HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	北海道、日高地方の地震活動に見られた非線形な頻度－マグニチュード関係
Author(s)	高波, 鉄夫; Taylor, David W.A.; Snoke, J.Arthor.; Sacks, I.Selwyn.
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 55, 13-26
Issue Date	1991-03-15
DOI	10.14943/gbhu.55.13
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14214
Type	bulletin (article)
File Information	55_p13-26.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan
No. 55, March, 1991, p. 13−26.

北海道，日高地方の地震活動に見られた非線形な頻度—マグニチュード関係

高　波　鉄　夫・David W. A. TAYLOR*
J. Arthor SNOKE** ・ I. Selwyn SACKS***
北海道大学理学部浦河地震観測所

（1990年12月11日受理）

Nonlinear Frequency-Magnitude Relationships in the Seismicity for the Hidaka District, Hokkaido

Tetsuo TAKANAMI, David W. A. TAYLOR*,
J. Arthor SNOKE** and I. Selwyn SACKS***
Urakawa Seismological Observatory, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received December 11, 1990)

Frequency-magnitude relationships are determined for a source region defined by a circular epicentral area of 50 km radius centered on the Carnegie broadband seismograph at KMU in the southeast corner of Hokkaido Island, Japan. Within this region, bounded by a maximum depth of 125 km, more than 11,100 earthquakes were detected and cataloged by the Hokkaido University network during the period July 1976 through January 1987. The seismicity is divided into two effectively decoupled suites : crustal (Eurasian plate) and subduction (Pacific plate). The frequency-magnitude recurrence distributions exhibit departures from linearity which are statistically significant below $m_L = 2.5$ for the crustal data suite and $m_L = 3.5$ for the subduction data suite. Three independent tests show the nonlinearity is not caused by incompleteness ; the catalog is complete down to magnitude 2.0 or less for both data suites. These observations are therefore inconsistent with the linear Gutenberg-Richter relationship, which is assumed to be valid over any magnitude range for which

* ENSCO, Inc. 445 Pineda Court, Melbourne, Florida 32940, USA
** Department of Geological Sciences, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, Virginia 24061, USA
*** Department of Terrestrial Magnetism, Carnegie Institute of Washington, 5241 Broad Branch Road NW, Washington, DC 20015, USA

the data are complete.

There are relatively more large events and fewer small events in the subduction suite. The logarithm of the ratio of the number of crustal events to the number of subduction events versus magnitude is monotonically decreasing and remarkably linear over the magnitude range 1.0 to 5.0. This suggests that, the observed nonlinearity of these two frequency-magnitude relationships has a common origin.

I. 序　　論

ある限られた地域での地震の発生頻度とその規模（マグニチュード）との関係は，Gutenberg and Richter (1941) によって初めて，

$$\log N = a - bm, \tag{1}$$

の式で表現できることが導かれ，この（1）式は今日も地震活動の調査でよく用いられる．とくに大きなマグニチュードの地震に就いては（1）式はよく満足されるのが知られている（例えば，Gutenberg and Richter (1954)）．この（1）式の中の N は，ある大きさのマグニチュード m より大きな地震の数の積算値 $N_c(m)$，または $m \pm 0.5 \triangle m$ のようなあるマグニチュードの前後一定幅内での地震の頻度 $N_i(m)$ のいずれにも適用できる．そして a，b は定数である．この（1）式は，特定した地域の，そしてある期間内での地震発生数 $N(m)$ の対数頻度に適用され（例えば，Bollinger・他 (1989)），定数 a，b は最尤法または線形回帰法で求めることが出来る．一般には定数 a は地震活動のレベルの尺度を示し，定数 b はほぼ1の値をとるのがよく知られている．これらの定数は，先で述べたいずれの N でも同じ値となる．

地震の危険率の調査では，好んで $N_c(m)$ が用いられているが，しかし，Herrmann (1977) が示しているように，実は式（1）の $N_c(m)$ 版は $N_i(m)$ 版から導かれる関係にある．個々の $N_i(m)$ が互いに統計的に独立であるのに注目し，ここでは $N_i(m)$ についての調査結果を示す．

式（1）の有効生について，地震の震源の類似性と震源の幾何学に基づいた説明を幾人かの研究者（例えば，Kanamori and Anderson, 1975 ; Hirata, 1989 ; Rundle, 1989, など）によって試みられている．彼等の共通の解釈は，ある特定した断層領域内で単位時間内に発生する地震の数は地震のサイズの累乗則で見積られ，もし断層の面積は簡単な累乗則に従って地震モーメントから見積られるならストレス・ドロップは地震のサイズに無関係であり，また地震モーメントの対数は地震のマグニチュードと線形な関係にある，などである．

任意の地震のデータに関して，式（1）の様な関係式はある有限のマグニチュードの地震データのみに保持されていると考えられ，その上限のマグニチュードは観測された最大の地震のマグニチュードより小さな値であろう．なぜならば，時間的には観測期間の限界，さらに空間的には制限された束縛（例えば，Anderson and Luko, 1983 ; Youngs and Coppersmith, 1986）などの影響を受けていると考えられるからである．このようなマグニチュードの最大値を扱うには線形回帰法より最尤法が優れているのでこの研究においてもこの最尤法が使用された．これについて

の詳しい説明は，Bender (1983)，または Bollinger・他 (1989) を参照されたい．

一方マグニチュードの下限は地震が全て揃った完全なカタログの最小なマグニチュードの値をとるのが一般的である．もしその最小の地震の検知能力が時間と共に変るような観測網の変更がある時には，Stepp (1972) によって開発されたような手法を用いて検討すべきであろう．彼はある任意のマグニチュードに対する地震数は統計的に定常である，と仮定し，時間の変化に対する変動を検定している．この種の多くの研究では，より小さい地震の数 $\log N$ は，より大きめの地震から決めた最適な直線から外れることがあるが，この理由を小さい地震のカタログが不完全であるからと，簡単に結論づけている（例えば，Chinnery and Rogers, 1973)．しかし，例えば Aki (1987) はこの説明に適しない観測事実を報告している．と言うのはカルフォルニアの断層，Newport-Inglewood の周辺で発生した1連の地震について詳細に調べた結果，少なくても $m=1$ まで完全にカウントしているデータセットのうち，$m=3$ より大きな地震に適合した直線に $m=1$ より小さい地震は勿論適合できないが，すでに $m=3$ 付近から湾曲が認められたのである．また宇津 (1967) はすでに $\log N_i$ が上に湾曲する理由として，地震の発生が本質的に（1）式の分布法則からはずれているか，またはプロットされたデータが不完全なためであろうと指摘している．

