

jh150039-NA23

グリーンランド氷床モデルを用いた 2.5 次元理論地震波形計算

豊国 源知（東北大学）

概要 北極グリーンランドでは、2011 年から氷床上での本格的な地震観測がスタートした。申請者も観測隊の一員として、5 年間毎年現地で地震計のメンテナンス作業を続けてきた。現在はリアルタイムでのデータ転送も行われ、氷床の影響を受けた地震波形データが蓄積され始めている。地震波形に現れた氷床の影響は、波形を利用して地下構造を解析する際にはノイズとなる一方、氷床そのものの内部構造や、氷床の状態の時間変化を調べる手がかりにもなる。本研究課題は、効率の良い理論地震波形計算により、様々な構造断面・震源位置・発震機構について、氷床がどのように観測地震波形に影響を与えるかを調べ、その生成メカニズムを明らかにすることを目的とした。本課題によって基本的なプログラム開発が終了し、東北大学サイバーサイエンスセンターの SX-ACE1 ノード 16 プロセッサを用いた自動並列/OpenMP 演算に成功した。震源・構造モデルを様々に変えた複数のシミュレーションを実行し、氷床の影響を受けた地震波形を比較することで、氷床内を多重反射しながら伝播する地震波相を発見し、「Le 波」と命名した。

1. 共同研究に関する情報

(1) 共同研究を実施した拠点名

東北大学サイバーサイエンスセンター

(2) 共同研究分野

- 超大規模数値計算系応用分野
- 超大規模データ処理系応用分野
- 超大容量ネットワーク技術分野
- 超大規模情報システム関連研究分野

(3) 参加研究者の役割分担

研究代表者：豊国源知（東北大・助教）：
コードの開発と演算の実行，結果の解釈
共同研究者：竹中博士（岡山大・教授）：
コードの開発
共同研究者：江川隆輔（東北大・準教授）：
高速化・最適化支援
共同研究者：小松一彦（東北大・助教）：
高速化・最適化支援

2. 研究の目的と意義

グリーンランドは北極圏に位置する世界最大の島で、表面の 80% 以上は氷床に覆われている。氷床とは、地表を覆う全面積が 5 万 km² 以上の氷塊

のことで、グリーンランドと南極にしか存在しない。グリーンランド氷床の厚さは平均で 2 km，最厚部では 3 km にも達し、すべてが融解した場合、海水準が 7 m 以上も上昇すると予測されている。近年は地球温暖化の影響により、氷床の融解が指摘されていることから、融解の状況をモニタリングする方法として、地震観測に期待が寄せられることとなった。融解に伴い、氷が割れたり滑ったりする際に生じる振動は、地震計で即時に検出で

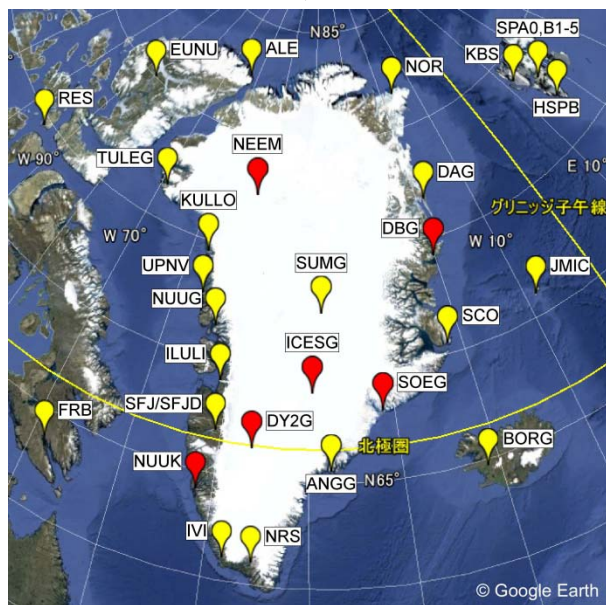


図 1：GLISN 地震観測点の分布。赤色は日本隊が設置・メンテナンスを行った点。黄色はその他の点。

きるからである。しかしグリーンランドの内陸部は、人を寄せ付けない過酷な環境にあるため、2008 年の時点では、周辺の島々を合わせても地震観測点は 16 点、うち氷床上はわずか 1 点という状況で、観測網の拡充が望まれていた。

