



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	留萌支庁沿岸部の地震活動と北海道北部のテクトニクス
Author(s)	高橋, 浩晃; TAKAHASHI, Hiroaki; 笠原, 稔 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 68, 199-218
Issue Date	2005-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.68.199
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14371
Type	departmental bulletin paper
File Information	68_p199-218.pdf



留萌支庁沿岸部の地震活動と北海道北部のテクトニクス

高橋 浩晃・笠原 稔

北海道大学大学院理学研究科地震火山研究観測センター

(2005年1月17日受理)

Seismic Activity in the Coastal Area of Rumoi Subprefecture and Tectonics in Northern Hokkaido, Japan

Hiroaki TAKAHASHI and Minoru KASAHARA

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

(Received January 17, 2005)

We investigated the seismic activity in northern Hokkaido, especially along the coast of Rumoi subprefecture, by surveying JMA earthquake catalogue and literatures. Several historical records indicate that an $M_{6.3-6.4}$ earthquake certainly occurred in northern Shosanbetsu village in 1874. Intensity distribution of two earthquakes in 1910 and 1918 near Onishika town were also reexamined. Newly estimated magnitudes from revised intensity data were 5.9 (1910) and 4.7–4.9 (1918). It results in the 1910 earthquake was larger than the 1918 event. Obvious boundary of seismic and non-seismic regions is found, which is consistent with a geologic boundary between Hidaka belt and Sorachi-Yezo belt. Western boundary of high seismicity zone corresponds to the active tectonic line from the Soya cape to Obira town. The 2004 earthquake ($M_{6.1}$) occurred at this tectonic line. It is reliable estimation that the focal area of the 1910 and 1874 earthquakes were also located at this line judging from the records of landslides, cracks and intensity data. These facts strongly indicate that there are seismic gaps along this line which would generate $M_{\geq 6}$ earthquakes. Observed principal strains in the gaps were larger than surrounding area. Plate interaction between Amurian and Okhotsk plates in land may induce these high crustal activities in northern Hokkaido.

I. はじめに

2004年12月14日に留萌支庁南部を震源とする $M_{6.1}$ の浅い地震が発生した。この地震で、苫前町旭で震度5強、羽幌町南3条で震度5弱を観測したほか、北海道中北部の広い範囲で有感となった。震源域は小平町の大楢から鬼鹿にかけての場所にあたり、震源に極近い鬼鹿周辺では負傷者が発生したほか、住宅の一部損壊や水道管の破裂などの被害が生じた。鬼鹿にある防災科学

技術研究所の K-NET 観測点 (港町) での推定震度は 6 弱であった。

この領域を含む北海道北部地域 (道北) は、森谷 (1986 a) による先駆的な臨時地震観測や近年の微小地震観測網の整備により、北海道の中でも地震活動度が比較的高いことが明らかにされてきた。また、最近の GPS 観測の結果からは、この地域の陸域がアムールプレートとオホーツクプレートの境界として機能している可能性が高いことが指摘されている (たとえば, Takahashi et al., 1999)。この地域の地震活動は、直接的には上記のプレートの相対運動による歪を解消するべく起こっている可能性が高い。本論文では、主に文献資料に基づいて主に留萌支庁沿岸部の過去の地震活動を調査し道北地域のテクトニクスとの関連について考察する。

II. 1923 年以降の地震活動

1923 年以降に関しては、気象庁の地震カタログが整備されている。しかしながら、留萌支庁沿岸部を含む道北は、1990 年代まで北海道の中でも特に地震検知能力が低い地域であった。このため、森谷 (1971) をはじめとする微小地震観測が精力的に行われ、その成果がたとえば森谷 (1986 a)

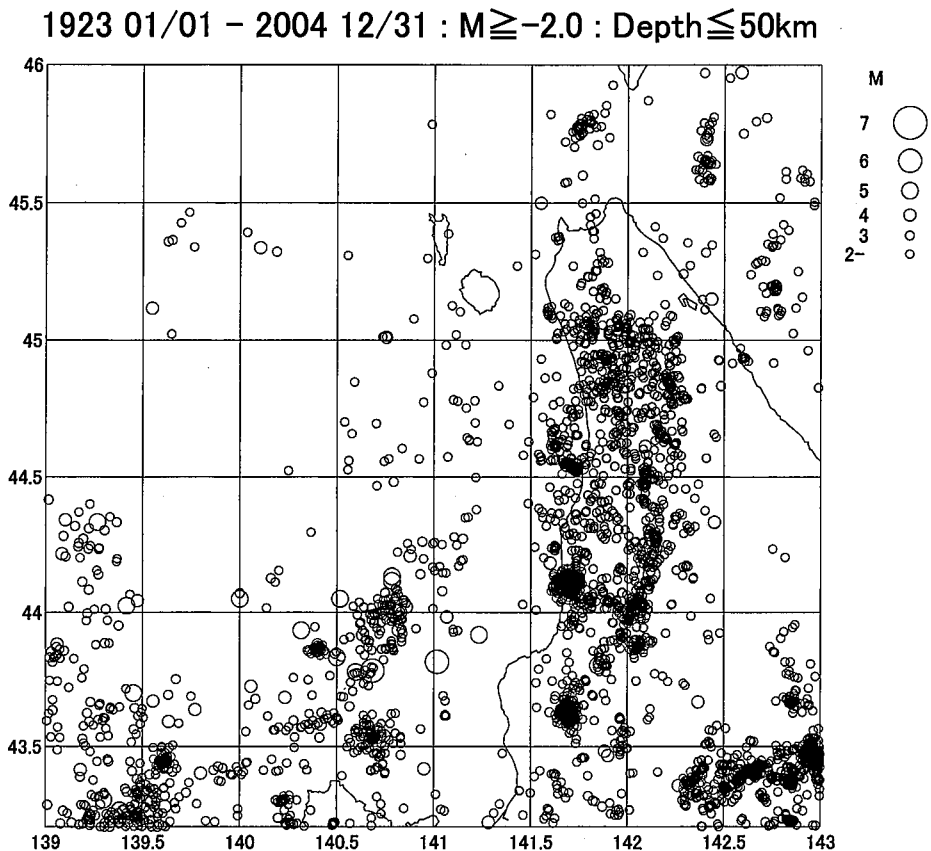


Fig. 1. Seismicity map in northern Hokkaido by Japan Meteorological Agency earthquake catalogue.

や森谷(1999)等に報告されている。また、近年では田村ほか(2003)による臨時地震観測がある。さらに、1997年の北海道大学と気象庁の地震波形データの一元化や、防災科学技術研究所のHi-Netの整備などが行われた結果、この地域の地震検知能力は大幅に改善されてきている。ここでは、気象庁の震源カタログに、気象庁カタログには載っていないが札幌管区気象台(1985, 2000)による「北海道の地震活動」にだけ載っているM5以上の地震も加えて、気象庁カタログがある1923年以降の道北地域の地震活動を概観する。

Fig. 1には、道北地方の1923年以降2004年末までのすべての震央を示した。東経142.3度付近よりも西側の陸域で地震活動が活発であることが分かる。東経142.3度より東側ではほとんど地震が発生していない。このことは、森谷(1986 a)や田村ほか(2003)でも指摘されている。これは、この東経142.3度の地震活動の明瞭な境界線が、力学的な境界となっていることを示唆している。また、地震活動が活発なのは北緯45.1度付近までで、それより北側では低下する。

Fig. 1ではすべての地震をプロットしているため、検知能力の高い沿岸・陸域の地震については決定されている地震の数が多くなってしまい、海域を含めて一定条件下での地震活動度の違いを

