

3. 成果の概要

3.1 海底地震観測

3.1.1 海底地震観測による余震分布

平成15年9月30日から、同年10月19日に、海洋研究開発機構のケーブル式海底地震計3台を含むのべ41地点(前期32地点、後期40地点)で、余震観測を行った。使用した自己浮上式海底地震計はのべ47台である。本緊急調査研究によって、東京大学地震研究所他は、同年11月時点でまだ海底で余震観測を行っていたこれら自己浮上式海底地震計の観測データを緊急に解析するため、11月17日から20日にかけて用船航海(新日本海事(株)新辰丸)を実施して、余震域に設置していた海底地震計の全数37台を回収した。

平成15年11月17日から21日にかけて回収された37台の自己浮上式海底地震計からは、設置から約2ヶ月間の連続海底地震記録が得られた。これは、これまでの海底地震計を用いた余震観測に比べて、空間的密度が高いばかりでなく、陸域地震観測網の空間的密度より高い。海溝域で起こるプレート境界型の地震の余震観測を、このような多数かつ高密度の観測点配置で2ヶ月間行ったのは世界で初めてであり、高精度の余震分布を求めるには十分なデータを得ることができた。

3.1.2 余震域の海底地殻構造の反射法地震探査

海洋研究開発機構では、平成15年12月11日?27日の間2003年十勝沖地震震源域周辺で、「かいいい」を用いた反射法探査を実施した。その結果、震源域周辺の浅部堆積層から深部プレート境界周辺のP波速度構造情報が得られた。得られたP波速度分布は2km/秒?6.5/秒の範囲にあることが分かり、余震の震源精度の向上に資するデータが得られた。また、その場所で2000年に取得された海底地形データと比較すると、後方散乱強度および反射波パターンに差が見られることから、2003年十勝沖地震の影響による地滑り(長さ15km程度)が発生したと推定される。

3.1.3 海陸統合解析による余震分布

観測期間中頃に回収された9台の自己浮上式海底地震計と海洋研究開発機構のケーブル式海底地震計1台を用いて、緊急解析として本震震央付近の精密な余震分布(平成15年10月1日から20日まで)が得られた。その結果、余震は、深さ15~20kmに集中して発生しており、過去の構造探査実験で推定されているプレート境界の深さと調和的である。沈み込む海洋プレートのマン틀内で発生したと思われる余震は、観測されなかった。余震は面を形成しており、この面が本震の破壊領域であると考え、本震の深さは、15~20kmであることが推定される。

全観測期間の余震データの解析の結果、余震は、観測域全体に渡って、厚さ20~30kmがある面状の領域内に分布することがわかった。この余震が形成する面は、本震の破壊域、プレート境界を表していると考えられる。釧路海底谷の東の領域では、マグニチュードの大きな余震はあまり発生していない。さらに、水深が3000mより深い領域では、発生する余震の数が減少する。海溝に近い部分で余震活動が低いのは、沈み込む海洋プレートと陸側のプレートのカップリングが小さくなることを表していると考えられる。また、本震のすべり量分布が大きいと推定されている領域では、規模の大きな余震が少なかった。

陸上地震観測網から決定された一元化震源では深さ方向のばらつきが大きく(厚さ40km以上の領域に余震が分布する)、破壊域と思われるプレート境界をはっきりとみることができない。震央分布では、深さ分布ほどのばらつきと系統的なずれはないものの、一元化震源は陸域から遠ざかるほど、海底地震計

観測網で決定された震央より、震央を陸域から遠い地点に決定している。本震震央付近では、海底地震計観測網で決定した余震の震央は、一元化震源の震央より、10km ほど陸域寄りによっており、本震震央もややずれている可能性がある。

3.2 地殻変動観測

GEONET により地震直後からの余効変動は見事に記録されており M8 クラスの海溝型地震の全過程を明らかに出来る最初の例となりうるデータが得られた。30 点の機動 GPS 観測点の展開により余効変動の東西への拡大と共にすべり量の面的分布に関して詳細な結果が得られた。余効変動領域が東西への拡大し、本震時のすべり量の大きい部分の東側と西側で大きくすべることが、本研究によって始めて発見された。この変動は、3 月末でも継続しており余効変動の長期的時間変化は、プレートカップリングの強度回復の過程でもあり海溝型地震の震源過程の研究に重要なデータを提供することになる。また、地震前からの絶対・相対重力観測が行われていたので、地震に伴う面的なかつ高精度な重力変化を観測できた。その結果から、本震時のすべり領域がえりも地域直下まで伸びていることが明らかにされた。

