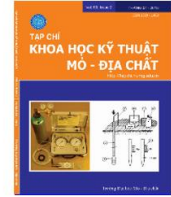




## Tạp chí Khoa học Kỹ thuật Mỏ - Địa chất

Trang điện tử: <http://tapchi.humg.edu.vn>



# Kết quả xác định dị thường trọng lực bằng số liệu đo cao vệ tinh Cryosat-2 trên vùng biển Vịnh Bắc Bộ - Việt Nam

Phạm Văn Tuyên<sup>1</sup>, Nguyễn Văn Sáng<sup>2,\*</sup>

<sup>1</sup> Phòng Quản lý Điều hành Kỹ thuật Mỏ, Công ty Cổ phần xi măng Tân Thắng, Việt Nam

<sup>2</sup> Khoa Trắc địa - Bản đồ và Quản lý đất đai, Trường Đại học Mỏ - Địa chất, Việt Nam

### THÔNG TIN BÀI BÁO

### TÓM TẮT

#### Quá trình:

Nhận bài 23/11/2017

Chấp nhận 11/3/2018

Đăng online 27/4/2018

#### Từ khóa:

Đo cao vệ tinh

Dị thường trọng lực biển

Bình phương tối thiểu

Mục đích của bài báo là xác định dị thường trọng lực biển bằng số liệu đo cao vệ tinh Cryosat-2 trên vùng biển Vịnh Bắc Bộ - Việt Nam. Để đạt được mục đích đó, bài báo đã xây dựng quy trình của phương pháp xác định dị thường trọng lực biển từ số liệu đo cao vệ tinh: Số liệu đo cao mặt nước biển (SSH) nhận được từ kết quả đo cao vệ tinh, chúng ta cần loại bỏ các thành phần: 1. Bức sóng dài độ cao aeoid ( $N_{FGM}$ ); 2. Độ cao địa hình mặt biển trung bình đôn học ( $h_{MDT}$ ); 3. Độ cao địa hình mặt biển đôn học biến đổi theo thời gian ( $h_t$ ). Sau khi loại bỏ được các thành phần nêu trên ta thu được các nhân dư độ cao aeoid ( $\Delta N$ ) và được sử dụng để xác định các nhân dư dị thường trọng lực ( $\delta a$ ) bằng phương pháp least-squares collocation. Cuối cùng, phần dư dị thường trọng lực ( $\Delta a_{FGM}$ ) được phục hồi bằng mô hình thế trọng trường toàn cầu. Kết quả thực nghiệm xác định dị thường trọng lực bằng số liệu vệ tinh Cryosat-2 trên vùng biển vịnh Bắc Bộ - Việt Nam được biểu diễn ở dạng lưới ô vuông có kích thước  $2' \times 2'$ . Dị thường trọng lực này cũng được so sánh với 58989 điểm đo trọng lực trực tiếp bằng tàu. Kết quả so sánh cho thấy độ chính xác của dị thường trọng lực tính từ số liệu đo cao vệ tinh đánh giá theo độ lệch đạt  $\pm 3.57$  mGal.

© 2017 Trường Đại học Mỏ - Địa chất. Tất cả các quyền được bảo đảm.

## 1. Đặt vấn đề

Dị thường trọng lực là số liệu điều tra cơ bản quan trọng của mỗi Quốc gia. Đối với Trắc địa, số liệu dị thường trọng lực dùng để nghiên cứu hình dáng, kích thước, thể trọng trường của Trái Đất, thiết lập số liệu gốc trắc địa Quốc gia. Đối với các vùng biển, số liệu dị thường trọng lực có mối liên hệ mật thiết với địa hình đáy biển, vì vậy nó còn được dùng để nghiên cứu địa hình đáy biển.

Xác định dị thường trọng lực biển bằng phương pháp đo trực tiếp sẽ cho kết quả có độ chính xác cao hơn phương pháp gián tiếp. Tuy nhiên, nếu sử dụng phương pháp đo trực tiếp với mật độ dày trên phạm vi lớn sẽ có chi phí cao và thời gian thực hiện sẽ kéo dài. Trong điều kiện đó, việc xác định dị thường trọng lực biển bằng phương pháp gián tiếp sẽ là giải pháp khả thi và có tính hiệu quả cao. Trên thế giới, có nhiều tác giả đã sử dụng số liệu đo cao vệ tinh để xác định dị thường trọng lực biển và xây dựng thành các mô hình trường trọng lực biển toàn cầu có độ phân giải cao ( $1' \times 1'$ ) như: DNSC08GRAV (Andersen et al. 2010),

\*Tác giả liên hệ.

E-mail: [nguyenvansang@humg.edu.vn](mailto:nguyenvansang@humg.edu.vn)



DTU10GRAV (Andersen, 2010), DTU13GRAV (Andersen et al., 2013), DTU15GRAV (Andersen & Knudsen, 2016). Ở Việt Nam chưa có nhiều các công trình sử dụng số liệu đo cao vệ tinh để xác định dị thường trọng lực cho vùng biển Việt Nam. (Nguyễn Văn Sáng, 2012) đã xác định dị thường trọng lực từ số liệu đo cao vệ tinh ENVISAT với số liệu 10 chu kỳ, kết hợp với số liệu trọng lực đo trực tiếp cho Biển Đông đạt được độ chính xác khoảng  $\pm 6\text{mGal}$ . Đối với vùng biển Vịnh Bắc Bộ - Việt Nam, thì dị thường trọng lực biển được nhóm tác giả nội suy từ các mô hình trường trọng lực toàn cầu DTU10GRAV, DTU13GRAV, DTU15GRAV và so sánh với 58989 điểm đo trọng lực trực tiếp thì độ lệch chuẩn đạt được tương ứng là:  $\pm 5.78\text{mGal}$ ;  $\pm 5.71\text{mGal}$  và  $\pm 5.6\text{mGal}$ , với độ chính xác này thì khả năng ứng dụng kết quả xác định dị thường trọng lực từ các mô hình trường trọng lực biển toàn cầu đối với vùng biển vịnh Bắc bộ nói riêng và toàn bộ vùng biển của Việt Nam nói chung là chưa cao. Vì vậy, việc nghiên cứu cơ sở lý thuyết xác định dị thường trọng lực bằng số liệu đo cao vệ tinh cho các vùng thực nghiệm của Việt Nam đạt độ chính xác cao hơn là rất cần thiết.

