附近の深海地形, 地質学雑誌, 68 (1962), 563-567.
- 11) N. NASU; The Provenance of Coarse Sediments on the Continental Shelves and the Trench Slopes off the Japanese Pacific Coast, Tenth Pacific Congress Abstract Paper (1961), 318-382, and Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo, Collected Reprints, 3 (1964), 55-93.



第2図 太平洋岸沖の大陸斜面を横切る測深断面

Fig. 2. Sounding profiles across the continental slopes off the Pacific coast.

2 km/sec の堆積層が厚さ約 2 km, 5 km/sec の層が約 2 km ある。5 km/sec の層が堆積層であるとすれば、古い時代のものであろうし、また 3~4 km/sec の層がないことは注目すべきことである。同様の構造が気仙沼沖爆破の結果についても報告されている¹⁵⁾。村内・浅沼・堀田¹⁶⁾はその爆破観測の時の清風丸の記録を解析し、1.7, 2.5 および 4.8 km/sec の層が 6.2 km/sec 層の上にあるとし、またサイスミック・プロファイラーで観測した堆積層の特徴を述べ、その地殻変動に言及している。東北地方沖の大陸斜面の構造は太平洋から陸地にかけての過渡的なものであり、海段 C の外縁付近での構造の急変が顕著である。

すでに述べた海段 D, F における厚い堆積層は、過去の永い期間にわたって地向斜的な堆

近海海底地形図 No. 6301 の解説¹²⁾ではこれに対応するものとして、第4図のような海段の分布が示されている。本論文ではこれに従うが、測深断面を参考にして僅かの修正をしたほか、北海道沖と東北地方沖の海段の境界として、第5図のように、千島・カムチャッカ海溝と日本海溝の会合点から津軽海峡にいたる線を設けた。この境界線は地形的には何も認められず、任意性があり、たとえば阪口¹³⁾は海溝会合点から苫小牧にいたる線を構造線と考えている。なお海段を指定するために、第5図のアルファベットを用いることにし、BC間のこの境界線は両海段の外縁として扱う。

第1図の岩手県沖(三陸沖)の大陸斜面の地殻構造¹⁴⁾では

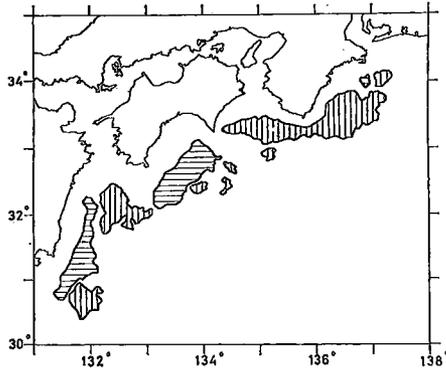
12) HYDROGRAPHIC OFFICE JAPAN; Explanatory Text of J. H. O. Bathymetric Chart No. 6301 (1966).

13) 阪口 豊; 北海道の新しい地質時代の地殻変動, 地理学評論, 32 (1959), 401-430.

14) W. J. LUDWIG, J. E. EWING, M. EWING, S. MURAUCHI, N. DEN, S. ASANO, H. HOTTA, M. HAYAKAWA, T. ASANUMA, I. ICHIKAWA, and I. NOGUCHI; Sediments and Structure of the Japan Trench, J. Geophys. Res., 71 (1966), 2121-2137.

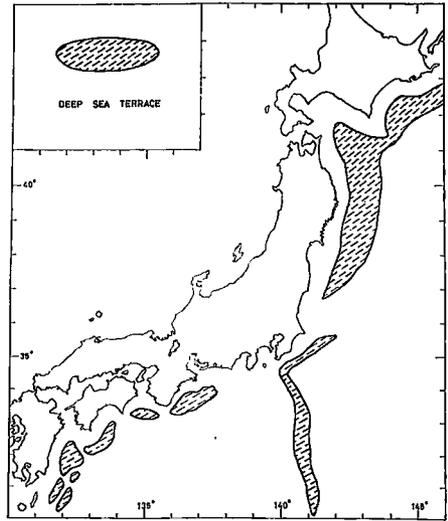
15) 爆破地震動研究グループ; 気仙沼沖, 男鹿半島および土畑爆破観測より得られた東北地方の地殻構造, 地震学会昭和42年度春季大会にて講演.

16) 村内必典・浅沼俊夫・堀田 宏; Seismic Profiler による三陸沖の堆積層の観測 (印刷中).