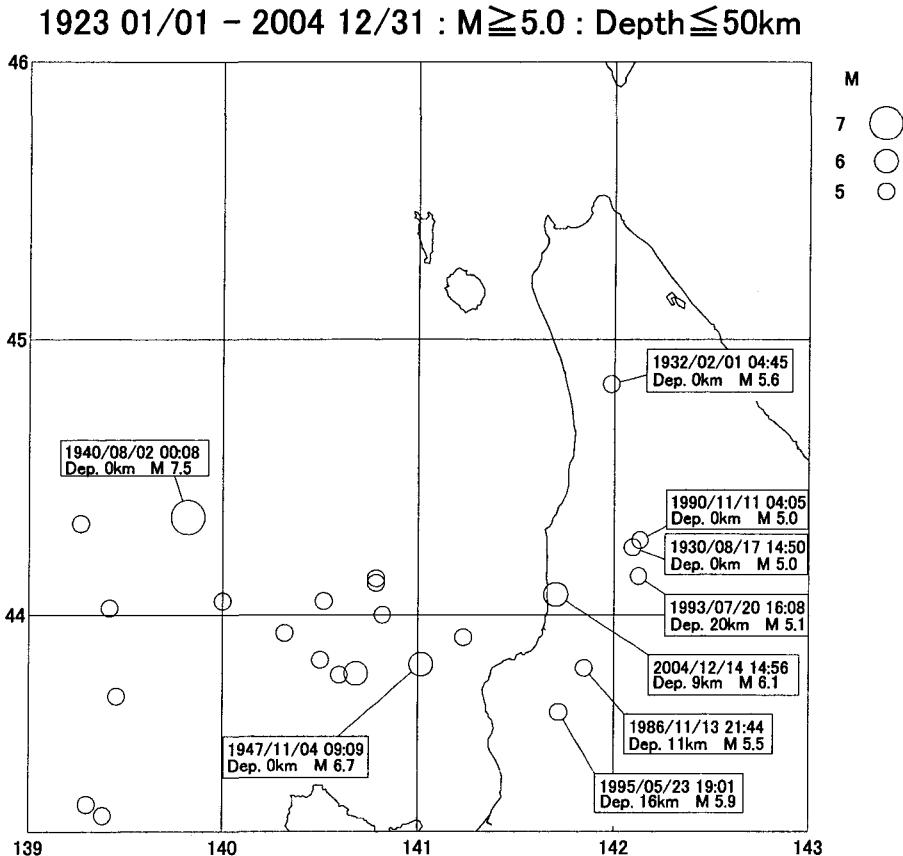


Fig. 2. Earthquakes with magnitude ≥ 5.0 .

見るのは難しい。また、陸域であっても地震の検知能力は時間とともに向上してきているので、すべての地震を一度にプロットしてしまうと均質性に問題がある。一定の条件下での地震活動を見るために、道北地方でも1923年以降検知能力があったと考えられるM5以上の地震に限った震央分布をFig.2に示した。北緯44度付近までは、北海道西方沖にあたる海域、たとえば1940年積丹半島沖地震(M7.5)や1947年北海道西方沖の地震(M6.7)に代表されるような地震活動が見られる。しかし、それらの余震域よりも北に位置する海域では地震検知能力の問題はまだ残るもののM5以上の地震は知られていない。なお、この図よりも北方の海域では1990年に沿海州で発生した地震(M6.1)や1971年モネロン島地震(M6.9)などが起こっている。一方、北緯44度以北の陸域ではM5を越える地震が5個発生していて、海域よりも地震活動が活発であることがわかる。

これらの図からは、北緯44度付近を境にして、地震活動帯が東側へシフトしているようにも見える。石川(1992)は1986年に沼田町で発生した地震(M5.3)のメカニズムがほぼ純粋な右横ずれ型であったことから、ここに横ずれ境界が存在し日本海東縁部の変動帯が東にトランスフォー

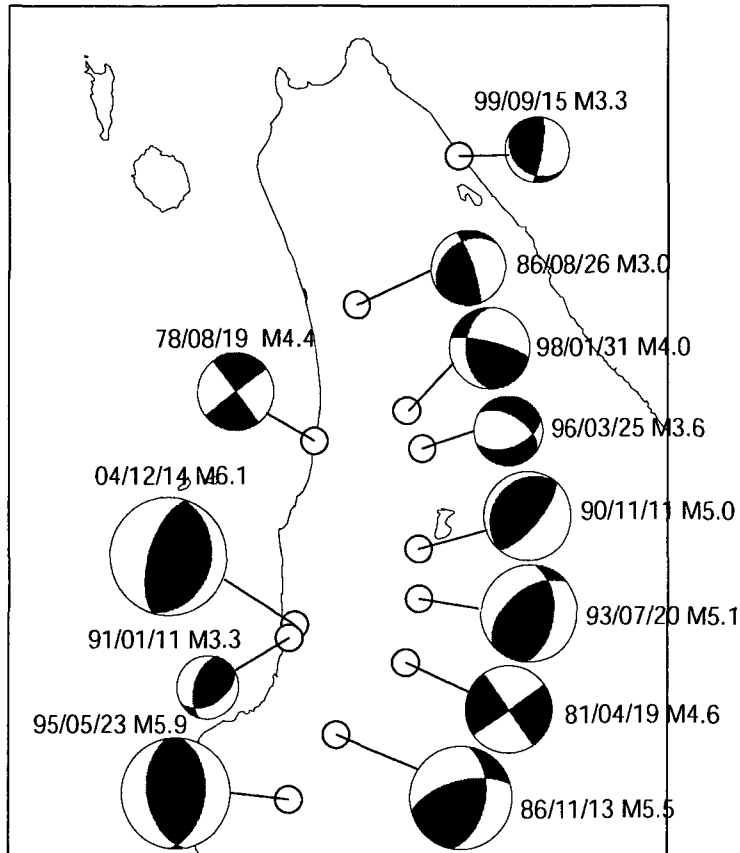


Fig. 3. Focal mechanism distribution. Data are taken from Moriya(1986a, 1986b, 1991, 1994, 1999), Ohmura et al. (1997) and Takahashi (1998). Mechanism of the 2004 M6.1 earthquake was from JMA homepage (<http://www.jma.go.jp>).

ムとする考えを提示している。しかしながら、森谷（1999）によるとこの地震のメカニズムはストライク成分の多い逆断層型となっている。

Fig. 3には、この地域の代表的なメカニズム解を示した。データは、森谷(1986 a, 1986 b, 1991, 1994, 1999), 大村ほか(1997), 高橋(1998)で2004年留萌支庁南部の地震に関しては気象庁の資料を用いた。いろいろなタイプが見受けられるものの、東西あるいは東南東-西北西にP軸をもつような地震が多く、M5以上の地震のメカニズムは東西圧縮の逆断層型となっている。よって、この地域では大局的には東西圧縮の応力場にあると考えることができる。

III. 2004年12月14日に発生した留萌支庁南部の地震(M6.1)の概要

2004年12月14日に発生した留萌支庁南部の地震(M6.1)は、北海道の内陸部で起こったM6を越える浅発地震としては、1967年の弟子屈地震(M6.5)以来、実に37年ぶりであった。

この地震については、既に気象庁等によりメカニズム解や震源分布が明らかにされている。気象庁による余震分布とメカニズム解をFig. 4に示す。震源域の大きさは東西-南北軸とも約10kmであり、東落ちの傾向を示す。メカニズム解は北北東-南南西を断層面とする純粋な逆断層型であり、余震の分布から東落ちの断層面が動いたものと考えられる。また、ほぼ同じ場所で1991年1月11日にM3.3の地震が発生しているが、そのメカニズム解は今回の地震とほぼ同じであった(Fig. 3) (森谷, 1999)。今回の地震のメカニズム解は、道北で過去に発生した地震のメカニズム解と調和的である。

IV. 1923年以前の地震活動

留萌支庁も北海道の他の地域と同様に古地震を辿れる期間は短い。ここでは、1923年以前の地震について文書記録(武者, 1951; 理科年表, 2005; 札幌管区気象台, 2000; 宇佐美, 2003; 宇津, 1989)を調べた。その結果、この地方で地震現象に関連していると思われる事件が1863年, 1874年, 1910年, 1918年にあったことが分かった。

1. 1863年の海嘯事件

1863年までの理科年表によると、1863年に天塩沿岸で「小津波あり沖合いに地震のあった疑あり」とあり、M5.9と与えられている。この原本となったと考えられるのが、大森(1895)による増毛郡役所での「文久3年8月8日晝間より起り夜10時頃迄海嘯(津波)、通常浪打際より最高直径20尺餘最小18尺餘なりしとそ」との記述である。また、石狩町誌にも、同日に「津波あり」と記されている。しかしながら、この事件に関する地震の記述はない。また、これが津波だとすると、その継続時間が「晝間より起り夜10時頃迄」と長く、これほどの時間津波を継続させるにはそれなりの大きさの地震が必要であると考えられる。もしそうならば、日本海沿岸でより広範囲に事件が記録されていて然るべきだし、特に地震動の記述は必須であると思われる。しかしながら、あつた文献中では石狩町誌以外には津波の記録は見られなく、地震の記述もない。