## 2. Phương pháp xác định dị thường trọng lực biển bằng số liệu đo cao vệ tinh

### 2.1. Quy trình của phương pháp xác định dị thường trọng lực biển bằng số liệu đo cao vệ tinh

Theo (Rosmorduc et al., 2016) thì trị đo cao

vệ tinh ( $h$ ) là khoảng cách được tính từ trọng tâm của vệ tinh đến bề mặt biển (Hình 1). Khoảng cách đo được từ vệ tinh sẽ được hiệu chỉnh bằng các số hiệu chỉnh ( $e$ ). Khi biết được chiều cao của quỹ đạo vệ tinh ( $H$ ) ta sẽ xác định được độ cao của mặt nước biển (Sea surface height - SSH) bằng công thức sau:

$$SSH = H + h - e \quad (1)$$

Theo (Sansò & Sideris, 2013; Vermeer, 2018) thì độ cao của mặt nước biển ở công thức (1) còn được biểu diễn bằng công thức sau:

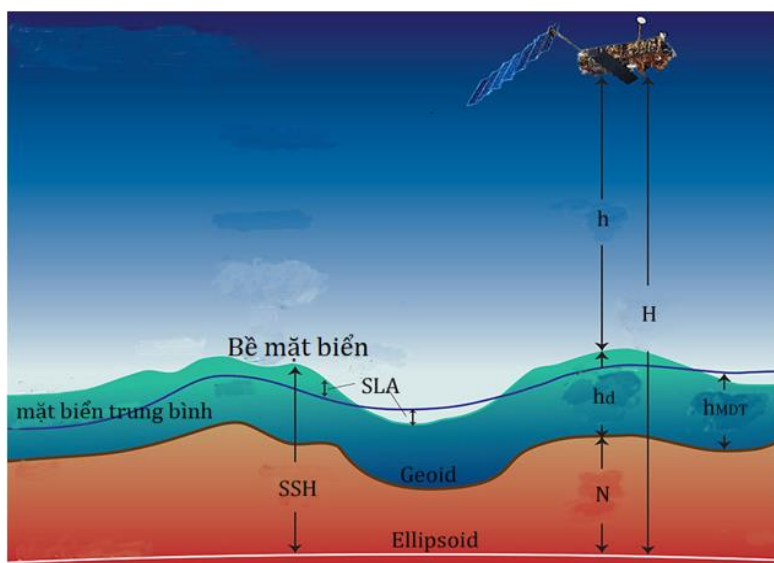
$$SSH = N_{EGM} + \Delta N + h_{MDT} + h_t \quad (2)$$

Trong đó:  $N_{EGM}$  - là bước sóng dài độ cao geoid;  $\Delta N$  - phần dư độ cao geoid;  $h_{MDT}$  - độ cao địa hình mặt biển trung bình động học;  $h_t$  - độ cao địa hình mặt biển động học biến đổi theo thời gian.

Trên cơ sở công thức (1) và (2) ta có thể rút ra được quy trình của phương pháp xác định dị thường trọng lực biển bằng số liệu đo cao vệ tinh như Hình 2.

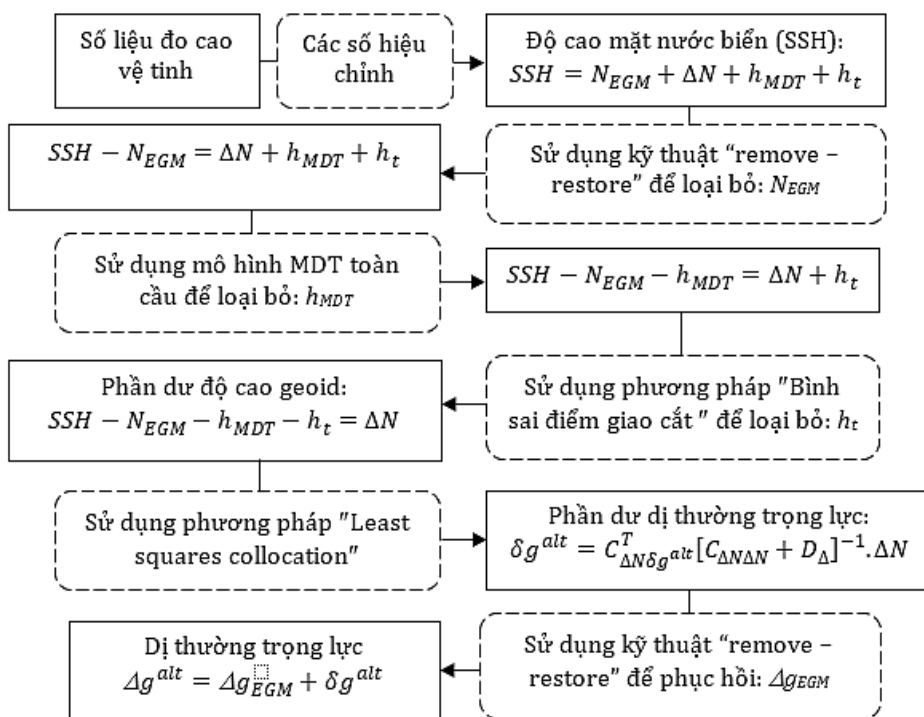
### 2.2. Phương pháp loại bỏ bước sóng dài độ cao geoid ( $N_{EGM}$ ) và phục hồi bước sóng dài dị thường trọng lực ( $\Delta g_{EGM}$ )

Theo (NIMA, 2000) thì công thức tổng quát xác định bước sóng dài độ cao geoid  $N_{EGM}$  và bước sóng dài dị thường trọng lực  $\Delta g_{EGM}$  bằng các hệ số hàm điều hòa cầu của các mô hình thế trọng trường toàn cầu:



Hình 1. Nguyên lý cơ bản trong đo cao vệ tinh (nguồn: Internet).