3.2.1 GPS 連続観測

国土地理院は、地殻変動観測点「浦河」を浦河町の翠明橋公園地内に設置。平成 16 年 3 月下旬より観測開始した。GEONET 観測点の余効変動観測結果から、カルマンフィルターを用いた時間発展のインバージョンを行い、余効すべりの空間的分布・時間的変化を推定した。その結果、1)本震のすべり領域の東西に余効すべり領域が拡大した、2)余効すべり領域の東側は、地震調査委員会が長期評価を行った際に示した「十勝沖」の想定震源域の東端まで達したと見られる、3)本震のすべりが大きかった領域では、余効すべりが小さい、等の特徴が確認された。

3.2.2 GPS 繰り返し観測による余効変動観測

北海道大学・東京大学地震研究所・名古屋大学・京都大学防災研究所・九州大学からなる GPS 大学連合は、連携して GEONET 観測網の隙間の中でも余効変動の深部延長及び東西延長の時間発展を精度よく見ていくために、30 点の観測点で GPS 機動システムによる連続観測を開始した。

地震直後の大きな余効変動は、比較的短い時定数を持つ変動で約 2 週間にわたって観測された。この時期の変動領域は地震時の変動量の大きかった領域の周辺にあった。10 月 6 - 7 日頃からの東側での余震活動の活発化に伴い、その後の余効変動は東西に大きく領域を拡大する傾向が明らかになってきた。西側では、あまり明瞭な余震活動の活発化が見られないにもかかわらず、余効変動は継続している。これ以降の余効変動には短期的な時間的減衰は見られず、長期にわたって継続している。11 月後半からはその変動はさらに小さくなってきているが、3 月現在でも継続している。

3.2.3 重力観測

北海道大学理学研究科と東京大学地震研究所は協力して、2003 年 10 月～11 月に襟裳・帯広で絶対重力観測を行うとともに、えりも地域および道東地域に設置している相対重力路線の再測定を実施した。その結果を用いた重力・GPS 同時インバージョンで、地震学的なアスペリティ分布に対応する断層のすべり領域が、えりも地域直下まで延びていることがわかった。また、道東地域では 1994 年北海道東方沖地震後の相対重力測量結果(西田ほか)と比較して北から南に向かって重力増加の傾向を示した；網走を仮不動点とすると、網走から根室にかけて 0-→+40 μ gal の増加。このことは震源域東側でプレートの沈み込

みに伴う地殻変動の進行を想定させる一方、地殻浅部に原因をもつ上下変動が原因とも考えられ、水準測量データなどを加味して検討しなければならない。

3.3 津波・被害調査

(津波)

津波遡上高調査により 2003 年十勝沖地震津波はえり岬より東側かつ大津漁港より西側の地域で津波波高が高く3mを超えた。相対的にその東や西に行くにつれて津波波高は小さくなる。これは津波の波源がえり岬から大津漁港沿岸の沖に存在する事を示唆する。次に検潮所及び海底津波計で記録された津波波形を用いて 2003 年十勝沖地震の震源過程(すべり量分布)を推定した。すべりが最も大きかったのは4.3mで、広尾の南に推定された。また0.5m以上のすべりが推定された場所は最も大きくすべった場所に隣接しており、釧路より東の沖ではすべりは推定されなかった。これらは地震波形から推定されたすべり量分布とも調和的である。この結果は津波遡上高調査とも調和的で、津波の波源が広尾沖にあり、釧路より東側にはなかった事を明らかにした。

2003 年の津波遡上高と1952 年の津波遡上高の比較を行った所、釧路より西側ではほぼ同じ遡上高であった。しかし釧路より東側(特に昆布森から霧多布にかけて)では違い、1952 年の遡上高が 3mを超え最大 6.5mにも達しているにもかかわらず、2003 年の遡上高は未広を除いて 2m以下であった。(未広での遡上高は 2003 年では 4mに達したが、非常に局所的な地形の影響であると考えられる。)以上の結果から、1952 年の津波遡上高は釧路より東側で 2003 年の津波遡上高より大きかった事を明確にした。今後、沿岸構造物の違い等を含む詳しい津波数値計算による比較が必要である。1952 年のすべり量分布は過去に津波波形解析から推定されており、釧路沖の東側に大きなすべりがあった事が推定されている(Hirata et al., 2003)。それと2003 年のすべり量分布を比較すると1952 年十勝沖の際は 2003 年十勝沖と同じ所がすべった後、東側にすべりが進行したと考えられる。ただ 1952 年の津波波形の数は 2003 年に比べて少なく、すべり量分布の推定精度も良くない事が懸念され、高精度津波数値計算と共に遠地の津波波形を使用するなど、さらなる検討が必要である。