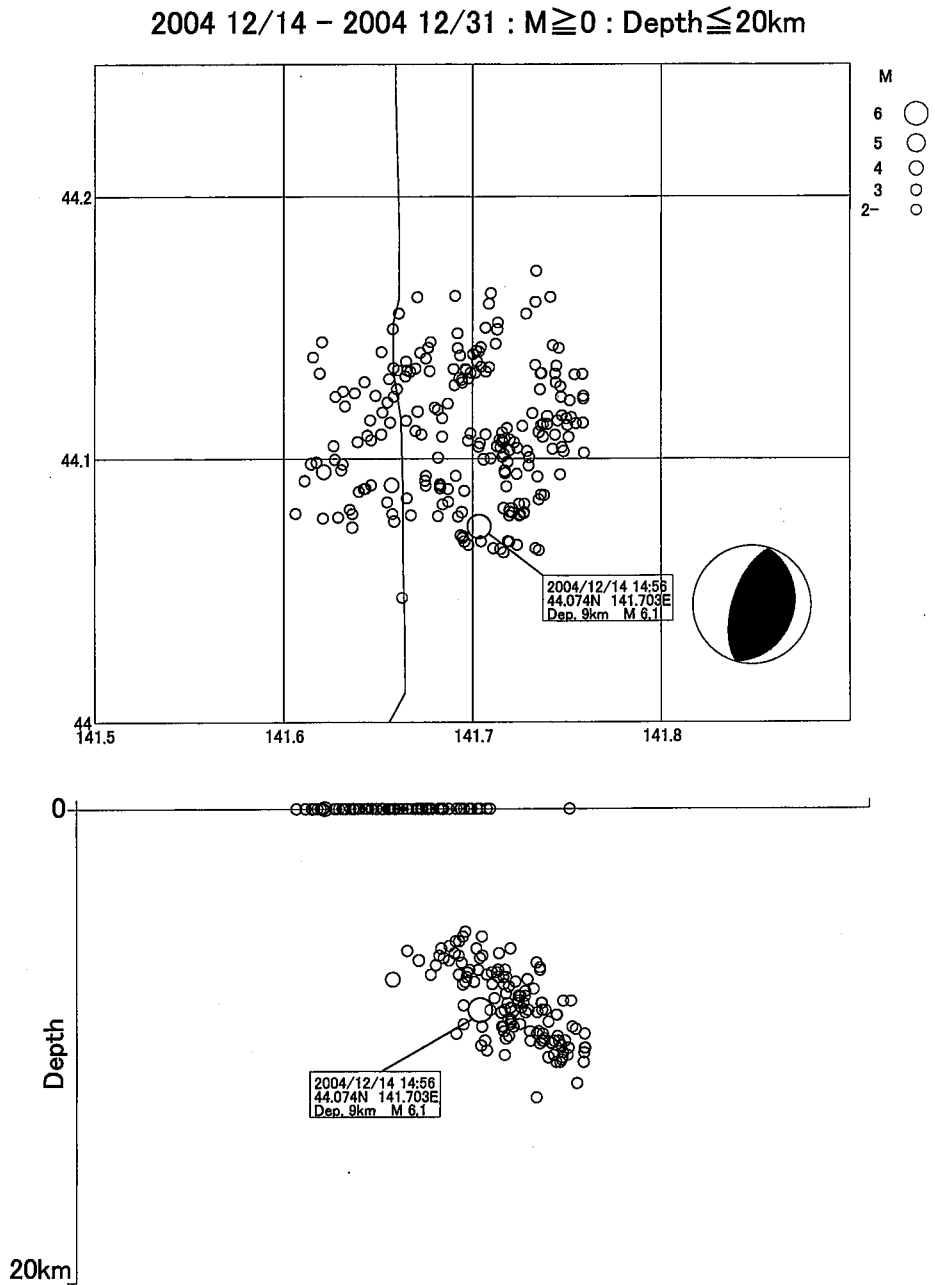


Fig. 4. Aftershock distribution and focal mechanism of the December 2004 earthquake (M6.1) in southern Rumoi subprefecture by JMA.

以上のように、地震による津波が発生したとすると不自然な点が多いことから、札幌管区気象台(1962)は暴風による高潮の可能性を指摘している。この浪の浸水域が通常の波打ち際から6 m程度とあることから、高潮あるいは暴風による波浪を原因とすることも十分考えられる。

この事件に関する地震動の記述がなく、また津波だとするにも疑問点が多いことから、本論では札幌管区気象台(1962)と同様に1863年の事件は地震に関連するものではなかった可能性が極めて高いと結論する。

2. 1874年の地震

1874年2月28日の地震については、1997年までの理科年表、宇津カタログ(宇津, 1987)、宇佐美カタログ(宇佐美, 2003)、武者カタログ(武者, 1961)、新収日本地震史料(東京大学地震研究所, 1989)にその記述がある。これらの記述の原本となったと考えられるのは、新収日本地震史料の引用元となっている「開拓使公文録」である。それによると、現在の初山別村豊岬(当時の地名は風蓮別、フレベツ)にあった止宿所で「台所悉皆破損」とあり、この付近にあった橋は「過半破損」となっている。また、ここから現在の苫前町歌越(当時は字ヲタコシヘツといた)に至る海岸沿いにそって山崩れが多数発生して、ここを通過していた道が埋められたため、通行が困難になったことが図と共に詳細に記されている(Fig.5)。図にあるように、山崩れの大きなものは、幅数百メートルにわたって発生していて、数百メートル流れて海に流入したのもあったようだ。

ちょうどこの年の夏にライマンが地質調査で北海道沿岸を踏破していたが、その雑記(副見, 1995)にもこの地震に関係する記述を見つけることができた。ライマン雑記には、この場所を通過する際に「波浪の高い海浜を避け山路へ入ったが、約3里の道を穴や溝をよけて、四苦八苦しながら前進した。ちなみに、草に覆われた穴の深さは、落ち込んだ馬の肩までであった。風蓮別の宿で、2月28日以降30日間続いた地震の痕跡と分かった」との記述がある。これは、この地震により海岸から海岸段丘面を上った山側でも3里にわたり地変が起こっていたことを示している。当時のことであるから、歌越から風蓮別までの距離が3里(約12 km)と現在の地形図上での距離(8 km)よりやや長くなっていることは止むを得まい。

この風蓮別から歌越までの約8 km以外には地変や被害の報告はない。風蓮別から天塩にかけては浜にそって交通路が設けられていたが、風蓮別と歌越の間だけ段丘が海岸縁まで迫って崖を作っていて、そのすぐ下が交通路となっていたらしい。そのために、この場所の崖崩れのみが詳細に報告されたと考えられる。建築物の被害の報告が風蓮別に限定されているのは、風蓮別の次の止宿所は天塩であり、この間には行政関係の建築物が橋を含めてなかったためであると考えられる。また、南の止宿所は苫前になるが、苫前では地震に関する報告はない。

札幌管区気象台(1962)では、この事件が地すべりや山津波によるものである可能性があるとして、地震のリストから削除している。しかしながら、ここで示したような少なくとも8 kmにわたるような地変の原因を地すべりや山津波に求めるのはかなり難しく、地震によるものと考えるのが自然であろう。

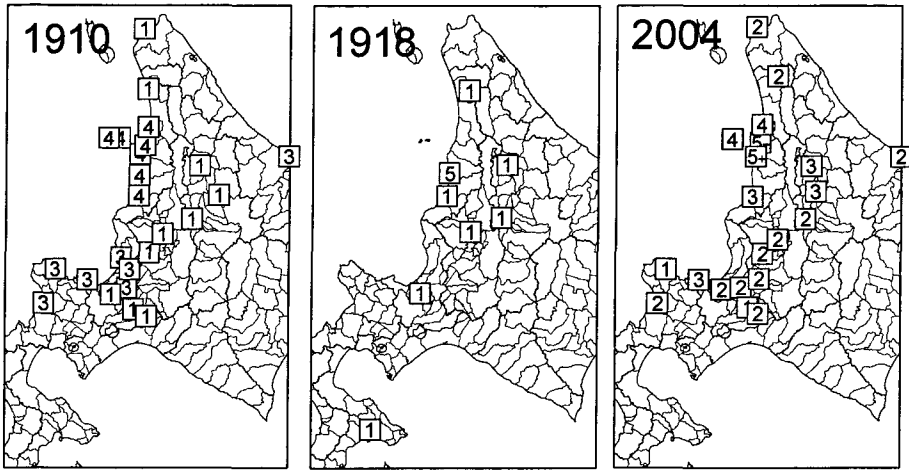


Fig. 6. Intensity map associated with the 1910(M5.9), 1918(M4.7–4.9) and 2004(M6.1) earthquakes after Sapporo District Meteorological Observatory (2000) and JMA homepage. Observation sites in 2004 were selected as the same as that of the 1910 and/or 1918 sites.

