北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan
No. 69, March 2006, pp. 15－21

2004年スマトラ島沖大地震で発生した地球周回表面波

吉澤　和範
北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

(2005年12月2日受理)

Multi-orbit surface waves generated by the 2004 great Sumatra earthquake

Kazunori YOSHIZAWA
Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

(Received December 2, 2005)

The great Sumatra earthquake on December 26, 2004, which devastated the coastal areas of the Indian Ocean by the subsequent tsunami, generated tremendous numbers of surface-wave trains which traveled around the globe for many times. We analyze vertical-component seismograms of the event recorded by the F-net broadband seismic network in Japan, which has been deployed and maintained by NIED (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan). By applying a band-pass filter between 3 and 5 mHz, we extract the long-period Airy phase of the fundamental-mode Rayleigh wave. The long-period records display a magnificent series of multi-orbit Rayleigh wave trains that have circumnavigated the Earth for more than 6 times; i.e., we are able to observe clear signals up to R13－R14 phases. Although much later arrival phases than R14 become less visible mainly due to lateral heterogeneities in the Earth as well as dispersions of surface waves, we are still able to detect some small signals up to R18.

Ⅰ．は　じ　め　に

2004年12月26日，インドネシア・スマトラ島北西沖において，モーメントマグニチュード9.3 (Stein and Okal, 2005) の巨大地震が発生した．これに伴って発生した津波による犠牲者は，インド洋周辺各国合わせて30万人を超えるとも言われ，その大惨事の様子はまだ記憶に新しい．

この地震は80年代から90年代にかけて世界的なデジタル地震観測網が整備されて以来初めてとなるマグニチュード9クラスの巨大地震であり，その地震の規模や震源の破壊過程については，これまで様々な議論がなされている（例えば，Lay et al., 2005)．世界中に展開されている広帯域地震観測網でこの地震の記録が観測されたが，特に日本の高密度広帯域地震観測網（F-net）で捕らえられたスマトラ島沖地震の波形記録を詳細に解析すると，実に地球を6周以上した地震表

面波をかなり明瞭に検出することができる(吉澤, 2005). 本論ではその波形データと解析結果について紹介する.

II. データと波形処理

ここでは, 防災科学技術研究所の F-net 広帯域地震観測網 (Fig. 1) の鉛直成分の地震波形記録を利用し, 地球表面を周回する長周期表面波 (レイリー波) について解析する.

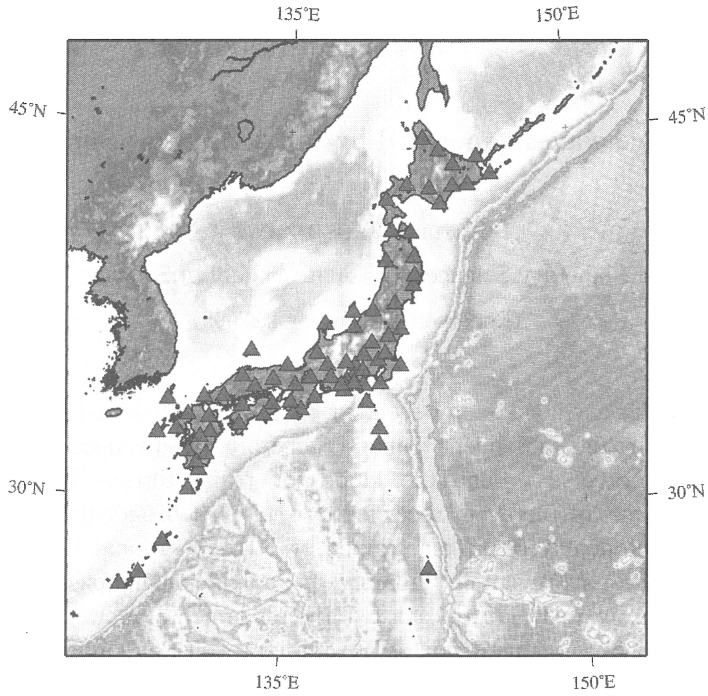

Fig. 1. F-net broad-band seismic stations (triangles) deployed by NIED.

