



津波波形を用いた2018年Kodiak地震の断層すべり分布のインヴァージョン

浮田, 英典
吉岡, 祥一
中村, 嘉孝
馬場, 俊孝
末永, 伸明

(Citation)

神戸大学都市安全研究センター研究報告, 24:1-9

(Issue Date)

2020-03

(Resource Type)

departmental bulletin paper

(Version)

Version of Record

(JaLCOI)

<https://doi.org/10.24546/81013250>

(URL)

<https://hdl.handle.net/20.500.14094/81013250>



津波波形を用いた2018年Kodiak地震の断層すべり分布のインヴァージョン

Inversion of fault slip distribution of the 2018 Kodiak earthquake using tsunami waveforms

浮田 英典¹⁾
Hidenori Ukita
吉岡 祥一²⁾
Shoichi Yoshioka
中村 嘉孝³⁾
Yoshitaka Nakamura
馬場 俊孝⁴⁾
Toshitaka Baba
末永 伸明⁵⁾
Nobuaki Suenaga

概要: 本研究では、2018年1月23日にアラスカ沖で発生したMw7.9のKodiak地震について、津波波形を用いたインヴァージョンにより断層のすべり分布を求めた。観測データはDART観測点に記録された津波波形を用いた。観測波形には低周波の潮汐成分やノイズが含まれているため、ハイパスフィルターをかけて津波成分の波形のみを抽出した。グリーン関数は線形長波を仮定し、高性能津波計算コードJAGURSを用いて計算した。断層は49枚の小断層に区切り、これらの小断層での異なる大きさのすべりによって生じた津波を足し合わせることで一枚の大断層での不均質なすべりによって生じる津波を表現した。これらのデータから非負の条件を仮定してインヴァージョンを行い、断層のすべり分布を求めた。その結果、平均すべり量は7.51 m、地震モーメント M_0 は 1.74×10^{21} Nmとなり、Mwから予想される M_0 の値の1.99倍となった。また、気象庁による同地震のすべり分布と比較すると、上端付近に比較的大きなすべりがあること、最大すべり量が同等の位置にあることが共通していた。波形のスナップショットから南西方向では引き波、南東方向では押し波が支配的となり、それぞれの方向のDART観測点で観測された津波波形とも調和的であった。

キーワード: Kodiak地震、津波波形、DART、インヴァージョン、すべり分布

1. はじめに

一般に、津波を引き起こす原因の一つとして断層のすべりが挙げられる。津波予測のためには、引き起こ

された津波がどのような断層のすべりから生じたものであるかを特定する必要がある。本研究では、2018年1月23日9:31:40(UTC)にアラスカ州Kodiak島から南東に282 km沖合付近のアラスカ湾の下で発生したKodiak地震を研究対象とした(図1)。この地震のMwは7.9で、地震モーメントMoは 8.91×10^{20} Nmであった(USGS <https://www.usgs.gov>)。この地震は太平洋プレートと北米プレートのプレート境界付近で蓄積された歪みによって生じた横ずれ断層型の地震と考えられる。余震は本震発生から20分後に発生し、余震の最大のMwは5.5で、2日間で50回以上、3日間で100回以上の余震が観測された(USGS <https://www.usgs.gov>)。アメリカのアラスカ州で30 cm程度の津波が観測された(USGS <https://www.usgs.gov>)。また、横ずれ断層型の地震であったことから、陸上の構造物に津波による大きな被害は生じなかった。気象庁(2018)ではKodiak地震について遠地実体波を用いた震源過程解析を行い、断層のすべり分布の解析している。その結果、断層の浅い部分にすべりが集中していることが明らかになっている。そこで本研究では2018年Kodiak地震(Mw7.9)について、DARTの観測点で得られた津波波形データから断層のすべり分布をインバージョン解析により断層のすべり分布を調べた。