しい分布図になる (Fig. 6)。宇津(1989)も、この地震は M のわりに有感域が狭いことを指摘している。また、この地震による被害は鬼鹿に限られていて、幌延では被害の報告は見当たらず、震度 5 としては不自然である。以上のことから、この地震による幌延の震度は 1 程度であったと結論付けることができる。

1918 年の震度分布を幌延震度 1 として 1910 年の地震と比較すると、1910 年の地震の方が明らかに有感域が広がっている。宇津(1989)によると、1910 年の地震は筑波・水沢の地震計で記録されているが、1918 年は水沢だけである。また、鬼鹿での被害の記述をみると 1910 年の方が明らかに大きい。従って、1910 年の地震の方が 1918 年のよりも大きかったと考えるべきであろう。

ところが、この 2 つの地震の M については、1910 年と 1918 年がそれぞれ 5.6 と 6.0 (札幌管区気象台, 1962), 5.3 と 5.8 (宇津, 1987; 宇佐美, 2003; 札幌管区気象台, 2000) とされ、いずれも 1910 年の地震のほうが 1918 年よりも小さくなっている。しかし、これは震度分布や被害状況と合わない。

そこで、宇津の式(宇津, 1984)を用いて M の推定を行った。宇津(1984)は気象官署の震度データのみから震度と M の換算式を導出している。道北では、気象官署だけではデータが限られてしまうので、札幌管区気象台(2000)にある気象官署以外の震度データも含めた震度分布を用いて推定を行った。震央の場所については、札幌管区気象台(2000)が 1910 年、1918 年とも鬼鹿の沿岸部に決めており、その結果を用いた。前述のように、1918 年の幌延の震度は 1 とした。札幌管区気象台(1962)では 1918 年の函館震度 1 となっているが、これは震度分布からみて飛び離れているので除外した。用いた震度データとその結果得られた M を Table 1 に示す。推定された M は 1910 年が 5.9, 1918 年は 4.7–4.9 であり、これは震度分布や被害状況を考えると妥当な値といえ

Table 1. Observed intensity associated with the 1910 and 1918 earthquakes by Sapporo District Meteorological Observatory (1962, 2000) and estimated magnitudes by Utsu's formula(1984).

Earthquake Observation site	1910		1918	
	SMO(1962)	SMO(2000)	SMO(1962)	SMO(2000)
Wakkanai	—	1	—	—
Rishiri-Oniwaki	—	—	—	—
Horonobe	—	—	1	1(5)
Teshio	—	1	—	—
Teuri	—	4	—	—
Yagishiri	—	4	—	—
Shosanbetsu	—	4	—	—
Haboro	—	4	—	—
Onishika	5	4	5	5
Rumoi	—	4	1	1
Mashike	5	—	—	—
Kamikawa-Shibetsu	—	1	1	1
Okhotsk-Monbetsu	—	3	—	—
Aibetsu	1	1	—	—
Asahikawa	1	—	1	1
Fukagawa	—	—	—	1
Takikawa	—	1	1	—
Iwamizawa	—	1	—	—
Atsuta	4	3	—	—
Urausu	4	—	—	—
Toubetsu	—	3	—	—
Ebetsu	—	3	—	—
Sapporo	1	—	1	1
Eniwa	—	1	—	—
Chitose	1	1	—	—
Otaru	3	3	—	—
Bikuni	3	3	—	—
Iwanai	—	3	—	—
(Hakodate)*	—	—	1	1
M	5.9	5.9	4.9	4.7

* Hakodate was not used in the magnitude estimation.

よう。このように、1910年は1918年よりも大きくそのMは6弱であったとするのが適当である。

V. 北海道北部地域のテクトニクスモデルと今後の地震活動予測

本論で明らかにしてきた新しい知見を加えた道北の浅い地震の震央分布図を、後述するテクトニックマップに重ねて Fig. 8 に示す。結果として、留萌支庁沿岸部では1874年以降M6クラスの地震が3回発生していたこととなった。これは、留萌支庁沿岸が北海道では弟子屈地域に次いで地震活動が活発な地域であることを示している。ここでは、これらの地震活動の原因について対象地域を道北全体まで広げて考察を行う。

1. 広域テクトニクスから見た道北地方

最近の GPS 観測の結果から、日本海東縁部の地殻活動がユーラシアプレートに対して東進するアムールプレートと日本列島が乗っているオホーツク（あるいは北米）プレートの相対運動によるものとする考えが提示されている（たとえば、Takahashi et al., 1999; Heki et al., 2000, 笠原・高橋, 1999）。その収束速度を Heki et al. (1999) の与えたオイラーベクトルにより算出すると、道北では約 1.6 cm/yr になり、これは日本海東縁部全体でもそれほど変化しない。つまり、北海道から新潟までの日本海東縁部でのプレート収束速度はほぼ同じである。問題は、これを何処で、どのような形で消費するかである。

オホーツクプレートを固定して GPS による速度場を見た場合、道北では GPS の速度境界が北緯 44 度付近の留萌支庁南部からオホーツク海側の宗谷・網走支庁の境界付近に至るラインに沿って現れる。このため、新潟付近から日本海東縁部の海域を北上してきたプレート境界がこの付近で陸域に上陸している可能性が指摘されている（Takahashi et al., 1999; 笠原・高橋, 1999）。つまり、道北の陸域はアムール・オホーツクプレートの力学的な境界として機能している可能性が高い。地質・地形的な研究からも、北海道中軸部がプレート境界として機能している可能性が高いことが示されている（池田ほか, 2004）。

2. 第四紀地殻変動と浅部地下構造

Fig. 7 には道北地方の約 80 年間の測地測量（1912–1994）による主歪の分布図を示す（国土地理院, 1997）。この期間に M 6 を越える地震は発生していない。留萌支庁から宗谷支庁にかけての日本海側沿岸部で大きな歪が見られる。2004 年留萌支庁南部の地震が発生した場所にも大きな歪が観測されている。一方、それよりも内陸部になると歪の大きさは小さくなる。

より長期的な地殻変動を示すものとして海成段丘の分布がある。小池・町田（2001）では日本の海成段丘の分布についてコンパイルを行っていて、道北地方の段丘面と旧汀線の分布について示している。それによると、留萌支庁小平町付近から宗谷支庁宗谷岬にかけての 150 km にわたり酸素同位体ステージ 9（約 30 万年前）以降の海成段丘が系統的に認められている。これは、これらの段丘面が少なくとも最近 30 万年にわたって安定的に隆起してきたことを示している。日本列島全域をみても、これほどの長い距離にわたって系統的に段丘が形成されている場所は他にない。初山別以北ではステージ 1（1 万年前以降）に形成された段丘も確認されており、この地域で現在に至るまで隆起運動が継続していることを示している。小池・町田（2001）の中には、平川（2001）によって道北の段丘発達史の詳しい解説がなされている。

岡（1997, 1999）はボーリング資料などから北海道の第四紀層の厚さを調べた。その結果、例えばサロベツ原野での沈降量は 1000 m にも達することを示し、活発な隆起沈降の地殻変動が天北地域で現在も進行中であることを明らかにしている。

活断層の分布も地殻変動を考える上で重要である。この地域の活断層については、中田・今泉（2002）、池田ほか（2002）、活断層研究会（1991）のデータがある。特に、池田ほか（2002）には

