



Title	時間的に均質な地震カタログの作成
Author(s)	勝俣, 啓; KATSUMATA, Kei; 笠原, 稔 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 67, 213-224
Issue Date	2004-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.67.213
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14345
Type	departmental bulletin paper
File Information	67_p213-224.pdf



時間的に均質な地震カタログの作成

勝俣 啓・笠原 稔

北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター

(2003年12月19日受理)

Making a Temporally Homogeneous Seismic Catalog

Kei KATSUMATA and Minoru KASAHARA

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University

(Received December 19, 2003)

We have produced a temporally homogeneous seismic catalog by the relocation of hypocenters using arrival times of P - and S -waves and the maximum amplitude of ground motion that are picked by the authors with careful inspection from the waveform data of local earthquakes with $M=3.0$ or larger, which were recorded by Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University (ISV) from January 1, 1994 to November 30, 2000. A group of seismographic stations for the relocation is fixed to avoid a temporal man-made change in hypocenters and magnitudes. The temporally homogeneous seismic catalog is valuable to monitor temporal changes in seismicity and b -value of the magnitude-frequency relationship.

I. はじめに

一般に地震カタログは時間的に均質ではない (Habermann, 1987, 1991). その原因の一つは地震観測点数の変化である. 観測点密度が高くなればなるほど検知能力が向上し, より小さな震も震源決定されるようになる. その結果, 時間の経過とともに報告される地震の総数が増大して行くことになる. 一方, 大きな地震に限って見れば検知能力が不変なので時間的には均質なカタログであると考えられる場合が多い. ところが観測点数の変化によって震源やマグニチュード M が系統的にずれてしまうことが少なくない. M のずれには2種類ある. 一つはどの M の値においても同じ量だけずれが生じるものである. これを magnitude shift と呼ぶ. もう一つは M の値によらずれの大きさが異なるものである. これを magnitude stretch と呼ぶ.

地震活動度の時間変化 (例えば, Mogi, 1969; Ohtake et al., 1977; Wyss et al., 1984;

Kisslinger, 1988 ; Taylor et al., 1991 ; 宮岡・吉田, 1993 ; 小高・前田, 1994 ; Wiemer and Wyss, 1994 ; Wyss et al., 1996 ; Takanami et al., 1996) を議論するような場合, 検知能力を一定に保つためにある M 以上の地震に限って解析することが多い。このような場合注意を要するのは, magnitude shift や magnitude stretch が起きるとその時期を境に見かけ上地震活動度が変化してしまうことである。

またよく知られているように地震の M 別頻度分布は次のような関係にある (Ishimoto and Iida, 1939 ; Gutenberg and Richter, 1944) :

$$\log_{10} N = a - bM, \quad (1)$$

ただし, N はマグニチュード M より大きな地震の積算度数, a と b は定数である。magnitude stretch が起きるとこの式の b 値も変化するので b 値の経年変化 (例えば, Gibowicz, 1974 ; 加藤・他, 1981 ; Shi and Bolt, 1982 ; Jin and Aki, 1989 ; Ogata and Katsura, 1993) を議論するような場合にも細心の注意が必要である。

M にずれを生じる原因としては, (1) M を決定する観測点の組み合わせの変化, (2) 地震計のダイナミックレンジの変化, (3) データ処理システムの変更などがある。微小地震の M は通常, まず観測点毎に最大振幅と震央距離を用いて M を計算した後, それら観測点の M を平均することによって得る。地盤特性の影響で振幅が増幅されて大きな M になりやすい観測点やその逆の場合もあるので, 新設された観測点のデータを加えると平均値がずれてしまうことが多い。また地震計の高性能化によってダイナミックレンジが広がると大振幅でも飽和することなく最大振幅が計測できるようになる。このような観測点のデータを用いるようになると高性能化の前後で M を計算する観測点の組み合わせが変化することになる。

人工的な M のずれが検出された例としては, 例えば Katsumata and Kasahara (1999) が指摘した, 北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター (北大センター) での WIN SYSTEM (ト部・東田, 1992) 導入時のものがある。1993年5月に WIN SYSTEM が導入され, データ処理システムが大幅に変更された。その前後で東経 144~149 度の千島海溝沿いに発生した地震の b 値が 1.4 から 0.8 へと大きく変化したのである。また, データ処理システムの変更だけでなく, 地震観測点の数が大きく変化した際にも M のずれの発生が予想される。北大センターでは, 1996年11月に気象庁札幌管区气象台 (札幌管区) の地震観測点を含めて震源決定を行うようになった (一元化)。観測点数が飛躍的に増大しこの時点でも M のずれが起きた可能性が高い。本論文では, 観測網を固定して記録波形の再検測と震源および M の再計算を行い, 時間的に均質な地震カタログを作成した。