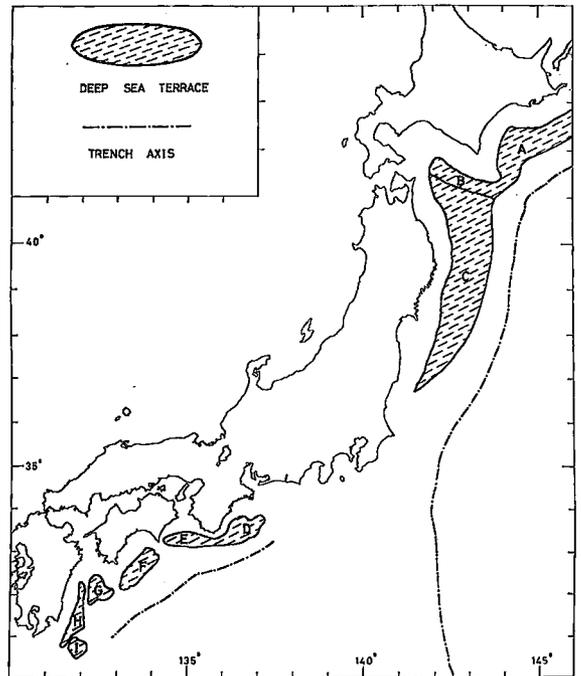


第3図 西南日本沖の海段分布, 佐藤による
 Fig. 3. Distribution of deep-sea terraces off southwest Japan, after T. SATO.

積と沈降をしたとしなければ説明し難い。海底地形を見ると、外縁付近には多少の高まりが見られるが、これが堆積物を捕捉する役割を果たし¹⁷⁾、海段内部の堆積沈降を助長した可能性が考えられる。また海段Cの外縁付近で採集された岩石から、飯島・加賀美¹⁸⁾は鮮新世末期～第四紀初めのある時期以降にこの海段が大規模な沈降をしたと説明した。東北日本と西南日本沖の海段には地形的にも、構造的にもいくらかの差異があり、同一の性質のものとして扱うのは必ずしも適当でないかも知れない。しかし両者とも激しい地殻変動の場として扱うことは妥当であろう。このような変動は堆積作用のみが主要な原因であると考えるのは無理で、地殻深部から上部マントルにかけてその原因を求めなければならない。海段



第4図 水路部による海段分布図
 Fig. 4. Distribution of deep-sea terraces, after J. H. O.



第5図 解析に用いた海段分布図
 Fig. 5. Distribution of deep-sea terraces, used in the present analysis.

- 17) このような堆積沈降に類似したもののモデルについては、たとえば H. W. MENARD; *Marine Geology of the Pacific* (1964), Chap. X, 223-231, McGraw-Hill, New York.
- 18) 飯島 東・加賀美英雄; 三陸沖—釧路沖大陸斜面の新第三紀以降の構造発達史, *地質学雑誌*, 67 (1961), 561-577.

がこのような深部作用の地形的表現として解釈し得るならば、地殻や上部マンツルの活動の一表現である地震現象と海段との間に関係があるか否かを調べることは興味あることである。

III. 浅発地震の震央分布

解析に用いた資料は 1926-1962 年の地震については Catalogue of Major Earthquakes in and near Japan (1926-1956), and (1957-1962) を、1963-1965 年のものについては地震月報を用いた。震央位置の決定精度については、時代的にも甚だしい差異があり¹⁹⁾、場所的にも海段外縁付近のような沖合いにあるものに関しては大きな誤差があるものと考えられるが^{20),21)}、敢えて区別せずに用いた。

第 6 図は 1926 年より 1965 年までの $M \geq 6$, $H \leq 60$ km の地震の震央位置を第 5 図の海段の分布とともに図示したものである。東北地方沖について見ると、その分布の西側に明瞭な境界があることは杉村²²⁾、勝又²³⁾により指摘されており、杉村はこの境界と火山帯との並行性を考えた。しかしこの境界の位置は海段 C の内縁と一致する。気仙沼沖爆破の解析結果²⁴⁾の地殻断面では、地殻は陸地より大陸斜面にかけて次第に薄くなるように示されている。しかし実測された個々の走時はこの内縁付近で、この地殻モデルで期待される走時に比して、0.5 sec 以上の偏差を示すことが指摘されている。この偏差に関しては“過渡的な複雑な地殻構造”に起因するものと説明されているが、これが深部の構造に由来するものとするれば、数 km の構造の乱れがこの部分に存在することになる。Y. TOMODA and J. SEGAWA²⁵⁾は東北地方・北海道沖の重力異常図を発表したが、Bouguer 異常について見ると、海段は負または小さい正の異常帯となっている。海段 C の内縁は東北地方沿岸から大陸棚にわたる大きな正の異常値から海段の小さな値に急変する場所に相当している。この異常の分布はおそらく海底近くの堆積層だけでは説明しきれず、深部の構造に急激な変化があるとせねばならぬであろう。このように内縁はサイスミシティーからも、また構造的にも一つの境界線となっている。

北緯 $37.5^\circ \sim 40.5^\circ$ では海段の幅が広く、震央が中央部に少なく、内縁および外縁に沿って集中している傾向が見られる。この傾向は殆んど同じ資料を解析して勝又²⁶⁾が作った“the active seismic region”の図(第 7 図)にもよく表現されている。北部では海段 B と C の境界

19) 山川宜男; 余震に関する二、三の調査(第 1 報), 地震 II, 18 (1956), 25-40.