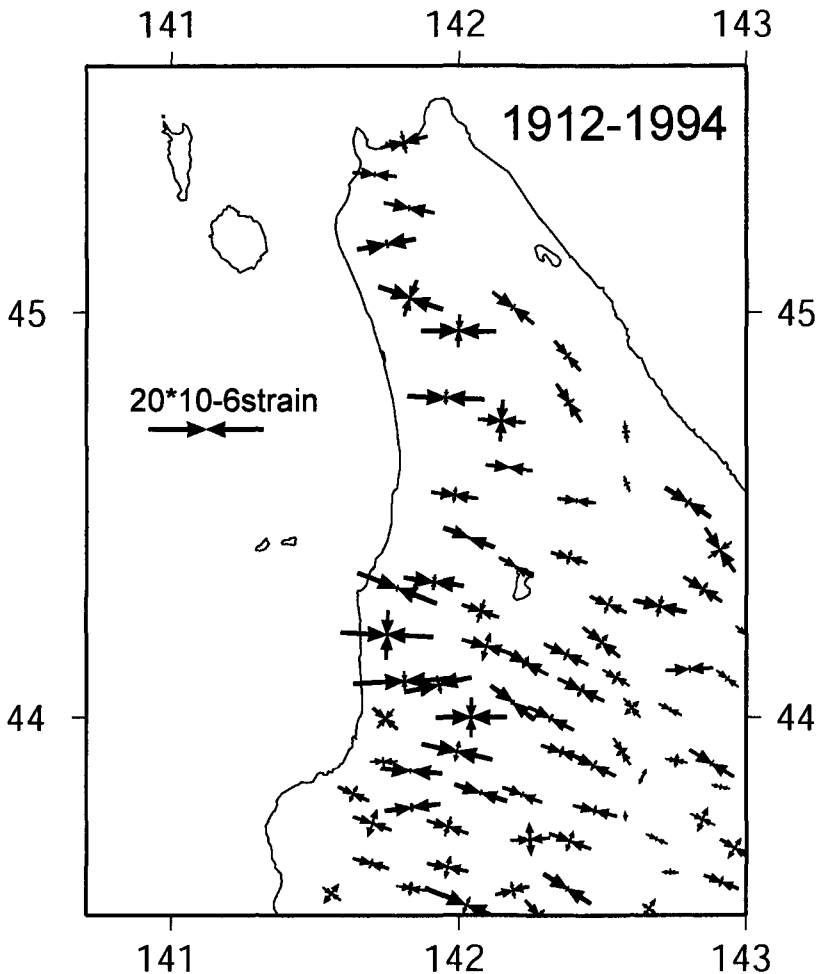


Fig. 7. Principal strain map in northern Hokkaido by Geographical Survey Institute(1997).

道北地方の活構造について詳しい解説がある。以下では、池田ほか（2002）による解説を引用する。この地域では宗谷岬南方からサロベツ原野にかけて北北西-南南東に延びる活構造帯が認められる（天塩断層帯）。これより南でも、留萌支庁の海岸線の5-10 km 沖合いを南下するような活構造帯として連続して追跡される。この活構造の地質構造断面データでは東落ちの断層がみられ（小椋・掃部，1992；伊藤，1999），地表面で観察される活構造はその上盤側の変形であると解釈される。つまり、天塩断層帯から留萌支庁沖合いの活構造線は、明瞭な fold-and-thrust 帯の最先端部をなし、現在最も構造運動が活発な場所である、としている。

海成段丘は活構造の運動により作られるものなので、当然ながらこれらの分布は非常に一致を示している。ここで示したように、地形的学的な研究からも留萌支庁沿岸部から宗谷支庁にかけての領域で活発な造構運動が継続的に行われていることが明らかであり、これは活発な地震

活動や大きな歪が観測されていることと調和的である。

池田ほか(2002)や小池・町田(2001)による活構造・旧汀線の分布は、地震活動の東縁線と平行に並んでいるように見える。例えば、段丘面の旧汀線のトレースは、地震活動の東縁線(東経142.3度線)の約40 km西側(東経141.8度付近)をほぼ平行に並んでいる。これは、地震の分布と活構造の分布が強い関連を持っていることを示唆している。

2004年留萌支庁南部の地震の断層面は東傾斜であった(Fig. 4)。天塩断層帯はこの震源から100 km近く離れているものの、ここでの断層は東傾斜であり(小椋・掃部, 1992; 伊藤, 1999)両者は一致する。現在まで行われた地下構造探査の到達深度は数kmであり、2004年留萌支庁南部の地震の深さも8 kmと浅く、これよりも深い部分の構造については不明である。しかし、この活構造帯がfold-and-thrust帯の最先端部であるとすると、その西側が相対的に沈降しているため、深部でも東落ちの断層を仮定したほうがよさそうである。ところで、近年東北地方等で精力的に行われた活断層深部をターゲットにした構造探査の結果によると、地表近くでは急傾斜をなすような断層も、深くなるにつれてその傾斜がゆるくなってデタッチメント断層とよばれるほぼ水平な移行するモデルが提案されている(たとえば、佐藤・池田, 1999)。デタッチメント断層は、上部地殻と下部地殻の境界付近(コンラッド面)に想定されている。このようなデタッチメント構造は、道北中軸部の南方延長部である日高衝突帯西部にも見られる(在田, 1999)。道北では、深さ20 km付近に6.7 km層があり(森谷, 1986 a; 田村ほか, 2003)、ここがコンラッド面に相当する可能性がある。したがって、この付近にデタッチメントが存在する可能性があるだろう。また、道北の深い部分で起こる地震のメカニズムには正断層型が含まれている(田村ほか, 2003)。これは、地殻深部で発生する地震が浅い部分とは異なった応力状態で発生している可能性を示唆しており、デタッチメントとの関連に興味もたれるところである。いずれにせよ、地殻深部をターゲットにした構造探査を実施して詳細な地殻構造を調べる事が望まれる。

3. 表層地質と地震活動の関係

道北中軸部は、少なくとも中新世前期から鮮新世にかけては、ユーラシアプレートと北米プレートとの境界であり、それ以前もユーラシアプレートとオホーツク古陸の沈み込み境界として機能してきた(たとえば、新井田・紀藤, 1986)。つまり、この地域は長らくプレート収束境界にあり、それにとまう大規模な造構運動が行われてきたと考えられている。従って、現在起こっている地学現象も、当然ながら過去に形作られてきた地質構造に強く依存して行われていると考えられる。

先に、地震活動の活発な領域が東経142.3度付近をその明瞭な東縁としていることを示した(Fig. 2)。この境界は、表層地質では空知—エゾ帯と日高帯の境界部にあたっている(たとえば、新井田・紀藤, 1986)。Kawakami et al.(2004)によると、さらに詳細にはイドンナップ帯の西縁と捉えることもできる。この境界線は、笠原・高橋(1999)が地殻活動のバウンダリーを想定した神居古譚変成帯よりも約10 km東にあたる。

地質構造と地震活動を対比させると、日高帯での活動度は極めて低いのに対し、空知—エゾ帯では極めて活発であるということになる。これは、表層地質で見られる境界が力学的な境界としても機能している可能性が高いことを示唆する。先に示してきたような地震活動、歪分布、GPSによる地殻変動や活構造等の分布からは、この境界を境にして西側でのみ力学的な変形が進行していると考えられる。つまり、アムールプレートの東進による変位の消費を担っている部分は地質構造帯としては空知—エゾ帯であるといえる。一方、その日高帯との境界は力学的にもシャープな境界となっていて、日高帯ではアムールプレートの影響をほとんど受けていないと考えられる。

このような明らかな構造境界の存在は、重力異常データからも明らかにされている。山本・森谷(1989)は、宗谷岬から佐久にかけてのほぼ南北にそったラインに重力の急変帯が連続して存在し、その東西で大きく構造が違っていることを示した。この急変帯は、表層では間寒別断層帯に対応し(中田・今泉, 2002)、空知—エゾ帯と日高帯の境界からは約20 km 西方にあたる。

先に示したように、地質境界を形成する断層は、その深部ではかなり小さい傾斜で傾いていることが多々観測されている。例えば1998年に長町利府断層で発生した地震(M5.0)は、その震央は長町利府断層の西約10 kmであり、断層の地表トレースとは一致しないが、これは西に傾斜した断層の深部延長部で発生したものと解釈されている(海野ほか, 1999)。このように、地表で観察される断層や地質境界が地震の震央分布や他のデータと必ずしも一致する必要はない。しかし、地震活動と地質構造との関係について解釈を行うためには、詳細な地下構造データが必須であることは言うまでもない。