3.3.1 津波遡上高・被害の調査及び結果の整理

2003 年十勝沖地震により発生した津波による遡上高調査は、地震発生時直後から全国の様々な機関によって行われた(北海道大学・東北大学・秋田大学・京都大学・東京大学・防衛大学・気象庁(気象研究所・札幌管区気象台を含む)・港湾空港技術研究所・産業技術総合研究所・人と防災未来センター)。本研究では、確認の追調査が必要と考えた箇所は調査を実施し、全ての遡上高調査結果を統一的にまとめた。2003 年十勝沖地震による津波遡上高は最大で 4m、ほとんどの場所で 3mから 1m程度の津波痕跡調査であり、測定方法や測定根拠の違いさらには潮汐補正方法の違いなどが遡上高算出に影響を及ぼす可能性が高い。これらの影響を出来る限り取り除くため、各機関の代表者が集まって津波調査結果整理会を開催した。会議では、全ての津波遡上高測定点での測定根拠を明らかにし、精度の良いデータと悪いデータを整理し、統一された遡上高測定データを作成した。また津波遡上高測定時刻と津波到達時刻の潮汐の違いも統一して補正を行い、津波遡上高を算出した。

北海道から東北にかけて、信頼度の高い津波遡上高測定点は 211 点あった。その内、津波被害の大きかった十勝港内に 30 点、大津漁港内に 41 点ある。津波遡上高の最大は約 4mであった。4mの津波が測定されたのは、えり岬百人浜、晩成温泉周辺、未広(厚岸湾の外)であった。その内未広で測定された 4mの津波は非常に局所的で 1-2km 程度の長さの浜に集中している。未広周辺での津波遡上高は

1-2m になっており、末広で津波遡上高が 4m になったのは局所的な海底地形の影響と考えられる。末広を除いて津波遡上高調査の結果の全体像をまとめると次のようになる。えり岬岬より東側で大津漁港より西側の沿岸で津波遡上高は高く約 3m 程度であった。えり岬岬から西側で浦河より東側の沿岸では津波遡上高は少し小さくなり約 2m 程度であった。また大津漁港からさらに東側で白糠より西側の沿岸では津波遡上高はやはり少し小さくなり約 2m 程度であった。さらに西や東に進むと津波遡上高は 2m 以下になる。東北地方(宮古や気仙沼)では津波は 1m 以下であった。北海道でも根室半島では津波は 1m 程度になっている。これらの結果は、津波を発生させた波源域が十勝港から晩成温泉の沖にある事を示唆しており、2003 年十勝沖地震で大きく破壊されたプレート境界の場所が地震波形や地殻変動データなど様々なデータから十勝港や晩成温泉の沖に推定されている事と調和的である。

これら 2003 年十勝沖地震による津波遡上高を 1952 年十勝沖地震による津波遡上高と比較すると、釧路から西では非常に良く似た分布を示している。しかし釧路から東、特に昆布森から霧多布にかけて津波遡上高は違ってくる。1952 年十勝沖地震の際、最も津波が大きかったのは厚岸湾内の仙鳳趾で 6.5m であった。さらに昆布森で 5-4m、門静で 4-3m、床譚で 5m、霧多布で 3m と釧路から東で 3m をこえる津波遡上高が報告されている。この地域の 2003 年の津波遡上高は末広地区を除いて 1-2m であり 1952 年の津波遡上高が明らかに大きい。1952 年当時と 2003 年では沿岸構造物に差があり、この事実だけで 1952 年の津波を発生させた波源と 2003 年の波源の違いを明確に推定する事はできない。1952 年十勝沖地震津波の被害は流氷によるものが多いことも報告されている。これらを考え合わせ、この地域での詳細で高度な津波数値計算を実施し、2つの地震の相違を検証する事が重要である。