Hình 2. Sơ đồ khối của phương pháp xác định dị thường trọng lực biển bằng số liệu đo cao vệ tinh.

$$N_{EGM} = \frac{GM}{\gamma \cdot r} \left[ \sum_{n=2}^{N_{max}} \left( \frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{n,m} \cos(m\lambda) + \bar{S}_{n,m} \sin(m\lambda)) \bar{P}_{n,m}(\sin\varphi) \right] \quad (3)$$

$$\Delta g_{EGM} = \frac{GM}{r^2} \left[ \sum_{n=2}^{N_{max}} \left( \frac{a}{r} \right)^n (n-1) \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{n,m} \cos(m\lambda) + \bar{S}_{n,m} \sin(m\lambda)) \bar{P}_{n,m}(\sin\varphi) \right] \quad (4)$$

Trong đó:  $GM$  - hằng số trọng trường địa tâm;  $r$  - bán kính địa tâm của điểm xét;  $\gamma$  - gia tốc lực trọng trường chuẩn trên mặt elipsoid;  $a$  - bán kính trục lớn của ellipsoid;  $\varphi, \lambda$  - tọa độ địa tâm của điểm xét;  $\bar{C}_{n,m}, \bar{S}_{n,m}$  - hệ số điều hòa cầu chuẩn hóa đầy đủ cấp  $n$ , bậc  $m$ ;  $\bar{P}_{n,m}(\sin\varphi)$  - hàm Legendre kết hợp đã chuẩn hóa;

Các công thức tính các giá trị:  $r, \varphi, \lambda, \bar{P}_{n,m}(\sin\varphi), \cos(m\lambda), \sin(m\lambda)$  được trình bày chi tiết trong (Nguyễn Văn Sáng & Phạm Văn Tuyên, 2016; VanTuyen & Van Sang, 2016)

### 2.3. Phương pháp loại bỏ độ cao địa hình mặt biển trung bình động học $h_{MDT}$

Theo (Andersen et al., 2013) thì độ cao địa hình mặt biển trung bình động học ( $h_{MDT}$ ) thể hiện ở hình 1 được xác định bằng biểu thức sau:

$$h_{MDT} = h_{MSS} - N_{EGM} \quad (5)$$

Trong đó:  $h_{MSS}$  - Độ cao mặt biển trung bình;  $N_{EGM}$  - Độ cao geoid được xác định bằng công thức (3).

Hiện nay, Trung tâm Vũ trụ quốc gia Đan Mạch (Danish National Space Center - DNSC) thuộc Trường Đại học tổng hợp Kỹ thuật Đan Mạch (Technical University of Denmark - DTU) đã xây dựng được các mô hình địa hình mặt biển trung bình động học (Mean Dynamic Topography-MDT) toàn cầu như: DNSC08MDT (Andersen & Knudsen, 2009), DTU10MDT (Andersen & Knudsen, 2010), DTU13MDT (Andersen et al., 2013), DTU15MDT (Knudsen et al., 2016). Do đó, để loại bỏ được giá trị ( $h_{MDT}$ ) chúng ta có thể sử dụng một trong số các mô hình MDT toàn cầu với độ phân giải cao (1'x1') nêu trên để tính giá trị  $h_{MDT}$  trên cơ sở sử dụng các phương pháp nội suy như: Kriging, Collocation, trọng số nghịch đảo khoảng cách, Spline, bi-linear v.v...

### 2.4. Phương pháp bình sai giao cắt để loại bỏ thành phần độ cao địa hình mặt biển động học biến đổi theo thời gian $h_t$

Theo (Sansò & Sideris, 2013; Vermeer, 2018) thì độ cao địa hình mặt biển động học biến đổi theo thời gian ( $h_t$ ) được mô hình hóa bằng tham số độ lệch và độ nghiêng. Các tham số độ lệch và

độ nghiêng được xác định bằng cách giải một trong các hệ phương trình tổng quát tương ứng với các trường hợp như sau:

Đối với khu vực có chiều dài vết đo ngắn (<1000km):

$$\begin{cases} v_{ij} = (a_i - a_j) - dH_{ij} \\ V_{ki} = a_k - SSH'_{ki} \end{cases} \quad (6)$$

Đối với khu vực có chiều dài vết đo trung bình (< 2000km):

$$\begin{cases} v_{ij} = (a_i + b_i \cdot \mu_j) - (a_j + b_j \cdot \mu_i) - dH_{ij} \\ V_{ki} = (a_k + b_k \cdot \mu_{ki} - SSH'_{ki}) \end{cases} \quad (7)$$

Đối với khu vực có chiều dài vết đo lớn (> 2000km):

$$\begin{cases} v_{ij} = (a_i + c_i \cdot \sin \mu_j + d_i \cdot \cos \mu_j) - \\ (a_j + c_j \cdot \sin \mu_i + d_j \cdot \cos \mu_i) - dH_{ij} \\ V_{ki} = (a_k + c_k \cdot \sin \mu_{ki} + d_k \cdot \cos \mu_{ki}) - SSH'_{ki} \end{cases} \quad (8)$$

Trong đó:  $dH_{ij}$  - là sự khác nhau của điểm giao cắt;  $a_i, a_j$  - là các tham số độ lệch;  $b_i, b_j, c_i, c_j, d_i, d_j$  - là các tham số độ nghiêng;  $\mu_i, \mu_j$  - độ kinh tương đối so với độ kinh trung bình của vết đo  $i$  và  $j$ ;  $\mu_{ij}$  - độ kinh tương đối của điểm "i" trên vết đo "k";  $V_{ki}$  - số hiệu chỉnh độ cao của điểm "i" trên vết đo "k";  $SSH'_{ki}$  - độ cao mặt biển của điểm "i" trên vết đo; "k" sau khi đã loại bỏ độ cao geoid và địa hình mặt biển trung bình động học.