2. データ

まず、GEBCO2019(太平洋水深総図 <https://www.gebco.net>)より30秒角(約0.5 km)で海底地形を作成(図2)した。現在は観測機器の開発技術の向上によりNOAAによるブイ式海底津波計(DART)などによる津波波形の記録が利用できるようになっており、本研究での津波の観測波形は、DARTの観測点で記録された観測波形を用いた。Kodiak地震に対して、津波波形が記録された観測点は3点であり、以後、DART1、DART2、DART3と呼ぶことにする(図2)。これら3点の観測波形はインバージョンを行うことが十分な波高を記録している。それぞれの観測点の位置はDART1が(55.31° N, 148.55° W)、DART2が(57.63° N, 143.75° W)、DART3が(52.66° N, 156.96° W)である。津波の観測データには低周波の潮汐成分や津波成分ではないノイズが含まれているため、それらを除去し、特定の周波数帯の波形のみを抽出した。このため、まず初めに1次傾斜成分を除去し、データの両端の10%ずつの時間範囲にcosine taperをかけて両端を滑らかにゼロに収束させ、その後DART1では0.008Hz以上、DART2では0.006Hz以上、DART3では0.008Hz以上の周波数のハイパスフィルターをかけた。各観測点での元の観測波形とフィルターを通した後の波形を、図3(a)(b)、図4(a)(b)、図5(a)(b)に示す。観測データ数は全ての観測点で361個である。その中でインバージョンに使用したデータ数は、DART1は16個、DART2は19個、DART3は14個である。

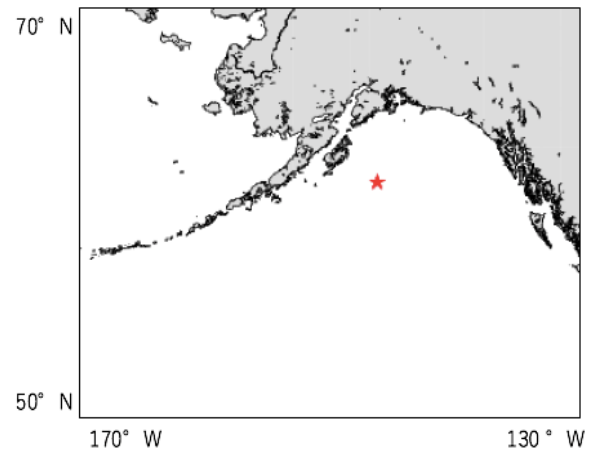


図1 赤い星印はUSGS (<https://www.usgs.gov>) による2018年Kodiak地震の震央(56.004° N, 149.166° W)を表す。