20) K. AKI; Accuracy of Origin Time, Epicentre and Focal Depth of Local Earthquake Determined Routinely by the Japan Meteorological Agency, Bull. Earthq. Res. Inst., 43 (1965), 23-38.

21) Y. SATO, I. OCHI, and Y. KOTAKE; Accuracy of the Determination of Earthquake Source Parameters in and around Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., 45 (1967), 289-298.

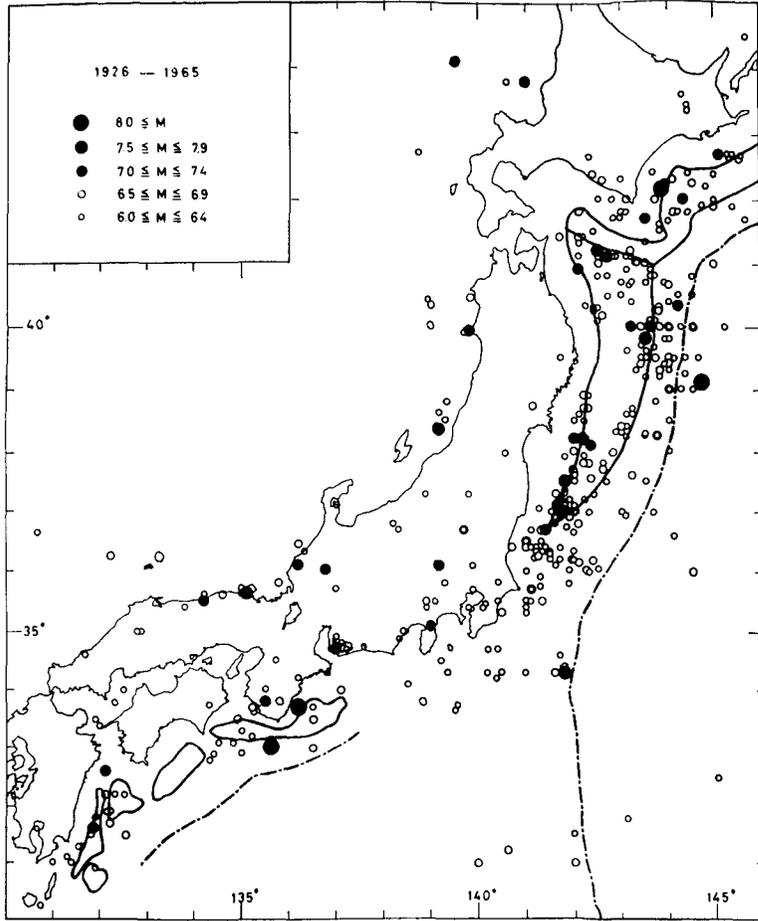
22) 杉村 新; “七島—東北日本—千島”活動帯, 地球科学, 37 (1958), 34-39.

23) 勝又 護; 日本附近の地震の分布と活動 (I), 地震 II, 19 (1966), 237-245.

24) 前出 15).

25) Y. TOMODA and J. SEGAWA; Measurement of Gravity and Total Magnetic Force in the Sea near and around Japan (1966), J. Geodetic Soc. Japan, 12 (1967), 157-164.

26) 勝又 護; 地震の規模別頻度の地域性について (I), 地震 II, 18 (1965), 219-234.



第6図 $M \geq 6.0$, $H=0 \sim 60$ km, 1926~1965年の地震の震央分布

Fig. 6. Epicenters of earthquakes, of magnitude above 6, focal depth shallower than 60 km, during a period from 1926 to 1965.

附近、特に C の側に地震が多い。南部では海段の幅が狭まり、内縁と外縁に分けて解析することは無理である。図では内縁上にある 1938 年 11 月 5 日の福島県東方沖地震の余震がこの附近の地震の過半を占めている。茨城県より千葉県沖にかけては、海底地形が複雑であり、海段は決定されていない。測深断面のあるものには平坦面が見られることや、海底地形図の等深線の様子から判断すると、この地域は数個の地塊に分割されているかもしれない。しかし地形と震央分布との関係は明瞭でない。東北地方沖では日本海溝付近に相当数の地震があることが特徴的であるが、1933 年 3 月 3 日の三陸沖地震の余震が可成りの分を占めている。この附近を調査したサイスミック・プロファイラーの記録²⁷⁾には多くの断層が認められるし、地震探査の際に数時間に数個の海震がハイドロフォンによって観測された経験もあり、活動的な場所と考え

27) 前出 14).