Các tham số  $a, b, c, d$  được giải theo nguyên lý số bình phương nhỏ nhất với điều kiện:

$$\sum v_{ij}^2 + w \sum V_{ki}^2 = \min \quad (9)$$

Trong đó:  $w$  là trọng số tương quan

### 2.5. Tính phần dư dị thường trọng lực ( $\delta g$ ) bằng phương pháp least-squares collocation

Theo (Sansò & Sideris, 2013; Vermeer, 2018). Giả sử có  $n$  giá trị phần dư độ cao geoid  $\Delta N_1, \Delta N_2, \Delta N_3$ , theo bài toán Least-squares collocation, giá trị phần dư dị thường trọng lực tại điểm P ( $\delta g_P$ ) được tính bằng công thức:

$$\delta g_P = C_{\Delta N \delta g_P}^T [C_{\Delta N \Delta N} + D_{\Delta}]^{-1} \cdot \Delta N \quad (10)$$

Độ chính xác tương ứng được đánh giá bằng công thức:

$$\sigma_{\delta g_P}^2 = C_{\delta g_P \delta g_P} - C_{\Delta N \delta g_P}^T \cdot [C_{\Delta N \Delta N} + D_{\Delta}]^{-1} \cdot C_{\Delta N \delta g_P} \quad (11)$$

Theo (Tscherning & Rapp, 1974) thì hàm hiệp phương sai của phần dư độ cao geoid  $C_{\Delta N_i \Delta N_j}$  giữa phần dư dị thường trọng lực và phần dư độ cao geoid  $C_{\Delta N_i \delta g_P}$  phần dư dị thường trọng lực  $C_{\delta g_i \delta g_j}$  được tính bằng phương pháp của Rapp và Tscherning bởi các biểu thức tương ứng sau:

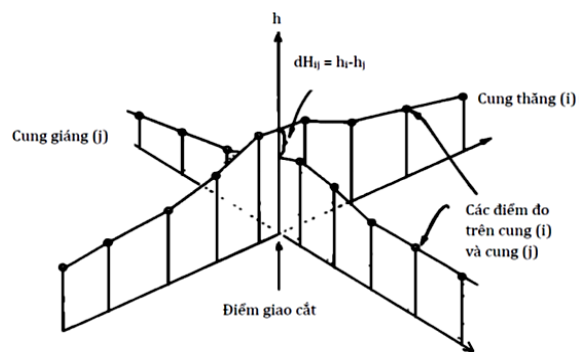
$$C_{\Delta N_i \Delta N_j} = a \sum_{n=2}^N d_n \frac{1}{\gamma_i \gamma_j} \left( \frac{R^2}{r_i r_j} \right)^{n+1} P_n(\cos \psi) + \sum_{n=N+1}^{\infty} \frac{A}{(n-2)(n+b)} \cdot \frac{1}{\gamma_i \gamma_j} \left( \frac{R_B^2}{r_i r_j} \right)^{n+1} P_n(\cos \psi) \quad (12)$$

$$C_{\Delta N_i \delta g_P} = \frac{a}{\gamma_i} \sum_{n=2}^N d_n \frac{(n-1)}{r_P} \left( \frac{R^2}{r_i r_P} \right)^{n+1} P_n(\cos \psi) + \sum_{n=N+1}^{\infty} \frac{A}{(n-2)(n+b)} \cdot \frac{1}{r_P} \left( \frac{R_B^2}{r_i r_P} \right)^{n+1} P_n(\cos \psi) \quad (13)$$

$$C_{\delta g_i \delta g_j} = a \sum_{n=2}^N d_n \frac{(n-1)^2}{r_i r_j} \left( \frac{R^2}{r_i r_j} \right)^{n+1} P_n(\cos \psi) + \sum_{n=N+1}^{\infty} \frac{A}{(n-2)(n+b)} \cdot \frac{(n-1)}{r_i r_j} \left( \frac{R_B^2}{r_i r_j} \right)^{n+1} P_n(\cos \psi) \quad (14)$$

Trong đó:  $C_{( )}$  - Hàm hiệp phương sai;  $D_{\Delta}$  - Ma trận hiệp phương sai sai số đo;  $\Delta N$  - Phần dư độ cao geoid;  $P_n(\cos \psi)$  - Đa thức Lagrang bậc  $n$ ;  $\psi$  - Khoảng cách cầu giữa điểm  $i$  và  $j$ ;  $r_i$  và  $r_j$  - Khoảng cách đến điểm  $i$  và  $j$  tính từ gốc tọa độ;  $R$  - Bán kính trung bình của Trái Đất;  $a$  - Tham số bổ sung;  $d_n$  - Phương sai của các hệ số đến bậc  $N$ ;  $b$  - Là hằng số, thường được chọn là 4;  $A$  - Hằng số có đơn vị là  $(m/s)^4$ ;  $R_B$  - Bán kính của hình cầu có tâm trùng với tâm vật chất trái đất. Các tham số  $a, d_n, N, A$ , và  $R_B$  sẽ được xác định bằng cách làm khớp hàm hiệp phương sai lý thuyết với các giá trị phương sai thực nghiệm.

Theo (Nguyễn Văn Sáng, 2012) thì các giá trị của hàm hiệp phương sai thực nghiệm phần dư độ cao geoid được tính bằng công thức:



Hình 3. Mô phỏng chênh lệch độ cao tại điểm giao cắt.



$$\hat{C}_{\Delta N}(\psi_i) = \frac{1}{m_i} \sum_{n=1}^{m_i} [\Delta N_{P'} \cdot \Delta N_P]_n \quad (15)$$

$P$  và  $P'$  - tất cả các điểm có giá trị phần dư độ cao geoid với khoảng cách cầu  $\psi$  thỏa mãn điều kiện:

$$\psi_i - \frac{\Delta\psi}{2} \leq \psi \leq \psi_i + \frac{\Delta\psi}{2} \quad (16)$$

Trong đó:  $m_i$  - số lượng tích có được;  $\Delta\psi$  - khoảng cách cầu giữa các điểm trong tập hợp số liệu,  $\psi_i - \Delta\psi/2 = 0$ , nếu  $\psi_i < \Delta\psi/2$ .