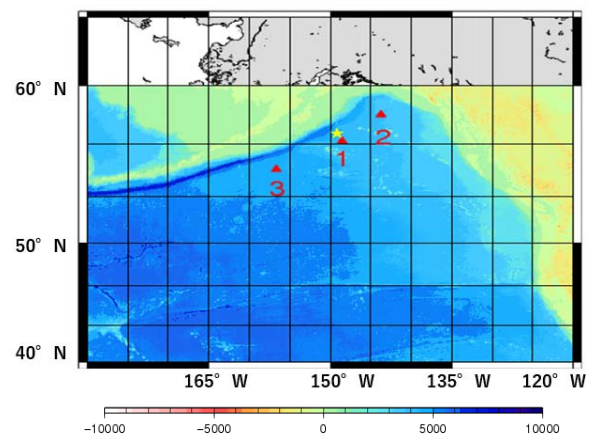


図2 GEBCO2019(太平洋水深総図)より30秒角(約0.5 km)で示した海底地形。赤色の三角はDARTの観測点の位置を表す。黄色の星印は震央位置を示す。

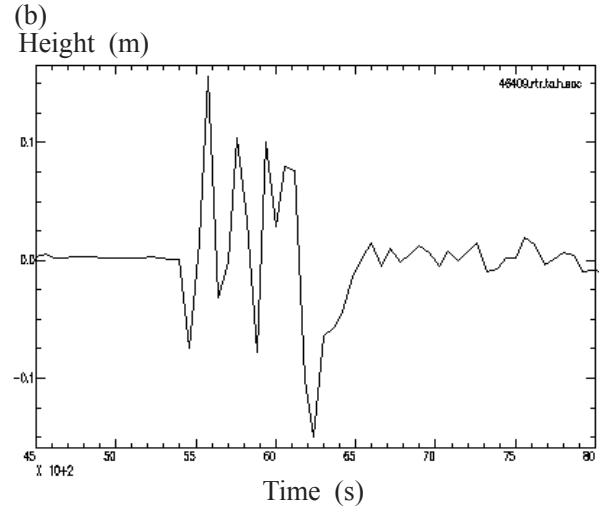
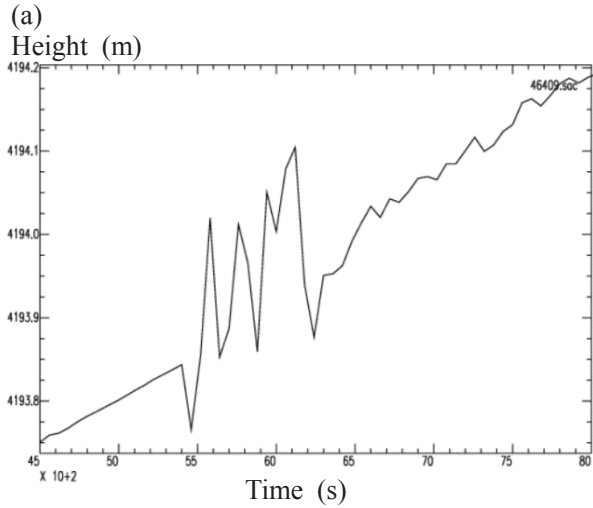


図3 (a) DART1の観測波形の8:00(UTC)から4500秒後から8000秒後までの波形。DARTの観測記録が8:00(UTC)から記録されていることより、以上の時間を基準にした。以下図4、5も同様。(b) DART1の元の観測波形にハイパスフィルターをかけた後の波形。

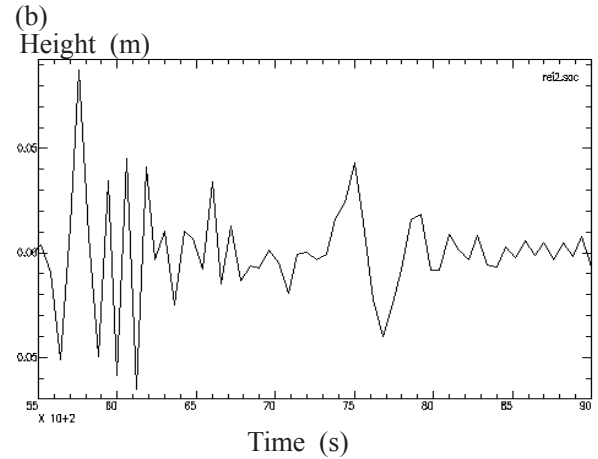
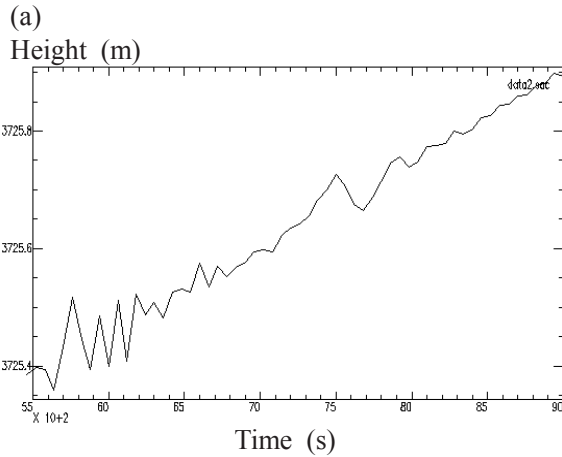


図4 (a) DART2の観測波形の8:00(UTC)から5500秒後から9000秒後までの波形。(b) DART2の元の観測波形にハイパスフィルターをかけた後の波形。