II. データと解析

1. 定常観測

1994年1月1日から2000年11月30日までに北大センターが定常観測によって決定した震源

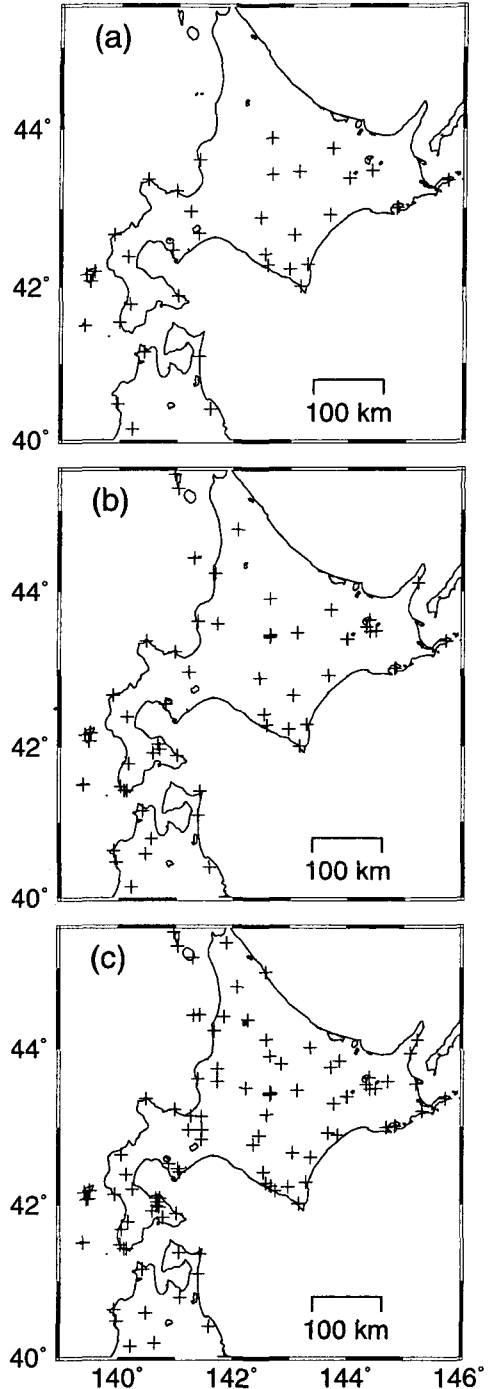
データを用いた。Fig. 1は震源決定に用いた地震観測点の分布を示す。Fig. 2は1ヶ月間に1回以上震源決定に利用された観測点数の変化を月別に示したものである。1994年初めには北海道大学および弘前大学、東北大学の観測点を合わせて約40点であった。その後北海道北部や東部に観測点の新設され、一元化直前には約70点に増加した。そして1996年11月以降、札幌管区の観測点に加わり約120点となった。

北大センターではパーソナルコンピュータを使用して受信された地震波形データの処理を行っている。一次処理に使用しているソフトウェアはWIN SYSTEM (ト部・東田, 1992)である。WIN SYSTEMは連続波形データ収録、イベントの検出、イベントトリガ波形収録、 P 波・ S 波到着時の検出、震源および M の決定等一連の処理を自動的に行う。震源決定にはHYPOMH (Hirata and Matsu'ura, 1987)を使用し、 P 波速度 (V_p)はFig. 3のような1次元モデルを用いている。この速度構造は市川・望月の走時表 (市川・望月, 1971)と P 波走時が等しくなるように決められている。 S 波速度 (V_s)は V_p/V_s 比を $\sqrt{3}$ と仮定して P 波速度から計算する。ある地震の M を決定するには、まず以下の式を用いて観測点毎に M を計算する (渡辺, 1971)。

$$0.85M_A - 2.50 = \log A_v + 1.73 \log r \quad (r < 200 \text{ km}), \quad (2)$$

ただし、 M_A はその観測点でのマグニチュード、 A_v は速度波形記録の上下動成分から読み取った最大振幅で単位はcm/s、 r は震央距離で

Fig. 1. Change in seismographic stations of ISV. Crosses indicate the location of the stations (a) of January 1, 1994, (b) in October 1996 and (c) after November 1996. The two seismographic networks of ISV and JMA were combined into the new ISV network in November 1996.



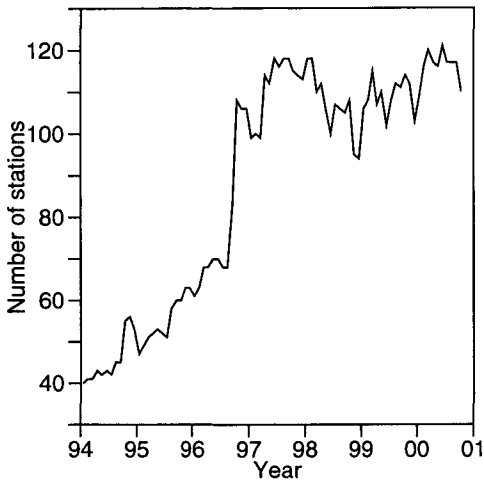


Fig. 2. The effective number of permanent seismographic stations of ISV network every month. If stations are not used to locate hypocenters for a month, they are not counted. A sudden increase in number follows the unified ISV network in November 1996.