### 3. Kết quả tính toán thực nghiệm

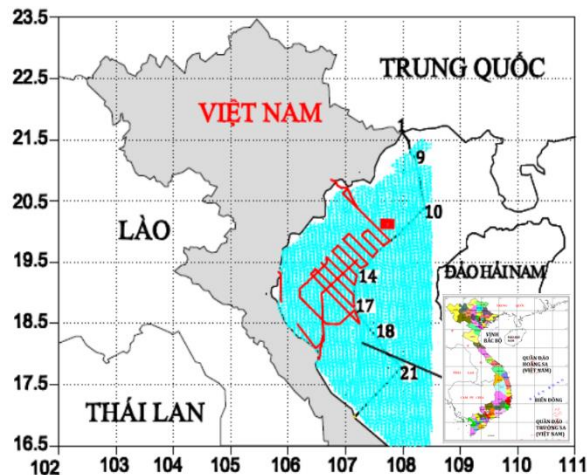
#### 3.1. Khu vực nghiên cứu và số liệu thực nghiệm

##### 3.1.1. Khu vực thực nghiệm

Khu vực nghiên cứu thực nghiệm của công trình này là vùng biển Vịnh Bắc Bộ - Việt Nam nằm trong phạm vi có tọa độ địa lý:  $16^{\circ}30'N \leq \varphi \leq 22^{\circ}00'N$  và  $105^{\circ}30'E \leq \lambda \leq 108^{\circ}30'E$ . Vùng biển vịnh Bắc bộ - Việt Nam là vịnh nửa kín được bao bọc ở phía Bắc và phía Tây bởi bờ biển đất liền Việt Nam, giới hạn phía Nam bởi đoạn thẳng nối liền từ điểm nhô ra nhất của mép ngoài cùng của mũi Oanh Ca - đảo Hải Nam của Trung Quốc có tọa độ địa lý:  $\varphi = 18^{\circ}30'19"N$ ,  $\lambda = 108^{\circ}41'17"E$  qua đảo Cồn Cỏ của Việt Nam đến một điểm trên bờ biển của Việt Nam có tọa độ địa lý:  $\varphi = 16^{\circ}57'40"N$ ,  $\lambda = 107^{\circ}08'42"E$ , phía Đông được xác định bằng 21 điểm nối tuần tự với nhau bằng các đoạn thẳng như Hình 4.

##### 3.1.2 Số liệu đo cao vệ tinh Cryosat-2

Vệ tinh Cryosat-2 là vệ tinh đo cao được xây dựng bởi Cơ quan vũ trụ Châu Âu (European Space Agency- ESA) với mục tiêu chính để quan sát sự biến đổi băng tan ở Bắc cực. Vệ tinh Cryosat-2 bắt đầu hoạt động từ 08/04/2010 với độ nghiêng quỹ đạo  $92^{\circ}$  và có độ cao so với mặt nước biển là 717 km. Chu kỳ lặp lại quỹ đạo quan sát của vệ tinh Cryosat-2 là 369 ngày (chu kỳ phụ: 30 ngày), khoảng cách giữa các vết đo là 7km (Fernando Sansò and Michael G. Sideris, 2013). Trong bài báo này, nhóm tác giả đã sử dụng 52 chu kỳ số liệu (từ chu kỳ 5 đến chu kỳ 56 tương ứng từ ngày 31/07/2010 đến ngày 20/05/2014) của vệ tinh Cryosat-2. Tổng điểm độ cao mặt nước biển do vệ tinh Cryosat - 2 đo được trong phạm vi của vùng biển Vịnh Bắc bộ Việt Nam là 15705 điểm, số lượng điểm này đủ mật độ để xác định dị thường



Hình 4. Sự phân bố các dữ liệu đo cao vệ tinh Cryosat-2 (màu xanh), dị thường trọng lực trực tiếp (màu đỏ) trên vùng biển vịnh Bắc bộ - Việt Nam.

trọng lực với grid 2'x2' (Hình 4). Các thống kê về số liệu đo cao vệ tinh Cryosat-2 như sau: Giá trị độ cao mặt nước biển lớn nhất là -10.420 m, giá trị độ cao mặt nước biển nhỏ nhất là -23.882 m.

##### 3.1.3. Số liệu đo trọng lực trực tiếp

Tổng số điểm đo trọng lực trực tiếp được đo bằng tàu trong phạm vi Vịnh Bắc bộ - Việt Nam có tọa độ địa lý  $17.9^{\circ} < \varphi < 20.8^{\circ}N$ ;  $105.8^{\circ} < \lambda < 107.8^{\circ}E$  là 58989 điểm dị thường trọng lực chân không (các điểm màu đỏ ở Hình 4). Các điểm này được đo bằng máy trọng lực biển ZLS Dynamic Meter D06 của hãng ZLS Corp Mỹ với độ chính xác của máy theo lý lịch là  $\pm 1mGal$  (Trịnh Nguyên Tính và nnk, 2012). Các thống kê về số liệu đo trọng lực trực tiếp như sau: Giá trị dị thường trọng lực lớn nhất là +45.00 mgal; giá trị dị thường trọng lực nhỏ nhất là -44.41mgal

##### 3.1.4. Số liệu mô hình EGM2008

Mô hình thế trọng trường Trái đất EGM2008 được phát triển bởi Cơ quan Thông tin - Địa không gian Quốc Gia Mỹ (NGA) với các hệ số hàm điều hòa cầu chuẩn hóa cấp  $n = 2190$  và bậc  $m = 2159$  (Pavlis et al., 2008)

Các tham số hình học và vật lý của mô hình EGM2008: Bán kính bán trục lớn của ellipsoid:  $a = 6378136.3$  m; Độ dẹt của ellipsoid  $1/f = 298.257686$ ; Hằng số trọng trường trái đất:  $GM = 3.986004415E+14$  m<sup>3</sup>/s<sup>2</sup>.

Các hệ số hàm điều hòa cầu của mô hình





EGM2008 được cung cấp bởi tổ chức The International Centre for Global Earth Models (<http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>).