以上のように、力学的な境界が表層地質での空知—エゾ帯と日高帯の境界に一致することが明らかになった。しかしながら、このようなシャープな境界がどのようなメカニズムで生じているかは現在のところよくわかっていない。北海道北部の空知—エゾ帯や日高帯の深部地殻構造についてはまだ不明な部分が多く、地殻深部までをターゲットにした構造探査が望まれる。

ここまでの議論をまとめると、道北のテクトニクス像は以下ようになる。道北は、アムールプレートとオホーツクプレートの境界としてその相対運動を解消すべく地震活動や地殻変動などの地殻活動が活発に行われている。地震のメカニズムや地殻変動から推定される主応力の方向は東西圧縮であり、これはアムール・オホーツクプレートの相対運動の方向と調和的である。その変動帯の東縁は表層地質では空知—エゾ帯と日高帯との境界として認識され、地震活動や地殻変動はこれよりも西に限定される。日高帯は、いわば強固なブロックとして機能しているため、アムールプレートの影響はその内部に及ばない。地殻活動の中心となっている空知—エゾ帯では、地震活動や褶曲などの地殻活動によってその歪を解消する。

4. 道北地方のテクトニクスマップと将来の地震発生予測

これまで示してきたようなデータをまとめて、テクトニクスマップを作成した(Fig. 8)。主に参考にしたのは、陸域の活構造が平川(2002)、活断層研究会(1991)、新井田・紀藤(1986)、沿

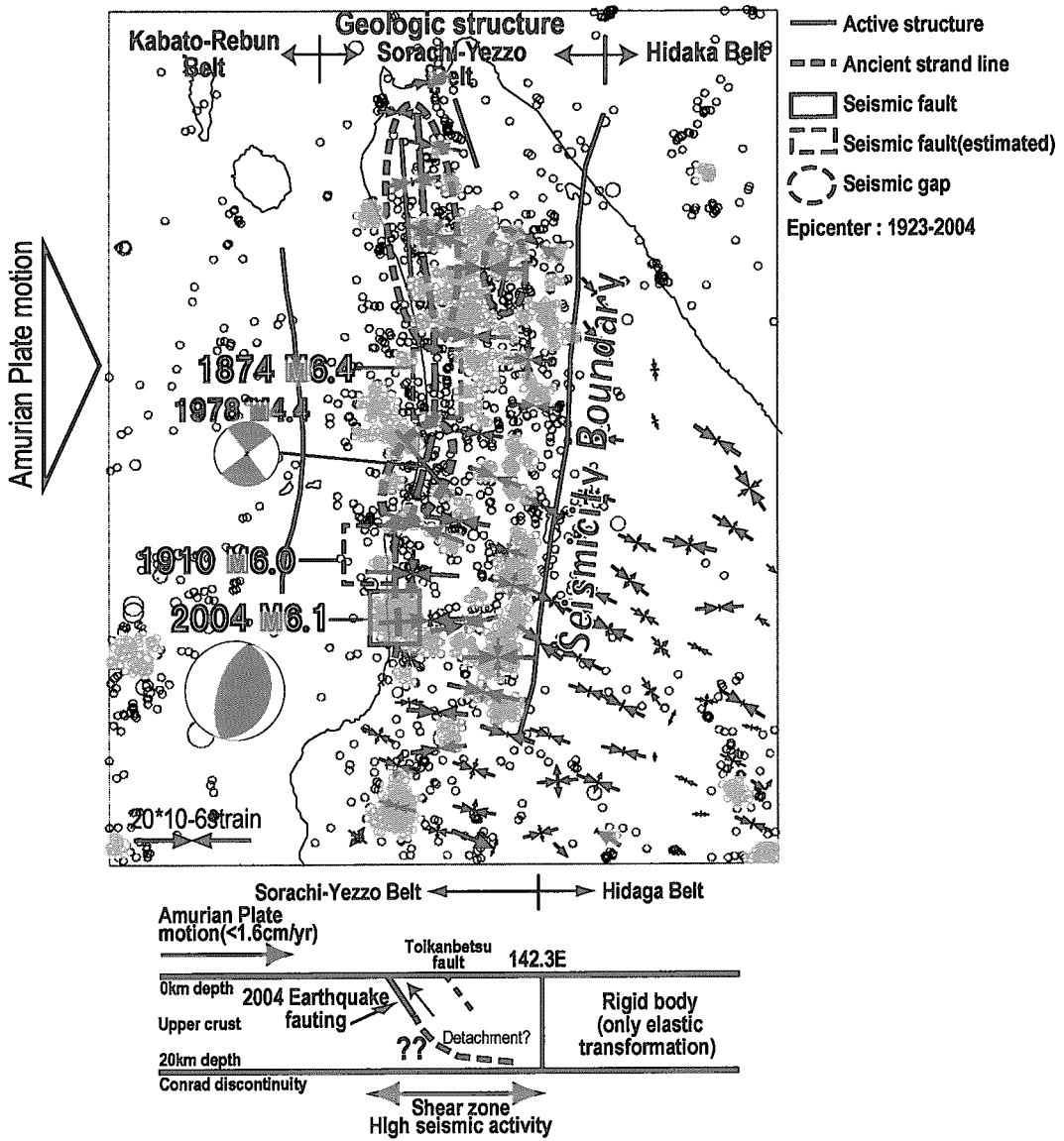


Fig. 8. Schematic tectonic map in northern Hokkaido from the seismological data (Japan Meteorological Agency), strain data (Geographical Survey Institute, 1997), active fault researches (Active fault research group, 2001; Ohta and Suzuki, 2002; Okamura and Kato, 2002; Okamura, 2002; Ikeda et al., 2002), quaternary marine terrace (Koike and Machida, 2002) and surface geology (Niida and Kito, 1986). Estimated subsurface structure in the upper crust is also shown in the lower.

岸域の活構造は岡村・加藤(2002), 太田・鈴木(2002), 岡村(2002)である。これをもとに、留萌支庁から宗谷支庁にかけての将来の地震活動について予測する。

留萌支庁沿岸部では、M 6 クラスの地震が3回発生している。これらの地震の震源域は、宗谷岬から南下してくる段丘として追跡される活構造帯に位置している。この活構造帯に沿って地震が発生していることは、この活構造帯が起震能力を有していることを示している。第一種空白域の考え方を導入すると、この活構造帯にそった領域で現在までに地震発生が知られていない場所では、今後近いうちに地震が発生する可能性が高いと考えられる。

具体的には、遠別以北の全域、遠別以南では1874年、1910年、2004年の地震の震源域の間がその候補としてあげられる。ここにあげた場所では、周辺部に比べて大きい歪が観測されていることも、地震発生ポテンシャルが高いことを示唆する。これら以外で歪が大きい場所としては、問寒別付近と2004年留萌支庁南部の地震の南西部(小平町・沼田町・深川市・幌加内町の境界部付近)があげられる。問寒別付近では活断層が認められ(岡, 1985), 1932年にはM 5.6の地震が発生し、1968年には豊神で震度5(M 4.0)を観測する地震が発生した(札幌管区气象台, 2000)。2004年地震の南西部にあたる領域ではM 5を越える地震が観測されておらず(Fig. 2), 注意が必要な場所である。

これまでにこの地域で発生してきた地震は、断層サイズが10 km程度のM 6前半の地震である。これ以上大きなMの地震が発生する可能性については現在のところわからない。しかし、東北日本の日本海側沿岸部ではM 7前後の地震も多く発生していることや、脆性破壊領域が顕著に厚い(35-40 km)ことから(森谷, 1986 a; 田村ほか, 2003), その可能性についても考慮しておく必要があるだろう。

沿岸から20-30 km沖合いにある天売・焼尻島付近にも、南北の褶曲帯が認められる(たとえば、岡村・加藤, 2002)。天売・焼尻島では炭素ステージ1(最近1万年以降)の段丘面が認められるため(小池・町田, 2002), 現在でも隆起運動を行っていると考えられる。しかし、この褶曲帯に明瞭に対応するような地震活動は見受けられない。このため、この褶曲帯が起震断層と成り得るのかは不明である。1910年の地震では天売・焼尻や沿岸部の広い領域で震度4となっている。このため、この地震がFig. 8にあるような沿岸部ではなく、この沖合いの褶曲帯で発生したものである可能性も考えられる。しかし、地震活動が沿岸部を境にその沖合いでは極端に低下すること(Fig. 1), 留萌支庁沿岸部と天売焼尻褶曲帯との間にある厚い第四紀層がほとんど変形を受けていないことから(池田ほか, 2002), 天売・焼尻を南北に走る活構造帯は、沿岸部のそれとは独立したシステムとなっている可能性もある。

