小都市地域における地震災害の予測と対策

その 1: 室蘭地域の地震動特性

室蘭工業大学工学部* 服部 定育・後藤 典俊・阿部 哲男
新井 等・田中 孝征
(株)日本地下探査** 高屋 正・今里 武彦

Assessment of Earthquake Disasters in Small Cities and the Countermeasures:

Part 1: Characterization of Seismic Inputs and Site Effects in Muroran City, Hokkaido, Japan

Sadaiku HATTORI, Noritoshi GOTO, Tetsuo ABE, Hitoshi ARAI, Takayuki TANAKA

Muroran Institute of Technology, 27-1 Mizumoto-cho Muroran-city Hokkaido 050, Japan

Tadashi TAKAYA and Takehiko IMASATO

Nihon Chika Tansa Co., Ltd., 5-31-26 Yatsu Narashino-city, Chiba Prefecture 275, Japan

(Received August 6, 1991; Accepted October 23, 1991)

The present paper aims to estimate the regional distributions of maximum acceleration or intensity in the main area of Muroran regarding 1968 Tokachi-Oki earthquake as a future coming earthquake. The analyses were made by the method of Kobayashi and Midorikawa which first calculated response spectrum and maximum acceleration on the base rock and secondly evaluated response spectrum and maximum acceleration on the ground surface. The underground structure was classified into shallow and deep parts. The deep part, which is typically recognized at Horobetsu area east of Muroran, consists of base rock of Paleogene, four strata of Neogene and andesite of Quaternary. The shallow part, what is called soft ground, is made up of sand, clay, gravel and others. In the main area of Muroran city, especially in and around Muroran bay, the soft layer immediately lays upon the Muroran stratum. The main area of Muroran city, which has a 10 km×10 km area, was divided into about 340 segments and analyses were made for about 150 segments which include densely populated residential districts and therefore, for which estimations of earthquake motion are essential. S wave velocity and density for shallow parts were obtained on the basis of geological sections of boring or by utilizing a kind of seismic prospecting using surface waves. The deep underground structure was treated as a common one for all segments with the exception of changing the thickness of the Muroran stratum. The regional distributions of maximum acceleration which were obtained by the above mentioned procedures and data were consistent with the intensity distributions of past earthquakes. The present result is expected to be useful for taking countermeasure against earthquake disasters due to the coming earthquake.

Key words: Microzoning, Maximum acceleration, Earthquake disasters.

* 〒050 室蘭市水元町 27-1

** 〒275 千葉県習志野市谷 5-31-26

§ 1. はじめに

ある地域の地震災害の低減・防止のためには、関連地域の地震発生機構・波動の伝播・微細地下構造等を考慮した震動特性に基づく被害予測とその対策を検討しなければならない。首都圏あるいは人口過密の大都市地域に対するこの種の調査・研究は従来いくつか実施されているが、小都市にたいする研究は少ない〔神奈川県(1985)、川崎市(1988)、宮城県(1985)、埼玉県(1981)〕。本報告は地方小都市地域での地震災害の予測・対策という一連の事柄の内、北海道室蘭地域の地震動予測を取り上げたものである。理由は、室蘭市は人口14万弱、広さ10 km×10 km余で、過去に地震被害を経験しているにも関わらずこの種の調査研究が行われていないためである。尚、本報告の解析は大都市地域で用いられた方法を踏襲しているが、細部では、例えば上部地下構造の決定に表面波法を利用するなど改良した部分もある。

§ 2. 室蘭地域の地震環境

2.1 地震活動

北海道付近の地震活動の第一は、太平洋プレートとユーラシアプレート（又は北アメリカプレート）との境界すなわち千島海溝・日本海溝沿いの巨大地震である。この系列に属するものには、1952年十勝沖地震(M 8.2)、1958年エトロフ島沖地震(M 8.1)、1968年十勝沖地震