### 3.1.5. Số liệu mô hình DTU15MDT

Mô hình DTU15MDT là sự khác nhau về mặt hình học giữa mô hình mặt biển trung bình DTU15MSS và mô hình geoid EIGEN-6C4 (Knudsen et al., 2016). Mô hình DTU15MSS được phát triển dựa trên cơ sở của mô hình DTU13MSS và được bổ sung thêm dữ liệu của vệ tinh Cryosat-2. Mô hình DTU13MSS (Andersen et al., 2013) có thời gian quan trắc số liệu là 20 năm (1993-2012). Khi so sánh giữa số liệu của 31 trạm nghiệm triều dọc bờ biển Việt Nam (Hà Minh Hòa, 2015) và số liệu của các mô hình DNSC08MDT, DTU10MDT, DTU12MDT, DTU13MDT, DTU15MDT thì độ lệch chuẩn đạt được tương ứng là:  $\pm 0.208\text{m}$ ;  $\pm 0.172\text{m}$ ;  $\pm 0.914\text{m}$ ;  $\pm 0.132$  và  $\pm 0.131\text{m}$ .

Như vậy, mô hình DTU15MDT là mô hình có mức độ phù hợp nhất đối với vùng biển của Việt Nam và trong bài báo này, nhóm tác giả đã sử dụng mô hình DTU15MDT (Knudsen et al., 2016) có độ phân giải (1'x1') được cung cấp bởi Trung tâm Vũ trụ quốc gia Đan Mạch thuộc Trường Đại học tổng hợp Kỹ thuật Đan Mạch để nội suy các giá trị  $h_{MDT}$ . Các thống kê về số liệu  $h_{MDT}$  trong khu vực nghiên cứu như sau: Giá trị  $h_{MDT}$  lớn nhất là  $+1.159\text{m}$ ; giá trị  $h_{MDT}$  nhỏ nhất là  $+1.088\text{m}$ .

Bảng 1. Kết quả tính giá trị phương sai thực nghiệm và phương sai lý thuyết.

№	$\psi_i$ (°)	Phương sai, m <sup>2</sup>		№	$\psi_i$ (°)	Phương sai, m <sup>2</sup>	
		lý thuyết	thực nghiệm			lý thuyết	thực nghiệm
1	0.000	0.038	0.040	11	1.667	-0.007	-0.010
2	0.167	0.036	0.034	12	1.833	-0.007	-0.012
3	0.333	0.032	0.030	13	2.000	-0.006	-0.012
4	0.500	0.025	0.024	14	2.167	-0.005	-0.012
5	0.667	0.018	0.017	15	2.333	-0.004	-0.012
6	0.833	0.010	0.011	16	2.500	-0.003	-0.012
7	1.000	0.003	0.005	17	2.667	-0.002	-0.010
8	1.167	-0.002	-0.001	18	2.833	-0.001	-0.007
9	1.333	-0.006	-0.006	19	3.000	0.000	-0.003
10	1.500	-0.007	-0.009				

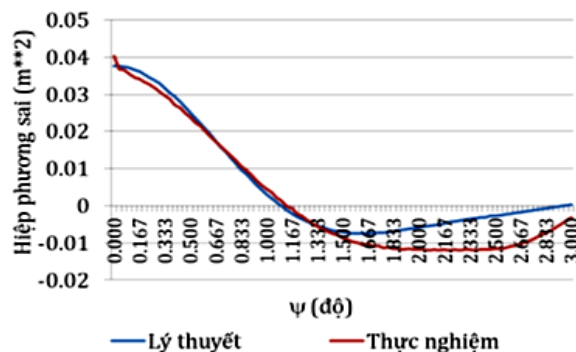
## 3.2. Kết quả xác định dị thường trọng lực

### 3.2.1. Kết quả tính dị thường trọng lực bằng số liệu đo cao vệ tinh Cryosat-2

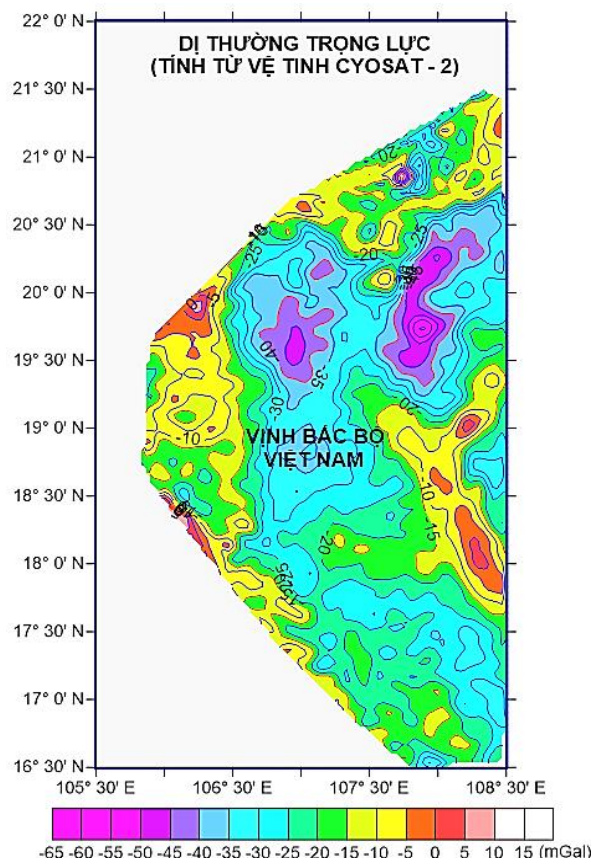
Để tính được các giá trị phương sai thực nghiệm bằng công thức (15), các tham số của hàm

phương sai lý thuyết trong công thức (12), (13), (14) và phần dư dị thường trọng lực bằng công thức (10) chúng ta có thể sử dụng bằng các modul "EmpCov", "Covfit", "Geocol" trong gói phần mềm "GRAVSOF" (Forsberg et al., 2008).

Từ 15705 giá trị phần dư độ cao Geoid nhận được sau khi sử dụng mô hình thế trọng trường



Hình 5. Đồ thị hiệp phương sai thực nghiệm của phần dư độ cao geoid và hàm lý thuyết tương ứng của số liệu đo cao vệ tinh Cryosat-2.



Hình 6. Dị thường trọng lực tính từ số liệu đo cao vệ tinh Cryosat-2 trên vùng biển vịnh Bắc bộ- Việt Nam.