3.3.2 高精度の数値シミュレーションに基づく十勝沖地震津波の波形解析

2003 年十勝沖地震の津波波源域を、北海道と東北地方太平洋岸の 17 点の検潮所の津波到達走時から推定した。2003 年の波源域の大きさは約 1.4×10^4 km² で、1952 年十勝沖地震(Mw8.1)の海底変動領域の西側半分と重なる。また津波初動ピークの到達時刻の解析から、本震の震央の約 30km 北北西で海底隆起が最大であったことが推定された。この位置は、地震波波形解析から求められたアスペリティの位置(Yamanaka and Kikuchi, 2003)とほぼ一致する。

また、北海道・東北の 9ヶ所の検潮所及び釜石沖 2ヶ所(水深 990m と 1563m)での海底津波計の津波波形を用いて津波インバージョンを行い、断層面上のすべり量分布を推定した。最大すべり量は 4.3m で、広尾沖の小断層に位置する。釧路の南東側ではすべり量はゼロと推定された。剛性率を 6.5×10^{10} N/m² と仮定すると 2003 年十勝沖地震の地震モーメントは 1.0×10^{21} Nm (Mw8.0) と計算される。これらの結果は遠地実体波を用いた Yamanaka and Kikuchi(2003)のすべり量分布と調和的である。

1952 年十勝沖地震のすべり量は Hirata et al.(2003)によって津波波形から推定されているが、釧路南東側(厚岸沖)で 7m を越えるすべりが推定されており、2003 年のすべり量分布とは異なる。1952 年の津波の遡上高も厚岸周辺で最大となっており、2003 年の津波遡上高分布と異なる。

ただし、推定された 1952 年と 2003 年の津波波源の違いが震源の違いを反映しているのかどうかについては、さらに慎重な検討が必要である。1952 年と 2003 年の津波シミュレーションに用いた海底地形データ精度の差異、1952 年～2003 年の間に構築された防波堤や検潮所の移転、さらには 1952 年の津波の際には流氷が大きな被害をもたらしたことが知られているためである。

3.3.3 津波遡上高の詳細解析に基づく津波発生機構の解明

1952 年の津波は、厚岸湾内仙鳳趾の 6.5m を最高とし厚岸湾周辺及び霧多布周辺の広い範囲で 4～

5m の高さを記録した。2003 年の津波の高さは震源に近いえり先町百人浜や晩成温泉周辺で 4m 程度と大きく、厚岸町末広では局所的に 4m 前後を記録しているもののその周辺地域では 2m 程度以下と津波は比較的小さい。本研究では、2つの地震で津波遡上高に大きな違いが出た厚岸周辺を対象に細密な計算格子を用いた津波遡上数値計算を行い、観測値との比較を行った。

(1)2003 年の津波

襟裳岬付近からその東沖合にかけて大きなすべり量分布を持ち、それより東では断層すべりが無かったとする山中・菊地モデルを津波初期波形計算に用いた場合、末広付近の遡上域を含む近傍海域で局所的に大きな最大津波高を生じるパターンを再現できた。また、この最大波は波源から直接到達した第 1 波ではなく、地震発生後 1 時間半以上たってから到達した沿岸境界波によるものであることが確認された。

一方、山中・菊地モデルで詳細解析領域である厚岸湾周辺の観測地点で平均的に計算値と観測値が良い一致を見るように断層すべり量を調整して再計算しても、末広の遡上高 4m の鋭いピークは再現されない。この理由としては、最大波が沿岸付近の細かい海底地形に影響を受けやすい境界波で作られた事、1km 程度の長さしかない浜の中でも津波遡上高のばらつきが大きい局所的でかつ波長の短い波であったためと考えられる。

(2)1952 年の津波

この解析は、現在の地形データを使用し一枚矩形断層の相田モデルを用いて試算を行った段階である。このため、遡上高の詳細な解析を行うことはできないが、観測地点の近傍海域における最大波高分布で大まかな傾向を把握した。その結果、厚岸湾周辺では仙鳳趾で最大の津波が観測されたパターンは再現されなかった。今後、津波波形解析から推定された Hirata モデルなど、2003 年十勝沖地震のすべり領域より先東側にすべりを持つモデルで解析を行う