(M 7.9)、1969年北海道東方沖の地震(M 7.8)等があり、約20年間の活動期と30~60年程の静穏期を繰り返しているようである〔宇津(1977)〕。また、北海道内陸部、日本海、オホーツク海側においても、上述の巨大地震ほどではないが、過去に多くの地震が発生し、大小さまざまな被害を与えてきた。Fig. 1は期間1611~1986に、北海道付近で発生した被害地震〔岡田 廣(1987)〕と室蘭を中心とする半径100 km, 200 km, 300 kmの同心円を示している。室蘭はプレート境界からやや離れており、その極近傍で大きな地震が発生したという事実はない。しかし1663年には有珠山の噴火、1910年には有珠山の噴火および胆振西部に M 5.1の地震の発生等が記録されている。1982年の浦河沖地震(M 7.1)、1952年、1968年の両十勝沖地震、1987年の日高山脈北部地震(M 7.0)等は、室蘭における気象庁震度がIII~Vとなった地震である。

2.2 室蘭における地震被害の例

1952年の十勝沖地震(1952. 3. 4, 震央 41.8°N , 144.1°E , M 8.2, 北海道太平洋側で被害大、津波波高は北海道で3 m前後、三陸海岸で1~2 m, 死者28, 不明者5, 家屋全壊815, 半壊1324)による室蘭市内の震度はIIIおよびIVと分類されている〔気象庁地震課(1954)〕。同市での被害は建築物の一部破損241, 煙突の破壊49等と記録されており、室蘭港での津波の最大値

Fig. 1. Epicentral distribution of earthquakes (1611-1986) by which some districts of Hokkaido were damaged [OKADA (1987)]. Three concentric circles with radii of 100 km, 200 km and 300 km are drawn round Muroran city. The meanings of symbol in the figure are as follows. ●: Earthquakes accompanied by damages due to seismic motions, ○: Earthquakes accompanied by damages due to Tsunami and ◐: Earthquakes accompanied by damages due to seismic motions and Tsunami.

は 15 cm (周期 55 分) 程度であった。

1968 年の十勝沖地震 (青森県東方沖) (1968. 5. 16, 震央 40.7°N, 143.6°E, M 7.9, 北海道南部, 東北地方に被害, 死者 52 (内北海道 2), 傷害 330, 建物全壊 673 (内北海道 106), 半壊 3004, 津波波高は三陸海岸で 3~5 m, 襟裳岬 3 m) による室蘭地域の震度は, III~V であった [北海道大学地球物理学教室 (1969)]. 被害では地盤の軟弱な臨海埋立地帯の港湾施設の破壊, 蘭東地区の建物の全・半壊がめだった. 宮の森 (蘭東地区) では石油コンロの転倒による火災で一棟が全焼した. また地盤の沈下 (約 30~50 cm), 亀裂, 喰い違い (上下約 12 cm) 等もあり, 死者 1, 傷害者 32 という室蘭としてはかなり大きな被害を被った. イタンキ墓地 (太平洋側海岸地域) における墓石転倒による推定最大加速度は 220~390 cm/s^2 であり震度分布は室蘭港周辺で V, その外側で IV, III である.

上記の他過去 20 年に室蘭で震度 III 以上を記録した地震は根室半島沖地震 (1973. 6. 17, 震央 43.0°N, 140.0°E, M 7.4), 浦河沖地震 (1982. 3. 21, 震央 42.1°N, 142.6°E, M 7.1), 日本海中部地震 (1983. 5. 26, 震央 40.4°N, 139.1°E, M 7.7), 日高山脈北部地震 (1987. 1. 14, 震央 42.5°N, 142.9°E, M 7.0) 等である.