本報告では，マグニチュードに対する地震の発生頻度の関係を，地震観測網が良く整備され，かつ地震活動の高い領域から得られた2つのデータ・セットを用いて調査した．両方のデータ・セットとも $\log N$ とマグニチュード m との関係は，直線でなく湾曲した分布を示し，そしてこれはデータの不完全さに起因するものではあり得ない，と言う結論が導き出された．そしてそれぞれ異なった分布を示していても，この非線形性はともに同一ものであるらしい，と言うことも暗示された．

II. デ　ー　タ

研究の対象とした地域は，北海道南部の一角で，そこに在る浦河地震観測所 (KMU) からの震央距離が 50 km の円周内，かつ深さが 125 km 以下の領域内に発生した地震を扱った (Figure 1)．因みにこの観測所にはカーネギー研究所の広帯域地震計が設置されている．この円筒の震源領域を設定したのは最大限完全なカタログを得たいためであって，他のいかなる地学的境界とは関係ない．この領域内では，太平洋プレートの上面がほぼ 30 km の深さで北西方向に沈み込みを始め，その最大深度は約 100 km に達している（北大理学部，1987)．またこの地域の地殻の基底はほぼ 45 km である (Shimamura, 1981 ; Miyamachi and Moriya, 1984)．

従ってこの研究対象地域には，2種類の地震データ・セットからなっていると言える．1つは上側に乗り上げているユーラシア・プレート内の地殻内地震であり，もう1つはその下側に沈み込んでいる太平洋プレート内の沈み込み帯内地震である．次に述べるようにこの2つのデータ・セットは異なったテクトニクッスの環境下にあって，実際それぞれの震源分布は連結していない．そこでここでは深さ 45 km より浅い地震を地殻内のもの，60 km から 125 km までの深さの地震

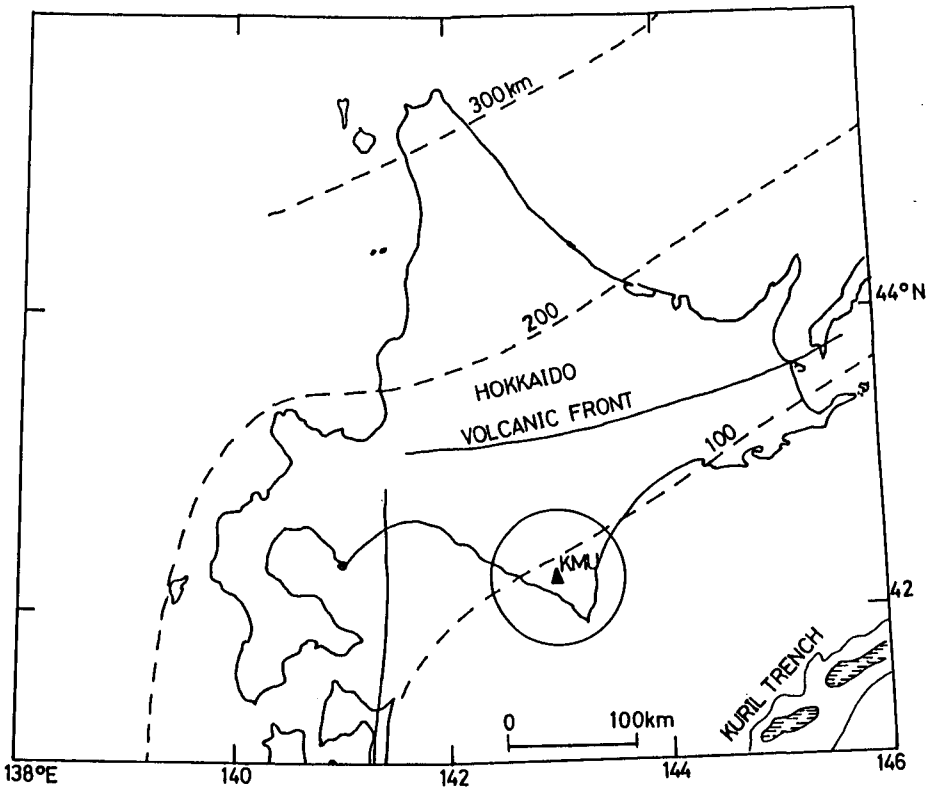

Figure 1. Map of Hokkaido Island. The small circular area on the southeast corner of Hokkaido is the 50 km radius study area centered on station KMU. Dashed lines are approximate depths to the subducting slab in kilometers, while the solid lines indicate the volcanic front.

は沈み込み帯内のものと区別することにした．なお，さらに細かい地震の分類を行ってもこの種の調査結果に対して有為な違いが認められていない（Taylor・他 1987；Taylor, 1988)．

ここで特定した震源領域内で，1976 年 6 月から 1987 年 1 月までの期間に 11,103 個の地震が震源決定され，カタログされている．この間に，2 つの大きな地震が発生した．1 つは，1982 年 3 月 21 日の浦河沖地震（JMA マグニチュード 7.1，震源の深さ 36 km，浦河地震観測所（KMU）からの震央距離 35 km)の地殻内地震であり，もう 1 つは，1987 年 1 月 14 日の沈み込み帯内の地震（JMA マグニチュード 7.0，震源の深さ 123 km，KMU からの震央距離 32 km）である．

この日高地方には 1976 年の地震観測網設置当初から高密度の観測を実施していたため，震源位置，より小さい地震の検知，地震のマグニチュードの見積りなど他の地域より精度良く行われていると言える．震源位置と発震時は Ichikawa and Mochizuki（1971）の P 波走時曲線に合うようにして求められたものである．

