

# CƠ SỞ KHOA HỌC CỦA VIỆC XÁC ĐỊNH CÁC GIÁ TRỊ DỊ THƯỜNG RTM Ở CÁC KHU VỰC RỪNG NÚI VIỆT NAM

HÀ MINH HOÀ

Viện Khoa học Đo đạc và Bản đồ

## **Tóm tắt:**

Bài báo khoa học này đã luận chứng cho việc sử dụng dị thường RTM để xây dựng CSDL dị thường trọng lực quốc gia đối với đất nước có 3/4 diện tích là các khu vực đồi núi cao như Việt Nam. Bài báo đã chứng minh được rằng khi các hiệu độ cao giữa mặt địa hình thực và mặt địa hình trung bình lớn hơn 23,244 m, các dị thường Faye sẽ chứa trong mình các sai số hệ thống lớn được gây ra bởi các khối lượng vật chất dư thừa nằm giữa mặt địa hình thực và mặt địa hình trung bình, thêm vào đó các khối lượng vật chất dư thừa đặc trưng cho sự tác động của các sóng geoid với các bước sóng trung. Khi nhận mô hình số độ cao độ phân giải 3" x 3" làm mặt địa hình thực và mô hình số độ cao độ phân giải 5' x 5' làm mặt địa hình trung bình, các kết quả nghiên cứu trên các điểm thuộc các khu vực rừng núi hiểm trở từ vùng Tây Bắc dọc theo dãy Trường Sơn cho đến Bắc Tây nguyên trên lãnh thổ Việt Nam có các độ cao lớn hơn 2 km cho thấy các hiệu độ cao giữa mặt địa hình thực và mặt địa hình trung bình đều lớn hơn 23,244 m, thậm trí còn đạt đến vài trăm mét. Điều này cho thấy ở Việt Nam phải sử dụng dị thường RTM để xây dựng CSDL dị thường trọng lực quốc gia. Ngoài ra, trong bài báo đã đưa ra công thức hoàn thiện để tính toán các số hiệu chỉnh RTM.

## **1. Đặt vấn đề**

Bài toán biên hỗn hợp của Trắc địa vật lý theo cách tiếp cận của Molodenxkii M.X., về mặt lý thuyết được giải trên mặt biên là mặt telluroid, nhưng trong thực tế được giải trên mặt vật lý Trái đất (mặt địa hình thực của Trái đất) (Simberov, B.P., 1975; Hofmann-Wellenhof B. and Moritz H., 2005). Trên mặt vật lý Trái đất, các khối lượng vật chất địa hình lồi, lõm tại các khu vực trung du và rừng núi cao xung quanh điểm trọng lực phản ánh sự tác động của các bước sóng ngắn của mặt geoid với các bước sóng ngắn nằm trong khoảng từ 100 m đến 1 km. Do đó trong phạm vi quốc gia thường sử dụng mô hình số độ cao độ phân giải 3" x 3" để tính toán các số hiệu chỉnh Faye với mục đích loại bỏ ảnh hưởng của thành phần có bước sóng khoảng 100 m của mặt geoid trong các giá trị dị thường không khí tự do (Omar Al-Bayari and Abdallah Al-Zoubi, 2007; Hirt, C., S. Claessens, T. Fecher, M. Kuhn, R. Pail, and M. Rexer, 2013). Trong phạm vi toàn cầu, khi xây dựng mô hình trọng trường Trái đất EGM2008 đã sử dụng mô hình số độ cao toàn cầu DTM2006.0 độ phân giải 30" x 30" để tính toán các số hiệu chỉnh Faye với mục đích loại bỏ ảnh hưởng của thành phần có bước sóng ngắn khoảng 1 km của mặt geoid trong các giá trị dị thường không khí tự do (Pavlis, N.K., Factor, J.K., and Holmes, S.A., 2007).

Chúng ta cũng nhấn mạnh thêm rằng các dị thường trọng lực không khí tự do thay đổi tương đối đồng đều tại các khu vực đồng bằng, nhưng thay đổi rất mạnh ở các khu vực đồi núi và rừng núi cao. Trong thực tế dị thường không khí tự do thay đổi theo độ cao địa hình và được xác định theo các dữ liệu đo đạc trọng lực mặt đất và chịu sự tác động mạnh

Ngày nhận bài: 05/02/2018, ngày chuyển phản biện: 08/02/2018, ngày chấp nhận phản biện: 28/02/2018, ngày chấp nhận đăng: 06/3/2018

của các thành phần có các bước ngắn và trung của mặt geoid. Về phần mình độ cao địa hình được xác định dựa trên mặt geoid và chứa trong mình các biên thiên với các bước sóng ngắn và trung của mặt geoid, đặc biệt ở các khu vực rừng núi cao. Các bước sóng trung của mặt geoid có các bước sóng nhỏ nhất nằm trong khoảng 5 – 10 km (Omar Al-Bayari and Abdallah Al-Zoubi, 2007). Tại các khu rừng núi cao (độ cao lớn hơn 1500 m) ảnh hưởng của các bước sóng trung của mặt geoid gây ra các sai số hệ thống trong các giá trị dị thường Faye và làm cho các dị thường này biến thiên rất lớn. Điều này làm cho dị thường Faye không còn là hàm điều hòa (là hàm liên tục, có các đạo hàm các bậc tại mọi điểm trên mặt biên và trong không gian ngoài mặt biên). Trong trường hợp này chúng ta không thể sử dụng các giá trị dị thường Faye để giải quyết bài toán biên hỗn hợp theo cách tiếp cận của Molodenxkii M.X..