3.3.4 地震・津波による海底への影響

産業技術総合研究所では、北海道道立地質研究所と協力して、地震発生後の 2003 年 12 月に海底の堆積物を採取し、2003 年十勝沖地震によって生じた津波による堆積物への影響を検討した。実際に採取したのは 64 地点で、そのうち 13 地点では地震発生前の 2002-2003 年に堆積物を採取していることから、地震発生前後の変化を詳細に比較できる。取得した堆積物について、粒度分析、珪藻化石分析、化学分析などを行い、同時に撮影した海底写真の解析も行った。

地震発生前と地震発生後の堆積物の粒度を比較すると、顕著な違いは認められないが、一部で細粒物質（径 0.1mm 以下）が減少していることが確認された。特に顕著なのが十勝川の河口南西沖の 4(201) 地点で、地震前には存在していた海底表層の細粒堆積物が流失した。他の泥質堆積物が分布する地点でもわずかに細粒堆積物の減少傾向が認められ、津波の影響であると考えられる。

27 地点の堆積物に含まれる珪藻種を同定・カウントし、淡水性の珪藻と海水性の珪藻の比を求めた。その結果、水深 50-80m 付近の堆積物で、地震発生後に淡水性の珪藻種が減少したり、増加したりしていることが明らかになった。珪藻は中空の殻からなることから、鉱物粒子より微弱な流れで移動しやすいと考えられる。そのため、淡水生種の変動は津波の影響である可能性が高い。

32 及び 42 地点でリップルマークを観察した。その波長や粒度から 0.8-0.9m/sec の流速で形成されたと推定される。これらが津波によって形成されたかどうかを議論するため、今後津波のシミュレーションから期待される流向及び流速と比較する予定である。

大津漁港沖合の水深約 23m の地点で北海道開発局が海面、中層、底層の流向 / 流速を観測してい

るが、それによると地震後には地震時の津波時以上の流速は観測されていない。このことから、今回明らかになった細粒堆積物や珪藻化石の変化が津波の影響を示している可能性が高いと考えられる。しかしながら、津波による顕著な海底の異常や、津波の規模や流速を明確に示すデータは得られなかった。今後、細粒堆積物や珪藻化石がどのくらいの流速で移動するのかを検討し、海底での津波時の流速を考察する予定である。

(被害調査)

3.3.5 地震動特性と被害との関係調査

市町村別の震度をアンケート方式により調査した。回答は本震および同日7時の最大余震の両方について実施した。各機関の強震記録の収集を行い、震度調査結果とともに地震動入力 of 空間分布を明らかにし、距離減衰、地盤増幅特性など背景を明らかにした。被害については北海道、各支庁、各市町村の被害統計、対応記録の時系列変化を追い整理を行った。5ヶ月経過した時点での現地追跡調査を行い、復旧状況を明らかにした。今回の地震の一つ前の地震とされる1952年十勝沖地震被害との比較考察を1952年の地震については各種の被害調査報告書、1年後に北海道がまとめた「十勝沖震災誌」等を再整理し、被害の類似点、相違点を明らかにした。

2003年十勝沖地震による気象庁観測点における強震動記録を1倍強震計の特性に補正し、1952年地震による強震動記録と比較した。その結果、両地震による強震動記録は、定性的には良く似ていることを明らかにした。2003年十勝沖地震(Mw8.0)とその最大余震(Mw7.0)による強震動の比較から強震動(PGA、PGV及び震度)の方位分布に大きな相違のあることを明らかにした。本震では震央から東側で相対的に強震動が強く、最大余震では、逆に、西側で相対的に強震動が強い。これらは、破壊の伝播様式の違いを反映したものと考えている。

本震時に大加速度を観測し、建築・土木構造物に被害の発生した十勝南部地域でその被害の要因を解明するために臨時余震アレー観測を実施した。観測地点は、音別町直別、豊頃町の役場・駅前及び大津、大樹町である。それぞれの地点では、比較的地盤の良い点と悪い点でアレーを構成した。地盤の影響を定量的に明らかにした。例えばK-NET直別周辺では、丘陵部に比べて周期0.3~0.8秒で3倍程度の増幅があり、本震時に木造家屋の被害を大きくした一因であると考えられる。余震観測から得られた経験的な増幅特性を検証するために、各余震観測地点で微動のアレー観測を実施し、S波速度構造を推定した。