11,103 個という膨大な数の地震のうち，約 5,400 個の地震が 1982 年にカタログされたものである．そしてその殆どの地震がこの年の 3 月に起きた浦河沖地震の余震である．そしてこの地震が及ぼしたカタログへの影響はその年にだけ限られている．なぜならこの頻度分布に及ぼすよう

な特別の前震活動もなく，また本震後約200日程度でm≧2の地震の発生の割合が元に戻った（北大理学部，1983）からである．また地殻内地震と沈み込み帯内地震との震源分布の連結が無かったと言えるのは，1982年に起きた地殻内地震が約60%を占めていたにもかかわらず，その年に起きた沈み込み帯内の地震の割合はわずか13%に過ぎなかった，という事実からも理解される．1987年1月14日の地震の前震活動も無視できるほどであった．そこでこの大きな2つの地震による偏りを最小にするために，ここでは1977年－1981年と1983年－1986年との9年間の地震カタログに限定した．その結果，地殻内地震が3306個と沈み込み帯内の地震が746個とからなる2つの地震カタログとなった．（因みに1982年の地殻内地震を加えても，あるいは別々にしても今回の調査が有意に変ってしまうような結果は得られなかった．）

地震のマグニチュードは，JMAマグニチュードに合うようにして決めた継続時間マグニチュードである．この関係式は，$m_L=3.151\log(T_{duration})-2.92$ である．この $T_{duration}$ は振動継続時間を秒単位で計ったものである．その後に $m_{revised}=0.87\,m_L+0.31$ なる改良式が提示されたのでこれを用いた同じ調査を試みたが，少なくとも今回の我々の調査に関してはこの2つのマグニチュード式の違いは認められなかった．従ってここでは m_L だけによる結果を示した．

共著者の1人，Taylor（1988）はこの地震カタログから幾つかの地震を選び，スペクトルのスケーリング関係の調査を行なっている．その1つは2つの地震グループ（地殻内，沈み込み帯内）間での，log（モーメント）対マグニチュードとの関係について調べた．彼はKMUの広帯域地震計の記録を用いて，21個の地殻内地震と24個の沈み込み帯内の地震（この内，$m_L\geqq 2$ の地震はそれぞれ13個と20個である）との変位振幅スペクトルからモーメントを求めている．このモーメントは，発震機構，波線の伝播，そして観測点などの影響を適当に補正したS波の振幅スペクトルの低周波コーナーから計算された．観測点での影響の補正は，Dysart・他（1988）が用いたセプストラル法によって行なわれた．伝播経路の影響として，この地域で求められた Q_p 構造（Sacks, 1975）が使用され，また Q_s 構造はよく用いられている関係式，$Q_s=Q_p/2.2$ から仮定した．火山フロントから海溝側に向って存在する楔形のアセノスフェア内の Q 構造はHasegawa・他（1979），海野・他（1981），そしてMatsuzawa・他（1989）等によって求められている．彼等の調査によると東北日本での Q_p の値は500－900の範囲にあって，北海道南部でSacks（1975）が求めた値と近い．この程度の Q 値の範囲は導き出したいパラメータには殆ど無視できるほどの幅である．また当地域は火山地帯から充分離れているので大きなLow－Q 値を示すような地域性は無視できると思われる（Figure 1）．

Figuer 2にマグニチュードが $m\geqq 2$ の地殻内地震と沈み込み帯内の地震とのlog（モーメント）対マグニチュードの関係を示す．たとえ地殻内地震と沈み込み帯内の地震との伝播経路が異なっているのが明らかであるにも拘らず，この2つのモーメント対マグニチュードとの関係に系統的な違いが認められない．この事実は，1つのモーメント－マグニチュードの関係式を両活動域の地震に対して当てはめられることを意味している．しかし，Taylor（1988）も詳しく議論しているように，$m_L=2$ より若干小さめのマグニチュードでlog（モーメント）対マグニチュード

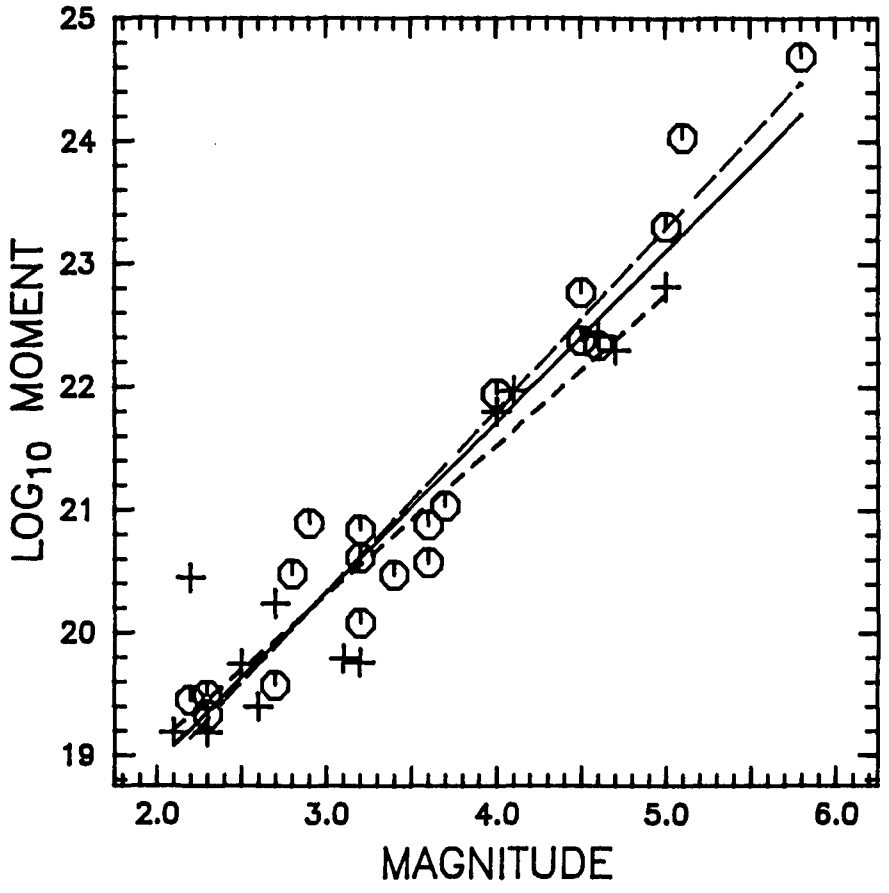

Figure 2. Log moment versus duration magnitude for crustal earthquakes (+) and subduction earthquakes (○). The short dashed line represents the best fit through the crustal data points, the long dashed line the subduction data points. The solid line is the best fit through all the data points.