Để khắc phục hạn chế này của các giá trị dị thường Faye tại các khu vực rừng núi cao, trong các công trình (Forsberg R. and C.C. Tsherning 1981; Forsberg R., 1984), Forsberg R. và Tsherning C.C. đã đề xuất sử dụng dị thường RTM (Residual Terrain Model) thay cho dị thường Faye. Khi đó thay cho mặt địa hình thực của Trái đất chúng ta sử dụng mặt địa hình trung bình (hay mặt địa hình được làm trơn) của Trái đất, thêm vào đó mặt địa hình trung bình được xác định bởi mô hình số độ cao độ phân giải trung bình. Độ phân giải trung bình của mô hình số độ cao được xác định dựa trên kết quả phân tích địa hình tại các khu vực rừng núi cao. Do các bước sóng trung của mặt geoid có các bước sóng nhỏ nhất nằm trong khoảng 5 – 10 km, nên ở các khu vực rừng núi cao hiểm trở người ta thường sử dụng mô hình số độ cao độ phân giải 5' x 5'. Các giá trị dị thường RTM nhận được từ kết quả hiệu chỉnh các giá trị dị thường Faye tương ứng do ảnh hưởng của các bước sóng trung của mặt geoid và được quy chiếu tiếp theo lên mặt địa hình trung bình.

Theo các tài liệu (Forsberg R., Strykowski G., Iliffe J.C., Ziebart M., Cross P.A., Tsherning C.C., Cruddace P., 2001; Iliffe J.C., Ziebart M., Cross P.A., Forsberg R., Strykowski G., Tsherning C.C., 2003), mô hình geoid OSGM02 của Vương quốc Anh dựa trên CSDL dị thường trọng lực RTM với độ phân giải 1 km x 1 km trên đất liền và các dị thường không khí tự do độ phân giải 5 km x 5 km trên biển. Để xây dựng CSDL dị thường trọng lực RTM đã sử dụng mô hình số độ cao độ phân giải 100 m x 100 m làm mặt địa hình thực, mô hình số độ cao độ phân giải 46 km x 46 km (khoảng 25',5 x 25',5) làm mặt địa hình trung bình.

Mô hình quasigeoid GCG05 của Cộng hòa Liên bang Đức được xây dựng dựa trên CSDL dị thường trọng lực RTM độ phân giải 18" x 18". CSDL dị thường trọng lực RTM chứa khoảng 430.000 giá trị được xây dựng khi sử dụng mô hình số địa hình DTM2006.0 độ phân giải 5' x 5' làm mặt địa hình trung bình và mô hình số độ cao SRTM độ phân giải 3" x 3" làm mặt địa hình thực (Hirt C., 2011). Cộng hòa Liên bang Đức có nhiều vùng núi cao như vùng núi Odenwald với đỉnh cao nhất là Feldberg (độ cao 1493 m), rừng núi Bavaria với các độ cao từ 2440 m đến 2740 m, đỉnh Zugspitze có độ cao đến 2962 m.

Theo các tài liệu (Roman D. R., Y.M. Wang, J. Saleh, X. Li, W. Waickman, 2009; Roman D.R., Y. M. Wang, J. Saleh, X. Li, 2010; Wang Y. M., 2016), khi xây dựng mô hình quasigeoid trọng lực USGG2009 của nước Mỹ, mô hình số độ cao SRTM – DTED1 độ phân giải 3" x 3" được sử dụng để làm mặt địa hình thực và mô hình số độ cao độ phân giải 5' x 5' được sử dụng làm mặt địa hình trung bình.

Trong khi đó, một số quốc gia khác, ví dụ Australia, Ba Lan có địa hình tương đối bằng

phẳng và đã sử dụng các giá trị dị thường Faye để xây dựng cơ sở dữ liệu (CSDL) trọng lực quốc gia. Phần lớn địa hình của Australia chủ yếu là đồng bằng và sa mạc với độ cao trung bình cả nước nhỏ hơn 300 m. Chỉ có cao nguyên ở phía Đông có độ cao từ 300 m đến lớn hơn 2100 m với đỉnh cao nhất là Mt. Kosciusko (độ cao 2228 m). Ba Lan chủ yếu là đồng bằng với độ cao trung bình 173 m và chỉ có 3 % lãnh thổ có độ cao lớn hơn 500 m. Đỉnh núi cao nhất là Mount Rysy (độ cao 2499 m) thuộc vùng núi Carpath. Với đặc điểm địa hình tương đối thấp, ở Australia và Ba Lan đã sử dụng dị thường Faye để xây dựng các CSDL dị thường trọng lực quốc gia (xem các tài liệu Krynski, J., and A. Lyszkowicz, 2006; Featherstone, W.E., Kirby, J.F., Hirt, C., Filmer, M.S., Claessens, S.J., Brown, N., Hu, G., Johnston, G.M., 2011; Godah, W., M. Szelachowska, J. Krynski, 2014; Szelachowska M., 2015).