られる。第2図(2)に見られる水深5,000~5,500 mの bench は長距離にわたり続いており、海溝に直接に関連した地形であろう。

北海道沖では海段は襟裳岬とその延長によって二分されている。十勝・釧路沖の海段 A では平坦面は2段になっており²⁸⁾、また構造線とも考えられる釧路沖海底谷があって、地形はやや複雑である。震央は海段内にも分布しているが、1952年3月4日の十勝沖地震の震央は内縁近傍にある。浦河沖の海段 B 内では地震は少なく、これより陸側に多い。

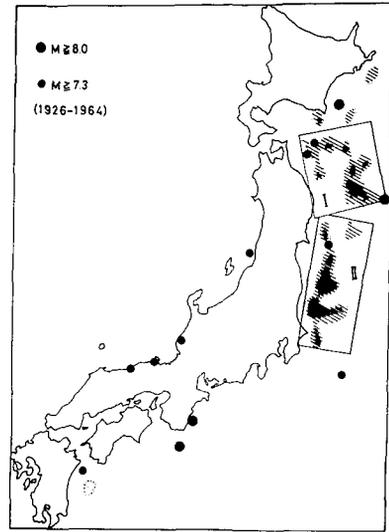
紀伊半島沖の海段 D では1944年12月7日の東南海地震が内縁附近にあり、紀伊水道沖の海段 E では1946年12月21日の南海道地震が外縁のやや外側にある。なおこの両海段には歴史的な被害地震²⁹⁾も集中して起ったようである。

九州の沖は水深1,000 m と2,000 m の海段が近接してあるので、震央分布をそれらにつき分離して考えるのは難しい。この地域の地震は全体として琉球弧としての性格があると云えよう^{30),31)}。特に豊後水道から海段 G と H の境界にかけて並ぶ地震は本州・四国と九州を境するような配列をしている。山川³⁰⁾らは日向灘の地震の震央が狭い区域に集中していることを指摘したが、その区域は海段 H と密接に関係している。

IV. 震央分布の集中性

このように見てくると、震央分布は、顕著ではないが、ある程度海段と関係があるように考えられる。そこで36.5°N以北の東北日本・北海道と紀伊半島以西の太平洋海域(隣接した沿岸の陸地も含めた)にある震央に関して、それがどの程度内縁や外縁に集中しているかを調べてみる。資料の数が十分でないので、これらの地域を一括して扱う。

第6図について、これらの地域を海段の内縁と平行な幅5 km ずつの帯状の区域に分割し、それぞれの区域に何個ずつの地震があるかを数えて、ヒストグラムを作った。しかし震央位置の報告値の大半が0.1°単位であることと、資料の数が少ないことを考慮して、このヒストグラ



第7図 地震活動の活発な地域、
勝又による

Fig. 7. The active seismic regions,
after M. KATSUMATA

28) 前出 10).

29) 宇佐美龍夫; 日本附近のおもな被害地震の表, 震研彙報, 44 (1966), 1571-1622.

30) C. F. RICHTER: Comparison of Block and Arc Tectonics in Japan with Those of Some Other Regions, J. Phys. Earth, 8 (1960), 1-10.

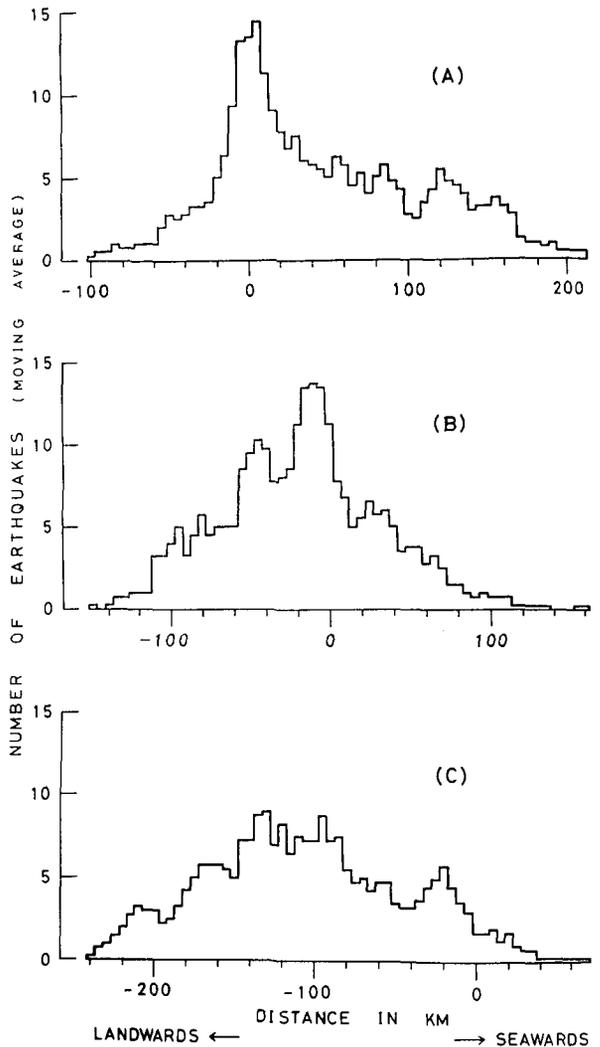
31) 宮村祺三; 地震活動と地体構造, 地震 II, 15 (1962), 23-52.