の非線形性は除去できない.

Figure 3 に地殻内, 沈み込み帯内でのそれぞれの地震に対する $\log(N_t)$ 対継続時間マグニチュードの関係を示した. 各マグニチュード幅に占める地震の数は 1 年間当りの相対頻度に正規化して示してある. なおマグニチュード幅 $\triangle m$ は 0.5 である. 図中の 2 本の直線は大きなマグニチュードに注目し最尤法で求めた回帰直線であり, そして個々のマグニチュードに対する予測値の存在する範囲を 95%の信頼限界で示してある.

III. 完全性の調査

観測から求められた頻度－マグニチュード曲線 (Figure 3) を従来の解釈で見ると, 沈み込み帯内の地震については $m_L=3.5$ 以下, 地殻内地震については $m_L=2.5$ 以下の地震カタログが不完全となる. 即ち実際に起きている小さい地震を検知できなかったために湾曲していると説明される. ところが次に述べるいくつかの検討によれば, 両方の地震カタログは少なくても $m_L=2$ 又

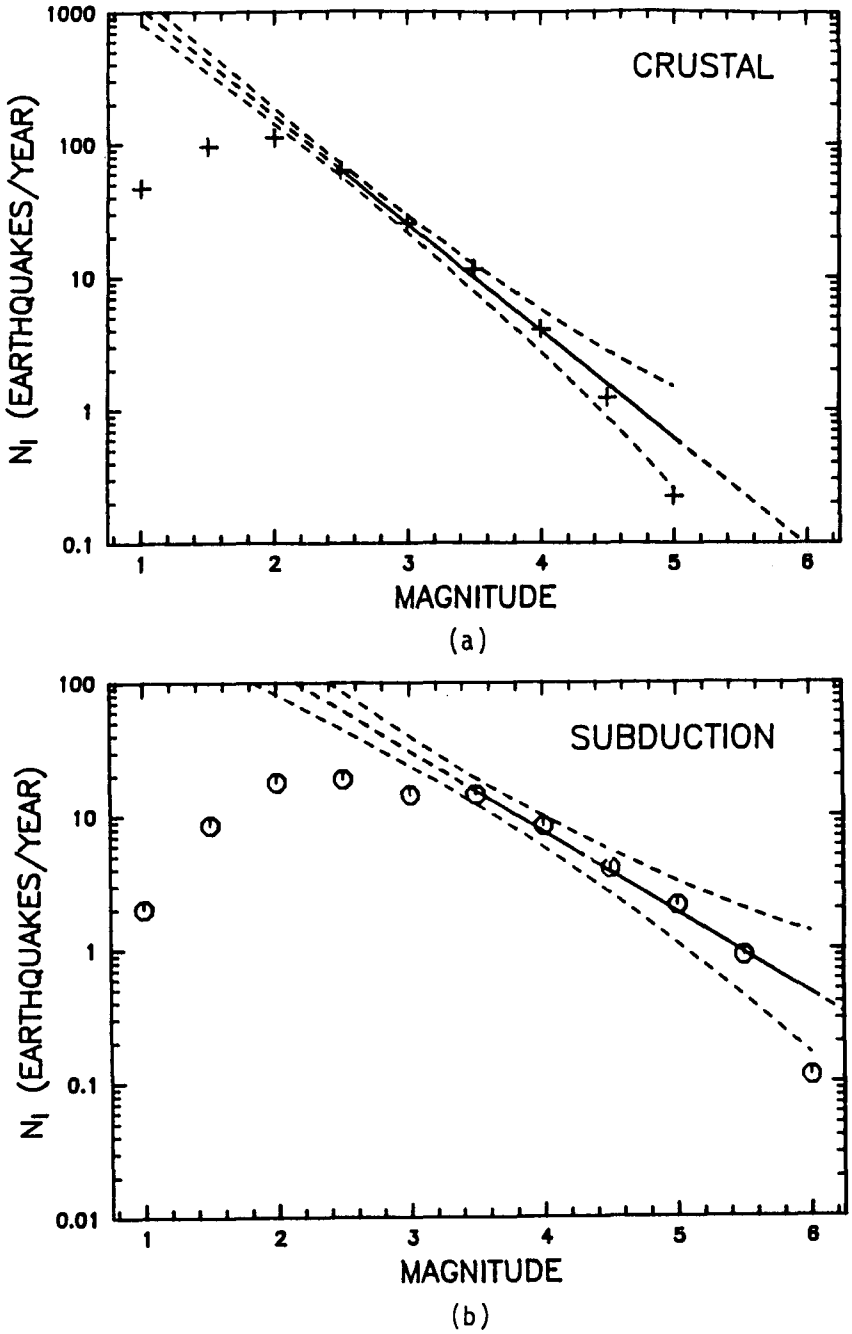

Figure 3. Log of the number of events per year as a function of magnitude for the crustal data suite (a) and the subduction data suite (b) for the years 1977−1981, 1983−1986. Solid lines are the maximum liklihood fits, straight dashed lines are the projections of those lines to lower magnitudes. Also included are dashed lines indicating the 95% confidence limits based on the predicted values of individual observations. The crustal events are fit by the equation $\log N_I = (3.82 \pm 0.08) - (0.81 \pm 0.02)\ m_L$ over the magnitude range 2.5−5.0 and the subduction events are fit by the equation $\log N_I = (3.3 \pm 0.2) - (0.61 \pm 0.05)\ m_L$ over the magnitude range 3.5 to 6.0.