こうした経緯で、2009 年に「グリーンランド氷床モニタリング観測網 (GreenLand Ice Sheet monitoring Network, 略称 GLISN)」と呼ばれる国際プロジェクトが発足し、観測点の増強が進められてきた。現在は 11 ヶ国が参加し、氷床上 4 点を含む計 33 点の地震観測点が運用されている (図 1)。日本はプロジェクト発足時からの参加国で、2011 年以降は毎年アメリカ隊との共同観測隊を派遣して、氷床上 3 観測点と沿岸域 3 観測点の設置やメンテナンスに携わってきた。氷床上の観測点は維持に多大な困難が伴うが、良質な観測網の構築には均一な観測点分布が不可欠であり、日米共同観測隊の貢献はプロジェクト全体でも極めて大きいといえる。2014 年には衛星通信を用いた氷床上からの即時データ転送にも成功し、極地で観測された地震波形を、世界中ですぐさまダウンロードできるようになった [例えば, Toyokuni et al., 2014, *Antarctic Record*].

GLISN 観測網から得られる地震波形データは、リアルタイムで国際大学共同機関のデータベースにアップロードされ、解析に供されている。しかし氷床を通過した地震波の波形は、氷床による反射波や変換波によって、通常の観測波形と大きく乖離した特徴が見られることが知られている。図 2 で示した例はグリーンランド南端の浅部 (深さ 10 km) で発生した地震の波形であり、氷床の影響により (1) P 波や S 波の立ち上がりが不明瞭、(2) 周期数秒で小振幅の鋸歯状の波が現れる、(3) S 波の後続波部分に大振幅の波群 (点線枠部分) が現れる、といった特徴が見られる [Toyokuni et al., 2014, *Antarctic Record*].

このように氷床の影響を受けた地震波形を地下構造の解析等に利用する場合は、十分に氷床の影響を除去しないと精度良い解析は望めない。一方で、氷床による波形の大きな変形は、浅い地震の

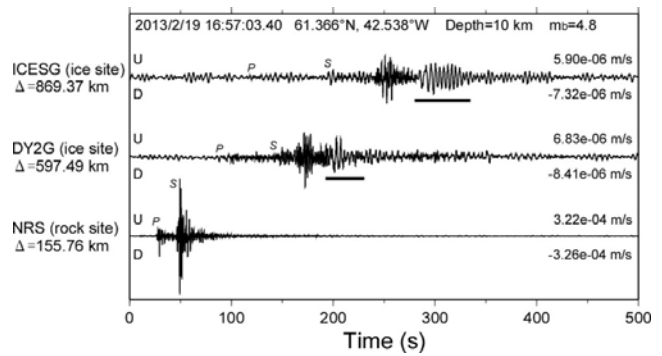


図 2 : 2013 年 2 月 19 日にグリーンランド南端で発生した地震 (深さ 10 km, $m_b=4.8$) の、3 観測点における上下動記録。左に観測点名と氷床上・露岩上の別、震央距離 (Δ) を示した。観測点の位置は図 1 参照。すべての波形に 0.5 - 833 s のバンドパスフィルターを適用。群速度 3.1 - 2.6 km/s の波群を太線で示す。

震源決定、氷床内部の構造とその時間変化の解析等に利用できる可能性も秘めている。そこで本研究課題では、グリーンランド氷床によって励起された地震波動場とその励起メカニズムを、現実的な地形、氷床厚、地殻・マントル構造モデルを用いた理論地震波形計算で明らかにすることを目的とする。

GLISN 観測網では、広帯域 3 成分地震計を用いた連続観測を行っているため、得られるデータの情報は極めて多く、氷床融解の検出以外の目的にも利用することができる。例えば、グリーンランドは詳細な地下構造が明らかとされておらず、GLISN データの解析による研究が待たれている。データ解析の際には、氷床が観測波形に与える影響がノイズとなることが予想されるため、解析に先立って氷床の影響を正しく見積もっておく必要がある。しかし氷床中を伝播する地震波に関する先行研究は、1960 年代に 1 篇が見られるのみで [Robinson, 1968, *JGR*], 数値計算等で理論的に取り扱った研究はいまだ行われていない。