§ 3. 想定地震の設定と基盤・地表層の構造

3.1 想定地震の設定

阿部 (1987) は道内に六つの想定地震 (北海道東部, 釧路北部, 日高中部, 石狩, 留萌沖, 後志沖) を提案しており, これらのうち室蘭にやや大きな地震動をもたらすのは, 日高中部の地震 (震央 42.25°N, 142.5°E, M 7.25) である. 一つの地震によるある地点の地震動の強さを見積るには距離減衰式が便利であり, 従来多く提案されている [服部 (1980), 田中・他 (1987)]. 本研究においても室蘭地域の特性を含んだ式を得るため, 期間 1968~1987 に日本付近で発生した 40 個の地震 (M 5.3~7.9) の室蘭港湾建設事務所における強震記録を用いて距離減

衰式を求めた. 次式がそれである.

$$\log A = 0.54M - 2.33 \log(R + 30) + 3.33$$

(A : 最大加速度 (cm/s^2), R : 震央距離 (km), M : マグニチュード)

この式から, 上述の日高中部の想定地震による室蘭での最大加速度を求めると 145 cm/s^2 となる. 一方, 過去に室蘭に大きな被害をもたらしたのは, § 2.2 に述べたごとく 1968 年の十勝沖地震であり, また室蘭で観測されたこの地震の最大加速度は 251 cm/s^2 でかなり大きなものであった. 以上から, 室蘭地域に対する想定地震は, 阿部の示したいずれよりも 1968 年十勝沖地震が適当と考えられる.

以上のごとく決定した想定地震 (1968 年十勝沖地震) にたいし, 本報告の解析に必要なとするパラメータを KANAMORI (1971), KIKUCHI and FUKAO (1985) 等の研究を参照し, またこれらの文献にないものは仮定することにより以下のように設定した. 断層面の長さ 150 km, 断層の幅 100 km, すべり量 4.1 m, 傾斜角 20°, 立上がり時間 1 秒, 破壊速度 2.5 km, 伝はん経路の S 波速度 3.5 km, 破壊のはじまりは断層上面の中央.

3.2 下部地下構造 [先第三紀層 (基盤岩) - 新期安山岩層]

本報告で問題とする地下構造は 1.0~1.5 km 以浅であるが, それを下部と上部に分けて取り扱った. 本節では下部地下構造について述べる.

西胆振南部地域の地質 [和田・他 (1988)] は幌別地区に代表的に発達しており, その層序は先新第三系基盤岩, 新第三系の幌別層・滝ノ川層・鹿ノ沢層・室蘭層, 第四系の新期安山岩となっている. この範囲の構造を下部地下構造と呼ぶことにする.

室蘭市主要部に新規安山岩層はなく室蘭層が下部地下構造の最上部となっている. 室蘭市主要部の下部地下構造の S 波速度 V_s , 密度 ρ , 層厚 h を地質層序, 岩相・地質と岩石密度の関係, 岩相・地質と P 波速度の関係, P 波速度と S 波速度の関係等 [和田・他 (1988)] を用いて

Table 1. Underground structure [density (g/cm^3), S wave velocity (m/s) and thickness of layer (m)] of deep part which consists of strata of Pliocene and Miocene, and basement of Oligocene.

Age	Layer	Density (g/cm^3)	Assumed S wave velocity (m/s)	Thickness of layer (m)
Neogene				
Pliocene	Muroran	2.2	1000	200~600
Miocene	Shikanosawa	2.4	1400	290
	Takinokawa			
	Horobetsu	2.6	2000	320
Paleogene	Base	2.8	3000	∞

Table 1 のように推定した. 解析においては室蘭層の層厚のみを地点毎に変更した.

Table 2. Underground structure [density (g/cm³) and S wave velocity (m/s)] of shallow part which consists of strata of Alluvium and Diluvium.

Age	Soil	Density (g/cm ³)	S wave velocity (m/s)
Quaternary	Fill-up ground (Sandy)	1.7	150
	Sand	1.7	70
	Sand	1.7	240
	Clay	1.7	180
Diluvium	Sand	1.6	230
	Clay	1.6	230
	Sandy gravel	1.7	430

3.3 上部地下構造 (軟弱地盤)

室蘭港周辺の埋立地帯その他の低地帯では § 3.2 で述べた地層の上に数 m から数十 m の軟弱層がのっている. この軟弱地盤の構造を上部地下構造と呼ぶことにする.