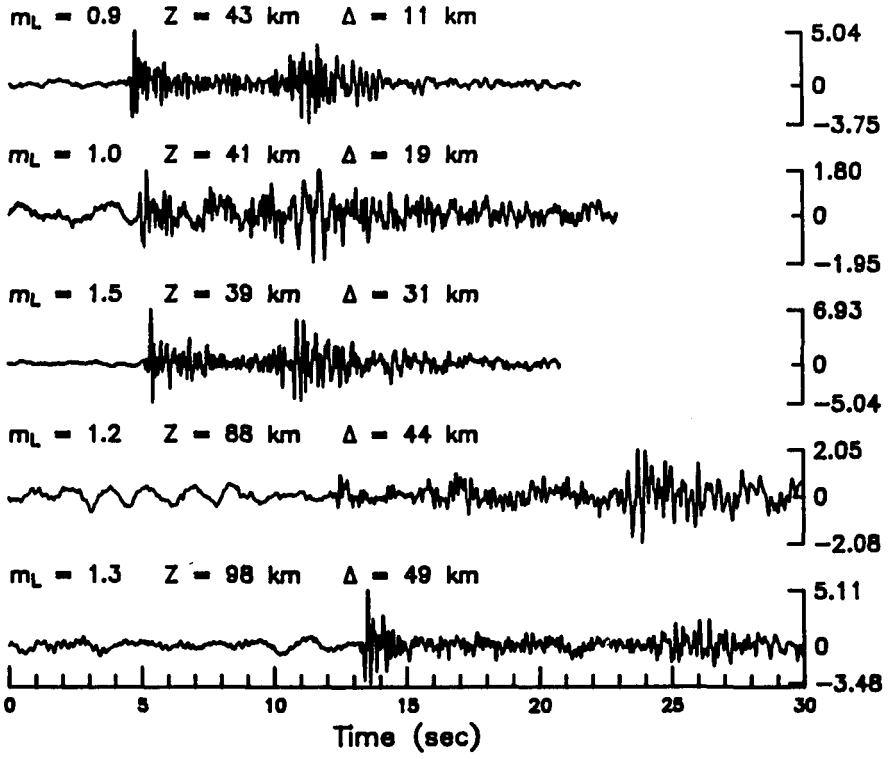

Figure 4. Five small events recorded on the vertical component of the Carnegie broadband seismograph at KMU. Magnitudes, depths, epicentral distances and the maximum trace amplitude are included for each event.

はそれ以下までの地震カタログは完全なものである，と推定される．従って観測された湾曲はデータの不完全性の為でない．その理由は以下の調査から考えられる．

まず第1に，Figure 4 には KMU の上下動広帯域地震計に記録された5つの小さい地震の波形記録が示されている．5つ全ての地震はP波とS波との到着が明らかであり，この様な小さな地震を震源と伝播経路との影響で験測出来なくなるようなことはあり得ない．この調査地域では，1982 年を除いてみると，震源決定されカタログされた地震の1日当りの平均は2個，又はそれ以下である．このことは，この地震カタログが非常に多くの地震から成っているにも拘らず地震の波形が重なってしまうような問題は殆ど無さそうである．人工的ノイズの問題についても，地震観測所が人里離れた場所であったり，震源から観測点までの伝播経路は水平成分より垂直成分がより多く占めるなどからしてこの種のノイズによって他の領域からの地震を誤認するような識別の問題は殆どあり得ない．

次いで，Rydelek and Sacks (1989) はすでに地震カタログの完全性を見積る為の優れた手法を採用し，検討している．彼等は小さい地震の検知数は一般に人工的な，あるいは周辺の環境などによるバックグランド・ノイズが少なくなる夜間に多く，しかし地震は1日の時間帯には関係無く起きていると考え，地震の検知の程度を1日の時間の関数として調べた．これを実施するに