3. 当拠点公募型共同研究として実施した意義
本課題で利用する計算手法は、申請者がこれまで開発を行ってきた、ローカルな地震波伝播を精

度と効率よく計算する手法「円筒座標系 2.5 次元差分法」である [Takenaka et al., 2003, *GRL*; Toyokuni et al., 2012, *InTech*; Toyokuni et al., 2015, *PEPI*, 投稿中]. 2.5 次元計算とは、媒質の 2 次元構造断面上で 3 次元の波動場を計算する方法であり、通常の 3 次元計算の 1 万～10 万分の 1 の計算資源で現実的な波動場を計算できる。本研究の特色は、手法の効率の良さを活かし、様々な構造・震源モデルに適用し多数の計算を実行することで、グリーンランド氷床が観測波形に与える影響を網羅的に捉えられる点にある。

今回の課題で実行した演算は、SX-ACE の 4 ノード 16 プロセスを利用した自動並列/OpenMP 演算である。計算規模の例としては、グリーンランドのある構造断面を切り出した水平 700 km、深さ 150 km の領域について、水平 14,000×深さ 3,000 格子に切り、卓越周期 2 Hz までの地震波伝播シミュレーションを行う計算が挙げられる。計算結果は全ての空間格子上で書き出さなければならず、ファイル容量は格子数に比例して大きくなるため、CPU 時間とファイル使用量に比例して課金される現在の環境では、目標とする計算は実質不可能であり、本制度による使用量の補助が不可欠である。

4. 前年度までに得られた研究成果の概要

本課題は継続課題ではないので該当しない。

5. 今年度の研究成果の詳細

今回は表 1 と図 3 で示す 4 つのシミュレーションを行った。計算のメインは、実際の地形の起伏や氷床厚分布を考慮した TOPO-0 および TOPO-5 であるが、比較対象として、氷床を厚さ一定の水平成層構造としてモデル化した FLAT2.0-0、FLAT0.5-0 でもシミュレーションを行った。氷床の影響を調べるため、氷床部分を岩石で置き換えた計算も行った。

構造モデル作成の際、氷床以外の部分は 1 次元地球モデルを用いた。氷床の密度 (ρ)、P 波速度 (V_P)、S 波速度 (V_S) は、先行研究等を参考に (ρ ,

V_P , V_S)=(0.914g/cm³, 4.0 km/s, 2.0 km/s)を用いた。また空気層は (ρ , V_P , V_S)=(0.00129g/cm³, 0.0 km/s, 0.0 km/s)とした。空気層を導入すると、地震波から音波への変換波もシミュレーションできるが、音速は岩石中の地震波速度に比べて極端に遅く、精度良くシミュレーションするためには格子間隔を細かく切らなければならない。今回の計算は音波を対象としたものではないので、空気層の地震波速度をゼロとすることで、音波の伝播を抑制した。

計算は東北大学サイバーサイエンスセンターの SX-9 のジョブクラス p8、および SX-ACE のジョブクラス p16 による自動並列/OpenMP 演算で、水平 (r) 700 km、鉛直 (z) 150 km の構造断面を、14000×3000 の空間差分格子に分割して行った。格子間隔は水平・鉛直ともに 0.05 km である。時間刻みは 0.0025 s とし、励起後 150 s まで計算した。震源にはピュアな縦ずれ断層型のメカニズムを用い、震源時間関数として幅 2 Hz のベル型パルスを入力した。図 4 は、4 つのシミュレーションで得られた理論波形を、3 つの震央距離 ($\Delta=50, 100, 150$ km) について並べて表示した図である。以下ではこれらの理論波形を用いて、4 つのシミュレーションの結果について述べる。

① FLAT2.0-0

氷床が厚さ 2 km 一定の水平成層構造と仮定し、震源を氷床直下に置いた場合、極めて継続時間の長い S 波後続波が現れた。氷床を入れない場合 (図 4 黒線)、地殻の中を通過した S 波 (S_g) と表面波による単純なパルスの到着後、振幅はほぼゼロになっている。一方、氷床を入れた場合 (図 4 赤線)、 S_g 到着後、数 10 秒以上大振幅が継続する。大振幅の継続時間は震央距離に比例し、 $\Delta=150$ km の地点では 80 s にも達している。

氷床を入れた場合の継続時間の長い S 波後続波は、氷床内部に地震波のエネルギーが強くトラップされることで起きる現象である。氷床直下に与えられた震源から放出された地震波は、エネルギーの大部分が氷床に入射し、薄く低地震波速度の