32) 山川宜男・帆前正敏・小林悦夫; 余震活動と常時地震活動, 地震 II, 18 (1965), 68-81.

ムを 20 km 幅で移動平均した。このようにして求めた内縁よりの距離別の地震数の頻度分布が第 8 図 (A) である。同様にして外縁および海溝軸³³⁾からの距離別頻度分布を求めたものが第 8 図 (B) および (C) である。

(A) を見ると、内縁の近傍に震央が可成り集中していることが認められる。またその陸側で急に地震が少なくなっているが、これは海段 C につき前節で述べた。(B) についても外縁近傍への震央の集中度が同程度に見られる。海溝軸に関する (C) では (A) や (B) ほど集中度が見られない。海溝は地震現象と直接間接に深い関係はあるだろうが、震央の集中度に関し、単に距離と云う目安だけでは、海溝より海段の方がより直接的である。

第 6 図で見ると、マグニチュードの大きい地震、たとえば $M \geq 7.0$ の地震の震央は $M \geq 6.0$ のものに較べて若干集中度がよい。したがってエネルギーで考えれば、三陸沖地震が海溝付近で巨大なエネルギーを放出したことを別とすれば、単に地震数で考えるよりも、内縁と外縁への集中度が高いと云えよう。



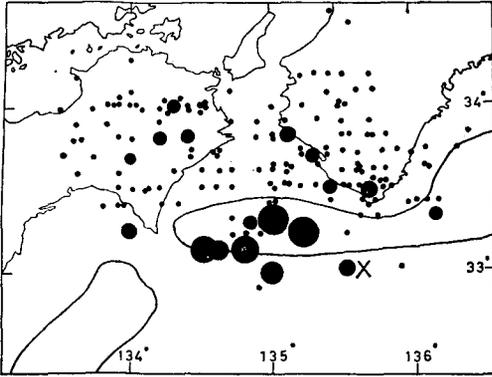
第 8 図 (A) 海段の内縁、(B) 外縁、および (C) 海溝軸よりの距離別の地震数頻度分布

Fig. 8. Histograms of frequency of earthquakes plotted against distance from (A) inner edge, (B) outer edge of the terraces, and (C) the trench axis.

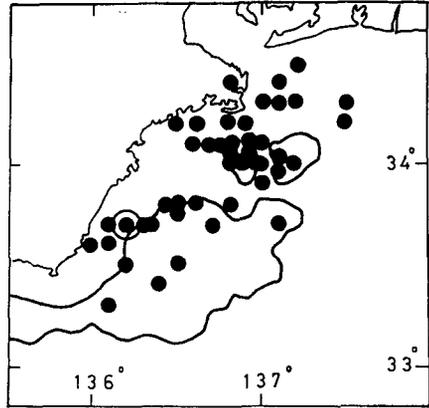
V. 余 震

震央分布に関しては上述の程度であるから、余震その他の面からも調べておくことは有益であろう。

33) 西南日本に関しては南海舟状海盆 (西南日本海溝) の軸を用いた。



第9図 南海道地震の余震の震央, 山川による
 Fig. 9. Epicenters of aftershocks of the Nankaido earthquake, after N. YAMAKAWA.

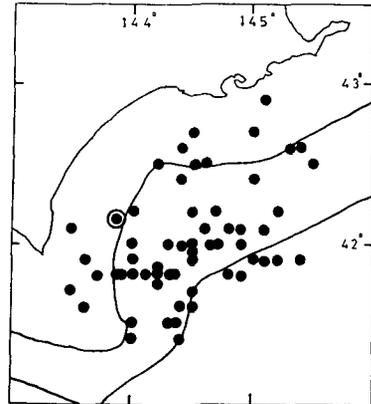


第10図 東南海地震の余震の震央, 宇津・関による
 Fig. 10. Epicenters of aftershocks of the Tōnankai earthquake, after T. UTSU and A. SEKI.

第9図は山川³⁴⁾が発表した1946年12月21日の南海道地震の余震の震央分布である。余震域は広い地域を覆っているが、山川が余震エネルギーの地域的集中性を強く指摘しているように、マグニチュードの大きい余震は狭い地域に限られ、これは海段Eと完全に一致している。

第10図は宇津・関³⁵⁾による1944年12月7日の東南海地震の余震分布であり、海段としては第3図のものを用いた。この余震域は海段Dとその北東にある小さな平坦面とに関係が深いようである。

第11図は同じく宇津・関による1952年3月4日の十勝沖地震の余震分布で、その余震域と海段Aとの対応がよい。



第11図 十勝沖地震の余震の震央, 宇津・関による
 Fig. 11. Epicenters of aftershocks of the Tokachi-oki earthquake, after T. UTSU and A. SEKI.