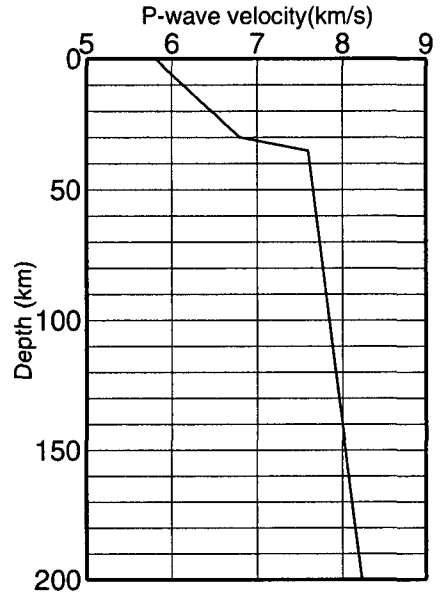


Fig. 3. *P*-wave velocity model that ISV uses routinely in the location of earthquakes. Poisson's ratio is assumed to be 0.25 in each layer.

単位は km である。そして複数の観測点で計算された M_A の平均値をその地震の M としている。(2) 式は震央距離が 200 km 以内の地震に適用するべきであるが、北大センターの定常観測では 200 km 以上の地震にも適用している。

自動的に実行される一次処理の後、人手によって二次処理が行われる。一元化以前は北大センターと札幌管区は独自に検測作業および震源決定を行っていた。一元化後はまず札幌管区で検測を行い、その読み取り値を北大センターに転送する(一柳・笠原, 2001)。そして北大センターではその読み取り値を使用して震源と M を再計算している。所定の基準に達しなかったため札幌管区では震源が決定されない地震もある。このような地震に関しては、北大センターが独自に検測を行い、震源と M を決定している。

2. 再検測と震源再決定

1994年1月1日から2000年11月30日までに北大センターが作成した定常観測震源データベースから以下の基準を満たす地震を選択した。

(1)北緯 41 度~44 度, 東経 143 度~146.5 度の範囲 (Fig. 4 の Area 1) または北緯 41 度~44 度, 東経 140 度~143 度の範囲 (Fig. 4 の Area 2) または北緯 44 度~46 度, 東経 140 度~146 度の範囲 (Fig. 4 の Area 3) のいずれかに震央が含まれる。

(2) $M=3.0$ 以上の地震。

(3) P 波の読み取り値が 5 個以上かつ S 波の読み取り値が 2 個以上の地震。

(1)の基準を満たす地震数は39337個であり、その内(2)の基準を満たす地震は5546個、さらに(3)の基準も満たす地震は5467個であった。選択された地震の中には余震や火山活動に伴う地震も含まれている。例えば、1994年10月に発生した北海道東方沖地震($M8.1$)の余震(Katsumata et al., 1995)や2000年3月の有珠山の噴火活動に伴う地震などである。

地震波形の再検測および震源の再決定に使用した観測点をTable 1に示す。対象領域をFig. 4に示すような3つの小領域(Area 1~3)に分割した。各小領域内で発生した地震はTable 1およびFig. 4に示すような観測点の組み合わせで震源位置と M を計算した。震源と M の計算方法は§2.1で説明した定常観測の場合と同様である。 M の計算式(2)は震央距離200 km以内の場合に適用すべき関係式であるが、本研究では200 km以上の地震にも適用した。

使用した全ての観測点で長期間の欠測はなかった。厚岸(AKK)は、1995年4月27日に北へ約170 m離れた場所に移設された。岩内(IWN)は、1994年2月18日に深さ100 mのボアホール内に地震計を移設した。同じく岩内(IWN)では1995年1月26日から同年6月1日まで雷による故障のため地震計を地表に設置して代替観測を実施した。それ以外の観測点では地震計の移設はなかった。

Fig. 4. Seismographic stations used in the relocation of hypocenters. Only arrival times of P -wave were picked at the stations indicated by open and closed triangles. Arrival times of both P - and S -waves were picked at the stations indicated by open and closed circles. Magnitudes were calculated from the maximum amplitude at the stations indicated by closed circles and closed triangles. The study area was divided into three regions: Area 1 ($41\text{--}44^\circ\text{N}$, $143\text{--}146.5^\circ\text{E}$), Area 2 ($41\text{--}44^\circ\text{N}$, $140\text{--}143^\circ\text{E}$) and Area 3 ($44\text{--}46^\circ\text{N}$, $140\text{--}146^\circ\text{E}$).