Trái đất EGM2008 để loại bỏ phần bước sóng dài độ cao geoid ( $N_{EGM}$ ), sử dụng mô hình địa hình mặt biển trung bình động học toàn cầu DTU15MDT để loại bỏ độ cao địa hình mặt biển trung bình động học ( $h_{MDT}$ ) và sử dụng phương pháp bình sai điểm giao cắt theo biểu thức (6) để loại bỏ độ cao địa hình mặt biển động học biến đổi theo thời gian ( $h_t$ ).

Nhóm tác giả đã tính phương sai thực nghiệm và làm khớp phương sai thực nghiệm với phương sai lý thuyết để xác định các tham số của hàm phương sai lý thuyết, được thể hiện trong Bảng 1 và Hình 5.

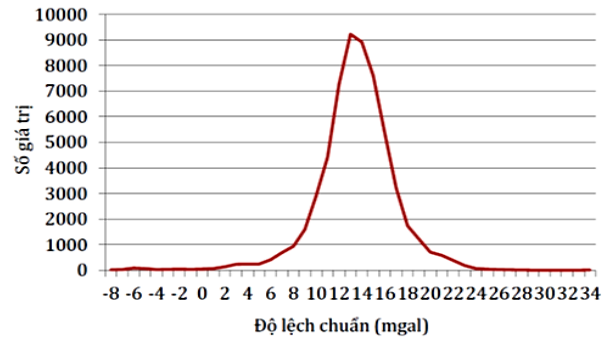
Kết quả các tham số của hàm phương sai lý thuyết nhận được sau làm khớp với phương sai thực nghiệm là:  $N = 235$ ;  $a = 5.0238$ ;  $R_B - R = -999.96m$ ,  $A = 0.02491 (m/s)^4$ , phương sai của dị thường trọng lực là  $17.33 \text{ mgal}^2$ .

Trên cơ sở các tham số của hàm phương sai lý thuyết đã được xác định, tiến hành xác định phần dư dị thường trọng lực bằng công thức (10). Sử dụng mô hình thế trọng trường Trái đất EGM2008 để phục hồi phần bước sóng dài dị thường trọng lực bằng công thức (4). Kết quả xác định dị thường trọng lực chân không trên vùng biển vịnh Bắc bộ- Việt Nam bằng số liệu vệ tinh đo cao Cryosat-2 được biểu diễn ở dạng lưới ô vuông có kích thước  $2' \times 2'$  và thể hiện như hình 6 với các số liệu thống kê như sau: Giá trị dị thường trọng lực lớn nhất là  $+15.062 \text{ mgal}$ , giá trị dị thường trọng lực nhỏ nhất là  $-61.129 \text{ mgal}$  và giá trị dị thường trọng lực trung bình là:  $-22.727 \text{ mgal}$

### 3.2.2. Kết quả so sánh dị thường trọng lực tính từ số liệu đo cao vệ tinh Cryosat-2 với số liệu dị thường đo trực tiếp bằng tàu.

Dị thường trọng lực chân không tính từ số liệu đo cao vệ tinh Cryosat-2 được so sánh với 58989 điểm dị thường trọng lực chân không được đo trực tiếp bằng tàu trong vùng biển vịnh Bắc bộ - Việt Nam. Kết quả so sánh được thống kê tóm tắt ở bảng 2. Độ lệch giữa kết quả dị thường trọng lực tính từ số liệu đo cao vệ tinh Cryosat-2 với số liệu dị thường đo trực tiếp bằng tàu có đồ thị tuân theo luật phân bố chuẩn (Hình 7), tuy nhiên đỉnh của đồ thị lệch về phía phải  $13 \text{ mGal}$ , điều này chứng tỏ trong độ lệch còn chứa sai số hệ thống. Độ lệch chuẩn được đánh giá theo công thức (19).

$$\delta_{\Delta g}^i = \Delta g_i^{shg} - \Delta g_i^{alt} \quad (17)$$



Hình 7. Biểu đồ phân bố độ lệch giữa kết quả dị thường trọng lực tính từ số liệu đo cao vệ tinh Cryosat-2 với 58989 điểm số liệu dị thường trọng lực trực tiếp trên khu vực Vịnh Bắc Bộ - Việt Nam.

Bảng 2. Tóm tắt kết quả so sánh dị thường trọng lực tính từ số liệu đo cao vệ tinh Cryosat-2 với số liệu dị thường đo trực tiếp.

STT	Các chỉ tiêu so sánh	$\Delta g$ (mgal)
1	Độ lệch trung bình $\delta_{\Delta g}^{tb}$	12.99
2	Độ lệch tiêu chuẩn $\sigma_{\Delta g}$	$\pm 3.57$

$$\delta_{\Delta g}^{tb} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \delta_{\Delta g}^i \quad (18)$$

$$\sigma_{\Delta g} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (\delta_{\Delta g}^i - \delta_{\Delta g}^{tb})^2} \quad (19)$$

Trong đó:  $\Delta g_i^{shg}$  - Dị thường đo trực tiếp bằng tàu;  $\Delta g_i^{alt}$  - Dị thường trọng lực tính từ số liệu đo cao vệ tinh.

## 4. Kết luận

Phương pháp xác định dị thường trọng lực bằng số liệu đo cao vệ tinh mà bài báo đưa ra là chặt chẽ về lý thuyết và khả thi trong tính toán thực nghiệm.

Sử dụng số liệu đo cao vệ tinh Cryosat-2 để xác định dị thường trọng lực biển cho vùng biển vịnh Bắc bộ - Việt Nam, độ lệch chuẩn đạt được khi so sánh với 58989 điểm đo trọng lực trực tiếp là:  $\pm 3.57 \text{ mgal}$ . Tuy nhiên trong độ lệch vẫn còn chứa sai số hệ thống.

Để tăng khả năng ứng dụng vào thực tiễn số liệu dị thường trọng lực được xác định bằng số liệu đo cao vệ tinh, cần tiếp tục nghiên cứu tìm ra các giải pháp để nâng cao độ chính xác xác định dị thường trọng lực bằng số liệu đo cao vệ tinh, đặc biệt cho khu vực gần bờ.