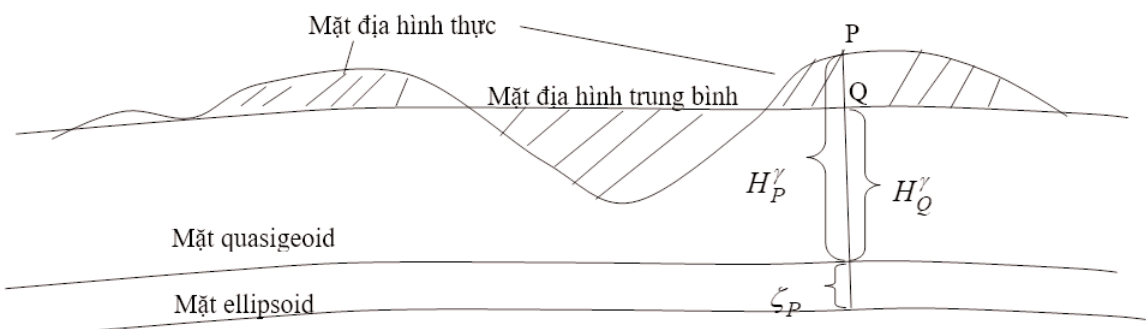
Ở Việt Nam, trong các tài liệu (Hà Minh Hòa, 2014; Hà Minh Hòa, 2016) đã đề xuất sử dụng các giá trị dị thường trọng lực RTM để xây dựng CSDL dị thường trọng lực quốc gia. Trong bài báo khoa học này, chúng ta sẽ luận chứng cho cơ sở khoa học của việc sử dụng các giá trị dị thường trọng lực RTM ở Việt Nam và hoàn thiện phương pháp quy chiếu các giá trị dị thường RTM lên mặt địa hình trung bình.

## 2. Giải quyết vấn đề

Ở một đất nước với 3/4 diện tích là đồi núi và rừng núi cao như Việt Nam, việc phân tích địa hình để luận chứng cho việc sử dụng dị thường RTM trong việc xây dựng CSDL dị thường trọng lực quốc gia là vấn đề rất quan trọng.

Bây giờ chúng ta nghiên cứu mô hình bề mặt Trái đất còn dư trên Hình 1. Điểm trọng lực  $P$  nằm trên mặt địa hình thực của Trái đất. Mặt địa hình trung bình được xác định bởi mô hình số độ cao độ phân giải trung bình tương ứng với các sóng geoid có các bước sóng trung bình.  $Q$  là điểm tương ứng với điểm  $P$  và nằm trên mặt địa hình trung bình.  $H_P^\gamma$  là độ cao chuẩn của điểm  $P$  được xác định từ mô hình số độ cao độ phân giải cao (3" x 3") được sử dụng để xác định mặt địa hình thực.  $H_Q^\gamma$  là độ cao chuẩn của điểm  $Q$  được xác định từ mô hình số độ cao độ phân giải trung bình được sử dụng để xác định mặt địa hình trung bình. Khối lượng vật chất của lớp vỏ Trái đất giữa mặt địa hình thực và mặt địa hình trung bình được gọi là khối lượng vật chất còn dư. (Xem hình 1)

Công thức tính dị thường không khí tự do được trình bày chi tiết trong tài liệu (Hà Minh Hòa, 2016). Phân tích công thức này cho thấy độ chính xác của dị thường không khí tự do chủ yếu phụ thuộc vào vĩ độ trắc địa  $B$  và độ cao chuẩn  $H^\gamma$  của điểm trọng lực. Đối với



Hình 1. Mô hình bề mặt Trái đất còn dư

lãnh thổ Việt Nam, khi sai số trung phương của vĩ độ trắc địa B thỏa mãn yêu cầu ở Bảng 1, thì nó được coi là nhỏ bỏ qua trong đánh giá độ chính xác của dị thường không khí tự do.

Bảng 1

Vĩ độ trắc địa B	$m_B'' <$
80	48",099
160	25",089
240	17",840

Trong thực tế các yêu cầu trên hoàn toàn được đáp ứng. Do đó sai số trung phương của dị thường không khí tự do được đánh giá theo công thức:

$$m_{\Delta g_{kktd}}^2 = m_g^2 + (0,3086 \cdot m_{HY})^2.$$

Khi sử dụng mô hình số độ cao toàn cầu SRTM 3" x 3", chúng ta nhận sai số trung phương của độ cao nhận  $m_{HY} = \pm 5,48 \text{ m}$  (Hà Minh Hòa, Đặng Xuân Thủy, 2017). Với  $m_g = \pm 1 \text{ mGal}$  suy ra đánh giá của sai số trung phương của dị thường không khí tự do ở mức:

$$m_{\Delta g_{kktd}} = \pm 1,965 \text{ mGal}. \tag{1}$$

Sai số trung phương của dị thường trọng lực Faye được đánh giá theo công thức  $m_{\Delta g_F}^2 = m_{\Delta g_{kktd}}^2 + m_{\delta g_F}^2$ , ở đây  $m_{\Delta g_{kktd}}$  - sai số trung phương của dị thường không khí tự do,  $m_{\delta g_F}$  - sai số trung phương của số hiệu chỉnh Faye. Theo nguyên tắc nhỏ bỏ qua, để sai số trung phương  $m_{\Delta g_F}$  của dị thường trọng lực Faye bằng sai số trung phương  $m_{\Delta g_{kktd}}$  của dị thường không khí tự do, sai số trung phương của số hiệu chỉnh Faye được nhận bằng  $m_{\delta g_F} \leq \frac{m_{\Delta g_{kktd}}}{3}$ . Khi đó lưu ý (1) sai số trung phương của số hiệu chỉnh Faye phải thỏa mãn điều kiện  $m_{\delta g_F} \leq 0,655 \text{ mGal}$ . Chúng ta nhận giá trị 0,655 mGal làm hạn sai cho phép của các độ chênh của các số hiệu chỉnh Faye được xác định theo các phương pháp khác nhau. Cuối cùng khi lưu ý (1), sai số trung phương lớn nhất của dị thường trọng lực Faye được đánh giá bằng:

$$m_{\Delta g_F} = \pm \sqrt{(1,965 \text{ mGal})^2 + (0,655 \text{ mGal})^2} = \pm 2,071 \text{ mGal}.$$

Giả thiết rằng tại khu vực nghiên cứu, ảnh hưởng của các sóng geoid có các bước sóng trung rất mạnh, tức khối lượng vật chất còn dư ảnh hưởng lớn đến các giá trị dị thường Faye tại điểm trọng lực P. Khi đó dị thường RTM được xác định theo công thức (Forsberg R., 1984):

$$\Delta g_{RTM} = \Delta g_F + \delta g_{RTM}, \tag{2}$$

ở đây  $\Delta g_F$  - dị thường Faye;  $\delta g_{RTM}$  - số hiệu chỉnh RTM được xác định theo công thức sau:

$$\delta g_{RTM} = 0,1119.(H_Q^\gamma - H_P^\gamma) < mGal >. \quad (3)$$

Khi coi các sai số trung phương  $m_{H_Q^\gamma} = m_{H_P^\gamma} = 5,480 \text{ m}$ , sai số trung phương của số hiệu chỉnh  $\delta g_{RTM}$  (3) được đánh giá bằng:

$$m_{\delta g_{RTM}} = \pm 0,1119.\sqrt{2}.m_{H^\gamma} = \pm 0,867 \text{ mGal}.$$

Như đã trình bày ở trên, mô hình số độ cao độ phân giải trung bình 5' x 5' đặc trưng cho các sóng geoid có các bước sóng trung nhỏ nhất nằm trong khoảng 5 – 10 km. Do đó chúng ta sẽ sử dụng mô hình số độ cao độ phân giải trung bình 5' x 5' là cơ sở để xây dựng mặt địa hình trung bình.

Chúng ta phải trả lời câu hỏi: Trong trường hợp nào thì các sóng geoid có các bước sóng trung là lớn và phải tính đến?. Khi coi gia tốc lực hấp dẫn của khối lượng vật chất địa hình còn dư  $\nabla g_{RTM} = -\delta g_{RTM}$  trong giá trị dị thường Faye chỉ là biến thiên ngẫu nhiên trong dị thường Faye  $\Delta g_F$ , dựa trên khoảng tin cậy của các biến thiên ngẫu nhiên, biến thiên của gia tốc lực hấp dẫn nêu trên không được lớn hơn 3 lần sai số trung phương  $m_{\delta g_{RTM}}$ , tức không được lớn hơn giá trị  $3 \times 0,867 \text{ mGal} = 2,601 \text{ mGal}$ . Trong trường hợp này từ (3) chúng ta thấy rằng hiệu độ cao  $\bar{H}_Q^\gamma - \bar{H}_P^\gamma$  của điểm trọng lực không được lớn hơn  $2,601/0,1119=23,244 \text{ m}$ . Lúc này, khối lượng vật chất còn dư giữa mặt địa hình thực và mặt địa hình trung bình chỉ gây ra các biến thiên ngẫu nhiên trong các giá trị dị thường Faye.

Như vậy, chúng ta có thể kết luận rằng ở các khu vực rừng núi, nếu các hiệu độ cao  $\bar{H}_Q^\gamma - \bar{H}_P^\gamma$  của các điểm trọng lực không lớn hơn 23,244 m, thì chúng ta chỉ cần sử dụng các giá trị dị thường Faye để xây dựng CSDL dị thường trọng lực quốc gia.

Trong trường hợp ngược lại, khi hiệu độ cao  $H_Q^\gamma - H_P^\gamma$  tại điểm trọng lực P lớn hơn 23,244 m tức các biến thiên của gia tốc lực hấp dẫn của khối lượng vật chất còn dư trong các giá trị dị thường Faye lớn hơn 3 lần sai số trung phương  $m_{\delta g_{RTM}}$ , các biến thiên này chính là các sai số hệ thống gây ra các biến thiên lớn trong các giá trị của dị thường Faye. Khi loại bỏ các sai số hệ thống này nhờ các số hiệu chỉnh  $\delta g_{RTM}$  trong công thức (2), chúng ta sẽ nhận được dị thường RTM.