表 1：4 つのシミュレーションの諸元

識別名	氷床モデル	氷床表面からの震源深さ (km)	氷床基盤からの震源深さ (km)
FLAT2.0-0	水平均一厚 (厚さ 2.0 km)	2.2	0.2
FLAT0.5-0	水平均一厚 (厚さ 0.5 km)	0.7	0.2
TOPO-0	図 3(c)	0.6	0.2
TOPO-5	図 3 の A-A'断面	5.6	5.2

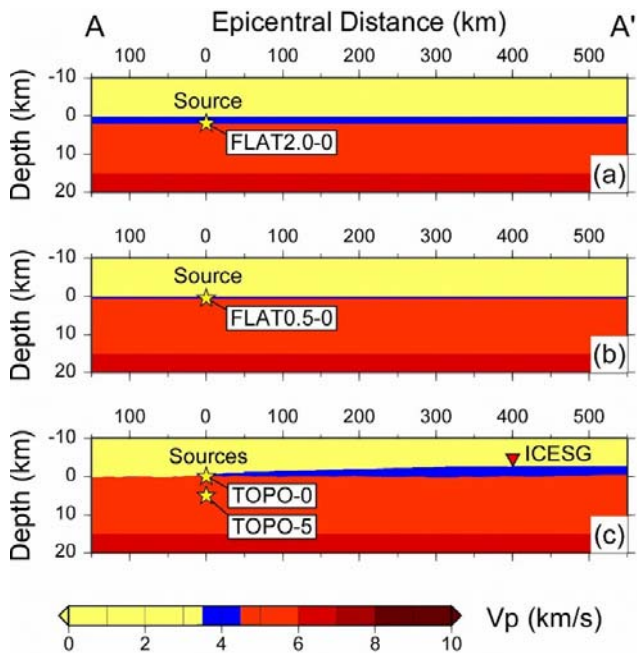


図 3：4 つのシミュレーションで用いた構造モデルと震源位置の違い。(a)~(c)は計算に用いた構造断面。黄色が空気層、青色が氷床、赤色は岩石層。地表付近を鉛直方向に拡大して表示。星印は震源。(a) 水平成層、厚さ 2 km の氷床モデルの直下に震源を入力 (FLAT2.0-0)、(b) 水平成層、厚さ 0.5 km の氷床モデルの直下に震源を入力 (FLAT0.5-0)、(c) 現実的な地形の起伏と氷床厚分布を使用し、震源は氷床直下 (TOPO-0) または氷床下 5 km (TOPO-5) に置いた。(d) 構造断面の A-A'測線の位置を示す平面図。背景色は氷床厚。

氷床内部を多重反射しながら伝播する。氷床と基盤岩との境界が水平な場合、全反射が卓越することで、地震波のエネルギーは氷床から漏れ出しにくく、継続時間の長い *S* 波後続波が形成される。低地震波速度の層内で地震波がトラップされる現象としては、地殻内部を多重反射する *S* 波である「*Lg* 波」がよく知られている。一方、氷床内部の多重反射は、*P* 波の多重反射の観測事例があるものの、理論的研究は本研究が最初である。本研究

では、氷床を意味するドイツ語「Eisdecke」の頭文字から、氷床内を多重反射する *S* 波を「*Le* 波」と命名した。同様に、地殻表面を伝播する表面波（レイリー波）は「*Rg* 波」と呼ばれることから、氷床表面を伝播する表面波を「*Re* 波」と命名した [Toyokuni et al., 2015, *Polar Sci.*].

② FLAT0.5-0

氷床が厚さ 0.5 km 一定の水平成層構造と仮定し、震源を氷床直下に置いた場合、前節の結果と似た継続時間の長い *S* 波後続波が現れた。図 4 の赤線が示すように、*S* 波後続波の継続時間は FLAT2.0-0 とほとんど変わらず、氷床の厚さには依存しないと考えられる。一方、周波数は前節の場合よりも高周波が卓越している。波がトラップされる過程は前節の結果と同様であるが、氷床が薄いことで波の成長が阻害され、高周波成分が卓越したと考えられる。