茂木³⁶⁾は1933年3月3日の三陸沖地震の余震域として海段Cを覆う地域を余震域としたが、一般にははるかに狭い地域が余震域とされている。余震を極めて広義に解釈しない限り、海段Cに起る地震の余震域はその一部を占めるに過ぎない。地形的に見ても南端部の水深は1,000 m以下で中部・北部よりも浅いし、他の部分にも顕著ではないが、地形的特徴がある³⁷⁾。したがってこ

34) 前出 19).

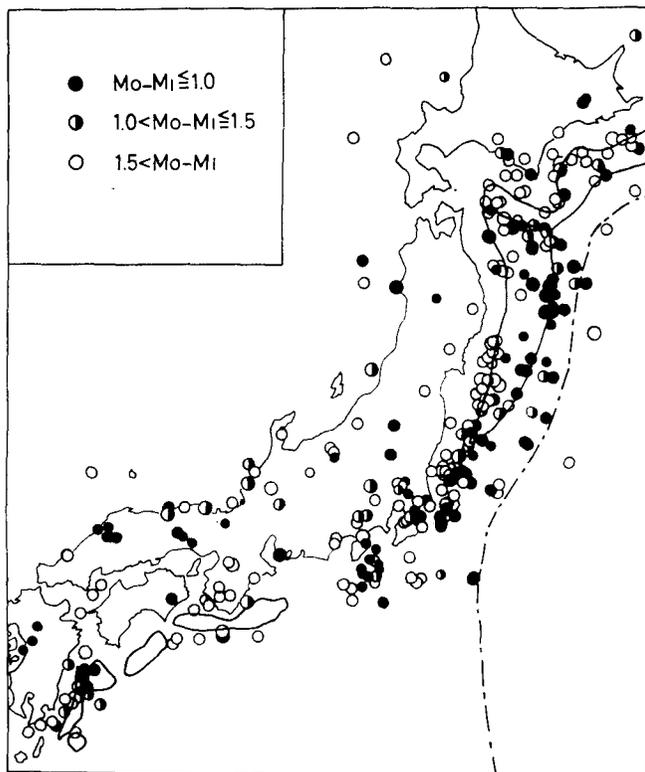
35) 宇津徳治・関 彰; 余震区域の面積と本震のエネルギーとの関係, 地震 II, 7 (1955), 233-240.

36) 茂木清夫; 大地震とその余震について, 地震学会昭和42年度秋季大会にて講演.

37) 前出 9).

これは数個の領域に分けて考えた方がよいかもしれぬ。

山川³⁸⁾の指摘した余震エネルギーの地域的集中性や群発地震群の直線的配列の例示は大陸斜面の地震活動に重要な示唆を与えるものである。また最近 K. MOGI³⁹⁾は本震と最大の余震とのマグニチュードの差を調べて、それが第12図のような地域的な分布をすることを見出した。それによると陸に近い地域ではマグニチュード差が大きく、沖合いの地域では小さい。このマグニチュード差の分布図には海段との関連が見られ、この特性は海段の内縁および外縁附近の地震の特性の違いとも解釈できよう。



第12図 本震 (M_0) と最大の余震 (M_1) とのマグニチュードの差を表わす震央分布図, 茂木による

Fig. 12. Distribution of epicenters, classified into differences of magnitudes between the main shock (M_0) and the largest aftershock (M_1). After. K. MOGI.

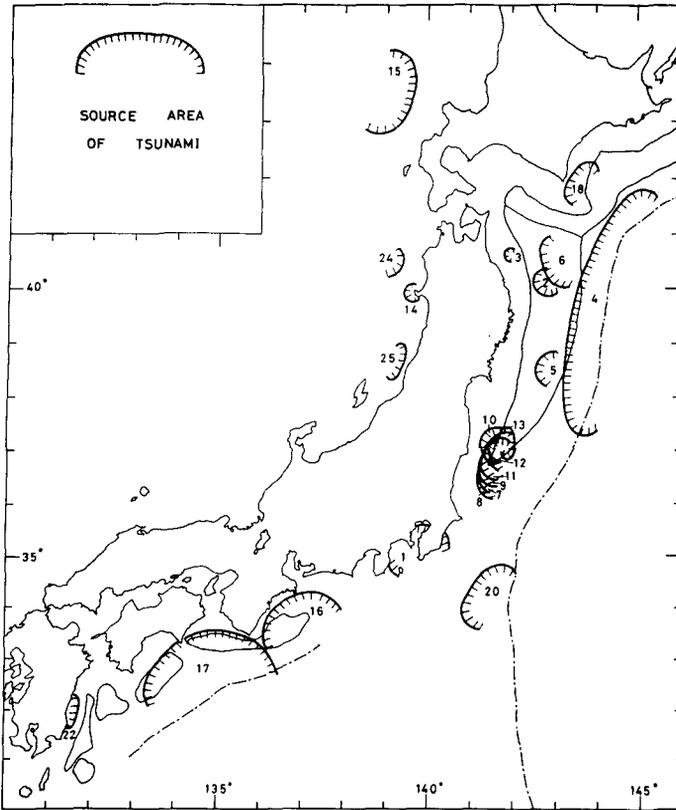
VI. 津 浪

津浪の浪源域が余震域とよい一致を示すことはたびたび云われてきた。したがって前節に述べたと同様に、浪源域も海段と可成り関連があるようである。T. HATORI⁴⁰⁾はこれまでに求

38) 前出 19).