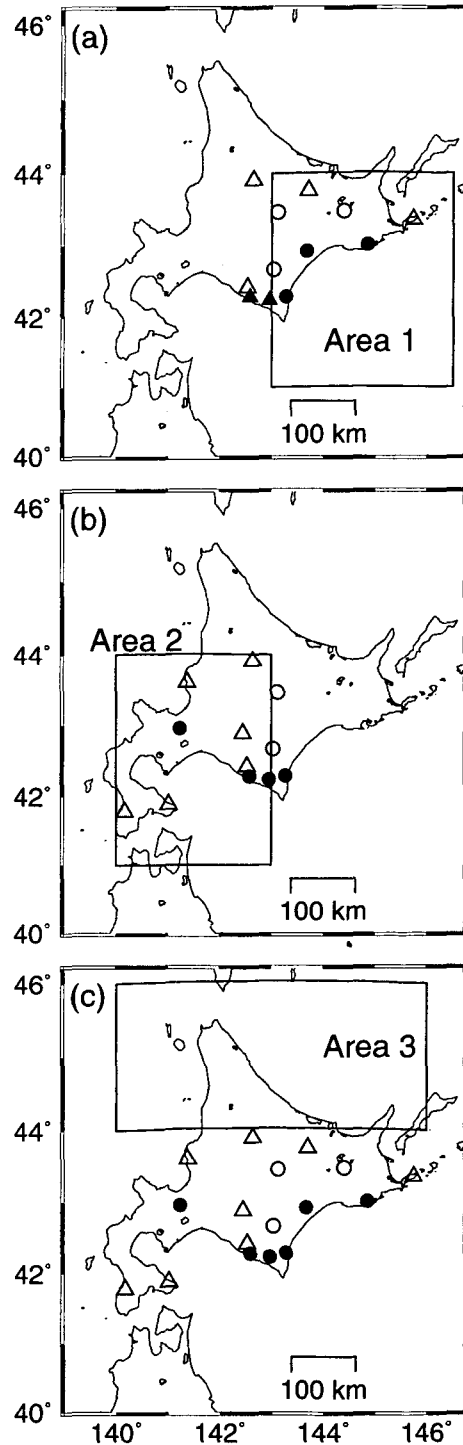


Table 1. Seismographic stations used for the relocation of hypocenters.

No.	Code	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Altitude (m)	Area 1	Area 2	Area 3
1	NMR	43.3650	145.7425	20	P		P
2	AKK	43.0167	144.8437	80	P,S,M		P,S,M
3	TES	43.4832	144.4029	220	P,S		P,S
4	KNP	43.7602	143.7122	180	P		P
5	URH	42.9261	143.6738	100	P,S,M		P,S,M
6	AIB	43.9068	142.6461	265	P	P	P
7	HRK	43.4663	143.1286	695	P,S	P,S	P,S
8	IWN	42.6705	143.0462	135	P,S	P,S	P,S
9	MYR	42.2920	143.2874	80	P,S,M	P,S,M	P,S,M
10	KMU	42.2387	142.9673	185	P, M	P,S,M	P,S,M
11	MSN	42.4225	142.5419	90	P	P	P
12	MUJ	42.2830	142.5857	35	P, M	P,S,M	P,S,M
13	HIC	42.8903	142.4586	210		P	P
14	HAM	43.6132	141.3830	-2		P	P
15	HSS	42.9647	141.2325	215		P,S,M	P,S,M
16	ESH	41.8842	141.0112	40		P	P
17	KKJ	41.7775	140.1758	30		P	P

P, S indicate that arrival times of P- and S-waves are used to calculate hypocenters.
M indicates that a magnitude is estimated.

Table 2. Dynamic ranges.

No.	Code	Period	Comp.	Dynamic range (cm/s)	$R_{M4.5}$ (km)	
2	AKK	94/01/01-95/12/20	V	$1.2 \times 10^{-6} - 2.5$	3	
			H	$7.7 \times 10^{-5} - 2.5$	3	
3	TES	94/12/21-00/11/30	V,H	$2.4 \times 10^{-6} - 7.8 \times 10^{-2}$	14	
		94/01/01-95/05/09	V,H	$1.9 \times 10^{-6} - 9.8 \times 10^{-4}$	320	
		95/05/10-00/11/30	V,H	$1.2 \times 10^{-6} - 3.9 \times 10^{-2}$	38	
5	URH	94/01/01-00/11/30	V,H	$1.9 \times 10^{-6} - 6.2 \times 10^{-2}$	29	
7	HRK	94/01/01-95/12/20	V	$9.4 \times 10^{-7} - 1.1 \times 10^{-5}$	428	
			H	$2.4 \times 10^{-7} - 1.5 \times 10^{-2}$	66	
			95/12/21-97/05/11	V	$1.5 \times 10^{-8} - 4.9 \times 10^{-4}$	447
			H	$1.5 \times 10^{-8} - 7.8 \times 10^{-3}$	96	
8	IWN	97/05/12-00/11/30	V,H	$7.4 \times 10^{-7} - 1.6$	4	
		94/01/01-94/02/18	V,H	$2.4 \times 10^{-6} - 7.9 \times 10^{-2}$	25	
		94/02/19-95/01/25	V	$1.1 \times 10^{-6} - 3.5 \times 10^{-2}$	41	
		H	$1.4 \times 10^{-6} - 4.4 \times 10^{-2}$	35		
		95/01/26-95/06/01	V,H	$1.2 \times 10^{-6} - 4.0 \times 10^{-2}$	37	
9	MYR	95/06/01-00/11/30	V	$2.1 \times 10^{-6} - 8.8$	2	
		H	$1.5 \times 10^{-6} - 5.0 \times 10^{-2}$	33		
		94/01/01-98/11/12	V,H	$1.9 \times 10^{-6} - 6.2 \times 10^{-2}$	29	
		98/11/12-00/11/30	V	$4.7 \times 10^{-7} - 2.5 \times 10^{-1}$	13	
10	KMU	94/01/01-98/11/11	H	$4.7 \times 10^{-7} - 1.5 \times 10^{-2}$	66	
		V,H	$1.9 \times 10^{-6} - 6.2 \times 10^{-2}$	29		
		98/11/11-00/11/30	V,H	$4.7 \times 10^{-7} - 1.5 \times 10^{-2}$	66	
12	MUJ	94/01/01-97/04/21	V,H	$1.9 \times 10^{-6} - 6.2 \times 10^{-2}$	29	
		97/04/22-00/11/30	V,H	$9.4 \times 10^{-7} - 2.0$	4	
15	HSS	94/01/01-00/11/30	V,H	$1.9 \times 10^{-6} - 6.2 \times 10^{-2}$	29	