表面波は地球表面上を円筒波的に広がっていくため, その幾何減衰率は, 地球内部を球面波的に広がる実体波の場合よりもずっと小さい. そのため, 遠地地震記録の表面波の振幅は実体波に比べて相対的に大きくなる. また, 長周期の表面波は比較的減衰しにくく, 規模の大きな地震の際には, 地球を数周した表面波が観測されることがよく知られている.

Fig. 2 に, レイリー波の場合を例として地球を周回しながら伝播する表面波の様式を示す. 地震発生後, 震源から最短経路で観測点に向かうレイリー波を R 1 と呼び、この方向 (minor arc) に沿って, さらに地球を一周する毎に R 3, R 5, ... となる. 震源から R 1 と逆向きに伝わる波は R 2 と呼ばれ, さらにこの方向 (major arc) に沿って一周するごとに R 4, R 6, ...となる (例えば, Aki & Richards, 1980). 同様に, 高次モードの場合は X 1, X 2, ..., ラブ波は G 1, G 2, ... と表記する.

表面波は周期によって地球の構造に対する感度が大きく変化し, 顕著な分散性を示す. 一般に,

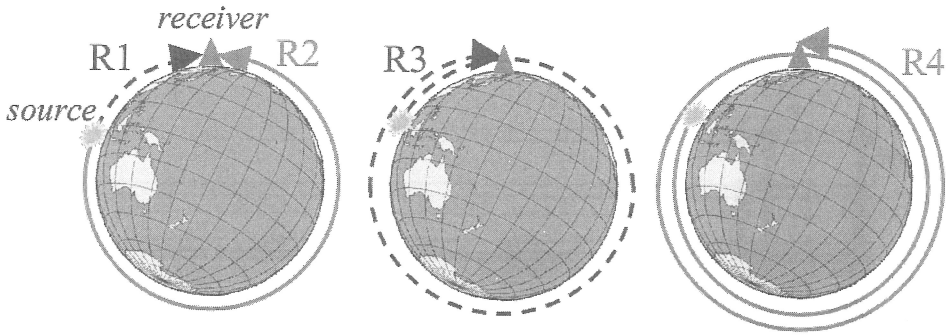

Fig. 2. Schematic illustrations of multi-orbit surface waves.

周期が長くなるほど，より深い構造に対して敏感となる．Fig. 3は，PREM（Preliminary Reference Earth Model; Dziewonski and Anderson, 1981）に対して計算した基本モードレイリー波の位相速度及び群速度の分散曲線である．ここで，周期240秒（約4 mHz）において，レイリー波群速度の分散曲線（Fig. 3の実線）が極小値となる周期帯（Fig. 3の点線楕円内）に着目する．このように群速度の分散曲線が極値をとる周期付近では，その近傍の周期を有する波群がほぼ同時に到達することになり，レイリー波の振幅が大きくなる．これを一般に，エアリー相（Airy phase）と呼ぶ．

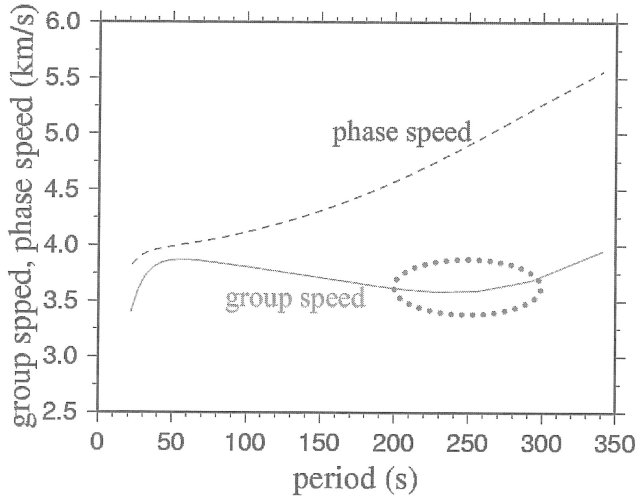

Fig. 3. Dispersion curves of phase speed (dotted line) and group speed (solid line) for the fundamental-mode Raleigh wave calculated for PREM. A dotted ellipse indicates a period range used in this study.