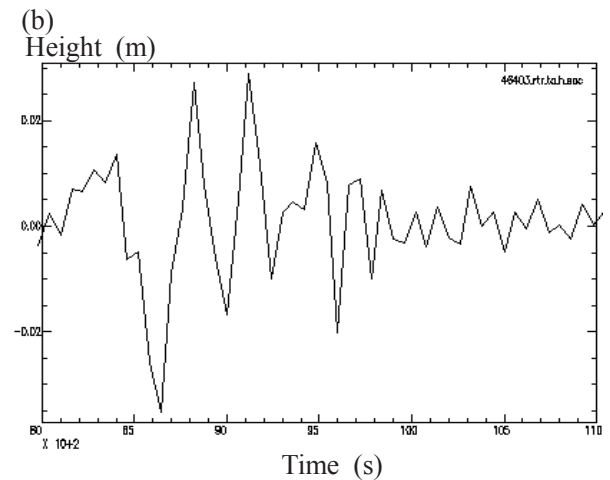
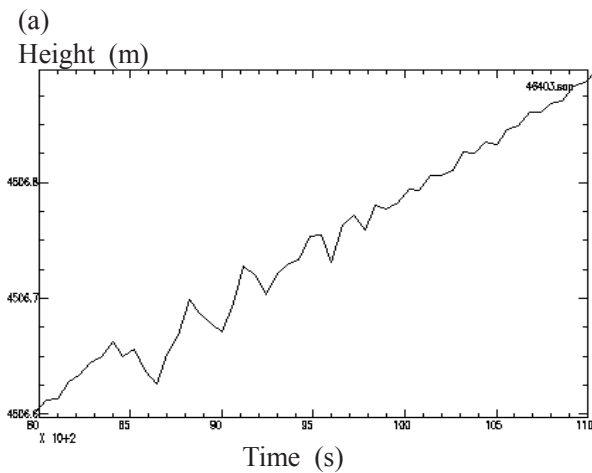


図5 (a) DART3の観測波形の8:00(UTC)から8000秒後から11000秒後までの波形。(b) DART3の元の観測波形にハイパスフィルターをかけた後の波形。

3. 手法

(1) 基礎方程式

本研究では沖合の観測点で観測された津波波形を用いるため、線形長波理論を仮定した。線形長波理論は外洋の津波を表すのに適した方程式である。一般に、水深50 m以深での津波伝播では、海底摩擦項や移流項を無視した線形長波理論が適用でき、その方程式は極座標系で以下のように書き表される。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial Q} (\cos \varphi Q) \right\} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP = 0 \quad (3)$$

t は時間、 h は水深、 g は重力加速度、 η は水位、 P 、 Q はそれぞれ東西、南北方向の総流量、 ψ 、 φ はそれぞれ経度、緯度、 R は地球の半径、 f はコリオリパラメータを表している。(1)式は連続の式であり、流れが集まると海表面が盛り上がることを意味する。(2)、(3)式はそれぞれ東西、南北方向の運動方程式であり、ニュートンの運動方程式に相当する。

(2) グリーン関数

津波のグリーン関数の計算は、2節で述べた地形データを用いてJAGURSで行った。JAGURSは高精度な津波予測を目的として共著者の馬場と海洋研究開発機構、気象研究所、オーストラリア国立大学が共同で開発した、線形長波、線形分散波、非線形長波、非線形分散波に基づく津波伝播及び浸水計算コード (<https://toshitaka-baba.wixsite.com/index/development-of-jagurs>) である。本研究では線形長波理論を仮定して計算を行った。本地震の断層パラメータについては、断層の緯度 56.25° N、経度 146.50° W、走向 259° 、傾斜角 74° 、すべり角 10° とした。断層の位置は走向方向に対して右下の位置を表す。また断層の長さ L について、

$$\log L = 0.5M_w - 1.85 \quad (4)$$

より $L=125$ kmと求まった。さらに断層の長さ L と幅 w の比を2:1と仮定することで $w=62.9$ kmとなった。剛性率を μ 、平均すべり量を D 、断層の面積を S とすると

$$M_0 = \mu DS \quad (5)$$

と表される。

(3) 津波波形を用いたインバージョン

一般に津波の観測波形 $\mathbf{w}$ (既知量)、グリーン関数 $\mathbf{G}$ (既知量)、断層のすべり量 $\mathbf{d}$ (未知量)との関係は以下の式で表すことができる。

$$\mathbf{w} = \mathbf{G}\mathbf{d} \quad (6)$$

ここで、 $\mathbf{w}$ は 49×1 、 $\mathbf{G}$ は 49×49 、 $\mathbf{d}$ は 49×1 の行列である。観測データ行列 $\mathbf{w}$ はインバージョンの用いる各観測点のデータ(観測点1は16個、観測点2は19個、観測点3は14個)を観測点1から3の順に列ベクトルとする。津波波形のインバージョンは、観測波形ベクトルとグリーン関数行列によって断層すべり量ベクトルを求める