Khi phân tích địa hình các khu vực rừng núi hiểm trở từ vùng Tây Bắc dọc theo dãy Trường Sơn cho đến Bắc Tây nguyên trên lãnh thổ Việt Nam, chúng ta thấy rằng rất nhiều khu vực có độ cao từ 2 km đến trên 3 km. Trong Bảng 2 (số liệu do KS. Đặng Xuân Thủy tính toán) đã trình bày các kết quả tính toán trên 35 điểm đặc trưng có độ cao lớn tại các khu vực nêu trên. Các hiệu độ cao  $H_Q^\gamma - H_P^\gamma$  đều lớn hơn 23,244 m, thậm chí có các giá trị đến hàng trăm mét. Đương nhiên tại các khu vực này, các sóng geoid có các bước sóng trung sẽ ảnh hưởng rất lớn đến các giá trị của dị thường Faye.

Do đó đối với lãnh thổ Việt Nam, một đất nước có 3/4 diện tích là đồi núi và rừng núi

## Nghiên cứu

cao (từ 2 km đến trên 3 km), chúng ta phải sử dụng dị thường RTM để xây dựng CSDL dị thường trọng lực quốc gia.

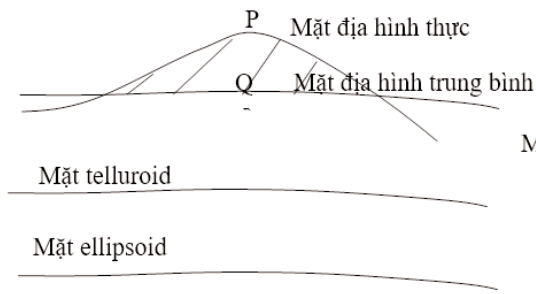
Tiếp theo chúng ta sẽ nghiên cứu phương pháp hoàn thiện công thức tính toán dị thường RTM. Thực tế công thức (2) mới cho phép xác định dị thường RTM trên cơ sở loại bỏ ảnh hưởng của khối lượng vật chất dư thừa đến dị thường Faye. Việc tiếp theo là phải quy chiếu dị thường trọng lực từ mặt địa hình thực xuống mặt địa hình trung bình.

**Bảng 2**

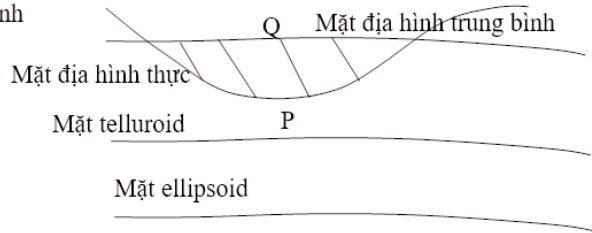
STT điểm	Các tọa độ trắc địa B, L trong hệ WGS-84 quốc tế (đơn vị độ)	Độ cao chuẩn $H_{ref}^Y$ theo DTM 5' x 5' (m)	Độ cao chuẩn $H^Y$ theo DTM 3" x 3" (m)	Hiệu $H_Q^Y - H_P^Y$ (m)
1	22,29291667 103,7945833	2210,472	2833,490	-623,018
2	22,2987500 103,7679167	2296,316	2813,490	-517,174
3	22,3012500 103,7687500	2310,042	2849,200	-539,158
4	22,42708333 103,5970833	2798,436	2830,420	-31,984
5	22,45958333 103,5620833	2530,287	2811,040	-280,753
6	22,50375000 103,5829167	2896,026	2803,010	93,016
7	21,40791667 104,3245833	2619,619	2804,380	-184,761
8	21,43041667 104,3012500	2489,033	2815,270	-326,237
9	21,5687500 104,3045833	2473,041	2807,310	-334,269
10	21,57041667 104,2970833	2473,624	2824,260	-350,636
11	21,57125000 104,2970833	2478,420	2828,060	-349,640
12	21,57291667 104,2962500	2486,838	2820,240	-333,402
13	19,19773674 104,1123942	2166,775	2210,029	-43,254
14	19,20107008 104,1115608	2161,162	2117,883	43,279
15	19,21940341 104,1007275	2192,006	2228,376	-36,37
16	19,62107008 104,5140608	1560,268	2105,741	-545,473

*Nghiên cứu*

17	19,71107008 104,7032275	1732,766	2103,877	-371,111
18	15,00145657 107,940635	2204,344	2259,010	-54,666
19	15,01228991 107,8914683	2224,279	2104,454	119,825
20	15,01812324 107,8598017	2317,357	2101,950	215,407
21	15,02895657 107,878135	2172,577	2130,139	42,438
22	15,05062324 107,8689683	2031,946	2138,091	-106,145
23	15,05395657 107,8714683	2055,453	2287,213	-231,760
24	14,91395657 107,9014683	1768,193	2125,539	-357,346
25	14,92728991 107,8948017	1772,728	2106,046	-333,318
26	14,98062324 107,8839683	2147,661	2112,600	35,061
27	14,99228991 107,8989683	1821,051	2103,866	-382,815
28	14,99645657 107,8989683	1831,189	2112,230	-281,041
29	12,04757919 108,4396558	1675,753	2102,895	-427,142
30	12,08174586 108,6638225	2172,455	2109,514	62,941
31	12,08591252 108,6663225	2186,458	2119,269	67,189
32	12,09257919 108,6613225	2108,217	2217,370	-109,153
33	12,38424586 108,3796558	1800,598	2102,611	-302,013
34	12,39507919 108,4104892	2101,489	2207,852	-106,363
35	12,41174586 108,4338225	2155,614	2270,982	-115,368



Hình 2



Hình 3

Vấn đề nêu trên đã được giải quyết trong tài liệu (Omang O.C.D., Tsherning C.C., Forsberg R., 2012). Để giải quyết vấn đề này, chúng ta cần phân biệt hai trường hợp:

**Trường hợp 1:** Điểm P nằm cao hơn mặt địa hình trung bình (Hình 2).

**Trường hợp 2:** Điểm P nằm thấp hơn mặt địa hình trung bình (Hình 3), tức nằm trong khối lượng vật chất địa hình nhân tạo bên dưới mặt địa hình trung bình.