$R_{M4.5}$: If an earthquake of M4.5 occurs farther than $R_{M4.5}$, waveforms are recorded without saturation.

V and H indicate vertical and horizontal components.

Table 2 に各観測点の記録可能範囲を示した。ただし、マグニチュードの決定に用いた観測点またはS波の到着時を測定した観測点のみを示してある。表中の $R_{M4.5}$ は、 $M4.5$ の地震が震央距離 $R_{M4.5}$ で発生した場合、最大振幅がその観測点の記録可能範囲の上限値に等しくなることを示す。すなわち、その観測点では $R_{M4.5}$ 以遠であれば飽和することなく $M4.5$ の地震の最大振幅を記録できる。最大振幅を読み取った厚岸(AKK)、浦幌(URH)、茂寄(MYR)、上杵臼(KMU)、三石(MUJ)および御簾舞(HSS)の上下動成分は、ほぼ十分な記録範囲を有している。また、S波を読み取った観測点の内、弟子屈(TES)では1995年5月9日以前は記録可能範囲が非常に狭かった。5月10日以降は記録可能範囲が広がったが、以前との整合性を保つため、S波振幅が 1.0×10^{-5} cm/sを超えた場合は、S波到着時を読み取らないようにした。

Table 3 に各観測点の上下動成分で測定した地動ノイズレベルを示した。ノイズは一日の内でも時間帯によって、また季節や天候によっても数倍~10倍程度は変動するが、表には代表的な値が示されている。 R_{M3} はノイズレベルと式(2)を用いて計算した $M3.0$ の地震の検出限界距離を示している。Area 1 および Area 2 の場合は、各観測点共に領域内に発生した $M3.0$ 以上の地震を十分に検出できる。Area 3 の北端部は検出限界ぎりぎりである。

Table 3. Noise levels.

No.	Code	Noise level ($\times 10^{-6}$ cm/s)	R_{M3} (km)	Location of seismograph
1	NMR	26	320	Vault 25m long
2	AKK	27	313	Ground surface
3	TES	22	352	Vault 25m long
4	KNP	7	683	Vault 25m long
5	URH	15	440	Vault 25m long
6	AIB	7	683	Vault 25m long
7	HRK	14	458	Ground surface
8	IWN	21	362	Borehole 100m depth
9	MYR	9	591	Vault 25m long
10	KMU	6	747	Vault 10m long
11	MSN	9	591	Ground surface
12	MUJ	13	478	Vault 25m long
13	HIC	9	591	Borehole 100m depth
14	HAM	28	307	Borehole 100m depth
15	HSS	19	384	Vault at 24m depth
16	ESH	13	478	Vault 25m long
17	KKJ	8	633	Vault 25m long

R_{M3} : the maximum epicentral distance for detection of an earthquake with $M3.0$, which is calculated from two times of the noise level.