逆問題である。グリーン関数は3(2)節で述べたようにJAGURSを用いて小断層ごとに単位量のすべりを与えた津波シミュレーションを行うことで計算した。(6)式は線形で表されているため以下の式のようにして求めることができる。

$$\text{Minimize} \|Gd - w\| \quad (d \geq 0) \quad (7)$$

ここでは、Lawson and Hanson (1974)により、非負の条件を仮定して最小二乗法で求めた。今回は線形長波を仮定した津波波形の計算を行っていることより、線形長波が成り立つ第一波付近の時間範囲に限定してインヴァージョンを行った。

4. 結果と考察

インヴァージョンによって得られた断層面上のすべり分布を図6、表1に示す。また、津波波形を用いたインヴァージョンのチェックボードテストの結果を図7に示す。

平均すべり量は7.51 m、地震モーメントは 1.74×10^{21} Nmとなり、観測された M_0 から予想される値の1.99倍となった。また、気象庁(2018)のすべり分布図と比較すると、上端付近に比較的大きなすべりがあること、最大すべり量が両者で似たような位置にあることが共通していた。最大すべり量の値は75.6 mとなり、気象庁(2018)の38 mと比較すると1.98倍の大きさとなった。断層のすべり分布に滑らかさを導入したインヴァージョンを行うことで、両者は一致する可能性が高まると考えられる。震源から一番近いDART1では計算波形は観測波形をよく説明しているが、他の2点では振幅がうまく再現できなかった(図8(a)(b)(c))。また、今回はインヴァージョンを正確に行うため、観測波形の波形に沿うように計算波形の時間をDART2では90秒、DART3では120秒遅らせた。観測波形と計算波形の一致度を定量的に評価するため、variance reduction (VR)を導入した。VRは以下の式で表すことができる。

$$VR = (1 - \sum_{j=1}^T (obsj - calj)^2 / \sum_{j=1}^T obsj^2) \times 100 \quad (8)$$

ここで、*obsj*は観測波形のデータ、*calj*は計算波形のデータである。それぞれの波形のVRはDART1で84.87%、DART2で6.38%、DART3で12.71%となった。観測点1は観測点2、3と比べて震源距離が近いことから一致度が比較的高く評価された。津波のスナップショットを図9(a)(b)(c)(d)に示す。南西方向では引き波が、南東方向では押し波が支配的となり、それぞれの方向の観測点(DART)での観測波形とも調和的であった。スナップショットによると観測点1は引き波、観測点2、3は押し波となるが、図8(a)(b)(c)の観測波形を参考にしても同様の傾向がみられる。今後改善点すべき点としては、今回の理論計算はすべり角を一定として計算したが、すべりベクトルを走向と傾斜の2成分に分解して計算することでより正確なインヴァージョン結果が得られると考えられる。