Trong trường hợp thứ nhất, sau khi loại bỏ khối địa hình giữa mặt địa hình thực và mặt địa hình trung bình theo phương pháp RTM, giữa điểm P và điểm Q là khoảng không khí tự do (xem Hình 2). Do điểm Q nằm thấp hơn điểm P ( $H_Q^{\gamma} < H_P^{\gamma}$ ) và gia tốc lực trọng trường tại điểm Q lớn hơn gia tốc lực trọng trường tại điểm P, nên để chuyển dị thường trọng lực  $\Delta g_P$  từ điểm P xuống điểm Q theo phương pháp tiếp tục xuống dưới nhờ khai triển chuỗi Taylor, chúng ta sử dụng công thức:

$$\Delta g_Q = \Delta g_P + \frac{\partial \gamma}{\partial \rho} \cdot (H_Q^{\gamma} - H_P^{\gamma}), \quad (4)$$

ở đây  $\frac{\partial \Delta \gamma}{\partial \rho} = -0,3086 \text{ mGal/m}$  - gradient đứng của gia tốc lực trọng trường chuẩn điểm P.

Trong trường hợp đang xem xét,  $\Delta g_Q > \Delta g_P$ . Trong trường hợp thứ hai, điểm P nằm trong khối lượng vật chất địa hình nhân tạo bên dưới mặt địa hình trung bình (xem Hình 3). Việc chuyển gia tốc lực trọng trường thực  $g_P$  từ điểm P lên điểm Q theo phương pháp tiếp tục lên trên gặp vấn đề khoa học phức tạp: Gia tốc lực trọng trường nằm trong khối lượng vật chất địa hình sẽ tuân theo phương trình Poisson, tức không phải là hàm điều hòa và hàm giải tích. Tuy nhiên, tài liệu (Omang O.C.D., Tsherning C.C., Forsberg R., 2012) đã sử dụng chứng minh trong tài liệu (Torge W., 2001) rằng đại lượng  $\frac{\partial \Delta g}{\partial n} \approx -\frac{\partial \gamma}{\partial \rho}$  được coi là gradient đứng của dị thường trọng lực, khi các gradients ngang của dị thường trọng lực đều bằng 0. Khi đó, dị thường trọng lực  $\Delta g_Q$  vẫn được tính theo công thức (4). Do trong trường hợp này,  $H_P^{\gamma} < H_Q^{\gamma}$ , nên thành phần thứ hai  $-0,3086 \cdot (H_Q^{\gamma} - H_P^{\gamma})$  ở vế phải của công thức (4) luôn âm, tức  $\Delta g_Q < \Delta g_P$ . Điều này luôn đúng bởi vì sau khi loại bỏ khối lượng vật chất địa hình giữa điểm P trên mặt địa hình thực và điểm Q trên mặt địa hình trung bình, giữa điểm P và điểm Q tồn tại khoảng không khí tự do. Do điểm Q nằm cao



hơn điểm P, nên gia tốc lực trọng trường tại điểm Q nhỏ hơn gia tốc lực trọng trường tại điểm P.

Như vậy, khi lưu ý (4), công thức xác định dị thường trọng trường RTM (2) lưu ý (3), (4) được hoàn thiện ở dạng sau:

$$\begin{aligned}\Delta g_{RTM} &= \Delta g_F + \delta g_{RTM} - 0,3086.(H_Q^\gamma - H_P^\gamma) = \\ &= \Delta g_F - 0,1967.(H_Q^\gamma - H_P^\gamma).\end{aligned}$$

Trong trường hợp xác định dị thường trọng trường RTM từ dị thường Bouguer, chúng ta sử dụng công thức sau:

$$\Delta g_{RTM} = \Delta g_B + 0,3086.H_P^\gamma - 0,1967.H_Q^\gamma.$$

Để kết thúc, chúng ta cũng cần nhấn mạnh rằng trên các đại dương, các sóng trung của mặt geoid có bước sóng khá lớn. Ví dụ, theo các tài liệu (Baudry, N., and K. Kroenke, 1991; Cazenave, A.S., S. Houry, B. Lago, and K. Dominh, 1992), trên Thái Bình Dương các sóng trung của mặt geoid có các bước sóng nằm trong khoảng (400 – 1100) km. Do đó trên các đại dương các sóng trung của mặt geoid thực tế không ảnh hưởng đến các giá trị dị thường không khí tự do trên các điểm đo trọng lực chi tiết.