**Tài liệu tham khảo**

- Andersen, Ole B, 2010. *The DTU10 gravity field and mean sea surface*. Paper Presented at the Second international symposium of the gravity field of the Earth (IGFS2), Fairbanks, Alaska.
- Andersen, Ole B and Per Knudsen, 2009. The DNSC08 mean sea surface and mean dynamic topography. *J. Geophys. Res.*(114):C11.
- Andersen, Ole B and Per Knudsen, 2010. *The DTU10 mean sea surface and mean dynamic topography-Improvements in the Arctic and coastal zone*. Paper Presented at the Ocean Surface Topography Science Team Meeting, Lisbon, Portugal.
- Andersen, Ole B and Per Knudsen, 2016. *Deriving the DTU15 Global high resolution marine gravity field from satellite altimetry*. Paper Presented at the ESA Living Planet Symposium 2016.
- Andersen, Ole B, Per Knudsen and Philippa AM Berry, 2010. The DNSC08GRA global marine gravity field from double retracked satellite altimetry. *Journal of Geodesy*, 84(3):191-199.
- Andersen, Ole B, et al., 2013. *The DTU13 Global marine gravity field-first evaluation*. Paper Presented at the Ocean Surface Topography Science Team Meeting, Boulder, Colorado.
- Andersen, Ole B, Per Knudsen and Lars Stenseng, 2013. *The DTU13 global mean sea surface from 20 years of satellite altimetry*. Paper Presented at the OSTST Meeting, Boulder, Colo.
- Forsberg, Rene, CC Tscherning and Per Knudsen KMS, 2008. GRAVSOF. *Geodetic Gravity Field Modelling Programs (overview manual)*.
- Hà Minh Hòa, 2015. Nghiên cứu đánh giá các mặt chuẩn mực nước biển (mặt  $20^2$  độ sâu, trung bình và cao nhất) theo các phương pháp trắc địa, hải văn và kiến tạo hiện đại phục vụ xây dựng các công trình và quy hoạch đới bờ Việt Nam trong xu thế biến đổi khí hậu. No. KC.09.19/11-15, Báo cáo tổng hợp kết quả nghiên cứu khoa học và phát triển công nghệ của dự án KC.09.19/11-15.
- Knudsen, Per, Ole B Andersen and Nikolai Maximenko, 2016. *The updated geodetic mean dynamic topography model-DTU15MDT*. Paper Presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts.
- Nguyễn Văn Sáng, 2012. *Xác định dị thường trọng lực cho vùng biển Việt Nam bằng kết quả đo cao vệ tinh*, Luận án tiến sĩ khoa học kỹ thuật. Trường đại học tổng hợp Trắc địa và Bản đồ Matxcova, Liên Bang Nga (tiếng Nga).
- Nguyễn Văn Sáng and Phạm Văn Tuyên, 2016. Xác định độ cao geoid và dị thường trọng lực từ các hệ số hàm điều hòa cầu. *Tạp chí khoa học kỹ thuật Mỏ - Địa Chất*, 53:58 - 62.
- NIMA, 2000. *Department of Defense World Geodetic System 1984* (3 ed.), National Imagery and Mapping Agency, America.
- Pavlis, Nikolaos K, Simon A Holmes, Steve C Kenyon and John K Factor, 2008. An earth gravitational model to degree 2160: EGM2008. *EGU General Assembly*, 10:13-18.
- Rosmorduc, V., et al., 2016. Radar altimetry tutorial. *ESA, Cnes*(1c):313.
- Sansò, Fernando and Michael G Sideris, 2013. *Geoid determination: theory and methods*. Springer Science & Business Media.
- Trịnh Nguyên Tính và nnk, 2012. Điều tra đặc điểm địa chất, địa động lực, khoáng sản, địa chất môi trường và dự báo tai biến địa chất các vùng biển Việt Nam. Báo cáo kết quả dự án.
- Tscherning, C.C and Richard H. Rapp, 1974. Closed covariance expressions for gravity anomalies geoid undulations and deflections of the vertical implied by anomaly degree variance models. Rep 208, Dept of Geod Sci, Ohio State University, Columbus.
- Vermeer, Martin, 2018. *Physical Geodesy*, Helsinki University of Technology.
- VanTuyen, Pham and Nguyen Van Sang, 2016. Assessment of precision of height anomalies and gravity anomalies calculated from the global geopotential models in Vietnam territory, *International Symposium on Geo-Spatial and Mobile Mapping Technologies and Summer School for Mobile Mapping Technology\_GMMT*, ISBN: 978-604-93-8868-2 (pp. 193 - 197). Bach Khoa Publishing House, Vietnam.

## ABSTRACT

### The results of marine gravity anomalies are determined by using Cryosat - 2 altimeter data for the Gulf of Tonkin in Vietnam

Tuyen Van Pham <sup>1</sup>, Sang Van Nguyen <sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Operations Management of Mining Department, Tan Thang Cement Joint Stock Company, Vietnam*

<sup>2</sup> *Faculty of Geomatics and Land Administration, Hanoi University of Mining and Geology, Vietnam.*

The purpose of this paper is to determine the marine gravity anomalies acquired by Cryosat-2 satellite altimeter data for the Gulf of Tonkin in Vietnam. To achieve that purpose, a process of determining marine gravity anomalies from satellite altimeter data has been set up. Sea surface height obtained from satellite altimetry. We need to remove these components: 1. The long-wavelength Geoid height; 2. The mean dynamic topography; 3. The time-varying sea surface topography. We have the residual Geoid heights after removing the above mentioned ingredients. The residual gravity anomalies are determined by the least-squares collocation method. Finally, the long-wavelength gravity anomalies are restored by the Global Geopotential Models. The results of marine gravity anomalies in the Gulf of Tonkin in Vietnam are represented in the form of the grid 2' x 2'. These marine gravity anomalies are also compared to 58989 points of ship-measured. The results compare show that: The Standard deviation between the Cryosat-2 satellite-derived gravity anomalies and ship-measured gravity anomalies are  $\pm 3.57$  mGal.