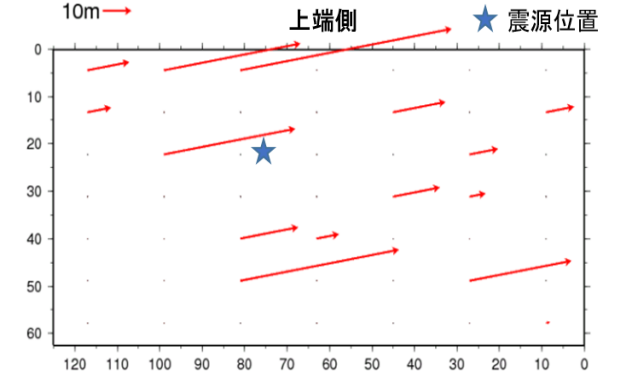


図6 断層面上でのすべり分布。矢印は下盤に対して上盤の動いた方向を表す。星印は震源位置。

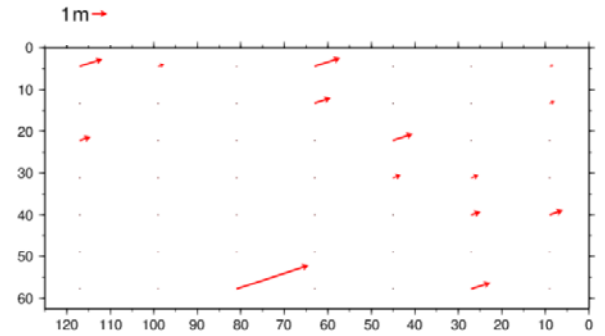


図6 津波波形を用いたインヴァージョンのチェックボードテストの結果。

表1 インヴァージョンで得られた小断層のすべり量

図6で、断層番号は、断層の上端左上の小断層から順に右方向に1～7番として与え、以下深さ方向に同様に繰り返して、断層の下端右下の小断層まで与えた。

断層番号	すべり量(m)
1	14.8
2	48.8
3	75.6
4	0
5	0
6	0
7	0
8	8.3
9	0
10	0
11	0
12	18.6
13	0
14	9.88
15	0
16	48.8
17	0
18	0
19	0
20	10.1
21	0
22	0
23	0
24	0
25	0

断層番号	すべり量(m)
26	16.6
27	5.5
28	0
29	0
30	0
31	20.8
32	7.8
33	0
34	0
35	0
36	0
37	0
38	56.7
39	0
40	0
41	36.4
42	0
43	0
44	0
45	0
46	0
47	0
48	0
49	1.27

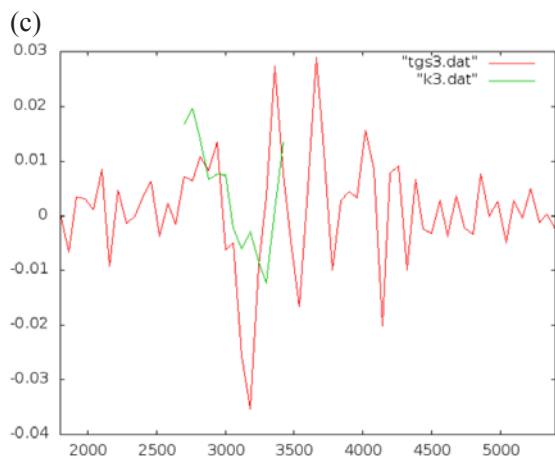
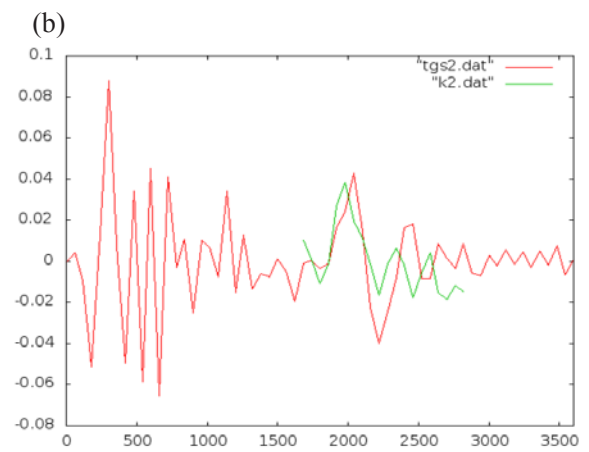
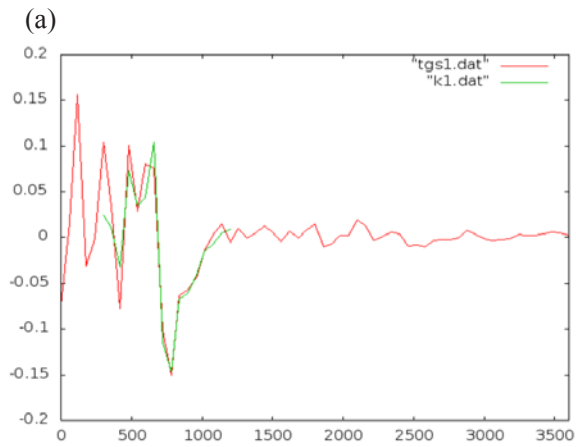
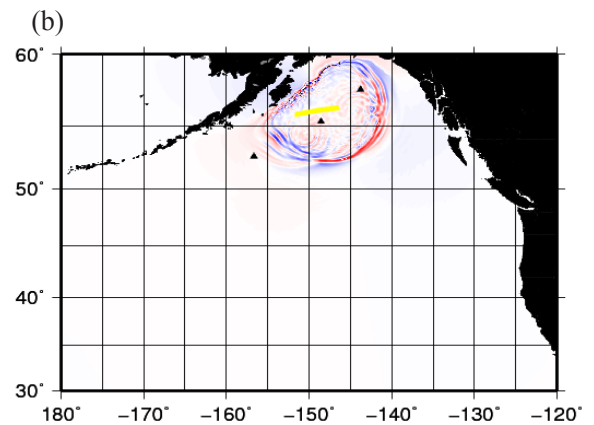
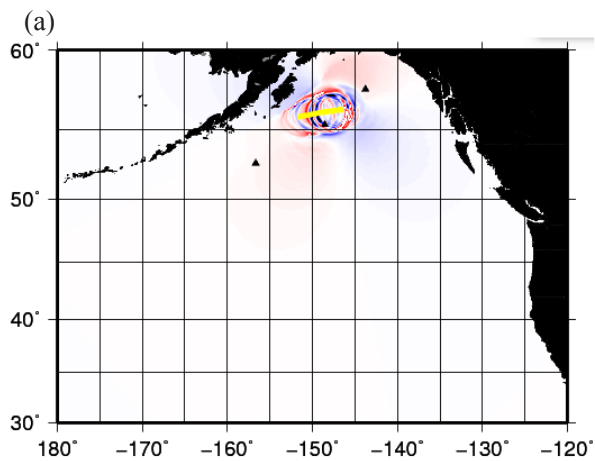