### 3. Kết luận

Mô hình số độ cao độ phân giải 3" x 3" đặc trưng cho các sóng geoid với các bước sóng ngắn ở mức 100 - 1000 m và được sử dụng làm mặt địa hình thực để tính toán các số hiệu chỉnh Faye ở các khu vực đồi núi và rừng núi cao. Tuy nhiên, ở các vùng núi cao với độ cao địa hình lớn hơn 1500 m, ảnh hưởng của các sóng geoid với các bước sóng trung nhỏ nhất ở mức 5 – 10 km trở nên rất mạnh và gây ra các sai số hệ thống lớn trong các giá trị dị thường Faye. Trong trường hợp này chúng ta bắt buộc phải hiệu chỉnh các giá trị dị thường Faye do các sai số hệ thống nêu trên và nhận được các giá trị dị thường RTM. Trong trường hợp này chúng ta phải sử dụng mô hình số độ cao độ phân giải trung bình làm mặt địa hình trung bình để tính toán các số hiệu chỉnh RTM. Hiệu các độ cao  $H_Q^\gamma - H_P^\gamma$  của điểm trọng lực P trên mặt địa hình thực và điểm Q tương ứng trên mặt địa hình trung bình được sử dụng để đánh giá mức độ biến thiên của dị thường Faye tại điểm trọng lực P do ảnh hưởng của khối lượng vật chất dư thừa giữa mặt địa hình thực và mặt địa hình trung bình tại điểm này, thêm vào đó khối lượng vật chất dư thừa nêu trên đặc trưng cho ảnh hưởng của các sóng geoid với các bước sóng trung. Các kết quả nghiên cứu được trình bày trong bài báo đã xác định được rằng khi hiệu các độ cao  $H_Q^\gamma - H_P^\gamma$  lớn hơn 23,244 m, chúng ta bắt buộc phải sử dụng dị thường RTM thay cho dị thường Faye. Các kết quả thực nghiệm trên các khu vực rừng núi hiểm trở từ vùng Tây Bắc dọc theo dãy Trường Sơn cho đến Bắc Tây nguyên trên lãnh thổ Việt Nam cho thấy tại các điểm có các độ cao lớn hơn 2 km, các hiệu độ cao  $H_Q^\gamma - H_P^\gamma$  đều lớn hơn 23,244 m, thậm chí có các giá trị đến hàng trăm mét. Do đó ở Việt Nam với 3/4 diện tích là các khu vực đồi và núi cao, việc sử dụng các giá trị dị thường RTM để xây dựng CSDL dị thường trọng lực quốc gia, thêm vào đó phải sử dụng mô hình số độ cao độ phân giải trung bình 5' x 5' làm mặt địa hình trung bình./○

**Tài liệu tham khảo**

- [1]. Baudry, N., and K. Kroenke, 1991. Intermediate – wavelength (400 – 600 km), south Pacific geoidal undulations: their relationship to linear volcanic chains. *Earth, Planet. Sci. Lett.*, 102, 430 – 443.
- [2]. Cazenave, A.S., S. Houry, B. Lago, and K. Dominh, 1992. Geosat – derived geoid anomalies at medium wavelength. *J. Geophys. Res.*, 97, 7081 – 7096.
- [3]. Featherstone, W.E., Kirby, J.F., Hirt, C., Filmer, M.S., Claessens, S.J., Brown, N., Hu, G., Johnston, G.M., 2011. The AUSGeoid2009 model of the Australian Height Datum. *Journal of Geodesy* (online first), doi: 10.1007/s00190-010-0422-2.
- [4]. Forsberg, R. and C.C. Tscherning, 1981. The use of height data in gravity field approximation by collocation. *Journal Geophys. Res.*, 86, No.9, pp. 7843 - 7854.
- [5]. Forsberg, R., 1984. A study of terrain reduction, density anomalies and geophysical inversion methods in gravity field modelling. Report 355, 134 p, April 1984, Department of Geodetic Science and Surveying. Ohio State University. Columbus.
- [6]. Forsberg, R., Strykowski, G., Iliffe, J.C., Ziebart, M., Cross, P.A., Tscherning, C.C., Cruddace, P., 2001. OSGM02: A new geoid model of the British Isles. [www.discovery.ucl.ac.uk](http://www.discovery.ucl.ac.uk)>...>UCL.DISCOVERY
- [7]. Godah, W., M. Szelachowska, J. Krynski, 2014. Accuracy assessment of GOCE – based geopotential models and their use for modeling the gravimetric quasigeoid – A case study of Poland. *Geodesy and Cartography*, Vol. 63, No. 1, pp. 3 – 24. Polish Academy of Sciences.
- [8]. Hà Minh Hòa, 2014. Lý thuyết và thực tiễn của Trọng lực trắc địa. Nhà Xuất bản Khoa học và Kỹ thuật, 592 tr., Hà Nội - 2014.
- [9]. Hà Minh Hòa, 2016. Hoàn thiện quy trình xử lý các dữ liệu trọng lực để xây dựng cơ sở dữ liệu dị thường trọng lực quốc gia ở Việt Nam. *Tạp chí Khoa học Đo đạc và Bản đồ*, số 30, tháng 12/2016, tr. 1 - 9.
- [10]. Hà Minh Hòa, Đặng Xuân Thủy, 2017. Đánh giá khả năng sử dụng mô hình số độ cao toàn cầu độ phân giải 1" x 1" trong việc tính toán các số hiệu chỉnh bề mặt đất ở các khu vực rừng núi Việt Nam. *Tạp chí Khoa học Đo đạc và Bản đồ*, số 33, tháng 09/2017, tr. 1 - 10.