室蘭市を 500 m のメッシュで区切ると約 340 のメッシュになるがこれらの内約 100 のメッシュではボーリング資料があり, これより上部地下構造が推定できた. 一方, 340 のメッシュには山地部分も多く, 必ずしも全てのメッシュに対し地震動を推定する必要はない. 地震災害が問題になりそうな人口の集中しているメッシュは, 上記 100 余の他は 50 メッシュくらいと考えられる. そこで, ボーリング資料もなく, しかも地震防災上から地震動予測が必要と考えられる約 50 のメッシュに対しては, そのメッシュ内の代表的地点で表面波探査を行い上部地下構造 (30 m 以浅の軟弱層の S 波速度分布) を推定した [RICHART *et al.* (1979), 物理探査学会 (1989)]. 表面波探査法については, 現在の振源ではエネ

Fig. 2. Maximum accelerations (cm/s²) on the ground surface which were estimated for 500 m x 500 m segment. The maximum accelerations are classified by the rank of Intensity.

ルギー不足のため 50 m 以深の探査が不可能なことなど未解決の問題もあるが、ある地点の S 波地下構造をかなりの精度で推定出来ることは確かであり、現時点では、PS 検層による地下構造もなく、ボーリング資料もない地点の S 波地下構造の推定には有効な方法と考えられる。

ボーリング資料を用いての地下構造の推定は以下の方法によった。すなわち S 波速度 V_s 、密度 ρ を白鳥大橋建設地点のボーリング調査・地震探査の結果〔北海道開発局(1983)〕および丸山(1986)による地質資料から V_s を計算する式とを用いて推定した。Table 2 は白鳥大橋のボーリングによる地質、 V_s, ρ に関する資料である。また次式は丸山による V_s の推定式である。

$V_s = 64.964 H^{0.228} N^{0.193}$	$\left \begin{array}{l} 1.000 \text{ (シルト)} \\ 1.134 \text{ (砂)} \\ 1.221 \text{ (砂れき)} \end{array} \right F$	$\left \begin{array}{l} 1.000 \text{ (沖積)} \\ 1.221 \text{ (洪積)} \end{array} \right E$

V_s : S 波速度 (m/s), H : 深度 (m), N : N 值, F : 土質区分, E : 時代区分

§ 3.2 および § 3.3 より解析すべきメッシュの地下構

造全体が推定出来る.

§ 4. 地表最大加速度・震度の推定及び過去の地震の震度分布

§ 3.1 で設定した想定地震の断層モデルと § 3.2 及び § 3.3 の地下構造モデル及び KOBAYASHI and MIDORIKAWA (1982) により開発されたレスポンス・スペクトル、最大加速度推定法等を用いて地表最大加速度分布を求めた。KOBAYASHI and MIDORIKAWA の考え方は以下のようである。(1) 地表の地震動の強さ(レスポンス・スペクトル又は最大加速度)を地震基盤への入射波の強さと地震基盤の上の地盤の増幅度に分けて考える。(2) 入射波の強さは、震源断層を小要素に分割しその各要素より観測点の地震基盤に到着する地震波の包絡波形を強震記録解析による経験式より定め、これらの重ね合わせにより断層全体からの地震波の包絡波形を計算し、その最大値から求める。(3) 地盤の増幅度と入射波の強さから地表の地震動の強さを求める。具体的には、地震断層の長さ・幅、すべり量、破壊速度等を与えて地震基盤での地震動強さを求め、これに S 波重複反射による地盤増幅度を乗じて地表の地震動強さを求める。最大加速度は

Fig. 3. Zoning of Intensity which is expected for the future coming earthquake. This figure was made on the basis of the maximum accelerations in Fig. 2.

レスポンス・スペクトルを $0.1 \sim 0.5$ sec で積分するという経験式を用いて計算する [TRIFUNAC *et al.* (1975)].