III. 結 果

§ 2.2 の 3 つの選択基準を満たす 5467 個の地震を再検測した結果、4161 個の震源が再決定された。Fig. 5 にこの 4161 個の地震の再決定前と再決定後の深さ別の震央を示す。両者共にほぼ等しい分布パターンを示していることが分かる。再決定前後で震央の位置は大きく変化していない。Fig. 6 は再決定前後の M の変化を示す。 $M3$ 付近の地震は再決定後 M が小さくなるものが多く、 $M5$ 以上では M が大きくなるものが多いようである。その状況は Fig. 7 を見るとより明らかである。

Fig. 8 は再決定された地震の 10 日毎の累積頻度分布である。4161 個の地震の内、 $M3$ 以上の地震の総数は 3117 個、約 37.6 個/月の一定レートで発生していることが分かる。一元化が実施された 1996 年 11 月付近を見ても発生レートに変化は見られない。 $M3.5$ 以上および $M4$ 以上の地震の総数はそれぞれ、1631 個および 784 個である。発生レートはそれぞれ 19.7 個/月および 9.4 個/月である。これらもほぼ一定レートであることが分かる。

IV. お わ り に

本論文では、観測網を固定して記録波形の再検測と震源および M の再決定を行った。1994 年 1 月 1 日から 2000 年 11 月 30 日までの期間に発生した $M3$ 以上に関しては時間的に均質な地震カタログを作成できたと考えられる。今後は作成された地震カタログを使用して、地震活動度や b 値分布の長期変化を議論する予定である。

謝辞 北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センターの定常地震観測に尽力されている一柳昌義氏、岡山宗夫氏、石川春義氏、高田真秀氏、高橋浩晃氏、本谷義信氏、高波鐵夫氏に感謝致します。北海道大学の谷岡勇市郎氏と本谷義信氏からは有益な助言を頂いた。図の作成には GMT (Wessel and Smith, 1991) を用いた。

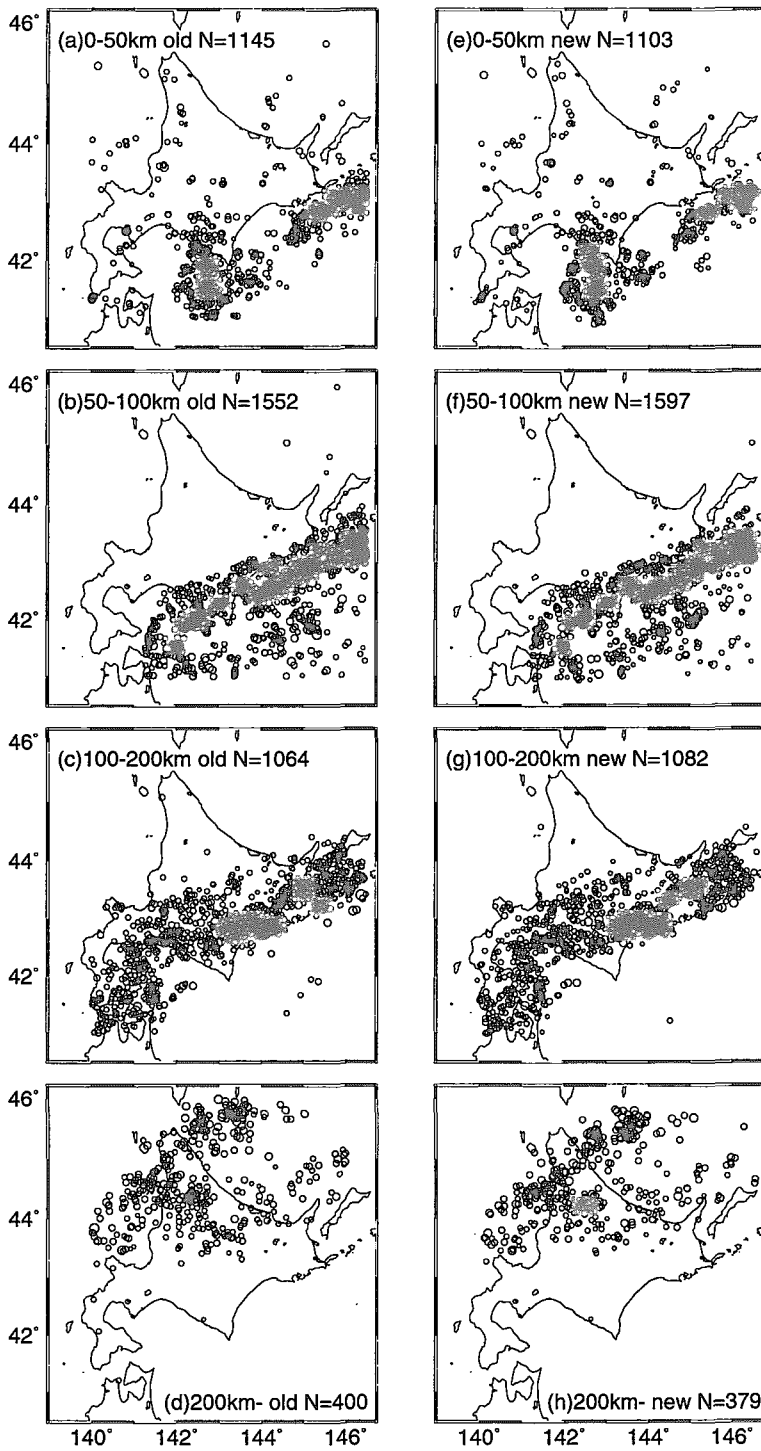


Fig. 5. Epicentral distributions of the original and relocated earthquakes. The depth range and the number of earthquakes are shown in the top left or the bottom right corners of each map. (a)-(d): the original catalog, (e)-(h): the relocated catalog.