図7 赤線は観測波形、緑線は計算波形を表す。時間は地震発生からの経過時間を表す。(a) DART1での計算波形の範囲は300秒から1200秒。(b) DART2での計算波形の範囲は1680秒から2780秒。(c) DART3での計算波形の範囲は2760秒から3480秒。



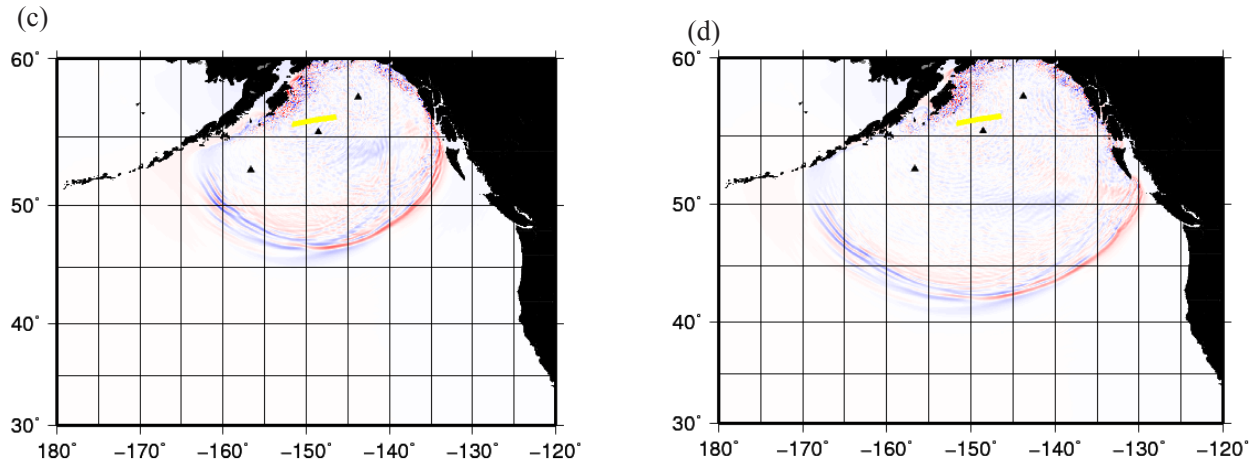


図8 津波伝播のスナップショット。赤色は押し波、青色は引き波を表す。黄色線は断層の水平面投影。(a) 750秒後。(b) 1500秒後。(c) 5250秒後。(d) 7500秒後。