初山別の沿岸部には、地震がかたまって発生している場所がある。これは、活断層である築別断層系の海域への延長部に相当する(活断層研究会, 1991)。築別断層は、海成段丘面をすべて切っておりその変位は約35 mの北側隆起となっていて(山岸, 1986), 現在もこの断層が活動的であることを示している。また、ここでは1978年にM 4.4の地震が発生して、余震が断層の走向にならんだ(森谷, 1986 a)。メカニズムは、断層走向に一致する北西-南東に節面をもつ東西圧縮の

ほぼ純粋な左横ずれであった (Fig. 3) (森谷, 1986 a). 築別断層は, 日本海の形成時に活動した横ずれ断層であると考えられている (Jolivet et al., 1994). 従って, この断層での地震活動は, 蓄積された東西圧縮の歪を既存の弱線 (築別断層) を用いて解消している現象と理解することができる. 築別断層以外の場所では, 2004 年の地震のような南北走向・東傾斜の逆断層運動によって東西の圧縮歪を解消していると考えられる.

これらの知見をもとにした地下構造の断面予想図も Fig. 8 に示してある. 浅部構造探査から東落ちの断層が確認されたこと, 2004 年の地震の断層面が東傾斜であったこと, あるいは隆起沈降域の分布から, この地方の活構造が東傾斜の断層によるものであると考えられる. ところで, 間寒別断層・力昼・広富断層では西側隆起の変位が観察されているが (岡, 1985; 山岸, 1986), 間寒別では断層西側の盆地が第四紀に継続して沈降しているため (岡, 1997), この変位は逆向き断層崖を見ている可能性が高い (佐藤・町田, 1990). 従って, これらの断層も東落ちの傾斜面をもって深部に続いていると考えられる. 2004 年留萌支庁南部の地震から, この断層が深さ 10 km 付近まで続いていることは確からしいが, その先がどのようになっているかは不明である. 先にも述べたように, 地殻深部をターゲットにした地下構造探査が望まれる.

VI. ま と め

北海道留萌支庁沿岸部の地震活動について, 気象庁の地震カタログと文献資料に基づいて調査した. その結果, 1874 年に初山別北部で M 6.3–M 6.4 の地震が発生していたことが確実となった. また, 鬼鹿で最大震度 4 と 5 が観測された 1910 年と 1918 年の地震は, 1910 年が M 5.9, 1918 年が M 4.7–4.9 であると推定された. 2004 年 12 月 14 日に発生した留萌支庁南部の地震 (M 6.1) を含め, 留萌支庁の沿岸部は地震活動が活発な地域であり, その原因はアムールプレートの境界がこの付近から内陸部に上陸するためであると考えられる. プレート境界域の歪の解消を担っているのは表層地質では空知–エゾ帯に対比され, 活発な地震活動や地殻変動はここで行われている. 一方, それより東側の日高帯ではその影響はほとんど及んでいない. 以上のように, 留萌支庁を含む北海道北部地域は地殻活動ポテンシャルが高い領域であり, これからも M 6 以上の直下型地震の発生する可能性が非常に高いと考えられる. 特に, いままでに地震が発生してない場所や歪が大きい場所に注意する必要がある. 地震が発生する場所をより高精度で予測するためには, 詳細に歪の蓄積をマッピングする必要がある. そのためには高密度な GPS 観測網が必要である.

謝辞 資料の収集作業は背戸川治美氏によって行われた. 札幌管区气象台および同台中圭介地震情報官, 宮村淳一技術専門官, 石狩市総務部の浅野氏に資料の収録に際し御協力を頂いた. 地震予知総合研究振興会の松浦律子博士には, 作成した文献データベースを使用させていただいたほか, 1910 年と 1918 年の地震の水沢での記録を見せていただいた. 本論文で用いた気象庁震源カタログは, 気象庁が文部科学省と協力して北海道大学, 弘前大学, 東北大学, 東京大学, 名古

付表 留萌支庁沿岸部に発生した主な地震に関するデータ

西暦	和暦	時間	M	震源域	震 度	お も な 記 事	主な参考文献
1863年 9月2日	文久3年 8月8日					<ul style="list-style-type: none"> ・「少津波あり沖合に地震のあった疑いあり」(理科年表, 1970)。 ・増毛郡役所で「通常波打ち際より最高直径20尺余の海嘯」(日本地震資料, 1951) ・石狩で津波あり(石狩町史, 1972) ・地震動に関する記述なし。 ・→高潮・波浪の可能性高し。 	理科年表(1970) 日本地震史料(1951) 石狩町誌(1972)
1874年 2月28日	明治7年		6.4	初山別村豊岬-遠別町歌越付近	震源付近で6以上(山崩れ・地割れ・液状化が発生)	<ul style="list-style-type: none"> ・豊岬-歌越間で多数の大規模な山崩れ, 最大で幅200間奥行同じく200間(新収日本地震史料補遺)。 ・豊岬-歌越間の山路で多数の穴や地割れ, 深さは馬の肩ほど。液状化発生した可能性(ライマン雑記)。 ・止宿所の台所悉皆破損, 橋梁過半破損(新収日本地震資料補遺)。 ・留萌に強震あり(大森, 1895; 北海道気象月報, 176号) ・余震は30日間続く(ライマン雑記)。 	理科年表(1970) 新収日本地震史料補遺(開拓使公文録写) ライマン雑記(副見, 1995) 大森(1895)
1910年 9月8日	明治43年	11:50	5.9	鬼鹿付近	震度4 [鬼鹿] (札幌管区気象台, 2000) 震度5 [鬼鹿] 震源 [鬼鹿・留萌] (大森, 北海道気象月報, 176号) 強震 [留萌] 気象庁震度マップあり (Fig.6)	<ul style="list-style-type: none"> ・鬼鹿で北西方向から震動。 ・有感域は長径70里短径60里(気象要覧129号)。 ・鬼鹿村字甲崎瀬沖合40間の海中にて水深5尋の海底の亀裂から海水湧出, 井戸水位の低下。 ・鬼鹿村小椋子で家屋小破3, 苫前村幌内見徳寺で寺小破1(札幌管区気象台, 1985)。 ・留萌町の河岸低地・鬼鹿・苫前・羽幌・初山別・天売・焼尻で陶器・ビン類の破損。 ・10日16時までに余震42回(気象要覧129号)。 ・微震数十回, 6月16日にも留萌で強震1回(大森, 1895; 北海道気象月報, 第176号)。 ・翌10月に余震3回[羽幌弱2回, 苫前微2回, 鬼鹿弱1回](北海道気象月報)。 ・翌11月に余震2回[鬼鹿微震](北海道気象月報)。 ・翌12月に余震? 1回(北海道気象月報) ・津波に関する記述なし。 	北海道気象月報176, 177, 178号 気象要覧, 129号
1918年 5月26日	大正7年	7:30	4.7-4.9	鬼鹿付近	震度5 [鬼鹿] (札幌管区気象台, 2000) 局発微震 [鬼鹿] (気象要覧, 222号) 有感 [鬼鹿・留萌・幌延・旭川・深川・士別・函館・札幌] 気象庁震度マップあり (Fig.6)。幌延震度5は1の誤記載。	<ul style="list-style-type: none"> ・26日に鬼鹿で余震3回(北海道気象月報)。 ・鬼鹿地方に3回の局発地震(気象要覧, 222号)。 ・鬼鹿村で商品転倒および家屋土蔵に軽微な被害(札幌管区気象台, 1985)。 ・翌6月に鬼鹿で余震1回(北海道気象月報)。 	北海道気象月報272, 273号 気象要覧, 222号
2004年 12月14日	平成16年	14:56	6.1	小平町 鬼鹿-大般	推定震度6弱 [鬼鹿] (K-NET) 震度5強 [苫前町旭] 震度5弱 [羽幌町南3条] その他に気象庁による詳細の震度データあり。		