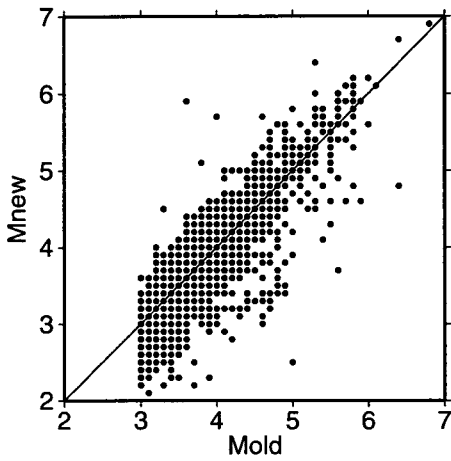


Fig. 6. Comparison of the magnitudes before and after the relocation. M_{old} and M_{new} indicate the magnitudes of the original and the relocated catalogs, respectively.

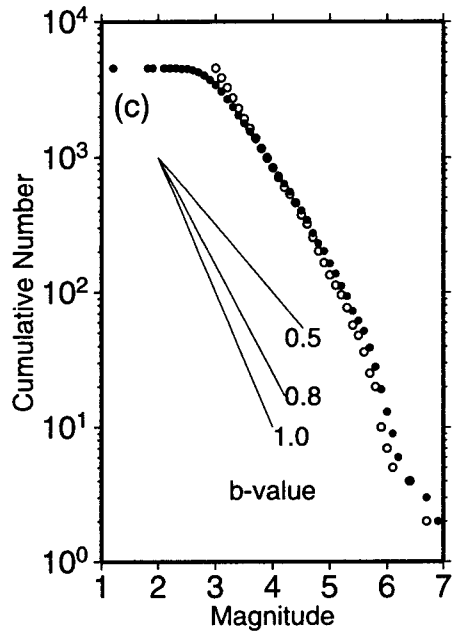
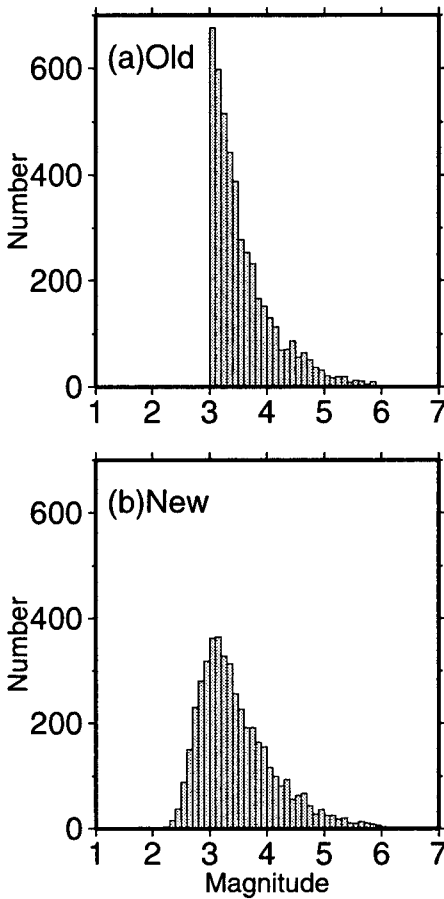


Fig. 7. Histograms of magnitude every 0.1 for (a) the original catalog and (b) the relocated catalog. (c) Magnitude-frequency relation for the two catalogs: the original catalog and the relocated catalog indicated by open and closed circles, respectively. The b -value denotes the slope of the relation.

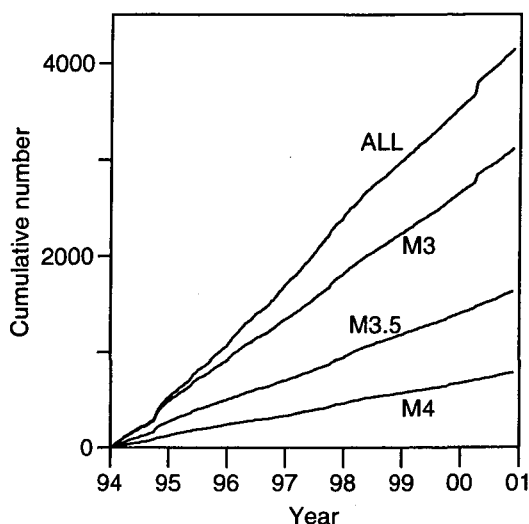


Fig. 8. Cumulative number of earthquakes in the relocated catalog. $M3$, $M3.5$ and $M4$ indicates the cumulative number of earthquakes with $M=3$, $M=3.5$ and $M=4$ or larger, respectively.