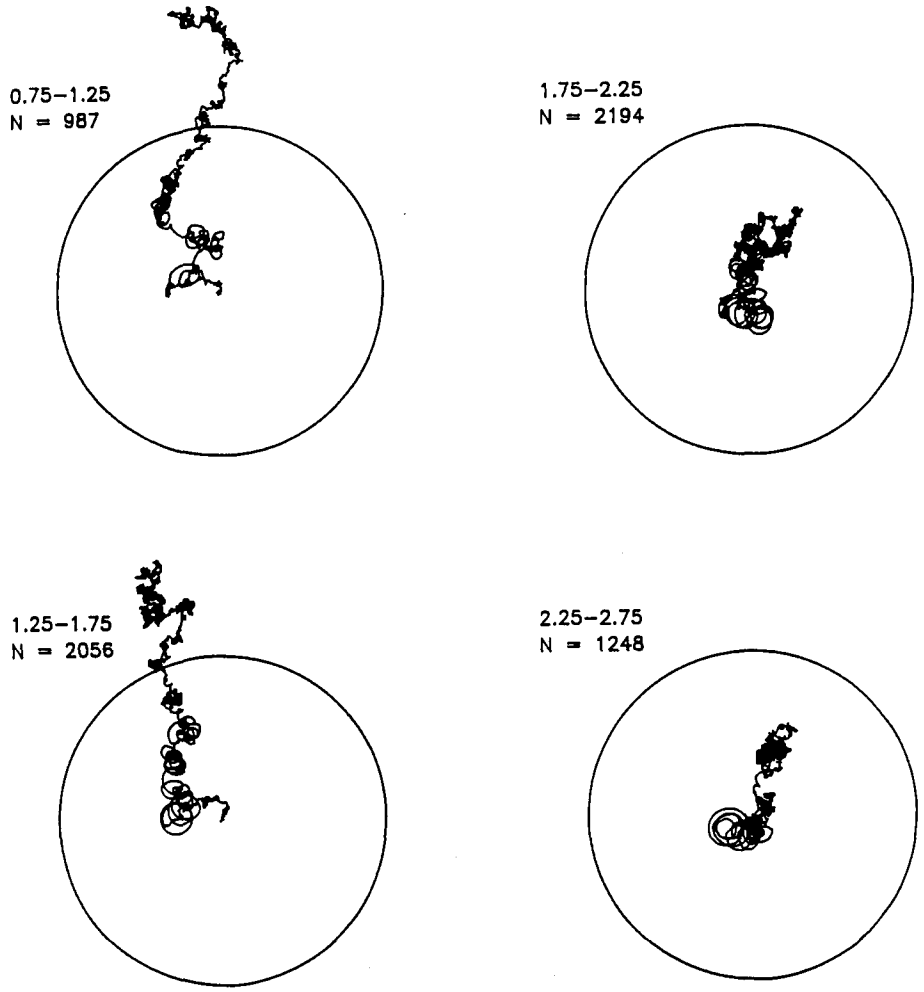

Figure 5. Rydelek and Sacks test for crustal events (including 1982). The magnitude range and the total number of events are included with each plot. Events in excess of two per hour were rejected. The circle represents a 24 hour clock with the top corresponding to local midnight and 6 a.m. to the right. Phasor walkouts which cross the solid circle have exceeded the 95% confidence limit.

あたり，彼等は地震1個，1個を単位長さのベクトルで表現し，ベクトルの方向は1日を24時間時計で見た時，地震の起きた時刻をその時針が指す方向で表現した．そして任意のマグニチュード幅の中にある全ての地震に対応するベクトルをそれぞれの先端に次々繋ぎ合せた．もしあるマグニチュード幅内の地震カタログが完全であるならばこの単位ベクトルの和は原点を中心にランダム・ウォークの軌跡を描く筈である．しかし，どちらかと言えば夜間に多く検知され易い小さな地震の場合はそのカタログは不完全であって，この種の小さい地震を表現した単位ベクトルの和は原点から彷徨いながら夜間帯の方向に遠ざかるのが期待される．そしてこのベクトル和の最終的な位相，または“walkout”は地震の総数の平方根に比例するランダム（ポアッソン）過程か

ら期待される値と比較することが出来る．このランダム性の検定の感度は地震の総数の平方根に依存している．即ち95%の信頼性の時，10,000個の地震カタログの中で3%(ワースト・ケース)の不完全性を検知することが出来る．1,000個の地震カタログの場合は9%に，100個の地震カタログの場合は30%までこの不完全性が増える．大雑把な見積りとして，彼等は少なくてもカタログが300−400個の地震からなっていればその検定は信頼できると述べている．したがって今回の調査についてみると，沈み込み帯内で起きた小さな地震の場合，その数が少なすぎたためにこの種の検定は不可能である．

Figure 5にm_L=1.0から2.5までの地殻内地震に対するこの種の検定の結果を示した．この検定に関して1982年の地震も含まれている．この検定は検知される地震の敷居値を調べるために行うのであり，地震の発生頻度の関係を調べるためのものではないし，さらに地震の数が多ければ多いほどこの種の検定は統計的に改善されると考えられる．ただし連続して起きる群発性の地震によるバイアスを抑えるために，1時間内に連続して2個を越えるような地震は排除した．この検定によると地殻内地震の完全なデータとして認められる敷居値はm_L=1.5−2.0の間に存在するのは間違いない，と言える．

さらに観測点近傍に，あるいはある深さより浅い部分にだけに地震の震源が求められ易い，など震源決定上の問題を含んでいる場合もカタログとして不完全になってしまう．したがって深さの違いや，色々なマグニチュード幅の違いなどに注目して地震の震央マップ，震源位置の断面図を作ってそれらの分布パターンを探ってみることも行った．Figure 6に観測点と一緒に地殻内地震，m_L=2の地震の震央マップを示した．それによれば，浦河沖地震の震源域付近にただ1つ明らかな地震クラスタリングが認められる．この場所は全てのマグニチュードの地震に対しても同様のクラスタリングが認められる．従って震源決定の問題はないと考えられる．

IV. 地殻内地震と沈み込み帯内地震との比較

Figure 3を詳細に観察すると，少なくともこの地域についてはより大きめの地震は深い所(沈み込み帯内)で起き易く，浅い所(地殻内)ではより小さめの地震が多く発生し易い，と言う結論を導き出すことが出来る．この結論は，南米のチリ北部の地震観測網で見出された結果と似ている(Suyehiro, 1967)．そこでは深さ500 km以上で深発地震が数多く起きているにもかかわらず，微小地震は大変稀にしか起きていない．このような結果を支持する他の研究として，ペルー中央部での地震活動調査にも見られる(Schneider・他，1988)．そこでは深さ〜100 kmでの地震のb値が〜150 kmでの地震のそれより有為に高い値になっていることを示した．

2つの地震カタログ間の系統的な違いを検討するために，地殻内の地震数と沈み込み帯内の地震数との数の比の対数をマグニチュードの関数としてFigure 7に図示した．この地震数の対数比の値がマグニチュード1から5まで殆ど完全な直線上にプロットされている．ちなみにこのデータから最小2乗法で求めた直線のパラメータは，傾きが−0.56±0.01，もう1つの定数が1.91±0.04となった．浅い地震と深い地震との2つの地震グループの分離法に対数を当てはめない