- [11]. Hirt, C., 2011. Assessment of EGM2008 over Germany using accurate quasigeoid heights vertical deflections, GCG05 and GPS/leveling. *Zeitschrift geoinformation und landmanagement (zfv)* 136 (3): 138 – 149.
- [12]. Hirt, C., S. Claessens, T. Fecher, M. Kuhn, R. Pail, and M. Rexer, 2013. New ultra-high – resolution picture of Earth's gravity field. *Geophysical Research Letters*, Vol. 40, pp. 1 – 5, doi: 10.1002/grl.50838.
- [13]. Hofmann-Wellenhof B. and Moritz H., 2005. *Physical Geodesy*, 2nd edition, Springer, Wien - New York, ISBN 13: 978-3211335444, 403 p.
- [14]. Iliffe, J.C., Ziebart, M., Cross, P.A., Forsberg, R., Strykowski, G., Tscherning, C.C., 2003. OSGM02: A New model for converting GPS-derived heights to local height datums in Great Britain and Ireland. *Star - Science and Technology of Archeological Research*, Vol. 37, Issue 290, pp. 276 - 293.
- [15]. Krynski, J., and A. Lyszkowicz, 2006. Centimetre Level of Accuracy of Quasigeoid Model in Poland. Symposium of the IAG Subcommission for Europe, European Reference Frame – EUREF 2006, Riga, Litvia, 14 – 17 June 2006.
- [16]. Omang, O.C.D., Tscherning, C.C., Forsberg, R., 2012. Generalizing the Harmonic Reduction Procedure in residual Topographic Modeling. In: VII Hotine - Marussi Symposium on Mathematical Geodesy, International Association of Geodesy Symposia 137, DOI 10.1007/978-3-642-22078-4\_35, Springer - Verlag Berlin Heidelberg 2012, N.Sneeuw et al. (eds), pp. 233 - 238.
- [17]. Omar Al-Bayari and Abdallah Al-Zoubi, 2007. Preliminary study of the Gravimetric Local Geoid Model on Jordan: case study (GeoJordan Model). *Annals of Geophysics*, Vol. 50, N. 3, 387 – 396.
- [18]. Pavlis, N.K., Factor, J.K., and Holmes, S.A., 2007. Terrain - related Gravimetric Quantities Computed for the Next EGM. Proceedings of the 1st International Symposium of the International Gravity Field Service (IGFS), Istanbul, pp. 318-323.
- [19]. Roman, D. R., Y.M. Wang, J. Saleh, X. Li, W. Waickman, 2009. USGG2009 & GEOID09: New geoid height models for surveying/GPS. NOAA's National Geodetic Survey, ACSM – MARLS – UCLS – WFPS Conference 2009, 20 February 2009, Salt Lake City, UT.
- [20]. Roman, D.R., Y. M. Wang, J. Saleh, X. Li, 2010. Geodesy, Geoids, and Vertical Datums: A Perspective from U.S. National Geodetic Survey. FIG Congress 2010, Sydney,

Australia, 11 – 16, April 2010.

(Tiếng Nga).

[21]. Szelachowska, M., Krynsky, J., 2015. GDQM-PL13 – the New Gravimetric Quasigeoid Model for Poland. *Geoinformation Issues*, Vol. 6, No.1 (6), 5 – 19.

[22]. Шимберов, Б. П., 1975. Теория Фигуры Земли. М., Недра, 432 с.

Simberov, B.P., 1975. Lý thuyết Hình dạng Trái đất. Matxcova, Nedra, 325 trg.

[23]. Torge, W., 2001. *Gravimetry*, 3 edn., Walter de Gruyter, New York - Berlin, ISBN-13: 978-3110107029.

[24]. Wang, Y. M., 2016. Geoid determination. Airborne Gravimetry for Geodesy, Summer school, NOAA's National Geodetic Survey. [https://www.ngs.noaa.gov/GRAVD/.../day-3/1YanWang\\_GeoidDetermination.pdf](https://www.ngs.noaa.gov/GRAVD/.../day-3/1YanWang_GeoidDetermination.pdf).○

## Summary

### Scientific base of determination of RTM anomalies in mountainous regions of Vietnam

*Ha Minh Hoa*

*Vietnam Institute of Geodesy and Cartography*

This scientific article proved a base of using RTM anomalies for construction of national gravity anomaly database in country like Vietnam where the mountainous regions occupy 3/4 area. Article shows that then height differences between real topographical surface and average topographical surface vary more than 23,244 m, Faye anomalies have been affected by systematic errors appeared from residual topographical masses between real topographical surface and average topographical surface, additionally residual topographical masses characterize influence of geoid waves with average frequencies. When DTM 3" x 3" is accepted for real topographical surface of the Earth, DTM 5' x 5' – for average topographical surface of the Earth, research result shows that in mountainous regions from northwestern regions along ranges Truong Son to north of Tay Nguyen plateau on territory of Vietnam with heights more than 2 km, height differences between real topographical surface and average topographical surface always are more than 23,244 m, even reach some hundred meters. That shows that in Vietnam national gravity anomaly database can be constructed based on the RTM anomalies.○