文 献

- Aki, K., 1965. Maximum Likelihood Estimation of b in the Formula $\log N = a - bM$ and its Confidence Limits, *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **43**, 237–239.
- Gibowicz, S. J., 1974. Frequency-magnitude, depth, and time relations for earthquakes in an island arc: North Island, New Zealand, *Tectonophysics*, **23**, 283–297.
- Gutenberg, R. and C. F. Richter, 1944. Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **34**, 185–188.
- Habermann, R. E., 1987. Man-made change of seismicity rates, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **77**, 141–159.
- Habermann, R. E., 1991. Seismicity rate variations and systematic changes in magnitude in teleseismic catalogs, *Tectonophysics*, **193**, 277–289.
- Hirata, N. and M. Matsu'ura, 1987. Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Interior*, **47**, 50–61.
- 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.
- 一柳昌義・笠原稔, 2001. 気象庁速報検測データを北海道大学地震データ処理(WIN)システムの自動処理検測データに自動的に併合するプログラムの開発, 東京大学地震研究所技術研究報告, **7**, 31–37.
- Ishimoto, M. and K. Iida, 1939. Observations of earthquakes registered with the microseimograph constructed recently, *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ Tokyo*, **17**, 443–478.
- Jin, A. and Aki, K., 1989. Spatial and temporal correlation between coda Q^{-1} and seismicity and its physical mechanism, *J. Geophys. Res.*, **94**, 14041–14059.
- 加藤昌典・山崎謙介・池上良平, 1981. 東北日本の太平洋沖における地震活動の時間的变化, 地震II, **34**, 323–339.
- Katsumata, K., M. Ichianagi, M. Miwa, M. Kasahara and H. Miyamachi, 1995. Aftershock distribution of the October 4, 1994 M_w 8.3 Kurile Islands earthquake determined by a local seismic network in Hokkaido, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1321–1324.
- Katsumata, K. and M. Kasahara, 1999. Precursory seismic quiescence before the 1994 Kurile earthquake ($M_w=8.3$) revealed by three independent seismic catalogs, *Pure Appl. Geophys.* **155**, 443–470.
- Kisslinger, C., 1988. Prediction of the May 7, 1986 Andreanof Islands earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **78**,

- 218-229.
- 宮岡一樹・吉田明夫, 1992. 日本海溝沿いのプレート間大地震の前の地震活動の静穏化と先駆的活動, *地震II*, **45**, 395-405.
- Mogi, K., 1969. Some feature of recent seismic activity in and near Japan (2), activity before and after great earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **47**, 395-417.
- 小高俊一・前田憲二, 1994. 1987年千葉県東方沖地震 ($M6.7$) 前後の震源域と周辺の地震の巣における地震活動の変化, *地震II*, **47**, 365-374.
- Ogata, Y. and K. Katsura, 1993. Analysis of temporal and spatial heterogeneity of magnitude frequency distribution inferred from earthquake catalogues, *Geophys. J. Int.*, **113**, 727-738.
- Ohtake, M., T. Matsumoto and G. V. Latham, 1977. Seismic gap near Oaxaca, southern Mexico as a probable precursor to a large earthquake, *Pure Appl. Geophys.*, **115**, 375-385.
- Shi, Y. and B. A. Bolt, 1982. The standard error of the magnitude-frequency b value, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **72**, 1677-1687.
- Takanami, T., I. S. Sacks, A. Snoke, Y. Motoya and M. Ichianagi, 1996. Seismic quiescence before the Hokkaido-Toho-Oki earthquake of October 4, 1994, *J. Phys. Earth*, **44**, 193-203.
- Taylor, D. W. A., J. A. Snoke, I. S. Sacks and T. Takanami, 1991. Seismic quiescence before the Urakawa-Oki earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **81**, 1255-1271.
- ト部卓・東田進也, 1992. win-微小地震観測網波形検測支援のためのワークステーション・プログラム (強化版), 地震学会講演予稿集, No. 2, 331.
- 宇津徳治, 1965. 地震の規模別頻度分布の統計式 $\log n = a - bM$ の係数 b を求める一方法, 北海道大学地球物理学研究報告, **13**, 99-104.
- Utsu, T., 1992. On seismicity, in Report of the Joint Research Institute for Statistical Mathematics, pp. 139-157, Inst. for Stat. Math., Tokyo.
- 渡辺晃, 1971. 近地地震のマグニチュード, *地震II*, **24**, 189-200.
- Wiemer, S. and M. Wyss, 1994. Seismic quiescence before the Landers ($M=7.5$) and Big Bear ($M=6.5$) earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 900-916.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1991. Free software helps map and display data, *Eos Trans. AGU*, **72**, 445-446.
- Wyss, M., R. E. Habermann and J. C. Griesser, 1984. Seismic quiescence and asperities in the Tonga-Kermadec arc, *J. Geophys. Res.*, **89**, 9293-9304.
- Wyss, M., Shimazaki, K. and Urabe, T., 1996. Quantitative mapping of a precursory quiescence to the Izu-Oshima 1990 ($M=6.5$) earthquake, Japan, *Geophys. J. Int.*, **127**, 735-743.