39) K. MOGI; Regional Variation of Aftershock Activity, Bull. Earthq. Res. Inst., 45 (1967), 711-726.

40) T. HATORI; Vertical Displacement in a Tsunami Source Area and Topography of the Sea Bottom, Bull. Earthq. Res. Inst., 44 (1966), 1449-1464.



第13図 津浪の浪源域の分布，羽鳥による

Fig. 13. Distribution of the estimated source areas of tsunamis, after T. HATORI.

められたものを総合したが、これを海段の分布とともに示したものが第13図である。

1944年の東南海地震の浪源域は海段Dを覆い、余震域と同じ関係にある。1946年の南海道地震の浪源域は海段EとFを覆っている。1938年の福島県東方沖の地震およびその余震に伴った津浪の浪源域(図中の番号8~13)は海段Cの南端部と対応しているようである。また1952年の十勝沖地震の浪源域は海段Aより西に偏している。

1933年の三陸沖地震の浪源域の西辺は図上では海段CとAの外縁とよく対応しているが、あるいは前に述べた水深5,000~5,500mのbenchに対応するものかも知れない。

なお本論文で扱っている海段とは性質が違っていると思われるが、1953年の房総沖地震の浪源域は日本海溝と伊豆・小笠原海溝の会合点の陸側の凹地形⁴¹⁾に対応する。また1940年の神威岬沖地震の浪源域にも地形的な特徴がある。

第13図に示した津浪のうち3個(図中の番号2, 10および13)を除き19個については、そ

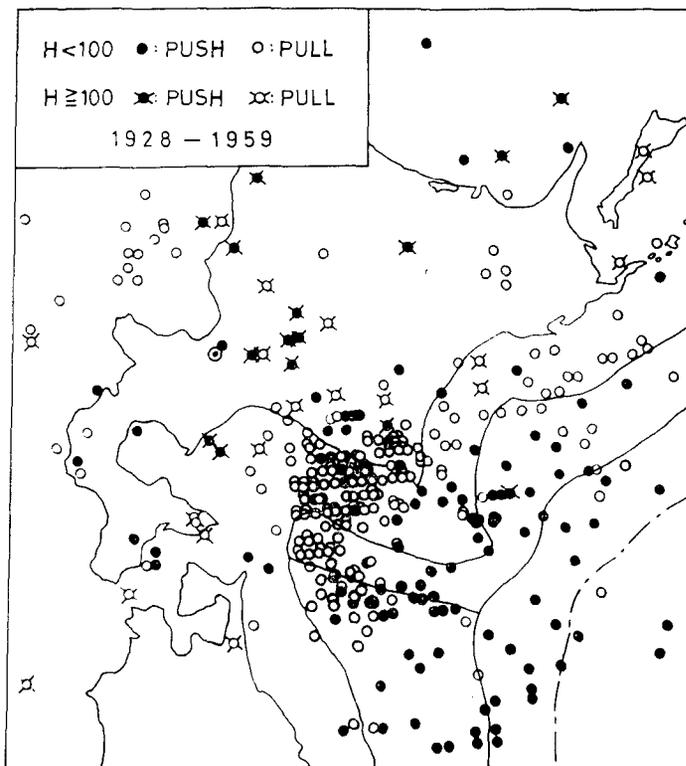
41) T. SATO, H. KAGAMI, K. KOBAYASHI, H. MIU, H. MITSUSHIO, and N. NASU; Deep Sea Research off Bôso Peninsula, Japan, J. Mar. Geol., 3 (1964), 1-14.

の第1波は上昇で始まっている。したがって大部分の津浪では、地震時に海底が隆起したと解釈されており、IIで述べた海段の沈降的性格とは逆の結果となっている。津浪と云う短時間の現象と、沈降と云う地質学的時間の現象を対応させるのが適当でないのかも知れないし、過去の変動と現在の変動が異なっているのかも知れない。またあるいは浪源の変位に何かの分布を考える必要があるかも知れない。何れにせよ、この観測事実は沿岸の地殻変動の観測とともに重要な情報である。

VII. 初動分布

震源附近の状態に関しては、地震の発震機構からも究明することが望ましい。しかし大陸斜面に起る地震については、観測点の地理的分布の不利もあって、その研究は十分とは言えず、今後待つべきものが多い。

それでも初動の分布の研究には興味深いものがある。大野・須賀・南⁴²⁾は北海道附近の



第14図 札幌で観測された初動の押し引きを示す震央分布，大野・須賀・南による

Fig. 14. Distribution of epicenters, classified into push and pull of initial motion observed at Sapporo. After Y. ONO, M. SUGA and K. MINAMI.