構造物の被害調査が系統的に行われていない歴史的建造物に的を絞って調査を行った。被災地域の歴史的建造物リストの作成を行い対象市町村へのアンケート調査を実施し被害状況の一覧表を作成した。帯広市、幕別町、上士幌町、厚岸町、根室市の現地調査を実施し、厚岸町では重要文化財に指定されている寺、帯広市では明治、大正期の建物、幕別町では工場建築、根室市では明治期の商店、旧海軍煉瓦造建物などの被害の詳細を調査し記録にとどめた。これらの文化財、とくに未指定のものは震災を機に消滅する例が多い。

室内被害および負傷の状況について室内被害の集中した釧路市および浦河町について個別世帯へのヒヤリング調査を実施し、家具の配置および転倒状況、住民の危険回避・避難行動、負傷および負傷の危険性を明らかにした。これらの結果を震度と室内環境変化の関連で整理し、負傷者の発生のメカニズムを明らかにし、今回の地震で建物被害に比べ室内での負傷が多かった背景を明らかにした。

3.3.6 石油タンク等の危険物貯蔵施設への影響の調査

今回の地震では、苫小牧市、石狩市、釧路市で石油タンクに被害が生じた。その被害内容は、ほとんど全てがやや長周期地震動によって励起されたスロッシングによるものであり、火災 2基、浮き屋根の沈没 6基、内部浮屋根の沈没 1基等の甚大な被害が生じている。その他、貯液の溢流、屋根上への滞油、固定屋根の破損・変形、浮屋根デッキ・ポンツーンの座屈・破損、回転梯子、踊り場の損傷、ウェザーシールドの損傷、ガイトポール・ゲージポールの破断・変形、エアフォームダムの変形等が認められた。

スロッシングの最大上昇量は、速度ポテンシャル法で比較的精度良く推定できる。スロッシングの最大上昇量についての実測データは、甚大な被害のあった苫小牧においてもそれほど多くない。そこで、実測値と計算値との整合性を確認した後、苫小牧地区のスロッシング状況を概観するために、全タンクの最大上昇量を推定した。その結果によれば、スロッシング固有周期約 5 秒、7.5 秒で 3m を上回り、およそ 3.5 秒から 9 秒の間で 2m を超える。これは、満液状態であれば内溶液は溢流することを意味する。消防法では減衰 1% の速度応答スペクトル約 100cm/s を空間余裕高さを決める規定値としており、苫小牧ではこの周期帯域で 100cm/s を上回ったこと、周期約 5 秒、7.5 秒ではその 2 倍の強さの地震動となったためであり、実際、幾つかのタンクで溢流が観測されている。なお、周期約 4 秒では 2m 程度、10 秒となると 1m 程度で何らかの被害が生じている。火災や浮き屋根の沈没という甚大な被害のあったタンクは、概して同程度の固有周期を持つタンクの中では最大のスロッシング上昇量となっている。

スロッシング最大上昇量 W_h は地震動が与えられれば算出できる。 W_h が被害と 1 対 1 対応になっていれば、被害予測は地震動予測の問題になる。しかし、10 万 kl タンクでは W_h は 1.5m 程度であり、地震時液高も約 60% でありながら、火災の発生危険の高い浮屋根の沈没という甚大な被害となった。そこで、このタンクを対象として、直近の地震記録の水平 2 成分を入力とした時刻歴応答解析により液面の様子をみると、周期約 12 秒の 1 次モード以外にも、2 次モード(周期 5.6 秒)、3 次モード(周期 4.3 秒)で激しく揺れることが確認できる。今回の地震での苫小牧では、これら高次モードでの周期で極めて強い地震動となっていることから、この高次モードが浮き屋根の沈没に大きな影響を与えた可能性がある。

スロッシングの影響評価においては、従来の 1 次モードの寄与だけを考慮するだけでは不十分である可能性が指摘された。広い周期帯域 (3-12 秒程度) 全てに亘る地震動予測が必要となり、その寄与をも考慮して被害との関係性を導くというシナリオを考えた検討の必要性が指摘された。

3.3.7 住民に対する津波避難アンケート調査

2003 年十勝沖地震の際、津波警報が出された北海道沿岸 21 市町の中から避難の呼びかけを行った代表的 8 市町を選び、その津波危険地区に居住する 20 歳以上の人を対象に避難行動に関するアンケート調査を行った。その結果、次のような知見が得られた。