Fig. 2 からわかるように、室蘭市主要地域は、東西・南北方向とも 10 km 余の小地域であり、一方断層は 150 km $\times$ 100 km と大きく、また震央距離も 250 km 以上のため、解析地域の基盤入力に大差はなく、いずれも 20 cm/s^2 程度であった。したがって異なるメッシュでの地表最大加速度の差は地下構造の違いに依ることになる。下部地下構造は室蘭層の層厚以外は全域に共通しているので結局地表最大加速度の分布は上部地下構造に大きく依存している。Fig. 2 は得られた地表最大加速度の分布で、値は $53 \sim 235 \text{ cm/s}^2$ の間に分布している。地表最大加速度と震度の関係は必ずしも確立されたものではないが、仮に IV^+ : $45 \sim 80 \text{ cm/s}^2$, V^- : $80 \sim 140 \text{ cm/s}^2$, V^+ : $140 \sim 250 \text{ cm/s}^2$ のように区分して Fig. 2 に同時に示してある。Fig. 3 は上記に基づいた室蘭地域の震度のゾーニングであり、Fig. 4 は 1968 年十勝沖地震による室蘭市の震度分布である [北海道大学地球物理学教室 (1969)].

§ 5. 結果及び考察

以上から次の結果・考察が得られた。

(1) 想定地震による室蘭市の地表最大加速度は 53 cm/s^2 から 235 cm/s^2 の間に分布しており、上述した V^+ の地域は日の出町、寿町、東町、中島町、高砂町などの東室蘭低地帯、室蘭港周辺の埋立地及び白鳥台の一部等である。 V^- の地域は港北町、柏木町、白鳥台の一部及

び中央町付近の低地帯であり、 IV^- の地域は山手町等の丘陵地等である。Fig. 3 は Fig. 2 に基づく震度のゾーニングであるが、これと 1968 年十勝沖地震の震度分布を示す Fig. 4 及び室蘭市の地質概要を示す Fig. 5 [北海道大学地質学鉱物学教室 (1969)] を比較すると以下になる。すなわち想定地震による予想震度は 1968 年の十勝沖地震の震度分布にほぼ相当しており、また、Figs. 3, 4 で震度の大きい地域は Fig. 5 の沖積層の地域にほぼ対応している。しかし詳細に見ると一致しない部分がある。その一致しない部分の一つである白鳥台地域の大きな予想震度は同地域が造成住宅地であるためと考えられる。その他の地点の不一致は現時点では説明出来ない。おそらく 500 m メッシュの地域を一つの地下構造で代表させる等ゾーニングの粗さが原因と考えられるが (4) でも述べるごとくこれらは今後の問題とせざるをえない。

(2) 室蘭市主要地域は東西・南北方向とも 10 km 余であること及び室蘭市の近くに大地震の発生は予想されないこと等から室蘭市地域の基盤入力場所による差は大きくないと考えてよい。したがって最大加速度の値そのものは地震により異なっても地表最大加速度 (震度) 分布のパターンは今後発生する地震に共通であろうと考えられる。

(3) 上記 (2) の推論は Fig. 3 と Fig. 4 の比較からも肯定されるし、日高山脈北部地震による室蘭市の震度分布 [渡辺 (1988)] からも確認出来るものである。

(4) 地表最大加速度は上部地下構造に大きく依存す

Fig. 4. Regional distribution of JMA Intensity in Muroran area due to 1968 Tokachi-Oki earthquake [Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University (1969)].

Fig. 5. Geological outline of Muroran area [Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Hokkaido University (1969)].

る。したがって室蘭市全域の正確な最大加速度（震度）予測のためには上部地下構造の詳細な情報，すなわち，より細かいメッシュでの 100 m 以浅の V_s , ρ 等を求めることが必要である。これは室蘭地域に限ったことではなく地震防災対策を必要とするすべての地域についていえることであり，故にこのような地下構造情報を簡単に提供する技術の開発及びそれらを有効に利用するデータ・ベースの作成が要望される。

今後室蘭地域の地質・地震に関係するデータ・ベースを作成するとともに地盤の液化化その他の地震災害の予測を行い，これに基づいて小都市地域に対する地震防災の総合的対策を検討したいと考える。