本研究では，長い距離を伝播しても比較的減衰しにくい長周期表面波のエアリー相に着目し，観測波形記録に3－5 mHz（周期約200－300秒）のバンドパスフィルターを適用する．これにより，レイリー波のエアリー相を抽出し，地球を周回し続ける長周期表面波の検出を試みる．

III. スマトラ島沖巨大地震の観測波形記録

F-net観測点で記録された鉛直成分記録に3－5 mHzのバンドパスフィルター処理を行い，震央距離ごとに並べたものをFig. 4に示す．横軸は地震発生時刻からの経過時間であり，地震発生から100,000秒後までの記録を示している（上段は0－75,000秒後まで，下段は約37,000－100,000秒後までの振幅を拡大したものを示す）．

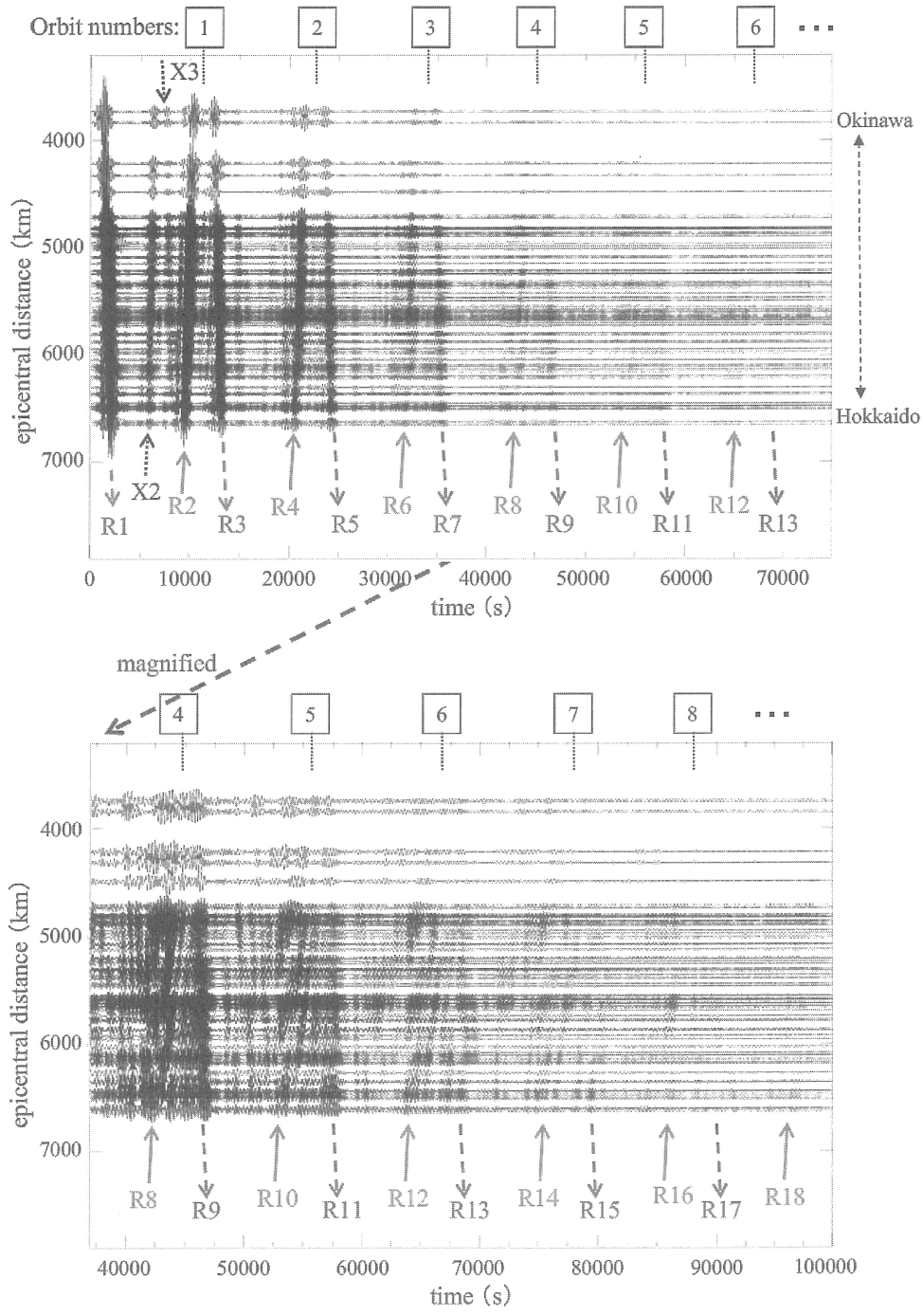

Fig. 4. Seismic records of the 2004 great Sumatra earthquake recorded by the F-net stations (NIED) in Japan. The abscissa is the elapsed time after the initiation of the earthquake. The seismograms are band-pass filtered with a frequency range between 3 and 5 mHz, and are aligned as a function of the epicentral distance from the source.

縦軸は震源からの距離で，上側ほど震源に近く（沖縄・九州），下側ほど震源から遠く（東北・北海道）なる．Fig. 4の地震波のうち最短経路のR1は，日本列島の南西側から入射し，西南日本弧に沿って伝播して，日本列島の北東側へ通り抜けていくように伝播する．R2の伝播方向はその逆向き（北海道から沖縄へ）となる（Fig. 2参照）．

この記録では，R13−14の波群（地球6周以上に相当）まで明瞭に見ることが出来る．R15以降の波群については，超長距離（R15では，28万km以上）を伝播した結果として，地球内部の不均質性と分散性の影響のために，波群のばらつきが大きくなる上に，減衰によって振幅がかなり小さくなり，不明瞭な波群となっている．それでもなお，R17−18程度（地球8周以上に相当）まではかろうじて確認できる．