今回の地震の直後に実際に避難した住民は 55.8% に達しており、テレビ・ラジオなどの報道(市町による避難所などでの調査)よりはるかに多かったが、それでも過半数をやっと超えた程度に留まっている。しかも、揺れがおさまってから避難を完了するまでに平均 50 分もかかっており、きわめて緩慢な避難であった。さらに地震後、海や川の様子を見に行くなどの危険行動を行った人が 27% もいた。今回、もし大きな津波が来襲していれば、多くの犠牲者が出ていた可能性があった。

市町の避難呼びかけや津波警報の伝達は、全体としては避難を促す効果が大きかったが、一部の人には効果が薄かったり、逆効果だったりした。特に津波警報や津波関連情報は、一部の人が安心情報と誤解して受け止めており、提供する情報内容等の再吟味が必要である。

迅速な避難をした人は、大きな揺れを感じた直後に、津波がすぐに来襲し、避難しなければ自分の身に危険を及ぼすとはっきり認識できた人であった。それらの人は津波の怖さをよく知っており、津波警

報や避難の呼びかけを聞いて、津波への危機感を一層強めていた。

迅速な避難のための基本は、従来から言われてきていることではあるが、やはり地域住民の津波リテラシー向上に尽きる。そのためには、防災機関による津波ハザードマップに基づく津波危険地区の詳細な設定とその周知、来襲が予想される津波の高さや到達時間などに関する知識の提供（地域の子どもや社会教育における津波学習＝ワークショップや図上演習の実施）に加えて、津波災害の怖さを実感できるビジュアルなシステムの開発が望まれる。

4 総合解析

4.1 海底地震データと陸域地震データとの統合解析

本研究では、本震発生後早い時期から、多数の海底地震計を用いて、空間的密度が高い余震観測を行い、約2ヶ月間継続した。本研究で得られた余震観測データは、海溝付近で起こるプレート境界型地震では、世界で初めて得られた高密度高精度のデータセットである。このデータには、多数の余震が記録され求められた高精度な余震分布からは、本震震源の深さは15-20 kmであることが推定された。また、余震は陸側に向かって傾斜する面状の分布をしており、これは本震の破壊域を反映したものと考えられる。さらに、余震が形成する面の位置は、地震波構造探査から推定されるプレート境界の位置と調和的である。余震が発生している領域内で、余震が形成する面の傾斜角が、南西から北東に行くに従って、大きくなっていることがわかった。このように、余震の高精度な分布は、本震による破壊域の推定に重要な情報となっている。陸域地震データと併せての解析することにより、特に陸に近い海域に震央を持つ余震の分布をより正確に決定することが可能になり、余震域全体の高精度な分布がえられた。1952年十勝沖地震では、海底地震観測が行われなかっただけでなく、陸域地震観測網の空間的密度が低かったことから、余震分布を直接比較することは不可能である。しかし、本研究によって得られた知見から気象庁の震源決定の誤差を考慮すると、1952年の余震域と2003年の余震域は、おおむね同一であったと考えられる。

4.2 遠地及び強震動、津波記録による十勝沖地震の震源過程の解析

2003年十勝沖地震の震源過程を、強震動および測地データのジョイント・インバージョンによって推定した。太平洋スラブ上面に展開する断層面と深さ25 kmの破壊開始点を仮定すると、主要なアスペリティはひとつとい比較的に単純なすべり分布を示した。地震モーメントは 2.2×10^{21} N·m (Mw 8.2)となった。最大すべり7.1 mを伴ったアスペリティは破壊開始点から約50 km離れた、断層面のほぼ中央付近である。破壊開始点およびアスペリティ周辺の小断層のすべり速度関数は、断層面上部で破壊はS波速度を越える速さで伝播しており、中心部および下部ではその速さがS波の100~90%に低下している。このような単純なすべり分布とS波速度前後の断層破壊伝播は、震源域周辺の沈み込み帯の成熟度を表している可能性がある。