5. 結論

本研究では2018年Kodiak地震の断層すべり分布を求めるため、DARTの津波波形データを用いたインバージョンを行った。その結果、以下の結果が得られた。

- (1) 津波波形を用いたインバージョンでも、先行研究と同様に浅部の断層が大きくすべる傾向がみられた。最大すべり量の値は75.6 mとなり、気象庁(2018)の38 mと比較すると1.98倍の大きさとなった。
- (2) 南西方向には引き波、南東方向には押し波となり、それぞれの方向の観測点(DART)の観測波形とも調和的であった。

謝辞：議論の場において神戸大学大学院理学研究科惑星学専攻固体地球物理学教育研究分野の筧楽磨助教には大変有益な助言を頂きました。作図にはGeneric Mapping Tools ソフトウェア (Wessel and Smith, 1998)を使用しました。記してここに感謝致します。

参考文献

- 1) GEBCO <https://www.gebco.net>
- 2) 気象庁(2018) 2018 年1月 23 日 アラスカ湾の地震 ― 遠地実体波による震源過程解析(暫定) ― <https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/world/20180123/sr201801231831.pdf>
- 3) 高性能津波計算コードJAGURS <https://toshitaka-baba.wixsite.com/index/development-of-jagurs>
- 4) Lawson, C.L. and Hanson, R.J. (1974) Solving least squares problems, Prentice-Hall series in Automatic computation, Prentice-Hall, INC., Englewood Cliffs, New Jersey
- 5) USGS <https://www.usgs.gov>
- 6) Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998) New, improved version of Generic Mapping Tools released, Eos Trans. AGU, 79, p. 579, doi: 10.1029/98EO00426

筆者：1) 浮田 英典、神戸大学理学部、学生、2) 吉岡 祥一、神戸大学都市安全研究センター/大学院理学研究科、教授、3) 中村 嘉孝、神戸大学大学院理学研究科、大学院生、4) 馬場 俊孝、徳島大学大学院ソシオテクノサイエンス研究部、教授、5) 末永 伸明、神戸大学都市安全研究センター/理学部、助手

Inversion of fault slip distribution of the 2018 Kodiak earthquake using tsunami waveforms

Hidenori Ukita
Shoichi Yoshioka
Yoshitaka Nakamura
Toshitaka Baba
Nobuaki Suenaga

Abstract

In this study we obtained slip distribution on a fault plane of the Mw7.9 Kodiak earthquake which occurred off the coast of Alaska on 23 January 2018, by an inversion analysis using observed tsunami waveforms. As observed data, we used tsunami waveforms recorded at DART stations. Since low-frequency tidal component and other noises are included in the observed waveforms, we extracted waveforms corresponding to tsunami component, using high-pass filter.

We calculated Green's function using the high-performance tsunami computation code JAGURS, assuming the linear long wavelength. We divided the fault into 49 subfaults, and represented tsunami caused by inhomogeneous slip on the large single fault, by summing up tsunamis produced by different magnitude of slips on these subfaults. Using these data, we obtained slip distribution on the fault, assuming a non-negative constraint. As a result, average slip amount and seismic moment M_0 were estimated to be 7.51 m and 1.74×10^{21} Nm, respectively. The latter is larger by 1.99 times than that calculated from Mw.

Comparing the slip distribution with that obtained by JMA, both distributions showed relatively large slips at shallower parts of the fault plane, and almost the same locations of the maximum slips.

Snapshot of the calculated tsunami propagation shows that subsided and uplifted tsunami waveforms were dominant in the southwest and southeast directions from the fault, respectively, which were consistent with tsunami waveforms observed at DART stations which were not used for the inversion analysis.

©2020 Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, All rights reserved.