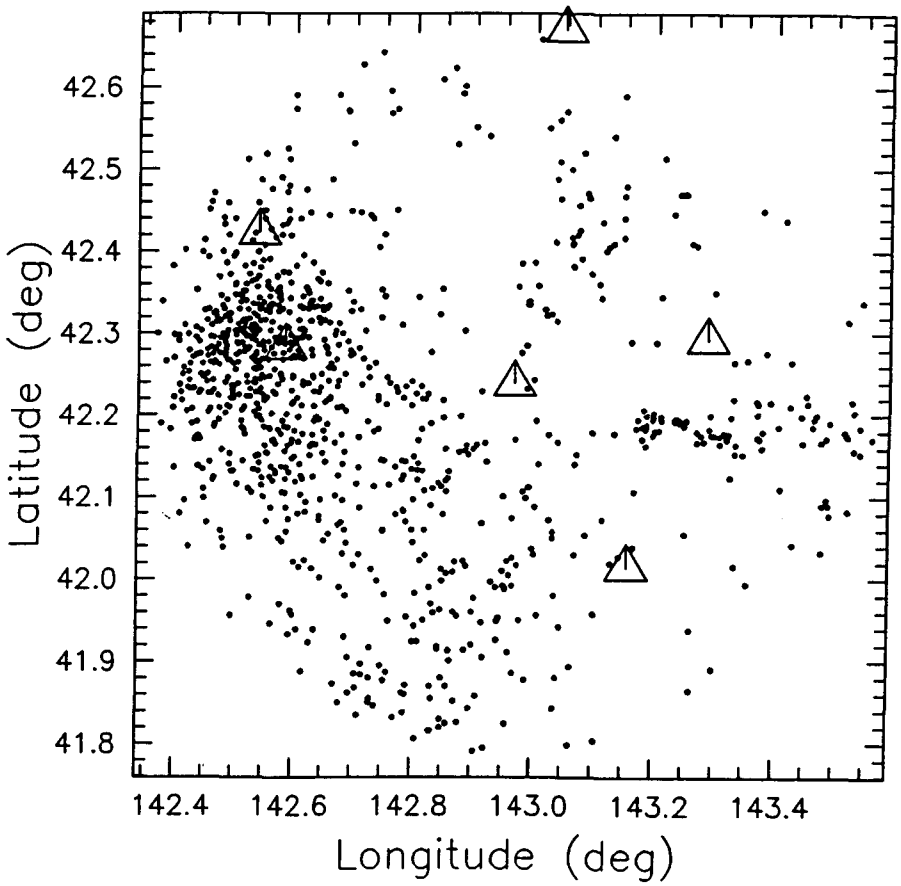

Figure 6. Epicenter map of crustal events with $m_L=2\pm0.25$. Also shown are Hokkaido University network stations, with KMU at the center.

で単純に深い地震に対する浅い地震の数の比だけを観察することがある．この場合も定数や傾きが僅かに変化するがその比の値はマグニチュードの大きさに反比例し，単調減少を示すのは対数に当てはめた場合と同じである．

Figure 3にプロットされている，マグニチュード1から5までの9つの観測値に8次の多項式に適合させることが出来る．Figure 7の比の値のプロットも2つのそれぞれのカタログに適合させた8次の多項式のそれぞれの同次数間の係数の差を係数とする8次の多項式で表現できる．比の値のプロットの並びが完全に直線に近かったことから2つのカタログの非線形性は同じであり，そして地殻内と沈み込みの帯内での地震レッカレンスの違いは線形なマグニチュードの関数として表現できる，という事実を暗示している．もし，この2つのレッカレンスの関係に適合させた多項式の形線形項が完全に同じならば，地殻内での地震とマグニチュードとの関係は沈み込み帯内での地震とマグニチュードとの関係に見られた湾曲性と同じものが期待される．

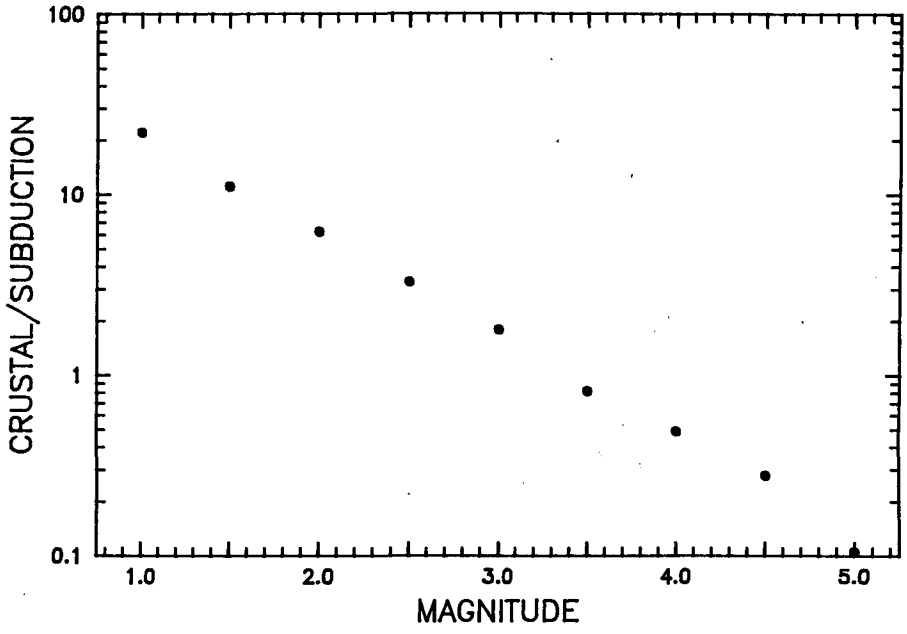

Figure 7. The log of the ratio of the number of crustal events per year to the number of subduction events per year vs magnitude. The ratios are calculated from the data points in Figure 3. The linear regression line has the equation log (Ratio)= $(1.91\pm0.04)-(0.56\pm0.01)\ m_L$ over the magnitude range 1.0 to 5.0 with a coefficient of determination of 0.997.

V. 結　　論

沈み込み帯内の地震カタログに見られた，頻度－マグニチュードの湾曲した関係 (Figure 3b) はデータの不完全性によるものではない，という結論が示された．カタログの完全性を満たす敷居値が地殻内地震の場合，湾曲の中心のマグニチュードより約 0.5 だけ小さいマグニチュードであったので，このカタログに非線形の項を適合させる必要は無かったかもしれない．しかし，Figure 3a にプロットされた点の 1 点，1 点の偏差が統計的には意味無しと言えども，より大きな地震においてすら湾曲が認められることに注目すべきであろう．2 つのデータ群を一緒に解析したところ，Figure 7 で見られたように数の対数比のプロットが殆ど完全に 1 直線上に並んだ．これは頻度－マグニチュードの非線形関係を示唆したものであり，その非線形の程度は沈み込み帯内の地震と地殻内の地震とで同じである，ということを示している．