高速な断層破壊は破壊進展方向の強震動に強いディレクティブ効果をもたらすが、2003年十勝沖地震は下向き傾斜の逆断層タイプであるので、進展方向の地表観測点ではP波やP波-S波中間の近地項にその影響があらわれやすい。S波速度を越えるような破壊伝播速度はこうした傾向を助長するので、強震動記録の比較的早い時期に大きなパルス上の波形が現れる。一方、距離が100 km以上離れ、かつ方位が破壊伝播方向からはずれてくると、通常のS波のディレクティブ効果が見えてくる。その結果としてこの領域（北見地方）では、震度5弱程度のやや大きな震度が観測されるに到る。これに対し、1952年の十勝沖地震では震度3にしかならないので、2003年と1952年では断層の破壊パターンが異なる。

る可能性を示唆している。

4.3 津波励起機構の総合研究

津波による被害予測の精度向上に資するため、2003年十勝沖地震によって発生し、えりも岬の西側で観測された大きな時間遅れの津波について津波数値計算を行い解析した。えりも岬の西側にある浦河の検潮所で記録された津波波形を見ると津波の第1波の波高は30cm程度で5時15分頃に到達した。しかし2mを超える大きな波高の波は第1波の到達時より約1時間遅れて到達している。1時間後に第1波の7倍近い津波が到達した原因を明らかにする事は、今後津波による被害の予測を行う上で重要である。津波数値計算の結果、えりも岬の南に水深が浅い部分が存在する事が原因で、第1波として観測された波は波源からその浅い場所を回り込むように深い所を伝播してきた波である事が分かった。そのため波高は小さくなった。また1時間後に観測された波は、波源から一度えりも岬の東側に到達した大きな津波が境界波となって沿岸をゆっくり東に伝播し、えりも岬を回り浦河に到達した事が確認された。つまり今回の地震による地殻変動のピークはえりも岬の東側にあったため、えりも岬周辺の海底地形の影響で、津波第1波到達から約1時間遅れて大きな波が到達した事が明らかになった。おそらく1952年十勝沖地震の津波も同様の振る舞いをしたと考えられる。

4.4 地震、地殻変動、津波・被害データによる総合解析

本研究で行われた海底地震観測によって、2003年十勝沖地震の余震が、太平洋プレートと陸側プレート境界付近で発生していることが明らかにされた。海底地震観測の結果を、陸上観測網によって得られた震源と比較するにより、陸上観測網による震源の深さが深いことが分かった。このことから、今回の地震の本震も太平洋プレートと陸側プレートとの境界で発生していることが推定された。

1952年十勝沖地震(M8.2)と今回の十勝沖地震の比較を行った。両地震ともに、十勝沖の太平洋プレートと陸側プレート境界で発生した海溝型地震である。その規模は、1952年十勝沖地震はM8.2、2003年十勝沖地震はM8.0であり、今回がやや小さいがほぼ同程度であった。遠地実体波による震源過程の解析結果(Yamanaka and Kikuchi, 2003)によると、今回の地震で、1952年地震で破壊したアスペリティが再び破壊されたと考えられる。強震記録、津波記録から推定された震源過程によって、観測された震度分布が説明できた。前回の地震と今回の地震の震度分布はおおむね一致していた。今回の地震では、北見地方でやや大きな(弱)揺れが記録されたことは、震源での破壊伝播方向によるエネルギーの増幅効果(ディレクティブ効果)によって説明できる。

2003年地震の強震記録、遠地実体波、津波記録、GPSによる測地データによって得られた震源域はほぼ一致している。一方、津波記録によって推定された1952年地震の震源域は、2003年より南東側に広がっている。さらに、1973年根室沖地震の震源域と2003年十勝沖地震の震源域との間に数10kmの隙間があるので、この部分が今回の地震によって滑り残ったアスペリティ(固着域)である可能性が指摘されていた。本研究の結果によると、本震で破壊された領域の東側と西側で大規模な余効滑りが発生している。余効滑り領域の東側は、釧路海底谷とほぼ一致しているが、地震調査委員会が長期評価を行った際に示した「十勝沖」の想定震源域の東端までは達していない。この滑りの累積規模は地震マグニチュードに換算してM7.7に及びこれまでの知られている余効滑り量としては最大である。この結果は、2003年十勝沖地震の本震の震源域と根室沖地震の震源域の間の領域で、プレート間結合度が低く、大きな地震間ではゆっくりと滑り、大地震後には余効的に滑る領域であると考えられる。したがって、この領域が今回の地震によって滑り残ったアスペリティとは考えられない。ただし、結合度の弱い領

域が、次の根室沖地震の時に付随的に滑る可能性は否定できない。