42) 大野 譲・須賀盛典・南 喜一郎；北海道周辺における地震活動域と地下構造，*験震時報*，26 (1961), 115-120.

地震につき、札幌で観測された初動の押し引きを調べ、それを地図上の震央の位置に示して、第14図のような地域的分布をすることを明らかにした。図示した海段と比較すると、海段Aの内縁附近およびその陸側が引き、外縁附近が押しとなっており、海段Bについても外縁(BとCとの境界線)附近のみが押しとなっている。この分布図は海段と興味ある相関を示しているが、森で観測された記録についての谷口⁴³⁾の研究結果も同様の傾向を示している。この地域的分布は発震機構が同じでも、震央距離その他の関係で射出角によって説明されるかも知れないが、発震機構やその方向が海段の内縁と外縁で異なっていると解釈することも可能であろう。

VIII. む す び

海段の内縁と外縁に対する震央分布の集中性について調べ、余震その他についての従来の諸研究結果と海段との関連を検討した。震央分布も震央位置決定精度や集中度の有意性について問題を含んでおり、今後より精度のある資料について解析することが必要であることは言うまでもない。余震その他との関連性も十分明瞭とは云えないが、しかし全く地形的に決定された海段と地震現象が多く面の面において関係を示すことは興味深いことであり、注目すべきことである。

このことは堆積などの表層の現象が地震の原因となっていると云うことではない。たとえば北米東岸の大陸斜面には地相斜的堆積があるが⁴⁴⁾、地震活動はない。また千島列島は地震活動は激しいが、その構造⁴⁵⁾は日本列島と甚だしく異なっている(ただし大陸斜面上の bench には注目すべきである)。地震の原因は当然より根源的なものに求められるべきものであるが、浅発地震の震央分布に対し、厚さ 20 km 程度ある大陸斜面の特異な地殻構造が、その集中性を助長することは十分考えられることであり、余震などの性質に影響を与えることもあり得ることである。

地震は現在の現象であり、構造や地形は過去のもの集積であるから、その時間的差異には注意しなければならない。しかし日本の大陸斜面や海溝に関しての地質学的・地形学的研究を見ると、新第三紀以降のしかも比較的新しい時代に起った現象が多い。このことも地形と地震の相関を示す一つの要素であろう。

43) 谷口外春; 森の地震記録紙からみた地震活動域, 験震時報, 28 (1963), 17-26.

44) C. L. DRAKE, M. EWING, and G. H. SUTTON; Continental Margins and Geosynclines: The East Coast of North America North of Cape Hatteras, Phys. and Chem. of the Earth, 3 (1959), 110-198.

45) I. P. KOSMINSKAYA, S. M. ZVEREV, P. S. VEITSMAN, YU. V. TULINA, and R. M. KRAKSHINA; Basic Feature of the Sea of Okhotsk and the Kuril-Kamchatka Zone of the Pacific Ocean from Deep Seismic Sounding Data, Bull. (Izv.) Acad. Sci, USSR, Geophys. Ser., No. 1 (1963), 20-41.

IX. 謝 辞

この研究を進めるにあたって海底地形に関しいろいろ御教示下さった海上保安庁水路部の佐藤任弘博士に心から謝意を表します。また種々の助力をして下さった木原幸子嬢に感謝します。

8. Submarine Topography and Distribution of Epicenters of Shallow Earthquakes

By Nozomu DEN

(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

Seismic refraction survey has revealed the crustal structure of the continental slope off the Pacific coast of Japan. Distribution of geosynclinal sedimentary layers found off Sikoku and Kii Peninsula could be correlated physiographically to R. TAYAMA's Tosa and Hyuga deep-sea terraces. The position of structural discontinuities off northeast Japan coincides with the inner and outer edges of the southern part of the N. NASU's Japan Pacific sea shelf.

Epicenters of shallow earthquakes, of magnitude above 6 show tendency to cluster along the edges of the terraces. Many of the largest earthquakes, such as Tonankai (1944), Nankaido (1946) and Tokachi-oki (1952), occurred in the vicinity of the edges. Furthermore, epicenters of large magnitude aftershocks and source areas of accompanied tsunamis had close relations with the terraces. The pattern of distribution of the epicenters, classified into push and pull of initial motion of seismic waves observed at Sapporo, shows correlation with the terraces, and may be interpreted as local differences of source mechanism or its direction.

The relations between earthquake phenomena and physiography suggest that the terraces are the surface expression of violent tectonic movements in the crust and the upper mantle. It is possible that the crustal structure in the transitional area from the ocean to the land has an influence upon the concentration of epicenters, characteristics of aftershock activity and source mechanism.