数の比の非線形性が $m_L=1$ まで保持されている，という事実は興味深い．なぜならこの値はカタログの完全性の敷居値や信頼できるマグニチュードの最小値などよりもさらに小さい値である，という事実による．またここでは 2 つの地震活動領域で地震の検知能力やマグニチュード－モーメント関係がほぼ同じである，と示された．Figure 3 に見られた明瞭な 2 つのプロット間の違いや，Figure 7 で認められた non－zero の傾きなどからこの 2 つの地震活動域での頻度－マグ

ニチュードの関係に違いが存在することを示している．すでに述べたように，その違いはある線形な関係でモデルを考えることが出来るが，しかしこの研究だけではその物理的原因まで追及することは出来ない．例えば，我々は単に深さによる影響かそれとも2つの領域でのテクトニックスの違いに基づいた一般的な背景の違いによるものか，今のところ識別できない．この疑問を解くためにはこの種の研究を地震活動の高い他の地域でも実施してみる必要があろう．

謝辞　ここで用いた地震の震源データは北海道大学理学部地震予知観測地域センターの地震関係職員の絶間ない努力によって作成されたものであり，また地震カタログは本谷義信氏の処理プログラムで作られたものである．我々の研究を正しく理解し，この研究の最中にも有益なコメントや助言を下さったRick Davison, Matt Sibol, Gil Bollinger, そしてPaul Rydelekの諸氏に対し心から感謝申し上げます。

文　献

Aki, K., 1987. Magnitude-frequency relation for small earthquakes : a clue to the origin of f_{max} of large earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **92**, 1349−1355.

Anderson, J. G. and J. E. Luco, 1983. Consequences of slip rate constraints on earthquake occurrence relations. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 471−496.

Bender, B., 1983. Maximum likelihood estimation of b values for magnitude grouped data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 831−851.

Bollinger, G. A., F. C. Davison, M. S. Sibol, and J. S. Birch, 1989. Magnitude recurrence relations for the southeastern U. S. and its subdivisions. *J. Geophys. Res.*, **94**, 2857−2873.

Chinnery, M. A. and D. A. Rogers, 1973. Earthquake statistics in southern New England. *Earthquake Notes,* **XLIV**, 89−103.

Dysart, P. S., J. A. Snoke, and I. S. Sacks, 1988. Source parameters and scaling relations for small earthquakes in the Matsushiro region, southwest Honshu, Japan. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 571−589.

北海道大学理学部，1983．北海道とその周辺の最近の地震活動（1982年6月−11月）．地震予知連絡会会報，**29**，1−3．

北海道大学理学部，1987．北海道とその周辺の最近の地震活動(1986年12月−1987年5月)．地震予知連絡会会報，**38**，6−10．

Gutenberg, B. and C. F. Richter, 1941. Seismicity of the Earth. *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.* **34**, 1−133.

Gutenberg, B. and C. F. Richter, 1954. *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena,* 2nd ed., Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 310 pp.

Hasegawa, A., N. Umino, A. Takagi, and Z. Suzuki, 1979. Double-planed deep seismic zone and anomalous structure in the upper mantle beneath Northeastern Honshu (Japan). *Tectonophysics,* **57**, 1−6.

Herrmann, R. B., 1977. Recurrence relations. *Earthquake Notes,* **48**, 47−49.

Hirata, T., 1989. A correlation between the b-value and the fractal dimension of earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **94**, 7507−7514.

Ichikawa, M. and E. Mochizuki, 1971. Travel time tables for local earthquakes in and near Japan. *Pap. Meteorol. Geophys.*, **22**, 229−290.

Kanamori, H. and D. Anderson, 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073−1095.

Matsuzawa, T., A. Hasegawa, and A. Takagi, 1989. Q_P structure beneath the northeastern Japan arc estimated from twofold spectral ratio method. *Tohoku Geophysical Journal,* **32**, 21−33.

Miyamachi, H. and T. Moriya, 1984. Velocity structure beneath the Hidaka Mountains in Hokkaido, Japan, *J. Phys. Earth,* **32**, 12−42.

Rundle, J. B., 1989. Derivation of the complete Gutenberg-Richter magnitude-frequency relation using the principle of scale invariance. *Jour. Geophys. Res.,* **94**, 12,337−12,342.

Rydelek, P. A. and I. S. Sacks, 1989. A test for completeness of earthquake catalogs. *Nature,* **337**, 251−254.

Sacks, I. S., 1975. Anomalous island arc asthenosphere and continental growth. *Carnegie Inst. Wash. Year Book,* **74**, 256−266.

Schneider, J. F., I. S. Sacks, D. Huaco, L. Ocola, E. Norabuena and A. Flores, 1988. Spatial distribution and b value of intermediate-depth earthquakes beneath central Peru. *Geophys. Res. Let.,* **15**, 1421−1424.

Shimamura, H., 1981. A travel time study from a "source" of the Usu volcano earthquake swarm. *J. Phys. Earth,* **29**, 131−144.

Stepp, J. C., 1972. Analysis of the completeness of the earthquake hazard sample in the Puget Sound Area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard. in *Proc. Internat. Conf. on Microzonation for Safer Constr. Res. Appl.,* **2**, Seattle, WA, 887−909.

Suyehiro, S., 1967. A search of small, deep earthquakes using quadrapartite stations in the Andes. *Bull. Seism. Soc., Am.,* **57**, 447−461.

Taylor, D. W. A., 1988. Source studies over a wide range in earthquake magnitude. Ph. D. Dissertation, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, Virginia, 98 pp.

Taylor, D. W. A., Snoke, J. A., Sacks, I. S. and T. Takanami, 1987. Frequency and energy comparisons between shallow and subduction earthquakes near the Hokkaido corner, Japan : Preliminary results. *Seis. Res. Let.,* **58**, 105 (abstract).

海野徳仁・長谷川昭・高木章雄，1981．東北地方のQ－構造．昭和56年秋季大会，地震学会講演予稿集，p. 28.

宇津徳治，1967．地震の規模別分布に関連する諸問題（II）．北海道大学地球物理学研究報告，**18**，53−69.

Youngs, R. R. and K. J. Coppersmith, 1985. Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates. *Bull. Seism. Soc. Am.,* **75**, 939−964.