Fig. 4では周期200−300秒のレイリー波の波群が黒い筋として見えているが，この周期帯のレイリー波の群速度は約3.6 km/sである（Fig. 2参照）．地球1周の距離は約4万kmであるから，およそ11,000秒（約3時間）ほどで地球を一周することがわかる．

IV. 議　　論

ここでは，Fig. 4で示した記録に対する他の地震からの影響や，観測された地球周回表面波の特徴について検証してみる．

1．他の地震（余震を含む）の影響

本震震源の周辺地域では，本震直後にモーメントマグニチュードMw 5−6クラスの余震が多数起こっている．Fig. 4に示した波形記録は，周期200−300秒程度の長周期成分のみを示しているが，同じ地震記録に0.01 Hz以上のハイパスフィルターをかけて，100秒以下の短周期成分のみを取り出すと，多数の余震の波形も明瞭に見えてくる（ここではこの図は示さない）．まず，これらの余震の影響について考えてみる．

Fig. 4の時間帯で発生した余震のうち，Mw 7以上のものは一つだけであり，これは本震発生後約3時間23分後（約1万2千秒後）に発生している．この余震のハーバード大学CMT解（Mw 7.2）を利用して理論波形計算を行ってみると，周期200〜300秒での最大振幅は，本震（ハーバードCMTではMw 9.0）の場合の約200分の1程度となる．したがって，上記時間帯内での最大余震の記録でさえ，Fig. 4の長周期記録中では顕著な影響はないといえる．また，Fig. 4で検出されるR11の振幅は，本震のR1の振幅の約40分の1程度に小さくなっているが，これは，Mw 7.2の余震で発生するR1の最大振幅よりも5倍は大きいことが分かる．なお，他の多数のMw 5 − 6クラスの余震の振幅は，本震の約1000分の1未満にしかならないので，ほとんど無視できる．

Fig. 4の時間帯（本震発生から1日強）では，スマトラ島付近以外の世界各地においても，Mw 7を超える規模の地震は起こっていない．また，日本周辺域でも，日本列島全体を揺るがす規模の地震は報告されていない．従って，Fig. 4に見えている波群はすべて，スマトラ島沖地震の本