② TOPO-0

現実的な地形・氷床厚分布を用い、震源を氷床直下に置いた場合は、水平成層の場合と大きく異なる波形が得られた。*S* 波後続波の大振幅は *Sg* の到着からかなり遅れて現れるうえ、継続時間は短く、波群がコンパクトにまとまっている (図 4 赤線)。このケースも震源が浅いため、地震波のエネルギーの大部分が氷床内に入射する点は前節までと同じである。しかし地形や基盤岩の凹凸によって *P* 波から *S* 波、*S* 波から *P* 波への変換が起こり、エネルギーが分散されることに加え、波の全反射が崩れてエネルギーは次々と地殻内に漏れ出していく。結果として、氷床内をほぼ水平に伝播する波が選択的に残され、コンパクトな *Le* 波の

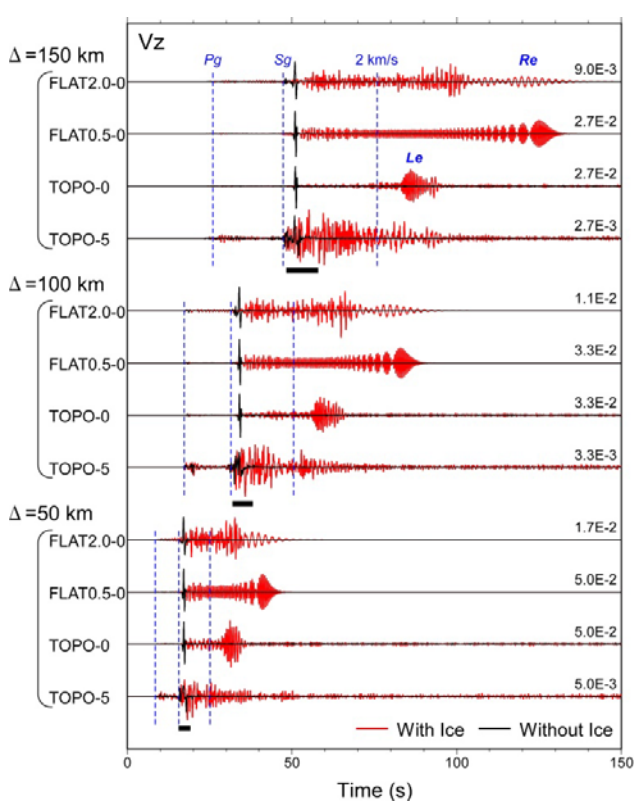


図 4: 4 つのシミュレーションによる, 震央距離 $\Delta=50, 100, 150$ km における上下動成分の理論波形. 震央距離とシミュレーションの識別名はパネルの左に表示した. 赤線は氷床あり, 黒線は氷床なし. 主要なフェーズ (Pg, Sg など) の到着時刻を青点線で示した. 太線は図 2 に対応する群速度 $3.1 - 2.6$ km/s の波群.

波群が現れる. 氷床から S 波エネルギーが漏れ出していることは, 図 5 のスナップショットで, 地殻内に S 波を示す緑色が卓越していることから明瞭に確認できる.

③ TOPO-5

現実的な地形・氷床厚分布を用い, 震源を氷床の下 5 km に置いた場合は, 明瞭な Le 波が現れなかった. このケースでは, 震源が深いことで, そもそも氷床内部に入射するエネルギーが少ない. また地形・基盤岩の凹凸によって氷床内へのエネルギーのトラップも弱められている. 従って地殻内を伝播する波が卓越し, 氷床内を伝播する波は不明瞭となる (図 4 赤線). しかし氷床の影響は, 氷床がない場合 (図 4 黒線) に比べた Sg 波の増