謝 辞

距離減衰式を求めるために利用した強震記録は室蘭港湾建設事務所より拝借した。また地表最大加速度の計算には小林・翠川による計算プログラムを利用させて頂いた。さらに地表近傍のボーリング資料は室蘭工業大学開発工学科地盤工学講座にお世話になったし，図の作成等は室蘭工業大学の沖田善光氏にお願いした。これらの方々に感謝申し上げる。

文 献

- 阿部勝征，1987，想定地震の設定と津波波高の予測，北海道における地震災害の地域特性に関する調査研究・I 想定地震の震度予測のための基礎調査，37-41。物理探査学会，1989，図解物理探査，31-33。
- 服部定育，1980，世界地震活動地域における地震危険度 Map—地震活動に基づいた最大加速度，最大地動速度の地域的分布—，建築研究報告，No. 88, 99 pp。
- 北海道大学理学部地球物理学教室 (Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University), 1969，北海道内の震度分布の詳細調査，1968 十勝沖地震調査報告 (1968 年 5 月 16 日)，85-102。
- 北海道大学理学部地質学鉱物学教室 (Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Hokkaido University), 1969，北海道災害地の地質的調査，1968，十勝沖地震調査報告 (1968 年 5 月 16 日)，149-152。
- 北海道開発局室蘭開発建設部，1983，室蘭市白鳥大橋地質調査・その 2，業務報告書，150 pp。
- 神奈川県，1985，神奈川県地震被害想定調査報告書，450 pp。
- KANAMORI, H., 1971, Focal mechanism of the Tokachi-Oki earthquake of May 16, 1968: contortion of the lithosphere at a junction of two trenches, Tectonophysics, 12, 1-13。
- 川崎市，1988，川崎市地震被害想定調査報告書，445 pp。
- KIKUCHI, M. and Y. FUKAO, 1985, Interactive deconvolution of complex body waves from great earthquakes—the Tokachi-Oki earthquake of 1968, Phys. Earth Planet. Interiors, 37, 235-248。
- 気象庁地震課，1954，十勝沖地震の気象官署における調査結果，十勝沖地震調査報告 (1952 年 3 月 4 日)，31-38。
- KOBAYASHI, H. and S. MIDORIKAWA, 1982, Proceedings

- of the Seventh European Conference on Earthquake Engineering, September 20-25, 1982, Athens, Greece, 161-168.
- 丸山昌則, 1986, 室蘭・登別地区平野の地盤振動特性に関する研究, 1986 年度修士学位論文 (室蘭工業大学), 452 pp.
- 宮城県, 1985, 宮城県地盤図作成調査報告書, 257 pp.
- 岡田 廣, 1987, 北海道及びその周辺における被害地震の発生状況, 北海道における地震災害の地域特性に関する調査研究・I 想定地震策定のための基礎調査, 1-54.
- RICHART, F. E. Jr., HALL, J. R. Jr. and WOODS, R. D., 1975, Vibrations of soils and foundations, Prentice Hall Inc.: 岩崎・嶋津邦訳 (1970), 土と基礎の振動, 鹿島出版会, 118-127.
- 埼玉県, 1981, 埼玉県地震被害想定策定調査報告書 (概要報告書), 61 pp.
- 田中貞二・福島美光, 1987, 地震動強さの距離減衰, 第 15 回地盤震動シンポジウム (1987), 地盤における地震動の減衰評価, 1-16.
- TRIFUNAC, M. D. and A. G. BRADY, 1975, A study on the duration of strong earthquake ground motion, Bull. Seism. Soc. Am., **65**, 581-626.
- 宇津徳治, 1977, 地震学, 共立全書, 157-158.
- 和田信彦・八幡正弘・大島弘光・横山英二・鈴木豊重, 1988, 西胆振地域の地質と地熱資源, 北海道立地下資源調査所, 93 pp.
- 渡辺 博, 1987, アンケート調査による室蘭市域の詳細震度 分布に関する研究—1987 年 1 月 14 日, 日高山脈北部の地震—1987 年度卒業論文 (室蘭工業大学), 92 pp.