震によって生じた地震波（二次的な散乱波も含む）であることがわかる．

2．地球周回表面波の特徴

前節の議論より，Fig. 4に示した波群はスマトラ島沖の本震で発生したものであるといえるので，これらの特徴について考察する．

スマトラ島地震の本震は，深さ約30 kmというかなり浅い地震ではあるが，非常に顕著な高次モードの波形も観測され，それが地球を周回する様子も明瞭に捕らえられている(例えば，Fig. 4のR1とR2の間に，X2，X3の波群が見えている.)．高次モードのレイリー波は基本モードよりも群速度が速い(200－300秒の周期帯では，約6－7 km/s)ため，地球を周回する際には基本モードと高次モードが交差する様子も見て取れる．

地球を3周以上したR6以降では，走時の傾きが場所によって大きく変化し始めることがわかる．特に，震央距離5700 km付近でのずれが顕著に見える．これは，震源と西南日本を結んだ大円経路が，震源と東北日本を結ぶ大円経路とは少しずれていることが一つの要因である．

このように，もともとの伝播経路が観測地点によってわずかに異なる上に，非常に長い距離を伝播するうちに，地球内部の不均質性の効果によって，より一層，経路にずれが生じ，その上さらに分散性の影響も顕著となってくる．そのため，長く伝播した波群の走時に大きなばらつきが現れてくる． R12以降ではこの様子が特に顕著に現れている．

V．ま と め

スマトラ島沖の巨大地震によって発生した表面波が，地球を何度も周る様子を日本の観測網で明瞭に観測できたのには，いくつかの要因が挙げられる．まず，今回の地震の震源断層の走行に対して直交する方向に日本列島が存在し，その方向に向かって非常に大きな振幅のレイリー波が放出されたため，minor-arc側（R1，R3，R5，...）及びmajor-arc側（R2，R4，R6，...）の両側に放射されたレイリー波が共に地球を何周もする様子を観測できた．

また，震源と日本を結んだ大円経路に沿う方向に並行して日本列島が広がっているため，十分長い空間距離に渡って連続的に，地震波を観測することができた．このため表面波が地球を周回しながら伝わる様子が明瞭になった．さらに，本震の直後にMw 8程度の大きな余震が起こらなかったことも，何度も地球を周回した地震波が明瞭に観測された要因の一つといえる．

そして何よりも，この地震そのものの規模が極めて大きかった，ということである．Mw 7－8クラスの地震でも条件さえ合えば，地球を2－3周する波群を記録することができるが，今回のように6周以上周る地震波が明瞭に観測されることは極めて稀であり，このスマトラ沖地震がいかに巨大であったかを示している．

謝辞 本研究では，防災科学技術研究所のF-net広帯域地震観測網の記録を利用させて頂きました．記して感謝いたします．本論で示したスマトラ島沖地震の波形記録及び日本列島を通過

する表面波のアニメーションをホームページ上で公開しています.
(http://noreply.sci.hokudai.ac.jp/~seis/sumatra/index.html).

文　献

Aki, K., and P.G. Richards, 1980. *Quantitative Seismology, Theory and Methods*, W. H. Freeman and Company, San Francisco, 932pp.

Dziewonski, A.M., and D.L. Anderson, 1981. Preliminary reference Earth model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **25**, 297−357.

Lay, T., H. Kanamori, C.J. Ammon, M. Nettles, S.N. Ward, R.C. Aster, S.L. Beck, S.L. Bilek, M.R. Brudzinski, R. Buttler, H.R. DeShon, G. Ekstrom, K. Satake and S. Sipkin, The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004, *Science*, **308**, 1127−1133.

Stein, S., and E. A. Okal, 2005. Speed and size of the Sumatra earthquake, *Nature*, **434**, 581−582.

吉澤和範, 2005. 2004年スマトラ島沖地震で発生した地球を周回する表面波, ないふる(日本地震学会広報誌), **49**, 6.