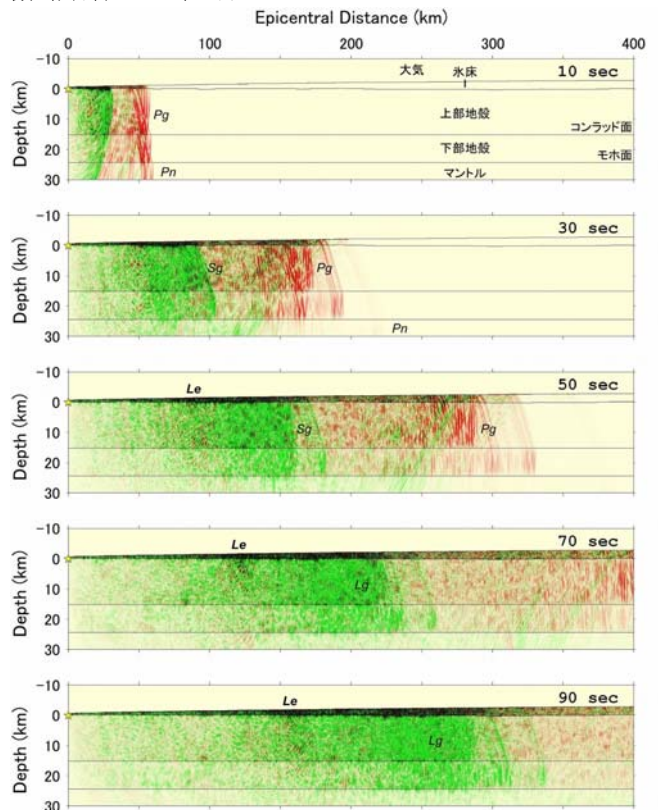


図 5: TOPO-0 による地震波伝播の様子. 上から励起後 10, 30, 50, 70, 90 s のスナップショット. 赤色は P 波, 緑色は S 波を表す. 色が濃いほど振幅が大きい. 震源の位置は星印. Pg, Sg は地殻中を伝播する P 波と S 波, Pn はマントル中を伝播する P 波, Lg は地殻内部にトラップされた S 波, Le は氷床内部にトラップされた S 波, Re は氷床表面を伝播する表面波.

幅や後続波の継続時間の増大, といった現象に現れている. これは柔らかい地盤で地震動が増幅される現象と同じメカニズムである. 図 4 の太線で示した部分は, 群速度 $3.1 - 2.6$ km/s の波群で, 図 2 の観測波形の太線部分と対応している. 今回の計算例は構造断面が観測のものと異なるため波形の直接比較はできないが, 震源が氷床直下にならない場合の波形の特徴は理論波形でよく再現できたといえる.

6. 今年度の進捗状況と今後の展望

本課題では, 現実的な氷床厚モデルと複数の震源位置やメカニズムを組み合わせる大量の計算を実行することで, 氷床の影響を受けた特殊な波動

場「*Le*波」の存在を理論的に示した。今後は観測波形との比較をさらに進め、氷床の情報をリアルタイムで抽出する手法の開発・検討を行っていきたいと考えている。

一方、当初はプログラムの MPI 化も行う予定であったが、地形や非弾性減衰の導入を優先したため、年度内には実行できなかった。これは今後の課題として取り組んでいきたい。

7. 研究成果リスト

(1) 学術論文

Toyokuni, G., H. Takenaka, M. Kanao, S. Tsuboi, and Y. Tono:

Numerical modeling of seismic waves for estimating the influence of the Greenland ice sheet on observed seismograms, *Polar Sci.*, 9(1), 80-93, 2015.

Toyokuni, G., H. Takenaka, and D. Zhao:

Quasi-cylindrical 2.5-D wave modeling with a general point source and the anelastic attenuation, *Phys. Earth Planet. Int.*, 2016, 投稿中.

(2) 国際会議プロシーディングス

Toyokuni, G., H. Takenaka, M. Kanao, S. Tsuboi, and Y. Tono:

Seismic waveform modelings for estimating influence of the ice sheet on observed seismograms, Abstract S23B-2705, 2015 Fall Meeting, AGU, 2015.

(3) 国際会議発表

Toyokuni, G., H. Takenaka, M. Kanao, S. Tsuboi, and Y. Tono:

Seismic waveform modelings for estimating influence of the ice sheet on observed seismograms, 2015 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 14 Dec., 2015.

(4) 国内会議発表

豊国 源知・竹中 博士,・金尾 政紀・坪井 誠司・東野 陽子:

グリーンランド氷床モデルを用いた地震波伝播モデリング, 日本地球惑星科学連合, 5 月 22 日, 2015.

(5) その他 (特許, プレス発表, 著書等)

豊国 源知・竹中 博士,・金尾 政紀・坪井 誠司・東野 陽子:

グリーンランド氷床モデルを用いた地震波伝播シミュレーション, SENAC, 48(4), 10-23, 2015.

豊国 源知・竹中 博士,・金尾 政紀・坪井 誠司・東野 陽子:

氷床によって形成される地震波相「*Le*」と「*Re*」の提唱, 月刊地球, 37(11), 463-473.