屋大学, 京都大学, 高知大学, 九州大学, 鹿児島大学, 独立行政法人防災科学技術研究所, 独立行政法人産業技術総合研究所, 国土地理院, 東京都, 静岡県, 神奈川県温泉地学研究所, 横浜市および独立行政法人海洋研究開発機構から提供を受けたデータを処理した結果である。一部の図の作成には SEIS 95 (石川・中村, 1997) を用いた。ここに記して感謝の意を表す。

文 献

- 在田一則, 1999. 日高衝突帯の地質構造とテクトニクス, 月刊地球号外, **27**, 189–193.
- 中央气象台, 1910. 気象要覧, 129 pp.
- 中央气象台, 1918. 気象要覧, 222 pp.
- 副見恭子, 1995. ライマン雑記(11), 地質ニュース, **486**, 56–66.
- Heki K., S. Miyazaki, H. Takahashi, M. Kasahara, F. Kimata, S. Miura, N. F. Vasilenko, A. Ivashchenko, K. D. An, 2000. The Amurian plate motion and current plate kinematics in East Asia, *J. Geophys. Res.*, **104**, 29147–29153.
- 平川一臣, 2002. 北海道北西部・中央部, 日本の海成段丘アトラス (小池一之・町田洋編), 2001.
- 北海道廳勤業部, 1910, 1918. 北海道気象月報, **176**, **177**, **178**.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志, 2002. 第四紀逆断層アトラス, 東京大学出版会.
- 石狩町誌 (上巻), 1972. 石狩町.
- 石川有三, 1992. 日本列島の地震活動, 月刊地球号外, **4**, 134–139.
- 石川有三・中村浩二, 1997. SEIS-PC for Windows 95, 地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集, 78.
- 伊藤谷生, 1999. 北海道におけるアクティブテクトニクスの現フェイズはいつ始まったのか?, 月刊地球, **21**, 608–613.
- Jolivet, L., K. Tamaki, and M. Fournier, 1994. Japan Sea, opening history and mechanics: A synthesis, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22237–22259.
- Kawakami, G., K. Arita, T. Okada, and T. Itaya, 2004. Early exhumation of the collisional orogen and concurrent infill of foredeep basins in the Miocene Eurasian-Okhotsk Plate boundary, central Hokkaido Japan: Inferences from K-Ar dating of granitoid clasts, *The Island Arc*, **13**, 359–369.
- 笠原稔・高橋浩見, 1999. 最近の地殻変動からみた北海道のテクトニクス, 月刊地球号外, **27**, 194–199.
- 活断層研究会編, 1991. 新編日本の活断層, 東京大学出版会.
- 小池一之・町田洋, 2001. 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会.
- 国土地理院, 1997. 北海道地方の地殻歪, <http://www.gsi.go.jp>.
- 松田時彦, 1975. 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震II, **28**, 269–283.
- 森谷武男, 1971. 北海道天塩・名寄地方の微小地震観測, 北海道大学地球物理学研究報告, **23**, 91–97.
- 森谷武男, 1986 a. 浅い地震と起震応力場から見た北海道のテクトニクス, 地団研専報, **31**, 475–486.
- 森谷武男, 1986 b. 北海道北部の広域群発地震 (1986 年 8 月), 地震学会講演予稿集, 3.
- 森谷武男, 1991. 朱鞠内地震(1990 年 11 月 11 日, M 5.2)とその周辺のサイスマテクトニクス, 地球惑星科学関連学会講演予稿集, 210.
- 森谷武男, 1993. 日高山脈—宗谷の浅い地震活動の深さ分布と地殻熱流量の関係, 地震学会講演予稿集, **2**, 148.
- 森谷武男, 1994. 北海道南西地震後活発化した北海道北部の地震活動, 地球惑星科学関連学会講演予稿集, 268.
- 森谷武男, 1999. 北海道とその周辺における地震のメカニズム解から推定される地殻応力場, 月刊地球, **21**, 557–564.
- 武者金吉, 1951. 日本地震史料, 毎日新聞社.
- 中田高・今泉俊文, 2002. 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会.

- 新井田清信・紀藤典夫, 1986. 北海道における白亜紀島弧-海溝系, 地団研専報, **31**, 379-402.
- 岡村行信・加藤幸弘, 2002. 海域の海底地形および活断層, 47-69, 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス (大竹政和・平朝彦・太田陽子編), 111-121, 東京大学出版会.
- 岡村行信, 2002. 新第三紀以降の歪集中帯, 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス (大竹政和・平朝彦・太田陽子編), 111-121, 東京大学出版会.
- 太田陽子・鈴木康弘, 2002. 陸域の活断層と古地震, 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス (大竹政和・平朝彦・太田陽子編), 70-94, 東京大学出版会.
- 岡孝雄, 1999. 北海道付近のネオテクトニクス像, 月刊地球, **243**, 549-556.
- 岡孝雄, 1997. 北海道とその周辺海域のネオテクトニクスに関する諸問題, 加藤誠教授退官記念論文集, 427-449.
- 岡孝雄, 1985. 北海道天北・間寒別構造盆地のネオテクトニクス, 活断層研究, **1**, 19-29.
- 小椋伸幸・掃部満, 1992. 天北・羽幌地域の石油地質-深部構造特性と炭化水素ポテンシャル, 石油技術協会誌, **57**, 32-44.
- 大森房吉, 1895. 北海道地震記録概調査, 震災予防調査会報告, **3**, 37-46.
- 大村猛・森谷武男・大塚健・本谷義信・勝俣啓・一柳昌義・岡山宗夫・高田真秀・鈴木淳志・浅井康広・笠原 稔, 1997. 1955年5月23日北海道新十津川町の地震(M5.7)の余震観測, 北海道大学地球物理学研究報告, **60**, 45-60.
- 理科年表CD-ROM 2005, 2004. 丸善.
- 佐藤比呂志・池田安隆, 1999. 東北日本の地殻構造と伸張テクトニクス, 月刊地球号外, **27**, 135-141.
- 佐藤久・町田洋編, 1990. 地形学, 朝倉書店, 279 pp.
- 札幌管区气象台, 1962. 1611-1960年の北海道における地震活動, 気象庁技術報告, **20**, 1-96.
- 札幌管区气象台, 1962. 北海道有感地震資料.
- 札幌管区气象台, 1985. 北海道の地震活動.
- 札幌管区气象台, 2000. 北海道の地震活動 (第2版).
- 佐藤比呂志・池田安隆, 1999. 東北日本の地殻構造と伸張テクトニクス, 月刊地球号外, **27**, 135-141.
- 高橋浩晃, 1998. 汎地球測位システム(GPS)観測から求めたアジア北東地域のプレート運動, 北海道大学博士論文.
- 高橋浩晃・笠原稔, 1999. 最近の地殻変動からみた北海道のテクトニクス, 月刊地球号外, **27**, 194-199.
- Takahashi H., M. Kasahara, F. Kimata, S. Miura, K. Heki, T. Seno, T. kato, N. Vasilenko, A. Ivashchenko, V. Bahtiarov, V. Levin, E. Gordeev, F. Korchagin and M. Gerasimenko, 1999. Velocity field of around the Sea of Okhotsk and Sea of Japan regions determined from a new continuous GPS network data, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2544-2536.
- 田村慎・笠原稔・森谷武男, 2003. 臨時地震観測による北海道北部地域の微小地震活動と地殻活動, 地震II, **55**, 337-350.
- 東京大学地震研究所編, 1989. 新収日本地震史料補遺.
- 海野徳仁・岡田知己・松澤暢・堀修一郎・河野俊夫・仁田交市・長谷川昭・西出則武, 1999. 長町・利府断層の最深处で発生した1998年9月15日の地震(M5.0)について, 月刊地球号外, **27**, 148-154.
- 宇佐美龍夫, 2003. 最新版日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 605 pp.
- 宇津徳治, 1984. 震度-震央距離-マグニチュードの関係, その1. 東日本太平洋岸沖合いを除く日本の浅発地震, 東京大学地震研究所彙報, **59**, 219-233.
- 宇津徳治, 1987. 地震の事典, 朝倉出版, 568 pp.
- 宇津徳治, 1989. 日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の震度分布図(1901年-1926年), 東京大学地震研究所.
- 山岸宏光, 1986. 北海道におけるいくつかの活断層露頭, 活断層研究, **2**, 19-28.
- 山本明彦・森谷武男, 1989. 北海道の重力異常と地下構造, 月刊地球, **120**, 377-385.